

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1979

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

МОСКВА

№ 1, 1979

СОДЕРЖАНИЕ

Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей	3
Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией	22
Поляк Б. Г., Мелекесцев И. В. К оценке геоэнергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг	36
Константиновский А. А. Нижнеленский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы	48
Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива	58
Карапетов С. С. Ранний докембрий и его позиция в структурах юга Средней Азии	64
Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап)	77
Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья	85
Макаров В. И., Шукин Ю. К. Оценка активности скрытых разломов	96
Толкачев А. Е., Фролов Г. И. Опыт применения микроструктурного анализа при расшифровке палеотектонических напряжений	110

Критика и дискуссии

Вистелиус А. Б. Несколько слов о постановке задачи и принципах использования периодограммного анализа	119
---	-----

Рецензии

Бельский В. А., Захаров С. А. О книге В. И. Славина «Тектоника Афганистана»	120
---	-----

Хроника

Совещание рабочей группы проекта МПГК «Глобальная корреляция эпох тектогенеза»	125
--	-----

G E O T E C T O N I C S

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1979

CONTENTS

Markov M. S., Pushcharovsky Yu. M., Tilman S. M., Fedorovsky V. S., Shilo N. A.	
Tectonics of the east of Asia and Far-East seas	3
Zolotarev B. P. Petrology of basalts of the recent ocean relative to their tectonic position	22
Polak B. G., Melekestsev I. V. On estimation of the geoeenergetic effect of the newest volcanism of island arcs	36
Konstantinovsky A. A. The Lower Lena buried massif and some problems of kimberlite distribution in the north-east of the Siberian platform	48
Merzlyakov V. M., Lychagin P. P. On Ordovician volcanites relative to the Kolyma massif problem	58
Karapetov S. S. Early Precambrian and its position in structures of the Middle Asia south	64
Adamiya Sh. A., Shavishvili I. D. Model of the Earth's crust tectonic evolution of the Caucasus and contiguous territories (pre-Alpine stage)	77
Alekseev E. S. The main features and structures of the southern part of the Koryak highland	85
Makarov V. I., Shchukin Yu. K. Evaluation of masked fault activity	96
Tolkachev A. E., Frolov G. I. Experience in application of the microstructural analysis for deciphering the paleotectonic tensions	110

Criticism and discussion

Vistelius A. B. Some words of formulation of the problem and principles of using the periodogram analysis	119
--	-----

Review

Belsky V. A., Zakharov S. A. On the book by Slavin V. I. «Tectonics of Afganistan»	120
---	-----

Chronicles

Meeting of the Working Group on IGCP Project «Global Correlation of Tectogenesis epochs»	125
--	-----

УДК. 24(571.65)

М. С. МАРКОВ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, С. М. ТИЛЬМАН,
В. С. ФЕДОРОВСКИЙ, Н. А. ШИЛО

ТЕКТОНИКА ВОСТОКА АЗИИ И ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ

На востоке Азии в течение обозримой геологической истории имела место сложная геодинамическая обстановка. Здесь выделяются области конструктивного и деструктивного тектогенеза, различающиеся типами осадочных и магматических формаций, структурным планом и металлогенической специализацией. Геосинклинальные площади, в пределах которых происходило и происходит преобразование океанической коры в континентальную, локализовались в переходной зоне между континентальными окраинами и Тихим океаном. Комплексам ранней геосинклинальной стадии отвечают параокеанические формации в отличие от ортоокеанических, свойственных открытым океанам.

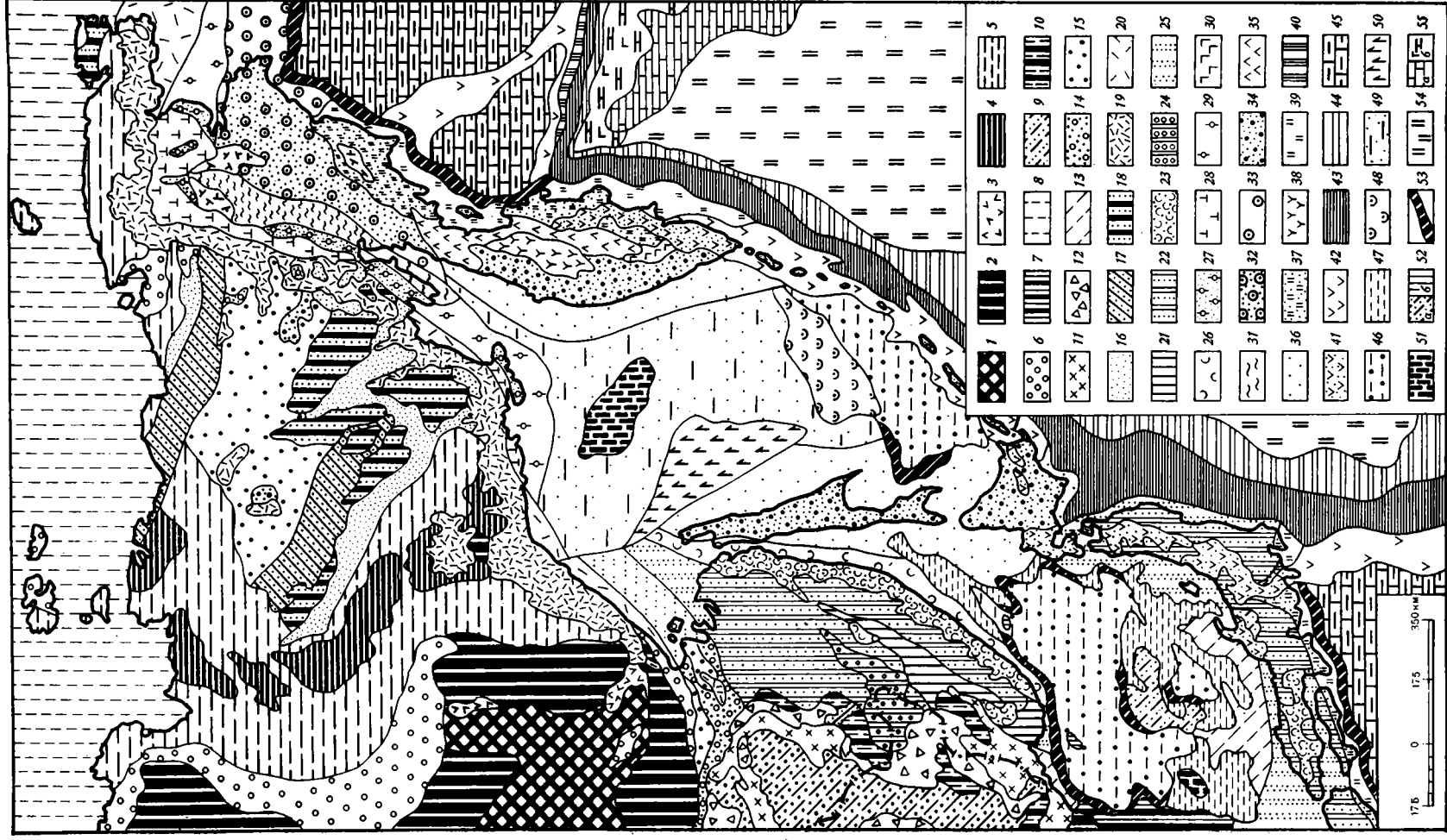
Эпохи образования континентальной коры на рассматриваемой территории коррелируются с карельской, герцинской, невадско-колымской и ларимийской эпохами складчатости. Они каждый раз сопровождались формированием окраинно-материковых вулканических поясов. Обнаруживается совпадение во времени главных эпох образования континентальной коры с этапами становления гранитно-метаморфических слоев и этапами раздвигания и растяжения земной коры.

В статье рассмотрены металлогенические аспекты, вытекающие из новых принципов тектонического районирования.

Тектоника континентальных окраин Востока Азии и дальневосточных морей по-прежнему вызывает большой интерес. Как известно, эта область дает богатейший материал для изучения структурных взаимоотношений континентов и океанов там, где они разделены краевыми морями и островными дугами. В прикладном отношении тектонические построения применительно к рассматриваемой территории прямо связаны с прогнозами месторождений эндогенных, экзогенных и горючих полезных ископаемых. По сути дела каждая обоснованная тектоническая идея рождает и новый подход к прогнозным оценкам минерального сырья.

Структура и тектоническая эволюция Востока Азии и дальневосточных морей в полном объеме и с единых идейных позиций освещались в широко известных публикациях (Тектоническая карта СССР..., 1956; Тектоника Евразии, 1966; Тектоническая карта Евразии, 1966; Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970; Пущаровский, 1972; Тильман, 1973, и др.). Главный принцип, положенный в основу указанных обобщений,— это тектоническое районирование земной коры по возрасту заключительной геосинклинальной складчатости. Последовательный анализ с этих позиций позволил сделать ряд весьма существенных выводов о тектонических процессах в Тихоокеанском поясе, их направленности, связи с магматизмом, о структурном выражении современного геосинклинального процесса и др.

В то же время в этом анализе очень скромное место принадлежало проблеме тектонического преобразования океанической коры в континентальную и вообще условиям зарождения эвгеосинклиналей. Поводом для развития геологических идей в данном направлении послужила статья А. В. Пейве (1969), в которой обосновано представление о том,



что все эвгеосинклинали имеют океаническую природу и что офиолиты континентов представляют собой реликты океанической коры. Отсюда родилось новое содержание учения о стадийности преобразования океанической коры в континентальную в ходе геосинклинального процесса (океаническая, переходная и собственно континентальная стадии) (Пейве и др., 1972). Это в свою очередь создало предпосылки по-иному производить и тектоническое районирование земной поверхности. Сейчас подобные исследования продвинулись уже далеко. В Геологическом институте АН СССР по этому новому принципу (тектоническое районирование производится в соответствии с временем формирования континентальной коры) составлена обзорная Тектоническая карта Северной Евразии в масштабе 1 : 5 000 000 (Пейве и др., 1976). Составлены и некоторые другие тектонические карты, частично уже опубликованные (Тектоническая карта Урала, 1977).

Области с дорифейской континентальной корой: 1 — архейский протометаморфический слой; 2 — участки переработанного в протерозое протометаморфического слоя; 3 — комплексы-показатели становления дорифейской континентальной коры. 4—6 — комплексы последующих этапов развития дорифейской коры: 4 — миогеосинклинальные пологодислоцированные; 5 — то же, складчатые; 6 — комплексы наложенных прогибов и впадин; 7 — дорифейская континентальная кора нерасчлененная под современным шельфом; 8 — комплексы последующего развития дорифейской континентальной коры под современным шельфом. Области с палеозойской континентальной корой: 9 — комплексы грабеновой, океанической и переходной стадий, нерасчлененные; 10 — фрагменты дорифейской континентальной коры; 11 — комплексы-показатели становления палеозойской континентальной коры; 12 — комплексы последующих этапов развития палеозойской континентальной коры; 13 — палеозойская континентальная кора под современным шельфом. Области раскрытия дорифейской континентальной коры с формированием новообразованной континентальной коры к началу позднего мела: 14 — участки с формированием гранитно-метаморфического слоя в позднем палеозое; 15 — участки с формированием гранитно-метаморфического слоя в поздней юре — раннем мелу; 16 — зоны на утоненной дорифейской коре; 17 — рифтовые зоны со вскрытием меланократового фундамента; 18 — фрагменты дорифейской континентальной коры; 19 — комплексы-показатели становления раннемеловой континентальной коры; 20 — то же под современным шельфом. Области с позднемеловой континентальной корой: 21 — палеозойский гранитно-метаморфический слой; 22 — раннемеловой гранитно-метаморфический слой; 23 — комплексы-показатели становления позднемеловой континентальной коры; 24 — комплексы последующих этапов развития позднемеловой континентальной коры; 25 — позднемеловая континентальная кора, нерасчлененная под современным шельфом; 26 — вулканоплутонические ассоциации под современным шельфом. Области с формирующейся континентальной корой: 27 — раннемеловой гранитно-метаморфический слой; 28 — комплексы-показатели становления раннемелового слоя; 29 — раннемеловой гранитно-метаморфический слой под современным шельфом; 30 — палеозойский гранитно-метаморфический слой в аллохтонном (?) залегании; 31 — ранне-позднемеловой гранитно-метаморфический слой; 32 — позднемеловой гранитно-метаморфический слой; 33 — то же под современным шельфом; 34 — палеогеновый гранитно-метаморфический слой; 35 — комплексы-показатели становления палеогенового слоя; 36 — палеогеновый гранитно-метаморфический слой; 37 — миоценовый гранитно-метаморфический слой; 38 — комплексы-показатели становления миоценового слоя; 39 — миоценовый гранитно-метаморфический слой под современным шельфом; 40—45 — участки формирующегося гранитно-метаморфического слоя (современные геосинклинальные системы); 40 — комплексы океанической стадии; 41 — преимущественно известково-щелочные вулканогенные комплексы на суше и островах; 42 — то же на подводных грядках; 43 — осадочные комплексы приостровных склонов желобов; 44 — то же приокеанических склонов; 45 — осадочные комплексы глубоководных котловин краевых морей, отчлененных от океана; 46—53 — зоны разрушения в современных краевых морях: 46 — глубоководные котловины, лишенные гранитно-метаморфического слоя; 47 — зоны с утоненной континентальной корой разного возраста; 48 — кора субокеанического типа на поднятиях; 49 — зоны с утоненным палеогеновым гранитно-метаморфическим слоем; 50 — рифтовые зоны; 51 — фрагменты дорифейской континентальной коры; 52 — фрагменты палеозойской (а) и мезозойской (б) континентальной коры; 53 — зоны резкого выклинивания гранитно-метаморфического слоя; 54 — 55 — области современной океанической коры: 54 — туфогенно-кремнисто-глинистая глубоководная формация; 55 — карбонатная (а), карбонатная и вулканогенная формации, неразделенные (б)

Авторам казалось исключительно интересным и важным создать тектоническую карту по новому принципу для Востока нашей страны, прилежащих морей и островных дуг, поскольку здесь присутствуют как области разновозрастной зрелой континентальной коры (дорифейской, позднепалеозойской, средне- и позднемеловой), так и области, где континентальная кора отсутствует (рисунок). Тем самым открывается возможность проследить всю сложность процессов преобразования земной коры, что существенно с точки зрения металлогенического анализа. Ныне такая карта составлена; масштаб ее 1 : 2 500 000. Западная рамка карты проходит по восточной окраине Сибирской платформы, выходя на Корейский полуостров. Восточная рамка протягивается по северо-западной части Тихого океана от Берингова пролива к поднятию Шатского. Карта составлена на пяти листах; шестой лист занят условными обозначениями. На карте показаны комплексы, слагающие земную кору современного океана, вещественно-структурные комплексы эвгеосинклиналей, в том числе комплексы-индикаторы становления в их пределах континентальных кор, а также комплексы, характеризующие последующие этапы развития континентальных блоков. В отличие от более мелкомасштабной карты Северной Евразии на данной карте предпринята попытка выделить не только области превращения океанической коры в континентальную (конструктивный тектогенез), но и показать, когда и как происходило разрушение континентальной коры или гранитно-метаморфических слоев (тектоническая деструкция).

В совокупности получилась более полная геодинамическая картина, чем в предыдущих исследованиях. В настоящей статье имеется в виду в краткой форме охарактеризовать выделенные на карте тектонические районы и на основе структурного анализа сформулировать некоторые выводы и положения, касающиеся специфики развития северо-западного обрамления Тихого океана.

Карта составлена двумя институтами: Геологическим институтом АН СССР и Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом ДВНЦ АН СССР. В ее авторский коллектив вошли А. А. Александров, С. Г. Бялобжеский, В. В. Иванов, А. М. Лейтес, Е. Н. Меланхолина, Г. Е. Некрасов, Ю. Н. Разницын, И. А. Соловьева, А. Д. Чехов, О. А. Шмидт. В составлении карты также приняли участие Л. Л. Гельман, М. Е. Городинский (СВТГУ), М. Т. Турбин (ДВТГУ), Г. Л. Кириллова (ИТиГ ДВНЦ АН СССР), А. Ф. Марченко, Ю. И. Харченко (КТГУ). Редколлегия карты составляют авторы настоящего сообщения. Пользуемся возможностью принести нашу большую благодарность всему авторскому коллективу за активное творческое участие в выполнении этой сложной работы.

ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ, СФОРМИРОВАВШЕЙСЯ К НАЧАЛУ РИФЕЯ (1,8—1,6 МЛРД. ЛЕТ)

Области с дорифейской континентальной корой охватывают Сибирскую платформу с ее щитами, антеклизмами и плитами, а также Яно-Колымскую, Анюйско-Чукотскую и Восточно-Арктическую миеосинклинальные системы.

Значительная по площади территория Алданского щита (включаящая и Становую зону) сложена архейскими и нижнепротерозойскими образованиями; она представляет собой один из крупнейших массивов дорифейской континентальной коры на материке Евразии, вскрытый на дневной поверхности.

В чрезвычайно длительной истории становления первой континентальной коры, продолжавшейся более 2 млрд. лет, четко различаются два этапа: ранний и поздний (Лейтес, Федоровский, 1977). Ранний этап завершился в конце архея (3,5—3,0 млрд. лет) формированием своеоб-

разной протокоры (протометаморфического слоя), которая по многим признакам отличалась от более молодых континентальных кор. Лишь в течение позднего этапа (3,0—1,8 млрд. лет) в результате интенсивного преобразования протометаморфического слоя (тектоническое скупивание, повторный метаморфизм, гранитизация) возник крупный материковый блок, сравнимый с континентами фанерозоя не только по своим размерам, но и по строению коры, в составе которой появляется мощный гранитный слой.

Каких-либо признаков существования изначальной коры континентального типа, предшествовавшей накоплению архейских серий Алданского щита, неизвестно. Наоборот, везде, где вскрывается основание видимого разреза гранулитовых комплексов Алдана, устанавливаются породы основного состава. Мысль о базитовом ложе архейских серий щита впервые была высказана Н. В. Фроловой (1951); в дальнейшем она была неоднократно подтверждена.

В составе базитового фундамента обособляются две группы пород, с одной стороны, основные и ультраосновные кристаллические сланцы, с другой — анортозиты и габбро-анортозиты. В настоящее время еще недостаточно данных, которые позволяли бы судить о бывших латеральных или вертикальных соотношениях этих групп пород. Вместе с тем ясно, что ко времени накопления архейских серий Алданского щита в строении древнейшей коры, ставшей их фундаментом, уже существовали какие-то вещественные и тектонические латеральные неоднородности, обусловившие различия в составе и строении разрезов архейской осадочно-вулканогенной оболочки. Известно два типа таких разрезов: один (тимптоно-желтулинский) отличается преобладанием основных кристаллосланцев, по составу отвечавшим толентовым базальтам и содержащих подчиненные горизонты мраморов, и другой (иенгрский), который кроме кристаллосланцев по основным вулканитам, составляющих половину его разреза, включает кварциты и глиноземистые кристаллические сланцы.

Мощный и равномерный метаморфизм архейских толщ происходил в термодинамических условиях гранулитовой фации; он сопровождался чарнокитовой гранитизацией и даже появлением крупных массивов аляскитовых гранитов, однако нигде неизвестно вулканоплутонических комплексов этого возраста, которые могли бы свидетельствовать о возникновении здесь зрелой континентальной коры, подобной коре, формировавшейся в геосинклинальных системах фанерозоя. Более того, возникший протометаморфический слой («гранулит-базитовый» слой, по Б. Г. Лутцу, 1975) по своим физическим свойствам и химическому составу соответствовал «базальтовому» слою континентов фанерозоя (Лейтес, Федоровский, 1977).

В течение позднего этапа на территории Восточной Сибири уже четко обособляются материк и океаническая область, аналогичные основным структурам фанерозоя. В океанической области на меланократовом фундаменте происходило формирование преимущественно базальтоидных комплексов океанической стадии (усть-гиллойская серия). В составе усть-гиллойской серии объединены гнейсы и кристаллические сланцы, образованные по породам спилит-диабазовой, граувакковой, железисто-кремнистой, кремнисто-карбонатной формаций, ассоциирующих с габбро-амфиболитами и гипербазитами. Материк того времени (протоконтинент) представлял собой массив протометаморфического слоя, в краевых зонах которого накапливались обломочные и карбонатные толщи. Тектонический режим этих зон был подобен режимам фанерозойских континентальных окраин — шельфам и склонам. Наиболее полные латеральные ряды структур и формаций раннего протерозоя, включающие внутриматериковые прогибы, шельф, склон, островную дугу и океанический бассейн, известны на западе Алданского щита. В контуры нашей

карты попадает его восточная половина, где ряд сохранился лишь фрагментарно. Кроме формаций океанической стадии (усть-гилюйская серия) здесь присутствуют толщи внутренних прогибов (стратиграфические аналоги удоканской серии запада щита), блокированные в грабелях — метапесчаники (в том числе медистые), конгломераты, филлиты, доломиты.

Специфика позднего этапа — гигантские масштабы раннепротерозойского метаморфизма и гранитизации, охвативших протометаморфический слой в пределах южной и восточной окраин Алданского щита (Становая и Батомгская зоны). Почти половину площади Становой зоны занимают массивы автохтонных плагиогранитов и гнейсо-гранитов с характерной для них нормальной щелочностью. Меньшее развитие получили аллохтонные субщелочные существенно калиевые гранитоиды. В целом раннепротерозойский метаморфизм был повторным для области протометаморфического слоя; он привел к возникновению полиметаморфического комплекса. В результате всех этих процессов, происходивших на фоне интенсивного тектонического сжатия, и была сформирована континентальная кора с мощным «гранитным» слоем. Свидетельством ее окончательного становления служат поздние молассы и улканский вулканоплутонический комплекс (вулканические трахибазальтовая и базальт-липаритовая формации, плутонические габбро-гранофировая и гранитоидная щелочная формации), изотопные датировки которого укладываются в интервал 1,9—1,6 млрд. лет.

Особое место в структуре щита принадлежит комплексам рифтогенных шовных прогибов (трогов). Их формирование происходило в самом начале раннего протерозоя, уже после образования протометаморфического слоя, но до накопления его осадочной оболочки.

В строении трогового комплекса участвуют разнообразные вулканы (спилиты, диабазы, кератофиры), обломочные породы (песчаники, кварциты, конгломераты, метаалевролиты), а также железистые кварциты, образующие иногда мощные залежи. Вулканогенно-обломочная и железисто-кремнистая формации трогов, четко линейный характер образованных ими структур и многие другие признаки позволяют сравнивать их с комплексами древнейших зеленокаменных поясов. Вместе с тем примечательно, что каких-либо надежно документированных признаков существования структур сжатия, которые были бы синхронны этапу раскрытия зеленокаменных поясов, не обнаружено. Значение такого всеобщего растяжения, которое по одним оценкам происходило на рубеже 2,8—3,0 млрд. лет, а по другим — около 3,5 млрд. лет назад, исключительно велико, именно с этого момента достоверно устанавливаются все признаки существования механизма формирования континентальной земной коры за счет преобразования коры океанического типа. Этап заложения трогов и накопления троговых комплексов отражал процесс деструкции протометаморфического слоя на Востоке Азии. Он подчеркивает естественный рубеж между археем и протерозоем, иными словами — рубеж между эпохой возникновения протокры и началом формирования континентальной коры фанерозойского типа.

В целом возникший в результате дорифейского тектогенеза крупный Сибирский блок континентальной коры является гетерогенным. Его краевые зоны, испытавшие мощный повторный метаморфизм и гранитизацию в раннем протерозое, приобрели все свойства типичной континентальной коры. В то же время центральная часть Сибирского блока, затронутая повторным метаморфизмом лишь частично, составляет как бы реликтовый массив протометаморфического слоя, окруженный кольцом зрелой континентальной коры.

В Яно-Колымской, Чукотской и Восточно-Арктических системах развиты складчатые и пологодислоцированные рифейско-палеозойские и мезозойские многоэпизодные комплексы, покрывающие дорифей-

ский сиалический субстрат. На всех прежних тектонических картах они изображались цветом мезозой, что было оправдано, ибо тектоническое районирование производилось в соответствии с возрастом главной складчатости. Теперь миогеосинклинальные образования рассматриваются как комплексы последующих этапов развития дорифейской континентальной коры. Они принимают участие в строении различных структурных элементов; однако формационные ряды этих комплексов не очень разнообразны. Местами на поверхность выведены карбонатные и карбонатно-терригенные отложения рифея и палеозоя (до нижнего карбона включительно), но антиклинории и синклинории образованы главным образом верхоянским терригенным комплексом, в составе которого в редких случаях содержатся вулканомиктовые компоненты. Толщи терригенных отложений различной мощности обнажаются в Верхоянье, бассейне Яны, в Аньюском и Чукотском районах, а также на островах Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В Приверхоянском прогибе, в Раучуанской, Ольджойской и в некоторых других впадинах распространены молассоидные отложения, возраст которых датируется поздней юрой — ранним мелом.

В Южном Верхоянье, в Полоусненской, Аньюской и Чаунско-Амгуэмской зонах миогеосинклинальные отложения вмещают гранитные интрузии ранне- и позднемелового возраста, с которыми в парагенетической связи находятся месторождения и рудопроявления золота, олова, вольфрама, полиметаллов и других полезных ископаемых.

Миогеосинклинали представляли собой шельфовые моря на окраинах Восточно-Азиатского дорифейского континента: по отношению к подстилающему их субстрату осадочные отложения принадлежат к плитным образованиям.

Миогеосинклинальные системы характеризуются сквозным развитием. В них неправильно выделять какие-либо комплексы, которые отвечали бы байкалидам или герцинидам и отражали бы цикличность геосинклинального процесса, несмотря на смену формаций на соответствующих рубежах, наличие стратиграфических перерывов, местных несогласий и магматических проявлений. Все эти события не сопровождались качественными преобразованиями дорифейской континентальной коры; они могли быть связаны лишь со слабым растрескиванием коры и, возможно, незначительным ее утонением, как это имело место, например, в девонское время в Сетте-Дабане, Приколымском поднятии и Омолонском массиве, в конце палеозоя и начале триаса в Западном Верхоянье и на Чукотке и т. д.

Позднемезозойская колымская складчатость, гранитоидный магматизм и сиалическая рудная минерализация в миогеосинклинальных системах соответствовали времени формирования континентальной коры в смежных эвгеосинклиналях, и поэтому их можно рассматривать как резонансные явления.

В пределах миогеосинклинальных систем имеются блоки архейских и протерозойских пород, местами покрытые слабодислоцированным осадочно-вулканогенным рифейско-позднеюрским чехлом. Это Охотское, Восточно-Чукотское, Адыча-Альгинское, Средне-Янское и другие им подобные поднятия. Часто они трактовались как срединные массивы. Охотский массив, например, считался тектонотипом данного класса структур (Гринберг, 1968; Тильман и др., 1969). Однако названные тектонические элементы едва ли могут именоваться «срединными массивами», поскольку под ними, как и под обрамляющими их миогеосинклинальными зонами, находится одна и та же зрелая дорифейская континентальная кора. О том, что это именно так, свидетельствует строение разрезов рифейских отложений, в основании которых находятся свиты и толщи, сложенные аркозовым материалом. Под срединными массивами следует понимать только те фрагменты более древней континенталь-

ной коры, которые в силу различных причин и в разное время оказались отторгнутыми в пределы эвгеосинклинальной области. Это могут быть автохтонные или аллохтонные блоки разных размеров и с различными типами строения чехлов.

Что касается соответствующих поднятий, располагающихся в пределах миеосинклинальных систем, то для них термина еще нет.

Итак, области дорифейской складчатости на востоке Азии прошли сложный путь развития, выраженный в последовательном преобразовании протоокеанической коры в континентальную. В дальнейшем дорифейская кора в одних районах оставалась кратонизированной и поверх нее формировались плитные платформенные и миеосинклинальные комплексы, а в других, как будет показано ниже, она подвергалась тектонической деструкции.

ОБЛАСТИ РАСКРЫТИЯ ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ С ФОРМИРОВАНИЕМ НОВООБРАЗОВАННОЙ КОРЫ В КОНЦЕ ПАЛЕОЗОЯ

Структуры Амуро-Зейской и Буреинской зон, Северо-Восточного Китая и Юго-Западного Приморья составляют окончание сложнопостроенного Монголо-Охотского пояса. В той части, где этот пояс охватывается рамками тектонической карты, в палеозое произошло раздробление дорифейского континента, далеко простиравшегося из северных районов Восточной Сибири на юг и юго-запад в пределы Северо-Китайской платформы (Смирнов, 1963). Тектоническая деструкция здесь хорошо распознается по появлению грабеновых фаций, наличию многочисленных фрагментов дорифейской континентальной коры, мозаично-блоковому стилю тектоники, неоднократному проявлению гранитного магматизма и по некоторым другим признакам.

На севере и на востоке Буреинской зоны и в других районах обособляются небольшие блоки, сложенные силурийскими грабеновыми фациями. Например, в долине р. Норы, по данным М. С. Нагибиной (1963, 1969), силур представлен мощной толщей (около 4000 м) пестроцветных пород: зеленовато-серых, розоватых и фиолетово-серых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с подчиненными прослоями туфов, туфопесчаников и покровов диабазовых порфиритов. В основании видимого разреза толщи прослеживается невыдержанный по мощности горизонт брекчий и конгломератов. В бассейне р. Мамын на силурийских отложениях с размывом и несогласием залегают девонские. Они начинаются толщей (800 м) конгломератов, брекчий и аркозовых песчаников, перекрываемых кварцевыми порфирами, фельзитами, вулканическими брекчиями и агломератовыми туфами. Эффузивы и туфы переслаиваются со светлыми желто-бурыми мелкогалечными конгломератами и туфопесчаниками. Мощность вулканогенной толщи 150 м. Выше следует толща (1500 м) песчаников и граувак.

В юго-западном Приморье вскрывается другие разрезы палеозоя. В Хасанской зоне ордовик, силур и нижний девон представлены карбонатно-эффузивной толщей мощностью более 530 м. В Краевской зоне в составе нижнего палеозоя выделяются метаморфизованные основные вулканы, яшмы и известняки. В Гродековской зоне закартирована кордонкинская свита мощностью более 3000 м, в составе которой доминируют порфириты, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, граувакки, туфы и туфобрекчии, алевролиты и песчаники (Геология СССР, т. XXXII, 1969). Судя по этим данным, в рассматриваемых районах имело место более глубокое раскрытие дорифейской континентальной коры, поэтому наряду с формированием комплексов, близких к океаническим, оказались также выведенными на поверхность тела ультрабазитов и габбро, включенные в серпентинитовый меланж.

Более высокие слои палеозойского разреза (девон — нижняя пермь) представлены разными формациями: терригенной, граувакковой, моласоидной, андезит-базальтовой и липаритовой. Это уже комплексы переходной стадии, в составе которых обособляется и нижняя моласса.

Среди фрагментов дорифейской континентальной коры различаются достаточно крупные блоки, которые можно рассматривать как срединные массивы. Это Мамынский, Гонжинский, Хинганский, Ханкайский и др. Одни из них лишены чехла, другие покрыты как пологодислоцированными, так и складчатыми рифейско-палеозойскими отложениями. В указанных фрагментах, как и за их пределами, установлено преддевонское несогласие, зафиксированное внедрением гранитоидных интрузий, размывом, сменой формаций, а в некоторых случаях и изменением структурного плана. Эти факты следует, по-видимому, связывать с ранней фазой сжатия, происходившего во время раскрытия дорифейской континентальной коры в соседних районах.

В юго-западном Приморье отчетливо прослеживается в северо-восточном направлении от г. Владивостока до бассейна р. Иман почти на 400 км краевой позднепалеозойский вулканогенный пояс. Он сложен субаэральными кварцевыми порфирами, фельзитами, порфиритами и их туфами (дунайская, владивостокская, барабашская, погранпетровская и другие свиты и толщи). По флористическим остаткам вулканиты датируются ранне- и позднепермским возрастом (Геология СССР, т. XXXII, 1969). Вулканогенный пояс системой надвигов, сбросов и взбросов отделен от центральной Сихотэ-Алиньской зоны (Главный антиклинорий), в пределах которой уже развиты синхронные вулканитам глубоководные геосинклинальные отложения.

В пределах пояса и рядом с ними выделяется группа небольших впадин, выполненных верхней молассой пермского возраста. Она состоит из аркоз, конгломератов, гравелитов, песчаников, углисто-глинистых сланцев (решетниковская, поспеловская, абрекская, чандалазская, людзянзинская свиты).

Пермские континентальные отложения и вулканиты вмещают гранитные интрузии и все вместе являются прямыми свидетелями становления позднепалеозойской континентальной коры.

Комплексы основания палеозойской коры известны также в Японии в пределах краевого пояса Хида, где вскрыты разрезы метаморфизованных пород, представленных амфиболитами и глаукофановыми сланцами и ассоциирующими с ними габбро и перидотитами. Возраст метаморфизма этих пород (K—Ar-метод по биотиту) равен 320 млн. лет. Они прорываются гранитами Фунацу и перекрываются позднепермской молассой, в которой и обнаружены обломки высокометаморфизованных древних пород. Не исключено, что в этом поясе, как и в южном Приморье, распространены фрагменты дорифейской континентальной коры, представленные гнейсовыми массивами (гнейсы Хида). От остальной части Японии пояс Хида отделен системами крутых надвигов, наклоненных на северо-запад.

ОБЛАСТИ РАСКРЫТИЯ ДОРИФЕЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ С ФОРМИРОВАНИЕМ НОВООБРАЗОВАННОЙ КОРЫ К НАЧАЛУ ПОЗДНЕГО МЕЛА

На Северо-Востоке СССР повторная позднемезозойская континентальная кора была сформирована в Олойской, Алазейской, Илһинь-Таской, Южно-Ануйской, Иньяли-Дебинской, Приомолонской, Гижигинской и других зонах, а на Дальнем Востоке — в Амуро-Охотской зоне.

На Северо-Востоке СССР все перечисленные зоны пространственно сближены друг с другом, хотя и разделены срединными массивами (Омолонским, Балыгичанским, Приколымским), а также палеозойскими

поднятиями (Омулевским и Тас-Хаяхтасским), сложенными многоэпизодными складчатыми комплексами. Имея в виду это обстоятельство, а также общую деструктивную природу перечисленных зон и синхронное формирование повторной континентальной коры в них, мы сочли целесообразным выделить самостоятельную Индигиро-Колымскую область, в противовес Верхояно-Чукотской, где господствовало многоэпизодное осадконакопление.

В зависимости от глубины и времени раскрытия дорифейской континентальной коры, в пределах Индигиро-Колымской области могут быть выделены три типа структур: а) мозаично-блоковые геосинклинальные зоны длительного развития с частичным раскрытием континентальной коры до мантийного субстрата (Алазейская и Олойская); б) линейные геосинклинальные зоны короткого развития с глубиной раскрытия коры до мантийного субстрата (Южно-Анжуйский и, возможно, Илль-Тасский позднемезозойские рифты); в) линейные геосинклинальные зоны короткого развития на утоненной континентальной коре (Иньяли-Дебинская, Приомолонская, Гижигинская и др.).

Алазейская и Олойская зоны образуют единую систему, в пределах которой установлены выходы меланократового фундамента (Алучинский и Бадярихинский блоки). Здесь известны комплексы грабенной стадии (ордовик Рассошинской зоны, девон Олойской зоны). Выделяются комплексы океанической (девон — карбон), переходной (средний триас — неоком) и континентальной (альб — сеноман) стадий. В конце палеозоя и в поздней юре — раннем мелу в Алазейско-Олойской системе образовались участки с гранитно-метаморфическим слоем, комплексами-показателями которых являются нижнемолассовые формации, габбро-плагиогранитные и диорит-гранодиоритовые интрузии. Одновременно в пределах фрагментов дорифейской континентальной коры, вовлеченных в геосинклинальный процесс формировались контрастные вулканические серии и габбро-монзонит-сиенитовые интрузии.

В Южно-Анжуйской и Илль-Тасской рифтогенных зонах изучены разрезы, где видна последовательная смена формаций от базальтовой и кремнисто-вулканогенной, через аспидную и флишевую до молассовой, укладываемых в стратиграфический интервал от поздней юры до го-терива — апта. В Южно-Анжуйской зоне вдоль глубинных надвигов выделены на поверхность ультрабазиты.

В геосинклинальных зонах, возникших на рубеже среднего и позднего палеозоя на утоненной континентальной коре, например в Иньяли-Дебинской, предполагается отсутствие рифейско-палеозойских карбонатных толщ. Разрез начинается с кремнистых и вулканогенных морских позднепалеозойских образований, сменяющихся аспидными, флишевыми и молассовыми формациями триаса — юры. Геосинклинальные толщи вмещают батолиты высокоглиноземистых гранитов.

Анализ структурного положения этих зон, а также слагающих их формаций, дает основание полагать, что Индигиро-Колымская область, взятая в целом, в палеозое и мезозое представляла собой новообразованное краевое море, открывавшееся на восток в сторону Анадырско-Корякской приокеанической геосинклинальной системы. От последней оно отделялось Кони-Тайгоносской островной дугой. В пределах этого краевого моря распознаются аналоги шельфов (чехол срединных массивов), материковых склонов и их подножий (зоны на утоненной континентальной коре), поднятий островных дуг (участки со сформированным гранитно-метаморфическим слоем), междугловых флишевых прогибов, рифтов и других структурно-морфологических элементов.

Приведенные данные в совокупности ставят под сомнение существование когда-либо Колымского срединного массива (Тильман и др., 1975, 1977).

Структурным аналогом Алазейской и Олойской зон является Амуро-Охотская. В пределах последней, по данным Г. М. Кирилловой и М. Т. Турбина, меланократовый фундамент вскрыт в Баладекском блоке и представлен гипербазитами и анортозитами. Местами выявлены небольшие фрагменты с дорифейской континентальной корой, например Шевлинский выступ; различаются комплексы грабеновой, океанической, переходной и континентальной стадий с теми же временными рамками, что и в Олойской зоне. Наличие редких массивов палеозойских габбро-плагиогранитных интрузий и олистостром указывает на возможность локального формирования позднепалеозойского гранитно-метаморфического слоя.

По окраине вновь сформированного континента более чем на 3000 км протягивается Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. На значительном расстоянии от Центральной Чукотки до п-ова Кони пояс разделяет области с раннемеловой и формирующейся континентальной корой. В Аяно-Охотском районе и на Восточной Чукотке пояс, контролируемый глубинными надвигами, наложен на участки с дорифейской континентальной корой. Вулканиды пояса в виде побочных ответвлений проникли в глубь Олойской, Гижигинской, Приомолонской и других зон, где они местами в латеральном направлении переходят в разновозрастные осадочные и осадочно-вулканогенные молассовые отложения, датируемые альбом — сеноманом (чимчемемельская, умкувеемская, омсукчанская и другие свиты).

Таким образом, внешняя зона пояса, в пределах которой развиты контрастные вулканиды и каликатровые гранитоиды, принадлежит к орогенным образованиям, фиксирующим в данном случае повторное становление континентальной коры. Вместе с тем внутри Индигиро-Колымской области и Амуро-Охотской зоны развиты синхронные поясу изолированные поля вулканитов, а также отдельные впадины и прогибы, выполненные верхней угленосной молассой. Это тоже орогенные комплексы, появление которых, как и вулканитов пояса, следует рассматривать в связи с общими процессами становления континентальной коры.

ОБЛАСТИ С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРОЙ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО ВОЗРАСТА

К этим областям принадлежат Сихотэ-Алиньская складчатая система и главный пояс Хонсю Японии. Между ними много общего в строении и истории развития, хотя разделены они впадиной Японского моря. Отделение Японии от Сихотэ-Алиньской системы началось в конце палеогена, после того как уже была сформирована зрелая континентальная кора и образовался Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс.

В Сихотэ-Алиньской системе по крайней мере со среднего палеозоя в линейных глубоких прогибах происходило накопление кремнисто-вулканогенных, граувакковых и флишевых толщ. Исследования А. О. Мазаровича и О. А. Шмидта (данные 1977 года) показали, что в пределах западной части Главного антиклинория Сихотэ-Алиня (район с. Кокшаровка) в нижней части разреза залегает толща (около 1000 м) кремнистых отложений, охарактеризованных конодонтами и радиоляриями среднего палеозоя. Затем выделяется толща, сложенная в основном черными глинистыми сланцами, с прослоями черных кремней и горизонтами олистостромов. В небольшом количестве присутствуют базальты и туфы. Раньше эта толща относилась к карбону, однако не исключено, что она имеет мезозойский возраст (Елисеева и др., 1976).

Характерные разрезы среднего палеозоя (?) (по тем же авторам) известны на южном окончании Сихотэ-Алиньского антиклинория, непосредственно на побережье Японского моря между бухтами Успения и

Киевка. Массивные серпентиниты, заключающие глыбы гипербазитов, габбро и метаморфических сланцев, подстилают здесь аллохтонную пластину, сложенную породами вангоуской серии. В низах ее находятся амфиболизированные габбро, амфиболиты с подчиненным количеством зеленых метаморфических сланцев, мраморов и кремнистых пород, выше которых залегают черные метаморфические сланцы. Общая мощность разреза достигает 1500—2000 м.

Приведенные разрезы показывают, что основание Сихотэ-Алинской системы сложено корой океанического типа.

Позднепалеозойский гранитно-метаморфический слой возник в результате преобразования океанической коры. Его комплексами — показателями являются крупные трещинные тела габбро и плагиогранитов, ориентированные почти параллельно простиранию складчатых, покровных и чешуйчатых структур.

В позднем триасе палеозойский гранитно-метаморфический слой подвергся рифтогенезу и в новообразованных шовных прогибах возобновилось геосинклинальное осадконакопление. Примерами триасово-юрских эвгеосинклинальных серий являются киселевская и джаурская свиты и их аналоги, представленные основными лавами и их туфами, кремнистыми и граувакковыми породами.

С поздней юры и до готерива включительно на большой площади происходило накопление граувакковых, турбидитных, флишевых, терригенных и кремнистых толщ. Формирование раннемелового гранитно-метаморфического слоя зафиксировано накоплением баррем-сеноманской нижней молассы и внедрением габбро-плагиогранитных, диорит-гранодиоритовых и высокоглиноземистых гранитных интрузий (хунгарийский, нижнеамурский, татибинский и другие интрузивные комплексы).

На конец мела и начало палеогена приходится время становления зрелой континентальной коры. Позднемеловой — раннепалеогеновый Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс здесь также занимает окраинноматериковое положение и разделяет области с позднемеловой и формирующейся континентальной корой. Он вмещает мелкие, но многочисленные тела субвулканических интрузий. Молассовые континентальные отложения, стратиграфически близкие вулканитам пояса, выполняют ряд наложенных впадин и прогибов. Они повсюду несогласно залегают на более древних отложениях и сложно чередуются с вулканогенными породами.

Зона внутренней Японии, протягивающаяся к юго-западу от пояса Хида, по формациям, возрасту дислокаций и типам тектонических нарушений хорошо сопоставляется с Сихотэ-Алинем. Здесь распространены средне- и позднепалеозойские офиолитовые и океанические комплексы (зоны Майзуру, Микабу и Куросегава). Они лучше всего изучены в зоне Микабу, где представлены серпентинизированными гипербазитами, габброидами, дайками диабазов, шаровыми лавами, гиалокластитами и граувакками. Все породы подвергались зеленосланцевому и глаукофановому метаморфизму. В зоне Куросегава обнажается типичный меланж с блоками ультрабазитов, силурийских пород, гранатовых амфиболитов и плагиогранитов Митаки. Не исключено, что уже в палеозое в рассматриваемой области стали обособляться системы краевых морей и островных дуг. Последними могли быть зоны Рёке и Куросегава (Kimura et al., 1970).

Ранне- и среднемезозойские образования внутренней зоны Японии (например, группа Якуно в зоне Майзуру) представлены мощными флишеидными и аспидными толщами, накапливавшимися в отдельных прогибах. В раннем мелу формируются морские и континентальные молассы (группа Идзуми). Развитие этой зоны завершается внедрением нормальных гранитов, формированием вулканоплутонических комплексов и верхних моласс позднего мела.

Теоретическое положение о существовании в структуре земной коры крупных областей с незавершенным формированием коры континентального типа составляет одну из наиболее важных новых идей в учении о современных геосинклиналях и геосинклинальной теории вообще. Ранее отмечавшаяся сложная перемежаемость типов земной коры в районах, где континентальные окраины отделены от ложа океана структурным комплексом, образованным глубоководными желобами, островными дугами и краевыми (либо межматериковыми) морями, из эмпирической констатации поднялась до уровня теоретически осмысленной закономерности — важного звена в стадийном процессе преобразования океанической коры в континентальную. Прежде не было сомнений в том, что Корякское нагорье, Камчатка, Сахалин, большая часть Охотского моря и ряд других районов Востока СССР обладают континентальным типом коры, которая может лишь несколько варьировать в мощности. В настоящее время такое суждение было бы ошибочным, поскольку нигде в этих районах нет признаков, устанавливающих присутствие зрелой континентальной коры¹. Все эти зоны лежат в современном геосинклинальном поясе, где наряду с процессом формирования «гранитного» слоя, более или менее далеко зашедшим, может происходить и процесс деструкции земной коры (Пушаровский и др., 1977). Пояс этот находится в подвижном, тектонически активном состоянии. Таким образом, присутствие «гранитного» слоя еще не означает, что мы имеем дело с развитой зрелой континентальной корой, которая только и может быть названа корой континентального типа. В нашем же случае следует говорить о субконтинентальной коре. Принципиально присутствие участков зрелой континентальной коры в современном геосинклинальном поясе возможно. Процессы деструкции могут привести к отрыву кусков материковых блоков и вовлечению их в геосинклинальную зону. И мы с такими случаями столкнемся.

Помимо районов с субконтинентальной корой различного уровня развития и редких фрагментов континентальных блоков в описываемой зоне широко распространены участки с субокеанической корой, также различные по степени развития, и, наконец, если говорить о днищах и приокеанических склонах глубоководных желобов, то и зоны с океаническим типом коры.

В сторону океана области с формирующейся континентальной корой не простираются далее глубоководных желобов, за которыми следуют уже структуры собственно океанского ложа. Со стороны континента рубеж также чрезвычайно отчетливый — это Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алиньский вулканогенные (точнее, вулканоплутонические) пояса. Становление вулканоплутонических поясов на континентальных окраинах — исключительно важный индикатор консолидации и оформления материковых массивов (Моссаковский, 1975). Восточнее упомянутых поясов массивов зрелой континентальной коры за последние 85—70 млн. лет не возникло.

В указанных границах ширина пояса с формирующейся континентальной корой превышает 1000 км, а в средней части Охотского моря она более чем 1500 км. Поскольку в основу тектонического районирования этого пояса не может быть положено время формирования зрелой континентальной коры, его общее структурное расчленение производится в зависимости от времени формирования гранитно-метаморфических слоев. Соответственно выделяются районы, где гранитно-метаморфический слой образовался в конце нижнего карбона (частично Корякское

¹ Напомним, что одним из главных признаков является мощное развитие калиевого гранитоидного магматизма (Пейве и др., 1972, 1976).

нагорье), альб — сеномане (Кони-Тайгоноская зона), сеноне (Центральная часть Корякского нагорья), палеогене (район Охотского моря, включая Сахалин и Западную Камчатку), неогене (Восточная Камчатка, Курилы). Выделяются также районы, где такой слой еще не образовался (глубоководные котловины и желоба).

Обратимся к характеристике главных вещественно-структурных комплексов, существующих в современном поясе формирующейся континентальной коры. Комплексы меланократового фундамента можно видеть в ряде разрезов Корякского нагорья, Камчатки, Сахалина. Такие комплексы несомненно существуют в Курильском глубоководном желобе, в его нижней части, как это следует из аналогии, например, с Марианским желобом (Богданов, 1977) (драгировки здесь пока еще не были в этом отношении эффективными). На суше комплексы меланократового фундамента всюду фрагментарны и находятся в аллохтонном залегании: в желобе — возможны автохтонные образования. В разрезах суши они представлены дунит-гарцбургитами и лерцолитами, пироксенитами, троктолитами, оливиновыми и оливин-пироксеновыми габбро; сверху разреза залегают амфиболовые габброиды и амфиболиты. С ультрабазитами и базитами нередко ассоциируют метаморфические сланцы глаукофан-лавсонитовой фации. В последнее время в качестве пород меланократового основания стали трактоваться габброиды о-ва Шикотан, входящего в группу Малых Курил, где они слагают тектоническую пластину, образовавшуюся в конце мела (Меланхолина, 1978).

Породы меланократового фундамента включены в серпентинитовый меланж, обнаруженный во всех складчатых зонах; гипербазиты иногда выходят в виде протрузий. Различные породы фундамента в виде обломков и глыб встречаются также в олистостромах.

На севере Корякского нагорья в хр. Пекульней в основании офиолитов залегают шпинелевые лерцолиты, шпинель-гранатовые пироксениты и эклогиты; а не дунитовые и гарцбургитовые породы, как в типичных случаях развития океанических офиолитовых серий. Объяснение этому следует искать в том, что породы хр. Пекульней образовались в условиях рифтовой зоны, возникшей в результате раздвига архейских блоков континентальной коры с обнажением подгранулитового мантийного субстрата.

В общем выясняется, что наиболее полные разрезы меланократового фундамента слагают основание палеозойских океанических комплексов (Пенжинский кряж, Усть-Бельские горы). Ниже мезозойских отложений, слагающих, видимо, зоны вторичного растяжения, залегают сильно нарушенные разрезы меланократового фундамента — в них нередко отсутствуют габброидные и пироксенитовые части разрезов. С зонами растяжения древней континентальной коры связан только что упоминавшийся комплекс своеобразных ультраосновных пород хребта Пекульней (Некрасов, 1978).

Следовательно, по своему характеру меланократовое основание рассматриваемой области сходно с верхней мантией и базальтовым слоем земной коры современных океанов (Марков, 1975). Специфичные комплексы хребта Пекульней, видимо, соответствуют верхней мантии дорифейской континентальной коры.

Меланократовый фундамент перекрыт комплексами, сложенными спилитами, базальтами, в том числе щелочными, фтанитами, яшмами, глубоководными карбонатными и обломочными породами, отвечающими ранней стадии геосинклинального развития. В большинстве случаев эти комплексы находятся в тектонических соотношениях с породами основания. В разных районах их возраст различен, изменяясь от раннепалеозойского в Пенжинско-Анадырской зоне Корякского нагорья до раннепалеогенового на Командорах (нижняя часть командорской серии). Значительные мощности таких комплексов и обилие подводных

эффузивов (основного состава) свидетельствуют о повышенной проницаемости земной коры в зонах их образования, что и должно быть неременной чертой ранней стадии геосинклинального развития. Вероятно, такая проницаемость была обусловлена сложной геодинамической обстановкой, характеризующейся сочетанием зон прогибания и растяжения с зонами сжатия, локализованными в пределах периферии океанского ложа. Упомянутые процессы нужно связывать с динамическим взаимодействием континентальных и океанических блоков и, в частности, с их некоторым расхождением в пространстве. Эту раннюю стадию геосинклинального развития сейчас принято называть океанической. На тектонической карте Востока СССР и сопредельных областей соответствующие комплексы обозначены именно этим термином. Однако ясно, что такую стадию нужно отличать от океанической стадии развития земной коры вообще. В нашем случае мы имеем дело с уже существенно преобразованной океанической корой².

В описываемой области существуют и деструктивные структуры, образовавшиеся вследствие утонения или разрыва гранитно-метаморфического слоя. Типичные формы представляют котловины Японского моря, где также развиты формации океанической стадии.

Выше формаций раннегеосинклинальной стадии лежат комплексы, отвечающие главной (зрелой) стадии геосинклинального развития, сложенные продуктами андезитового магматизма, аспидно-граувакковой и флишево-олистостромовой формациями, а местами также образованиями, относящимися к обширному формационному классу нижних моласс. Курильская и Алеутская островные дуги (их позднекайнозойские разрезy) позволяют судить о наиболее типичных условиях образования подобных комплексов в геоантиклинальных структурах; глубоко-водные котловины краевых морей и желоба, а также Курильский междуговой прогиб — о характере комплексов в зонах прогибания. Безусловно существовали и другого рода структурные формы, такие, например, как Западно-Сахалинский прогиб или прогиб Исикари — Румои в Японии и др. Такое разнообразие структурных форм породило сложные формационные ряды как вертикальные, так и горизонтальные. В пределах области незавершенного формирования континентальной коры формации данной стадии встречаются в широком возрастном диапазоне — от позднепалеозойских (Корякское нагорье) до современных.

Поздняя стадия в области незавершенного формирования континентальной коры, как и предыдущая, проявлена неравномерно. В одних районах процессы тектонического скучивания, формирования «гранитного» слоя и нижних моласс зашли очень далеко (Корякское нагорье, Сахалин); в других — о поздней стадии говорить еще слишком рано (структурные комплексы островных дуг). Однако верхняя моласса — один из главных показателей становления континентальной коры — в описываемой области еще не начала формироваться.

Анализ охарактеризованных стадий позволяет видеть картину созидательного процесса развития континентальной земной коры в приокеанической зоне. Но эта картина, как отмечалось выше, осложняется деструктивными явлениями, достигающими большого развития. Об этом можно судить по примерам структур центральной части Японского моря, впадине Дерюгина в Охотском море и др. Интересные данные получены при бурении с корабля «Гломар Челленджер» на западном склоне Японского желоба (рейс 57), где на больших глубинах обнаружены нижнемиоценовые породы, показывающие, что сюда простирались структуры о. Хонсю.

² В основании геосинклинальных разрезов могут находиться образования, отвечающие формациям открытых океанов, однако на рассматриваемой территории они пока почти не изучены.

Здесь упомянуты сравнительно молодые деструктивные процессы, но они проявлялись и раньше, на всех обозримых этапах структурного развития Тихоокеанского пояса. Тем самым геосинклинальное развитие на периферии океана представляется как весьма сложный и противоречиво развивающийся процесс.

Наконец, отметим, что в некоторых районах среди обширных полей распространения «гранитного» слоя того или иного возраста существуют блоки, отторгнутые от массивов древней материковой коры. Так, в северной части Охотского моря, где гранитно-метаморфический слой формировался в палеогене, располагается материковый блок (Северо-Охотский массив), вероятно, с корой дорифейского возраста. В таком же плане нужно рассматривать и блок древних пород Срединного хребта Камчатки, хотя М. С. Марков считает, что это более молодые метаморфические комплексы, связанные с формированием здесь палеозойского гранитного слоя. В Японском море известны фрагменты дорифейской, палеозойской и мезозойской зрелой континентальной коры (Меланхолина, Ковылин, 1976). С геодинамической точки зрения происхождение «отторженцев» материковой коры связывается с категорией деструктивных явлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Как это можно было видеть, на Востоке Азии на протяжении всей обозримой геологической истории существовали геосинклинальные области, характеризующиеся конструктивным и деструктивным тектогенезом. Первые из них отвечают краевым морям и линейным приокеаническим зонам, отшнуровавшимся от океана, вторые — новообразованным краевым морям, возникшим в результате рифтогенеза ранее сформированных континентальных кор или гранитно-метаморфических слоев. Различия между этими классами структур состоят в следующем.

В основании геосинклинального разреза областей с деструктивным начальным этапом часто находятся комплексы-показатели разрыва и раздвига континентальной коры, именуемые обычно «грабеновыми фациями», тогда как формационный ряд в геосинклинальных областях конструктивного плана начинается с океанических комплексов.

Геосинклинальные формации в деструктивных областях обычно содержат продукты размыва сиалических блоков, представленные аркозовым материалом, тогда как формации в областях конструктивного тектогенеза заключают вулканомиктовый материал, сносимый с ближайших островных дуг и подводных поднятий.

Если в областях конструктивного тектогенеза комплексами-показателями становления гранитно-метаморфического слоя являются помимо нижних моласс только или преимущественно габбро-плагиогранитные интрузии, то в деструктивных областях «спектр» интрузивных образований существенно расширяется за счет появления габбро-монзонит-сиенитовых, диорит-гранодиоритовых, высокоглиноземистых гранитных и даже лейкогранитных формаций. Это находит объяснение в том, что в тектоническое скучивание при становлении гранитно-метаморфического слоя вовлекаются различные элементы геосинклинальной области, в том числе и фрагменты древней континентальной коры, которые, как правило, отсутствуют в областях конструктивного развития.

В деструктивных областях латеральные ряды формаций намного более разнообразны, нежели в областях конструктивного тектогенеза, и представлены широкой гаммой от шельфовых до глубоководных комплексов.

Отмеченные различия между сравниваемыми областями, как это будет видно далее, оказываются чрезвычайно важными для выявления их металлогенической специализации.

2. Сопоставление геологических разрезов дна Тихого океана и разрезов, отвечающих ранней стадии развития эвгеосинклиналей, выявляет их существенные различия. Собственно океанические комплексы или формации целесообразно называть «ортоокеаническими» в отличие от «параокеанических», свойственных ранним стадиям развития зон перехода от океана к континенту. Параокеанические комплексы включают спилит-диабазовую, спилит-кератофировую, базальтовую, контрастную вулканогенно-осадочную, кремнисто-вулканогенную, фтанитовую, граувакковую, турбидитную, пелагическую карбонатную, глинисто-сланцевую и другие формации.

Параокеанические комплексы в геосинклинальных областях обладают большими мощностями и характеризуются невыдержанностью состава по латерали. Вулканогенные (иногда даже контрастные) формации замещаются на коротких расстояниях вулканогенно-кремнистыми, а эти последние осадочными. Подобных комплексов в современных океанах не наблюдается. Здесь на базальтовом слое земной коры происходит хемогенное, биогенное и реже терригенное некомпенсированное осадконакопление в сочетании с подводными излияниями основных лав.

В тех деструктивных областях, где раскрытие континентальной коры оказалось не столь глубоким, геосинклинальный процесс начинается с образования кремнистой, аспидной, флишевой, андезит-базальтовой или андезитовой формаций.

3. Эпохи образования континентальной коры на Востоке Азии коррелируются с карельской, позднегерцинской, невадско-колымской и ларамийской эпохами складчатости. Во всех случаях образование континентальной коры было порождено сложным взаимодействием океанической коры с корой континентального типа. В соответствующие эпохи происходило общее горизонтальное сжатие и скучивание гранитно-метаморфических слоев и фрагментов разновозрастной континентальной коры в единые моноклитные материковые массивы.

Одновременно в сопредельных геосинклинальных областях формировался «гранитный» слой. Например, позднепалеозойский континентальной коре отвечает позднепалеозойский слой в Алазейской, Олойской и Амуро-Охотской зонах, в Сихотэ-Алине и Японии, в Корякском нагорье. Среднемеловой коре соответствует слой в Кони-Тайгоносской зоне, в Сихотэ-Алине и в западной части Анадырско-Корякской системы. Время становления позднемеловой — раннепалеогеновой коры коррелируется с соответствующим слоем в Корякском нагорье, на Камчатке и на Сахалине. Таким образом, имело место приращение континентальных блоков и оттеснение площадей геосинклинального осадконакопления в сторону Тихого океана. Горизонтальное сжатие сопровождалось растяжениями и разрывами сплошности земной коры на периферии океана, с которыми так или иначе связывается образование рифтовых зон, деструктивных краевых морей и желобов.

4. Территория Востока Азии характеризуется, как известно, очень широким распространением интрузивных образований, размещающихся в самых разнообразных структурных условиях. Особенно большое значение имеют гранитоиды, связанные с орогенной стадией, а также габбро-плагиогранитные и гранитоидные интрузии ранних стадий развития геосинклиналей.

Преимственность составов сингеосинклинальных интрузивных образований, являющихся свидетелями становления разновозрастных гранитно-метаморфических слоев, обусловила повторяемость во времени и в пространстве примерно одинаковых рудных формаций, что существенно расширяет перспективы обнаружения месторождений в геосинклинальных зонах и вызывает необходимость по-иному, чем это было раньше, подходить к прогнозным оценкам и поискам минерального сырья.

Из многочисленных примеров известно, что с габбро-плагиигранитными, монцонит-сиенитовыми, диорит-гранодиоритовыми и высокоглиноземистыми гранитными интрузиями парагенетически связываются золото-теллуридно-сульфидная, золото-молибден-кварцевая, золото-сульфидная, золото-кварцевая, редкометальная, касситерит-сульфидная и некоторые другие рудные формации. Они обладают фемическо-сиалической металлогенической специализацией и соответствуют определенному тектоническому режиму. Поэтому возникает настоятельная необходимость выявлять и картировать участки и площади с разновозрастным становлением гранитно-метаморфического слоя, сосредоточив в их пределах поиски месторождений указанных типов полезных ископаемых.

Позднеорогенные интрузии и вулканоплутонические пояса, отвечающие континентальной стадии, приобретают уже другую — салическую рудную специализацию. Она накладывается на предыдущие рудноформационные ряды и в целом расширяет спектр разнообразных полезных ископаемых. Среди рудных формаций этой стадии развиты золото-кварцевая, золото-серебряная, касситерит-силикатная, касситерит-кварцевая, ртутная, полиметаллическая и др. Оруденение локализуется вблизи плутонов и контролируется продольными, поперечными и кольцевыми разломами, к которым в свою очередь приурочены полосы гидротермально измененных пород.

С другой стороны, оруденение, связанное с породами меланократового фундамента, обладает исключительно фемическим профилем и представлено месторождениями и рудопроявлениями железа, хрома, меди, никеля, золота, платины, алмазов и других соответствующих полезных ископаемых. Рудоконцентрирующими объектами являются протяженные зоны серпентинитового меланжа, протрузии гипербазитов, зоны листенизации, образовавшиеся по ультрабазитам, и т. п.

Таким образом, преобразование океанической коры в континентальную сопровождалось эволюцией рудного вещества от глубинного мантийного (или фемического) до корового (или салического).

Такая вертикальная рудная зональность отчетливо проявляется в областях конструктивного тектогенеза. Что касается деструктивных областей, то помимо вертикальной обнаруживается еще и латеральная зональность на различных стратиграфических уровнях, соответствующих времени становления гранитно-метаморфических слоев. Латеральная зональность здесь связана с существованием срединных массивов. Срединные массивы, обладающие сформированной континентальной корой, характеризуются рудными формациями сиалического профиля, но в то же время они могут нести признаки, свойственные прилегающим геосинклинальным зонам. Созданная тектоническая карта призвана дать импульс металлогеническому анализу с новых позиций.

Литература

- Богданов Н. А. Офиолиты континентов и дна океана. — Геотектоника, 1977, № 1. Геология СССР, т. XXXII, ч. I. «Недра», 1969.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — Геотектоника, 1977, № 1.
- Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Меланхолина Е. Н., Ковылин В. М. Тектоническое строение Японского моря. — Геотектоника, 1976, № 4.
- Меланхолина Е. Н. Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда). — Геотектоника, 1978, № 3.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии. М., «Наука», 1975.

- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.
- Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во ВИНТИ АН СССР, 1969.
- Некрасов Г. Е. Новые данные о тектоническом строении хр. Пекульней (левобережье р. Анадырь).— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. М., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Смирнов А. М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом.— Тр. ГИН ДВФ СО АН СССР. Сер. геол., т. 8, 1963.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5 000 000. М., 1966.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных областей. М-б 1 : 5 000 000. М., 1956.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1 : 10 000 000. М., 1970.
- Тектоническая карта Урала. М-б 1 : 1 000 000. М., 1977.
- Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николиевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР. М-б 1 : 2 500 000).— Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1969, вып. 33. Магадан.
- Тильман С. М., Бялобжецкий С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутского гос. ун-та, сер. геол., т. 5, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Kitura T., Yoshida S., Toyohara F. Paleogeography and earth movements of Japan in the late Permian to early Yurassic stage.— J. Fac. Sci. Tokyo Univ., sec. II, 1970, v. 19, No. 2.

Геологический институт
АН СССР
СВКНИИ ДВНЦ
АН СССР

Статья поступила
17 мая 1978 г.

УДК 551.24.22 + 551.24.23 + 551.26.037

Б. П. ЗОЛОТАРЕВ

ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНА В СВЯЗИ С ИХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИЕЙ

Рассмотрен химизм базальтов, развитых в срединно-океанических хребтах, сводовых и глыбовых поднятиях, а также в островных дугах. Установлено, что помимо различных форм проявления вулканизма в названных структурах он резко различается по своему химизму. Эти отличия заключаются в различной степени дифференцированности вулканических комплексов, различного содержания титана, алюминия, магния, щелочных элементов и соответственно их нормированных отношений.

Сделан вывод о том, что магматические расплавы, из которых формируются базальты срединно-океанических хребтов, океанических поднятий (сводовых и глыбовых) и островных дуг, генерируются за счет селективного плавления мантийного вещества на разных глубинных уровнях. Механизм отделения расплавов — метаморфогенная сегрегация. Все многообразие вулканических пород, развитых в океане, обязано своим происхождением различным петрогенетическим процессам, кристаллизационному фракционированию, ликвации, селективной контаминации и их комбинациям.

Развитие теории тектоники плит, зародившейся в рамках геологии океанов в 60-х годах, привело к интенсивному и всестороннему изучению геологического строения дна океанов. В эти годы было установлено сходство разреза океанической коры с разрезом офиолитов складчатых зон континентов (Пейве, 1969; Пейве и др., 1977). Вместе с тем стало ясно, что концепция спрединга океанического дна в ее классическом выражении (Deitz, 1961; Le Pichon, 1968) не в состоянии объяснить некоторые особенности геологического строения отдельных структурных зон океана. Так, с этих позиций не ясно, почему в одних случаях ложе океана обрамлено активными окраинами (островными дугами), а в других случаях они отсутствуют. Исходя из этой концепции также трудно объяснить наличие дислокаций сжатия в офиолитах Срединно-Атлантического хребта (Пейве, 1975) и тектоническую деструкцию некоторых частей окраин Атлантического океана, связанную с растяжением океанического дна (Пушаровский, 1978). А. В. Пейве (1977) высказано предположение о том, что блоки океанической коры имеют столь же сложную геологическую историю, что и блоки континентальной коры. Они испытывают большие дифференцированные горизонтальные и вертикальные перемещения. В разных участках одного блока океанической коры одновременно может происходить растяжение и сжатие. В различных блоках коры эти тектонические процессы могут быть одновременными. Материалы глубоководного бурения показывают, что геологическая история дна современного океана чрезвычайно сложна и она несомненно запечатлена не только в его тектонических структурах, но и в особенностях состава вулканических пород, приуроченных к разным структурным зонам. Сейчас было бы неправильным говорить о химизме базальтов современного океана обобщенно. Необходима систематизация петрохимических данных по группам вулканических пород, развитых в различных тектонических структурах океана.

По современным представлениям (Пушаровский, 1972, 1978) ложе океана подразделяется на две главных категории тектонических образований: океанические подвижные пояса (система срединно-океанических хребтов) и талассогены. Большую часть талассогенов по площади составляют океанические плиты (глубоководные котловины), которые осложнены различного рода поднятиями (глыбовыми, линейно-глыбовыми, сводовыми и сводово-вулканическими). Весьма небольшую часть талассогена, объем которой пока определить трудно, составляют микроконтиненты.

Срединно-океанические хребты представляют собой пологие валы трансокеанической протяженности и характеризуются тектонической активностью и широко развитым вулканизмом. Океаническим плитам свойственны относительная тектоническая стабильность и слабая вулканическая активность. Внутриокеанические поднятия имеют различную протяженность и характеризуются разномасштабными проявлениями вулканизма и тектонической активности. Наиболее крупные из них сводовые. В ряде случаев они венчаются вулканическими островами или системами островов. В зонах перехода от океана к континенту, в активных окраинах океана, развиты особые структуры — системы островных дуг. Этим структурам свойственны широко развитый вулканизм и тектоническая активность. Поднятия и океанические плиты сформированы на коре океанического типа, в составе которой отсутствует «гранитный» слой. Следует однако отметить, что ее мощность и строение непостоянны. Островные дуги принадлежат области с корой сложного, «мозаичного» строения. Здесь в различных зонах выделяются участки с корой океанического, субокеанического и субконтинентального типов.

В этой статье будут рассмотрены вулканические серии срединно-океанических хребтов, сводовых и глыбовых поднятий и островных дуг. Вулканы океанических плит из рассмотрения опущены из-за недостаточности материала для петрохимического анализа.

В основу исследования были положены каменные материалы, собранные автором на Курильских островах (Кунашир, Симушир, Парамушир), в Тихом океане во время 14-го рейса НИС «Д. Менделеев» (Восточно-Тихоокеанское поднятие, поднятие Сала-и-Гомес, Галапагосский архипелаг, о. Кокос, Гавайские острова), а также в 45-м и 49-м рейсах американского бурового судна «Гломар Челленджер» (Срединно-Атлантический хребет от 22° с. ш. до 64° с. ш., скважины 395, 395А, 396, 407, 408, 409, 410, 410А, 411, 412, 412А, 413). По этим материалам было выполнено 550 полных силикатных анализов. Анализы выполнялись в химико-аналитических лабораториях Геологического института АН СССР, ИМГРЭ МГ СССР и Киевского государственного университета. Кроме того, были использованы следующие литературные материалы: по Атлантическому океану — F. Aumento (1970) — 70 анализов; по Тихому океану — A. R. McBirney, H. Williams (1969), G. A. Macdonald (1968) — 230 анализов; по Индийскому океану — A. Poldervaart, J. Green (1965), J. R. Cann, F. J. Vine (1966), R. Hekinian (1968), R. L. Fisher, C. G. Engel, T. W. Hilde (1968) — 48 анализов; по островным дугам — Н. Купо (1966), К. Оно (1962) — 980 анализов. Все химические анализы были подразделены на три массива, соответствующих трем главным геолого-структурным зонам океана. Массив срединно-океанических хребтов составляет 350 анализов (230 оригинальных), сводовых и глыбовых поднятий — 350 (120 оригинальных), островных дуг — 1230 (250 оригинальных).

Все последующие рассуждения основаны на статистическом подходе к анализу химизма рассматриваемых групп базальтоидов. Такой подход обусловлен тем, что при современном состоянии изученности пород,

слагающих океаническое дно, невозможно определить объемные доли их петрографических разностей. Одним из способов познания в таком случае является метод индукции, заключающийся в распространении выводов, полученных для частных явлений на более обширные, общие категории (Крамбейн, Грейбилл, 1969). Конечно, эти выводы характеризуются некоторой неопределенностью. Однако при большом количестве анализов эта неопределенность сводится к минимуму.

Каждый из выделенных нами массивов был подразделен на основе вариационных диаграмм, предложенных Х. Куно (Kuno, 1966), на три

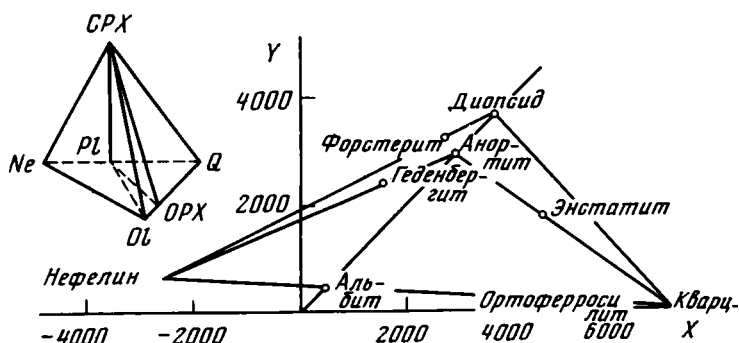


Рис. 1. Тетраэдр нормативного минерального состава базальтовых серий и его проекция на плоскость. Ne — нефелин, CPX — клинопироксен, Q — кварц, OPX — ортопироксен, Ol — оливин, Pl — плаггиоклаз, $Y = 6Ca + 2Mg + Al$, $X = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$

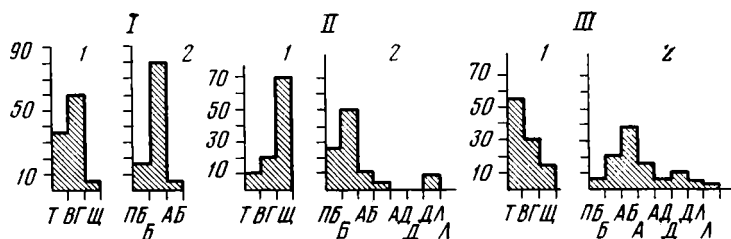


Рис. 2. Гистограммы соотношения вулканических серий и степени дифференцированности базальтоидов различных структурных зон океана: I — срединно-океанические хребты, II — глыбовые поднятия, III — островные дуги. 1 — соотношение вулканических серий: т — толентовая, вг — высокоглиноземистая, щ — щелочная оливин-базальтовая; 2 — соотношение дифференциатов: ПБ — пикритовые базальты, АБ — андезито-базальты, Б — базальты, А — андезиты, АД — андезито-дациты, ДЛ — дацит-липариты, Л — липариты

серии: толентовую, высокоглиноземистую и щелочную оливин-базальтовую. Однако этим сериям не следует придавать петрогенетического толкования, предложенного Х. Куно. Их следует понимать как вариационные петрохимические группы пород, возникающие при реализации расплава и характеризующиеся вполне определенным интервалом содержания щелочных элементов в зависимости от кремнекислотности. Таким образом, в каждом из вулканогенных комплексов различных геолого-структурных зон были определены объемные доли трех условных вулканических серий, которые показаны в виде гистограмм. Затем каждый комплекс был подразделен на дифференциаты по классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. На основе этих данных также построены гистограммы.

В связи с тем, что базальтоиды срединно-океанических хребтов слабо дифференцированы и укладываются в рамках классификации Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в пикритовые базальты, базальты и андезито-базальты, нами для удобства сравнений в остальных геолого-структурных зо-

нах при вычислении средних составов использовались химические анализы лишь этих трех типов пород. Вариации химического состава базальтоидов охарактеризованы средним квадратическим отклонением и двухкомпонентными вариационными диаграммами. Корреляционные отношения между главными порообразующими элементами определялись по двухкомпонентным вариационным диаграммам: $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—MgO}$, FeO—MgO , $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$, $\text{K}_2\text{O—TiO}_2$. Кроме того, некоторые петрохимические коэффициенты показаны на диаграммах В. Готтини (Gottini, 1970), Л. В. Дмитриева (Дмитриев и др., (1972) и Х. Де Ла Роша и Ж. Летьерье (De La Roche, Letterier, 1973). Последняя диаграмма построена на основе преобразования нормативного тетраэдра Г. С. Иодера и К. Э. Тилли (1965) в интегральную двухкомпонентную диаграмму. Х. Де Ла Рошем и Ж. Летьерье (1973) по существу было обосновано получение плоской проекции тетраэдра, где «критическая плоскость» тетраэдра, отделяющая щелочную оливин-базальтовую серию от толеитовой и высокоглиноземистой, преобразована в прямую (рис. 1). Функциональное выражение этой прямой, являющейся дискриминантной функцией, следующее: $F=4\text{Si—Al—}2(\text{Mg+Fe})\text{—}6\text{Ca—}11(\text{Na+K})$. Оно было получено при решении системы трех линейных уравнений, отвечающих формульным составам вершин «критической плоскости». Представив биссектрису в виде дискриминантной функции, а оси координат в качестве ее параметров, были найдены числовые значения каждого из параметров, при которых функция принимает нулевые значения. Параметры функции выражены в миллиатом-граммах на 100 г породы. Таким образом, рассматриваемая диаграмма позволяет, минуя пересчеты на нормативные составы, анализировать степень и направленность дифференциации различных базальтовых серий.

ПЕТРОХИМИЯ

В петрологической литературе сложилось представление о том, что вулканические породы срединно-океанических хребтов принадлежат к недифференцированной толеитовой серии (Энгель, Энгель, 1968). Базальтоиды сводовых и глыбовых поднятий по этим представлениям относятся к дифференцированным толеитовой и щелочной оливин-базальтовой сериям (Macdonall, 1968), а породы островных дуг представлены тремя дифференцированными сериями: толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой (Купо, 1966).

На рис. 2 приведены гистограммы соотношений вулканических серий и степени дифференцированности пород срединно-океанических хребтов, сводовых и глыбовых поднятий и островных дуг, которые в значительной мере меняют сложившиеся представления. Как видно из этих гистограмм, вулканические породы всех рассматриваемых структурных зон океана подразделяются на три петрохимических серии: толеитовую, высокоглиноземистую и щелочную оливин-базальтовую. Причем условное объемное соотношение этих серий резко различно. Среди базальтоидов срединно-океанических хребтов преобладают высокоглиноземистая и толеитовая серии, в сводовых и глыбовых поднятиях — щелочная оливин — базальтовая, а в островных дугах — толеитовая и высокоглиноземистая серии. Вулканические породы срединно-океанических хребтов слабо дифференцированы по кремнекислотности: от пикритового базальта до андезито-базальта. В них резко преобладают базальты (рис. 2, III, 2). Соотношение дифференциатов базальтоидов сводовых и глыбовых поднятий свидетельствует о том, что в этих структурах развиты контрастно-дифференцированные вулканические серии. Характер распределения дифференциатов двумодальный. Моды отвечают базальтам и дацито-липаритам (рис. 2, II, 2). В островных дугах развиты непрерывно дифференцированные базальтоиды. Характер распределения

дифференциатов двумодальный. Моды соответствуют андезито-базальтам и дацитам. Преобладают андезито-базальты (рис. 2, III, 2).

Из рассмотренного материала следует, что соотношение вулканических серий и степень дифференцированности базальтоидов, развитых в разных структурных зонах океана, различны и коррелируются в первом приближении с типом земной коры в районе проявления вулканизма.

Соотношения между FeO и MgO во всех рассматриваемых вулканических комплексах связаны прямой корреляционной зависимостью. Однако эти комплексы достаточно четко различаются по уровням, концентрации MgO. Наиболее магнезиальными являются базальты, развитые в срединно-океанических хребтах, наименее магнезиальны дифференциро-

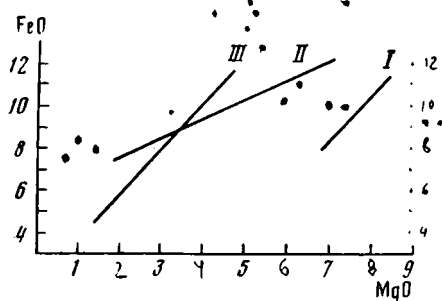


Рис. 3

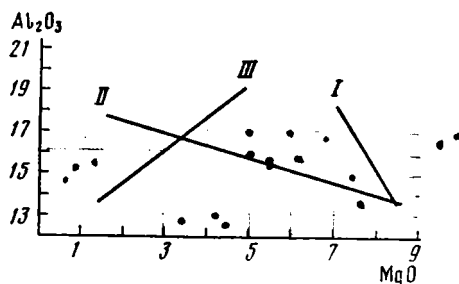


Рис. 4

Рис. 3. Вариационная диаграмма FeO—MgO. I — океанические хребты, II — глыбовые поднятия, III — островные дуги

Рис. 4. Вариационная диаграмма Al₂O₃—MgO. Условные обозначения те же, что на рис. 3

ванные базальтоиды островных дуг. Вулканиды сводовых и глыбовых поднятий занимают промежуточное положение (рис. 3). По соотношению Al₂O₃ и MgO базальтоиды срединно-океанических хребтов, сводовых и глыбовых поднятий и островных дуг также резко различаются между собой. В вулканитах первых двух комплексов эти элементы связаны обратной корреляционной зависимостью, в то время как для базальтоидов островных дуг характерна прямая зависимость (рис. 4). Корреляционные соотношения K₂O—TiO₂ в вулканитах всех трех рассматриваемых структур различны. При этом для базальтоидов сводовых и глыбовых поднятий характерно наличие двух трендов соотношения этих элементов. Одна ветвь, с более высокими уровнями концентраций K₂O и Al₂O₃, свойственна щелочному типу дифференциации, другая, с более низкими уровнями концентраций этих элементов — толеитовому типу дифференциации (рис. 5, 6). Развитие толеитовых серий в океанических поднятиях всегда предшествует проявлению щелочного вулканизма. Как видно из этих диаграмм, толеитовые серии сводовых и глыбовых поднятий резко отличаются от толеитовых серий других структурных зон океана значительно более высокими концентрациями TiO₂ и несколько более высокими содержаниями K₂O. Условная глиноземистость и содержания титана отражены на диаграмме В. Готтини (Gottini, 1970). По этим параметрам вулканические породы трех рассматриваемых структурных зон океана также различны (рис. 7).

Анализ интегральных петрохимических диаграмм Х. Де Ля Роша и Ж. Латерье показал, что базальтоиды срединно-океанических хребтов, сводовых и глыбовых поднятий и островных дуг различны между собой по степени и характеру дифференцированности. Во всех случаях четко описываются три поля, которые соответствуют толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной оливин-базальтовой петрохимическим сериям (рис. 8—10). Однако вулканические породы островных дуг в отличие от пород двух других структур значительно более сильно дифференциро-

ваны. Характерно, что поля толеитовой и высокоглиноземистой серий во всех рассматриваемых структурных зонах сближены между собой и в какой-то мере перекрываются. Степень и направление дифференциации этих серий также сходны между собой. По-видимому, в данном случае в петрогенетическом смысле можно говорить о едином первичном высокоглиноземистом толеитовом расплаве, реализация которого приводит к образованию пород с достаточно широкими вариациями в содержании алюминия и щелочных элементов. Щелочная оливин-базальтовая серия резко различается как по степени, так и по направлению дифференциации, особенно на начальных этапах этого процесса, в случае его гомодромной последовательности. Предельно кислые дифференциаты в случае их возникновения в рассматриваемых сериях характеризуются близкими химическими свойствами.

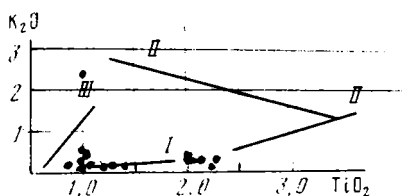


Рис. 5

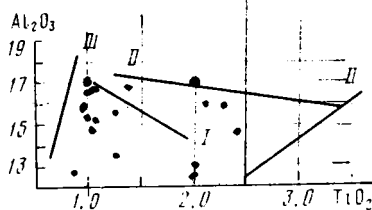


Рис. 6

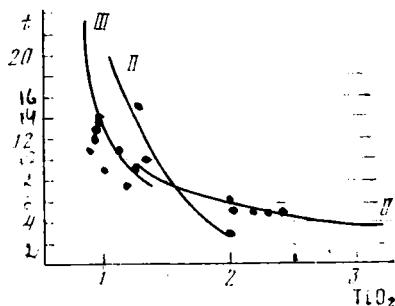


Рис. 7

Рис. 5. Вариационная диаграмма K_2O-TiO_2 . Условные обозначения те же, что на рис. 3

Рис. 6. Вариационная диаграмма $Al_2O_3-TiO_2$. Условные обозначения те же, что на рис. 3

Рис. 7. Диаграмма В. Готтини.

$$t = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2},$$

остальные обозначения те же, что на рис. 3

Подводя итоги рассмотрения петрохимических особенностей базальтоидов, развитых в различных структурных зонах океана, необходимо отметить следующее. Вулканические породы срединно-океанических хребтов представлены недифференцированными или слабо дифференцированными сериями, сформированными за счет подводных трещинных излияний. Петрохимически эти породы характеризуются низкими содержаниями щелочных элементов, как правило, средними концентрациями титана и относительно высокими содержаниями магния. Для них характерно высокое отношение Na_2O/K_2O , достигающее 17. Базальтоиды сводовых и глыбовых поднятий сформированы за счет многоэтапного проявления вулканизма. На начальных этапах подводного, преимущественно трещинного вулканизма, развивались слабо дифференцированные толеитовые серии с тенденцией к контрастному типу дифференциации. Эти толеиты характеризуются высоким содержанием титана и достаточно высоким отношением Na_2O/K_2O , как правило, не превышающим 6. На заключительных этапах развития вулканизма сводовых и глыбовых поднятий интенсивно проявляется наземный дифференцированный щелочной вулканизм, характеризующийся высокими концентрациями титана и низким соотношением Na_2O/K_2O (не более 2,5). Вулканы островных дуг образованы при наземных извержениях центрального и трещинного типов и представлены дифференцированными сериями. Они в среднем характеризуются низкими содержаниями титана, магния, щелочных элементов и средней величиной отношения Na_2O/K_2O (около 4).

Средний химический состав базальтов различных структурных зон океана, вес. %

Компонент	1		2		3		4		5	
	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S	$\bar{X}$	S
SiO ₂	48,9	1,00	49,1	1,11	48,5	1,22	49,4	1,83	51,0	1,52
TiO ₂	1,4	0,32	1,5	0,38	1,6	0,42	3,0	0,69	0,9	0,22
Al ₂ O ₃	16,7	1,21	16,8	1,18	16,6	1,20	14,8	1,98	17,9	1,68
Fe ₂ O ₃	3,4	0,82	2,8	0,48	2,9	0,42	4,6	1,70	4,2	1,95
FeO	7,2	1,00	6,9	0,98	7,0	1,10	7,3	1,79	6,2	1,61
MnO	0,16	0,05	0,17	0,06	0,16	0,05	0,15	0,06	0,2	0,05
MgO	7,9	1,50	7,7	1,42	7,6	1,48	5,0	1,99	5,0	1,32
CaO	11,2	0,95	10,9	1,01	11,6	0,88	9,0	1,58	9,8	1,21
Na ₂ O	2,8	0,28	3,0	0,30	3,1	0,42	4,4	0,78	2,9	0,41
K ₂ O	0,17	0,12	0,18	0,09	0,2	0,11	1,8	0,50	0,8	0,38
FeO*/MgO	1,3	—	1,2	—	1,3	—	2,3	—	2,1	—
Na ₂ O+K ₂ O	3,1	—	3,1	—	3,3	—	6,2	—	3,7	—
Na ₂ O/K ₂ O	16,5	—	16,7	—	16,5	—	2,5	—	3,6	—
n	220	—	48	—	55	—	180	—	520	—

Примечание. В состав выборок вошли анализы пикритовых базальтов, базальтов и андезитов-базальтов. 1—Срединно-Атлантический хребет, 2—Срединные хребты Индийского океана, 3—Восточно-Тихоокеанское поднятие, 4—сводовые и глыбовые поднятия, 5—островные дуги, n—число анализов, $\bar{X}$ —среднее арифметическое, S—среднее квадратичное отклонение.

Таким образом, информативными петрогенными элементами для базальтов, развитых в различных структурных зонах океана, являются титан, магний, щелочные элементы и их соотношения (табл. 1).

Средние содержания редких элементов в вулканических породах различных структурных зон океана неодинаковы. Базальтоиды сводовых и глыбовых поднятий характеризуются максимальными концентрациями хрома, никеля, меди, стронция, циркония и элементов редкоземельной группы (табл. 2). По концентрациям некоторых элементов вулкани-

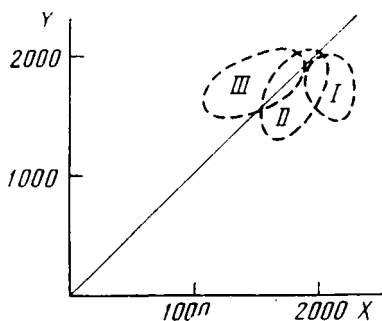


Рис. 8

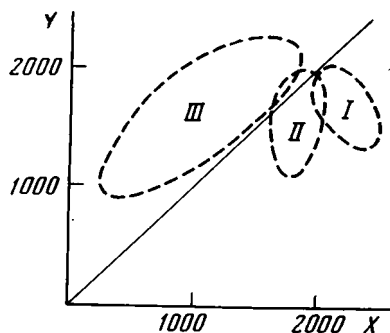


Рис. 9

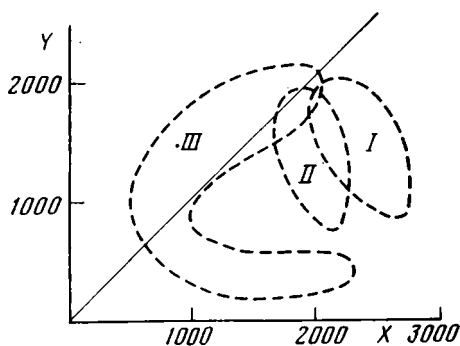


Рис. 10

Рис. 8. Диаграмма X. Де Ля Роша для вулканических пород срединно-океанических хребтов. $Y = 6Ca + 2Mg + Al$, $X = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$. I — толеитовая серия, II — высокоглиноземистая серия, III — щелочная оливин-базальтовая серия

Рис. 9. Диаграмма X. Де Ля Роша для вулканических пород глыбовых поднятий. Условные обозначения те же, что на рис. 8

Рис. 10. Диаграмма X. Де Ля Роша для вулканических пород островных дуг. Условные обозначения те же, что на рис. 8

Средние содержания редких элементов в вулканических породах различных структурных зон океана, г/т

Элементы	Океаниче- ские хребты	Глыбовые и сводовые поднятия	Островные дуги	Элементы	Океаниче- ские хребты	Глыбовые и сводовые поднятия	Островные дуги
Cr	280	370	30	Li	8	10	20
Co	45	46	15	Ba	190	260	435
Ni	106	168	20	Ga	20	17	33
V	370	350	180	Zr	120	410	70
Se	45	40	20	Yb	8	11	1,4
Cu	96	148	30	Y	60	82	20
Sr	150	360	270				

ческие породы океанических хребтов близки к базальтоидам глыбовых поднятий. Практически по всем элементам породы этих двух структурных зон океана резко отличаются от пород островных дуг.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Какие же выводы можно сделать, обсуждая изложенный материал? Прежде всего обращает на себя внимание существенное различие по петрохимическим характеристикам и содержаниям редких элементов, вулканических пород срединно-океанических хребтов, глыбовых поднятий и островных дуг. Здесь, видимо, можно говорить о неодинаковом строении верхней мантии и о различии в химическом составе первичных магм рассматриваемых структурных зон океана. Причина этих различий прежде всего заключается в разных глубинных уровнях генерации первичных магм, а также в неодинаковой степени селективной контаминации этих магм, обусловленных различными мощностями и типами строения коры в районах проявления вулканизма.

Сейсмологические наблюдения показывают, что в районах срединно-океанических хребтов фиксируются мелкофокусные землетрясения с глубиной очагов, расположенных в пределах 10—30 км.

Глубина очагов землетрясений под океаническими поднятиями несколько большая и лежит в интервале 40—80 км. Островные дуги характеризуются максимальной глубиной очагов землетрясений, достигающих нескольких сот километров. По данным глубинного сейсмического зондирования, примерно на таких же уровнях, в соответствующих структурных зонах океана, отмечаются зоны разуплотнения мантийного вещества. Под островными дугами зафиксировано несколько зон разуплотнения мантийного вещества, расположенных на разных глубинных уровнях, начиная от 300, кончая 40—60 км. Отсюда можно предположить, что зоны генерации магмы под срединно-океаническими хребтами расположены на глубинах 10—30 км, под глыбовыми поднятиями — на глубинах 40—80 км, а под островными дугами — на 100—300 км (Фарберов, 1974). Кроме того, под островными дугами, по-видимому, имеются промежуточные магматические камеры, расположенные на глубинах 40—60 км (Федотов, 1974).

Естественно, что химизм первичного расплава должен зависеть от состава первичного вещества мантии, слагающего уровень генерации магмы. По сложившимся представлениям верхняя мантия характеризуется неоднородностью состава как в латеральном, так и в вертикальном направлении (Лутц, 1974; Соболев, 1974; Соболев и др., 1973). Судя по пространственной распространенности ксенолитов, содержащихся в различных вулканических породах (кимберлиты, щелочные базальты, андезито-базальты), в строении верхней мантии под континентами принимают участие экологиты, альпинотипные ультрабазиты и их пироповые

и пироп-шпинелевые разности. Под океанами верхняя мантия сложена породами ультраосновного состава, практически не содержащими пирропа. И в том, и в другом случае вертикальная неоднородность мантии обусловлена различной устойчивостью при высоких параметрах ($T-P$) минеральных парагенезисов, слагающих мантийное вещество. Таким образом, вертикальная и латеральная неоднородности в составе вещества верхней мантии должны обусловить геохимическую специфику первичных расплавов, возникающих на различных глубинных уровнях в различных геолого-структурных зонах.

Каков же механизм возникновения первичных базальтовых расплавов? Сплошное плавление мантийного субстрата на глубинах генерации базальтовых магм невозможно, ибо $T-P$ -условия, господствующие на этих глубинных уровнях мантии, отвечают условиям солидного состояния ультрабазитового вещества мантии (Шейнманн, 1968; Грин, 1973). Следовательно, для возникновения расплава необходимы экстремальные $P-T$ -условия — либо резкое увеличение температуры, либо многократное снижение давления. И то, и другое в условиях мантии мало вероятно.

А. П. Виноградов и А. А. Ярошевский (1965) предложили механизм зонного плавления в качестве универсального процесса возникновения магматических расплавов. Однако его реализация в природных условиях чрезвычайно затруднена из-за необходимости многократного прохождения зоны плавления по колонне первичного субстрата.

Большинство петрологических работ последнего десятилетия постулирует селективное плавление как инициальный процесс магмообразования. Однако и на этом пути встречается ряд серьезных затруднений. На главное из них обратил внимание Ю. М. Шейнманн (1968). По его мнению, почти во всех случаях магма является продуктом частичного плавления вещества. «Подобное плавление, — писал Ю. М. Шейнманн, — создает внутри твердого вещества капли или пленки жидкости. Первые могут образоваться, если плавится целиком какой-либо из минералов, создающих материнскую породу; вторые, — когда легкоплавкие части выделяются так, что остается на месте часть зерна (тугоплавкие соединения) и это остаточное зерно обволакивается жидкой пленкой. Вероятней всего, при плавлении любой горной породы жидкость выделяется обоими путями и в результате имеются как капельные включения, так и очень тонкие пленки жидкости». Отделение жидкости возможно только двумя путями: отсадкой кристаллов или фильтр-прессингом. Оба эти механизма осуществимы лишь при условии преобладания жидкой фазы над кристаллической. Далее Ю. М. Шейнманн писал: «Вопрос об условиях, при которых возможно выдавливание малых количеств жидкости, еще требует выяснения, хотя возможность такого выдавливания в определенных условиях кажется весьма вероятной. На это указывают и геологические наблюдения в кристаллических породах. Если бы выдавливание было невозможно, не могли бы появиться небольшие мигматитовые жилки в кристаллических сланцах или гранофировые жилы и участки в телах основных пород». Конечно, представить себе отделение жидкой фазы от кристаллической за счет выдавливания в условиях гидростатического давления чрезвычайно трудно. В. А. Кутолин (1977) для объяснения процесса отделения магматических расплавов, возникших в условиях мантии за счет селективного плавления, предложил механизм, названный им динамометаморфической сегрегацией. Суть этого механизма заключается в диффузионном перемещении мельчайших капелек расплава в кристаллической среде под влиянием градиентов температуры и давления, а также электромагнитного и гравитационного полей Земли. Ведущим процессом при этом является коалесценция капель расплава, которая в значительной мере определяется наличием равновесных и неравновесных вакансий в кристаллах. К факторам, спо-

собствующим диффузии жидкой фазы в кристаллах и ее коалесценции, в первую очередь следует отнести дефекты Френкеля и Шоттки, а также винтовые дислокации, которые, по мнению Ф. Гордона Смита (1968), чрезвычайно широко распространены в кристаллах. Таким образом, предложенный В. А. Кутониным механизм динамометаморфической сегрегации магматических расплавов наиболее вероятен с позиций современных представлений физической геохимии и является физико-химическим развитием интуитивных представлений Ю. М. Шейнманна.

Показателем процессов глубинной эволюции первичной магмы является степень и направленность дифференцированности той или иной

вулканической серии. В срединно-океанических хребтах, как было показано выше, развиты слабо дифференцированные по кремнекислотности серии, среди которых преобладают афировые разности. В этих зонах локально распространены совместно афировые и порфировые базальты. Среди последних преобладают плагиоклаз-оливиновые. Значительно реже встречаются плагиоклаз-оливин-пироксеновые разности. Изучение различных вариационных диаграмм в случаях, когда в одном разрезе развиты афировые и порфировые породы, показало, что выделенные структурно-петрографические типы базальтов различаются по химическому составу. Наиболее сильные различия существуют между афировыми и порфировыми базальтами. Афировые базальты характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 , TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O и более низкими концентрациями Al_2O_3 и CaO по сравнению с порфировыми базальтами (Zolotarev, Choporov, 1978). Установленная разница в химическом составе афировых и порфировых базальтов может быть объяснена с позиции фракционирования порообразующих элементов в процессе накопления порфировых вкрапленников плагиоклаза, оливина и клинопироксена в протоматматическую стадию.

Отсутствие дискретности на всех вариационных диаграммах и некоторое перекрытие фигуративных точек составов различных структурно-петрографических типов базальтов является подтверждением высказанного предположения. Заниженная величина отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ при более высокой общей щелочности афировых базальтов объясняется большей скоростью накопления K_2O в этих породах в процессе первичной магматической дифференциации, связанной с протоматматической кристаллизацией фенокristов и накоплением их в порфировых разностях базальтов. Тем более, что общеизвестен факт накопления калия в вулканических стеклах базальтового состава.

На двухкомпонентной диаграмме, построенной в координатах $[\text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)] - [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ и предложенной Л. В. Дмитриевым и др. (1972), базальты и перидотиты срединно-океанических хребтов занимают два поля с комплементарными составами. Афировые и порфировые базальты, образуя одно компактное поле, занимают различные его участки. При этом первый тип пород расположен на диаграмме ближе к перидотитам (рис. 11). Возможно,

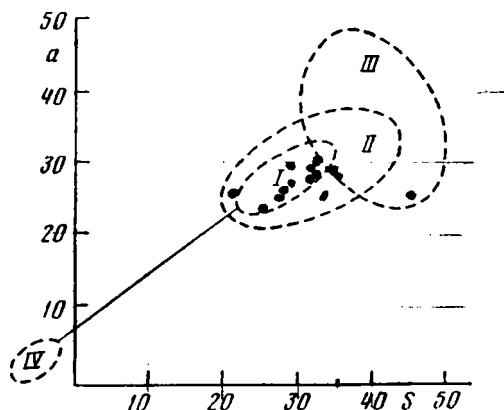


Рис. 11. Диаграмма Л. В. Дмитриева. $a = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $S = \text{SiO}_2 - (\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MnO})$

I — срединно-океанические хребты, II — глыбовые поднятия, III — островные дуги, IV — поле океанических ультрабазитов

эта особенность может быть объяснена тем, что первичный расплав, возникший за счет первичного плавления мантийных перидотитов, был ближе по своему составу к афировым базальтам. В таком случае порфировые базальты можно расценивать как дифференциаты этого расплава, возникшие в результате кристаллизационной дифференциации.

Интерпретация результатов плавления оливиновых толентов из Срединно-Атлантического хребта позволила Т. Фуджии (Fudjii et al., 1978) прийти к выводу о том, что они произошли за счет селективного плавления плагиоклазового лерцолита на глубине 25 км. Их излияние происходило при температуре 1215°С. Другие разновидности базальтов (порфировые плагиоклаз-оливиновые и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые) могли возникнуть вследствие кристаллизационной дифференциации. Эти выводы основаны на изучении T — P -условий кристаллизации порфировых вкрапленников, вязкости расплава, скорости флотации плагиоклаза и погружения оливина.

Таким образом, весь рассмотренный эмпирический материал по петрохимии находится в соответствии с экспериментальными данными и не противоречит предположению о ведущей роли фракционирования кристаллов при дифференциации первичных базальтовых расплавов в процессе фракционирования вулканических пород срединно-океанических хребтов.

Однако этот механизм дифференциации единого базальтового расплава, широко распространенный в зонах срединно-океанических хребтов, не является для них всеобъемлющим. В срединно-океанических хребтах известны участки, где развиты преимущественно афировые базальты. Естественно, что в этих участках хребтов роль фракционирования кристаллов в процессе дифференциации магмы ничтожна. Но тем не менее в некоторых из них развиты базальты, в значительной мере отличающиеся по своему химизму от среднестатистического петрохимического типа базальтов срединно-океанических хребтов. Так, наиболее древние из известных — базальты хр. Рейкьянес — близки по составу к эффузивам Исландии, в то время как молодые базальты этого хребта аналогичны типичным абиссальным толентам (Zolotarev et al., 1978). Эти (древние) базальты характеризуются высокими концентрациями TiO_2 , близкими к содержаниям его в щелочных базальтах глыбовых и сводовых поднятий океанических областей. Однако в отличие от последних высокотитанистые базальты хр. Рейкьянес обнаруживают поразительное сходство с плагиоклазовыми базальтами Луны (Вуд, 1975). Низкие концентрации щелочных элементов в последних можно объяснить спецификой магматических извержений на Луне. В условиях вакуума легко подвижные щелочные элементы, по-видимому, удаляются из расплава в процессе его излияния. Вероятно, образование высокотитанистых базальтов хр. Рейкьянес связано с выплавлением первичного расплава из недифференцированной части верхней мантии, которая характеризуется повышенными концентрациями титана и железа и близка по своему составу к недифференцированной мантии Луны. В более поздние этапы магматической деятельности, в другой зоне хр. Рейкьянес, выплавление базальтов происходило из более дифференцированной мантии, обедненной титаном и железом, т. е. в данном случае существенное влияние оказывало различие в строении и составе верхней мантии под разными по возрасту зонами хребта. Возможно также и другое объяснение установленной геохимической специализации изученных расплавов — это селективная контаминация базальтового расплава титаном за счет его взаимодействия с керсутитом, содержащимся в породах океанической коры, так как это было предложено А. Безу и В. Марфи (Basu, Murthy, 1977).

Наряду с изложенной выше существует конкурирующая гипотеза, по которой афировые и порфировые базальты возникли за счет частичного

плавления мантийного вещества на разных глубинах. С позиции этой гипотезы трудно объяснить переслаивание в одном разрезе афировых и порфировых базальтов. Для этой цели необходимо неоднократное ритмичное перемещение зоны генерации магмы вверх и вниз по вертикали с амплитудой порядка 10—20 км.

В сводовых и глыбовых поднятиях океана развиты дифференцированные вулканические серии с отчетливо выраженной тенденцией к контрастному типу дифференциации. Такой тип дифференциации невозможно объяснить с позиций фракционирования кристаллов. Необходима какая-то другая модель глубинной дифференциации.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1935) придавал большое петрогенетическое значение процессам ликвации при формировании некоторых типов основных пород. Экспериментальное изучение фторидно-силикатных систем, таких, как альбит — NaF, нефелин — NaF, гранит — NaF показало, что существует широкое поле расслоения расплава на силикатный и фторидный (Глюк и др., 1977; Делицын, Меленьтев, 1970; Когарко, 1967). Эти и другие экспериментальные работы, а также широкие геолого-геохимические исследования позволили И. Б. Недумову (1975) прийти к выводу о том, что ликвационные процессы играют существенную роль при гранитном магмообразовании, возникновении и редкометальной специализации гранитных пегматитов. Однако ликвационные процессы протекают в достаточно узких интервалах температур и давлений, которые в каждом конкретном случае зависят от геохимической специализации силикатного расплава. Известны работы, в которых показано ликвационное разделение основных по кремнекислотности силикатных расплавов (Roedder, Weiblen, 1970; Holgate, 1954).

В этом плане полезно обратиться к некоторым экспериментальным данным, в частности к работе Н. И. Хитарова с коллективом исследователей (1973), которая имеет фундаментальное значение в понимании петрогенеза базальтовых серий. Они пишут, что проведенный ими эксперимент позволил установить явление разделения расплава оливинового толеита на две порции жидкости. При этом эффекту ликвации предшествует эффект диффузионного разделения. В табл. 3 показаны химические составы исходного базальта, стекол из области диффузионного разделения и стекол из области ликвации. На рис. 12 приведены результаты опытов в P — T -диаграмме оливинового толеита. Из этих данных видно, что уже в зоне диффузионного разделения отмечается постепенное формирование двух из трех различных по кремнекислотности и щелочности жидкостей. Одна из них может быть отнесена к щелочному оливиновому базальту, другая — к толеитовому или высокоглиноземистому андезито-базальту. В области ликвации также наблюдается разделение расплава на две части. В результате этого процесса образуются два контрастных по кремнекислотности расплава. В одном из них наблюдается дефицит кремнезема до 8—10%, а в другом его избыток до 42%.

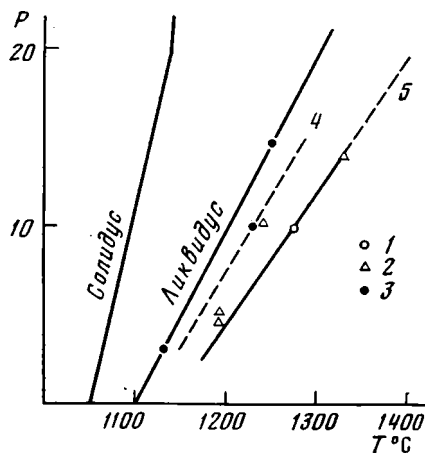


Рис. 12. P — T -диаграмма плавления оливинового толеита (Н. И. Хитаров и др., 1973). P — давление, кбар, T — температура, °C.

1 — гомогенное стекло, 2 — два стекла в зоне ликвации, 3 — стекло в зоне диффузионного разделения. Линии на схеме: 4 — граница между зоной диффузионного разделения и зоной ликвации, 5 — граница между зоной ликвации и гомогенного состояния

Химический состав стекол (Хитаров и др., 1973)

Оксид	Исходный базальт	Область диффузионного разделения						Область ликвации			
		светлая		темная		черная		белая	темная		черная
		52—3	52—1	33—2	52—2	33—1	52—4		59—2	61—2	59—1
SiO ₂	49,59	55,58	55,7	52,8	53,4	50,5	49,5	59,2	53,2	53,8	47,2
TiO ₂	1,71	1,18	1,7	1,7	1,72	1,42	2,37	1,11	1,22	1,67	1,44
Al ₂ O ₃	14,62	16,60	18,3	14,5	16,4	16,9	20,3	27,8	17,6	16,5	19,3
Fe ₂ O ₃	3,03	6,90	5,42	9,40	6,54	7,87	4,85	1,02	6,95	5,50	6,48
FeO	7,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,16	0,13	0,13	0,16	0,14	0,15	0,19	0,08	0,14	0,16	0,12
MgO	7,34	8,58	9,45	10,40	10,8	11,2	8,50	6,85	12,3	10,4	13,5
CaO	11,32	5,30	4,90	5,70	5,75	0,45	7,65	2,32	5,80	7,10	6,15
Na ₂ O	3,19	2,48	2,68	2,77	3,20	3,14	3,60	0,23	1,95	2,66	3,85
K ₂ O	0,18	0,20	0,27	0,20	0,23	0,25	0,32	0,07	0,10	0,16	0,15

С позиций этих работ можно предложить следующую петрогенетическую модель формирования вулканических пород сводовых и глыбовых поднятий. В зоне генерации первичная магма делится за счет ликвационного процесса на две несмешиваемые порции (основную и кислую), которые при последовательном и раздельном перемещении вверх дают два более узких по кремнекислотности ряда. Ведущую роль при этом играют процессы фракционирования кристаллов.

В области островных дуг ликвационный процесс в глубинном магматическом очаге приводит к разделению первичного расплава на две порции: андезито-базальтовую и дацитовую. В промежуточных очагах каждый из этих расплавов дает начало рядам кристаллизационной дифференциации. Наиболее распространенная в островных дугах гомогенная последовательность излияния, по-видимому, определяется увеличением вязкости расплава с ростом его кремнекислотности. В последнюю очередь изливаются более вязкие дацитовые порции, образуя купола и приводя к взрывным процессам.

Таким образом, происхождение всего набора вулканических пород океана можно объяснить не прибегая к концепции гибрида или ассимиляции магмой гранитных пород коры. Весь изложенный геохимический материал не противоречит предложенной концепции.

Литература

- Виноградов А. П., Ярошевский А. А. Физические условия зонного плавления в земных оболочках.— Геохимия, 1965, № 7.
- Вуд Дж. А. Обзор типов лунных пород и сравнение лунной и земной коры.— В кн.: Космохимия Луны и планет. М., «Наука», 1975.
- Глюк Д. С., Анфилов В. Н., Труфанова Л. Г., Брагина Г. И. Ликвационные явления в системе альбит — H₂O—NaF.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8.
- Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Делицин Л. М., Мелентьев Б. Н. Существование несмешивающихся жидкостей при высокой температуре в системе альбитовое стекло (Аб) — NaF—NaCl.— Изв. АН СССР. Неорг. материалы, 1970, т. 6, № 6.
- Дмитриев Л. В., Шараскин А. Я., Балашов А. Ф. Петрохимические и геохимические критерии дифференциации верхней мантии океанов.— В кн.: Первый Международный геохимический конгресс. Магматические процессы. М., «Наука», 1972.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.
- Когарко Л. Н. Область расслоения в расплавах системы Si, Al, Na, F.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 4.
- Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969.
- Кутюлин В. А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов.— Геол. и геофизика, 1977, № 8.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялгубы.— Тр. Петрогр. ин-та АН СССР, Изд-во АН СССР, 1935, вып. 5.

- Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.
- Недумов И. Б. Магматизм и пегматитообразование. М., «Наука», 1975.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пейве А. В. Геология сегодня и завтра.— Природа, 1977, № 6.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1.
- Смит Гордон Ф. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава мантии. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Соболев С. Ф., Золотарев Б. П., Акимов А. П. Распределение рудных и редких элементов в ксенолитах из кимберлитовых трубок.— Сов. геология, 1973, № 7.
- Фарберов А. И. Магматические очаги, корни вулканов и геофизические поля.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, «Наука», 1974.
- Федотов С. А. О связи вулканов с тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магм и возможном положении мантийных областей питания вулканов.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, «Наука», 1974.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Солдатов И. А., Шевалевский И. Д. Ликвация в оливновом толенте.— Геохимия, 1973, № 12.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Энгель А. Е., Энгель Ц. Г. Горные породы ложа океанов.— В кн.: Основные проблемы океанологии. М., «Наука», 1968.
- Aumento F. Petrological, geochemical and geophysical study of rocks draged from the Mid-Atlantic ridge at 45° N.— Tr. of Atlantic Oceanographic Laboratory of Bedford Institute, 1970, v. 2.
- Basu A. R., Murthy V. R. Kaersutites, suboceanic low-velocity zone and origin in mid-oceanic ridge basalts.— Geology, 1977, v. 5, No. 6.
- Cann J. R., Vine F. J. An area on the crest of the Carlsberg Ridge, petrology and magnetic survey.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A-259, 1966.
- Deitz R. S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, v. 190, No. 4779.
- De La Roche H., Letterier I. Transposition du tetraèdre minéralogique de Yoder et Tilly dans un diagramme chimique du classification des roches basaltiques.— C. r. Acad. Sci. 1973, v. 276, No. 24.
- Fisher R. L., Engel C. G., Hildé T. W. C. Basalts draged from the Amirante Ridge, Western Indian Ocean.— Deep Sea Res., v. 15, 1968.
- Fujii T., Kushiro I., Hamuro K. Melting relations and viscosity of an abyssal olivine toleite.— Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XLV, 1978.
- Gottini V. Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. Bull. Volcanol., 1970, v. 33, No. 3.
- Hekinian R. Rocks for the Mid-Oceanic Ridge in the Indian Ocean.— Deep Sea Res., v. 15, 1968.
- Holgate N. The role of liquid immiscibility in igneous petrogenesis.— J. Geol., 1954, v. 62, No. 3.
- Kuno H. Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs.— Geol. Surv., Canada, 1966, No. 2.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— J. Geophys. Res., 1968, v. 73, No. 3661.
- Macdonald G. A. Composition and origin of Hawaiian Lavas. Contributions of the Hawaii Institute of Geophysics for the year, 1968.
- McBirney A. R., Williams H. Geology and Petrology of the Galapagos Islands. The Geological Society of America inc., 1969.
- Ono K. Chemical composition of Volcanic Rocks in Japan.— Trans. of Geological Survey of Japan. 1962.
- Poldervaart A., Green J. Chemical analyses of submarine basalts.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50, No. 11/12.
- Roedder E. and Weiblen P. W. Silicate immiscibility in lunar magmas evidenced by melt inclusions in lunar rocks.— Science, 1970, v. 167, No. 3918.
- Zolotarev B. P., Choporov D. Ya. Petrochemistry of basalts.— Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XLV, 1978.
- Zolotarev B. P., Choporov D. Ya., Voitov G. I. Petrochemistry of basalts and distribution of Organic Gases in them.— Initial reports of the Deep Sea Drilling. Project, v. XLIX, 1978.

УДК 555.836 + 551.24.22

Б. Г. ПОЛЯК, И. В. МЕЛЕКЕСЦЕВ

**К ОЦЕНКЕ ГЕОЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА
НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ**

По имеющимся данным об объеме разновозрастных вулканитов в Курило-Камчатском регионе и других звеньях тихоокеанских островных дуг количественно оценен геоэнергетический эффект эруптивной формы вулканизма в единицах линейной мощности процесса ($\text{кал/сек}\cdot\text{км}$). Определены его флюктуации в пространстве и времени. Обнаружено, что на Камчатке в последний период ее истории максимум расхода вулканической энергии постоянно приурочен к отрезку, совпадающему с районом Ключевской группы вулканов и отличающемуся специфическим тектоническим и сейсмическим режимом. Сравнение оценок, полученных для Камчатки, Курильских и Японских островов и Новой Зеландии, приводит к заключению об уменьшении вулканической активности по мере преобразования океанической коры в континентальную в ходе развития островных дуг. Сопоставление с данными по Исландии и Гавайям указывает на различие геоэнергетического режима окраинных и внутриокеанических мобильных структур.

Мощность вулканизма, характеризующая процесс с геоэнергетической стороны, — важнейший количественный критерий, которому должны удовлетворять физически возможные модели механизма вулканической деятельности. Создание последних тормозится недостатком данных об энергетическом эффекте вулканизма и его реальных вариациях в пространстве и времени. Получение таких данных требует детального изучения всех форм вулканической деятельности в разных геотектонических обстановках и ее динамики в течение достаточно длительных отрезков геологической истории.

В современную эпоху вулканическая активность проявляется на ложе океанов, в океанических и континентальных рифтах, орогенных поясах и островных дугах. К последним приурочено большинство известных сейчас действующих вулканов, и поэтому они чаще всего становятся объектом изучения.

Установлено (Yokoyma, 1956; Nakamiga, 1965), что в общем энергетическом эффекте вулканизма, складывающемся из суммы эффектов его различных проявлений, главную роль играет отдача в атмосферу тепла, аккумулированного в продуктах извержения. Поэтому ее оценка позволяет в первом приближении судить об общей мощности вулканического процесса или, что то же, причин, его обуславливающих.

Проведенное в последние годы И. В. Мелекесцевым с соавторами (Камчатка..., 1974) детальное картирование продуктов новейшего вулканизма в Курило-Камчатском регионе позволяет надежно оценить энергетический эффект эруптивной формы вулканизма. Полученные данные уточняют прежние оценки продуктивности четвертичной вулканической активности в регионе и соответственно ее геоэнергетического эффекта (Поляк, 1966; Огородов и др., 1972; Смирнов и др., 1974), одновременно выявляя пространственную изменчивость этого эффекта и величину его общих и локальных флюктуаций в течение последних 850 тыс. лет. Такая возрастная граница определена с учетом палеомагнитных исследований рассматриваемого вулканического комплекса,

свидетельствующих об обратной намагниченности его нижних частей (Кочегура и др., 1969; Певзнер, 1972) и представлений о вероятной продолжительности этапа базальтового вулканизма на стыке эпох Матуяма — Брюнес. Полевое картирование и дешифрирование аэрофотоснимков позволило выделить на Камчатке четыре района распространения данного комплекса (рис. 1).

В каждом из районов был оценен объем разновозрастных вулканитов различного состава (табл. 1). Их датирование и корреляция производились (Мелекесцев и др., 1971) по соотношению со следами различных стадий четвертичного оледенения, по заключенным в вулcano-терригенных прослоях специфическим спорово-пыльцевым и диатомовым комплексам, по сопоставлению с мощными пепловыми горизонтами в содержащих фауну разрезах донных осадков прилегающих акваторий, при помощи тефрохронологического, радиоуглеродного и палеомагнитного методов, а также по геоморфологическим особенностям. Наиболее достоверными следует считать оценки, относящиеся к голоцену и верхнему плейстоцену; с учетом возможных ошибок в определении доли материала, удаленного за пределы районов ветровым разносом, точность приведенных в табл. 1 цифр составляет около 10%. Объемы более древних вулканитов из-за меньшей точности возрастных датировок и трудностей реконструкции вулканических сооружений определены с точностью, оцениваемой для основных пород в 15—20, а кислых — 20—30%.

Таблица 1 дает наглядное представление о степени кислотности вулканитов, генерированных в одни и те же этапы развития разных районов Камчатки. В первые 600 тыс. лет рассматриваемого периода проявления кислого вулканизма здесь повсюду были незначительны. За последние же 250 тыс. лет его относительная средняя продуктивность (выраженная в долях общего объема вулканитов) составила на Южной Камчатке 58%, на Восточной — 38, в Срединном хребте — 15 и в Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) — 8%. В последние 80 тыс. лет относительная интенсивность кислого вулканизма на юге и особенно востоке полуострова снизилась (абсолютная его продуктивность на Южной Камчатке в этот период возросла!), тогда как в ЦКД он только начал проявляться, причем абсолютная его продуктивность здесь в это время была даже выше, чем в южном и восточном районах.

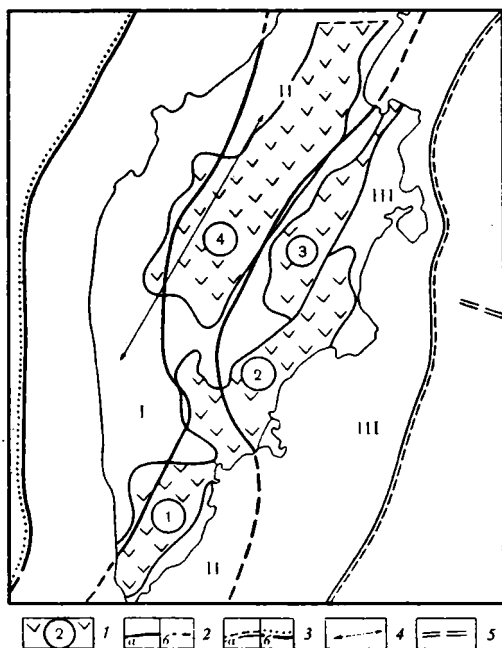


Рис. 1. Ареалы проявления вулканической активности на Камчатке в последние 850 тыс. лет 1 — районы вулканической аккумуляции (арабскими цифрами обозначены: 1 — Южная Камчатка, 2 — Восточная Камчатка, 4 — Срединный хребет, 3 — Центрально-Камчатская депрессия), 2 — границы структурно-тектонических зон по С. А. Апрелькову и Ю. В. Жегалову (а) и их предполагаемое подводное продолжение (б); (римскими цифрами обозначены зоны: I — Камчатско-Корякская, II — Центрально-Камчатская, III — Восточно-Камчатская), 3а — ось Курило-Камчатского глубоководного желоба, 3б — подножие Охотоморского материкового склона Камчатки; 4 — направление геоэнергетического профиля (см. рис. 3), 5 — простираание Алеутской дуги

Объем вулканитов Камчатки, продуцированных в последние 850 тыс. лет¹
(км^3 , кислых/основных²)

Эпоха накопления, тыс. лет назад	Зона накопления				
	Южная Камчатка	Восточная Камчатка	Центральная Камчатская депрессия	Срединный хребет	Всего на Камчатке
0—10	90 ³ /130	40 ³ /260 ³	120/592	22 ⁴ /380	272/1362
10—30	60 ³ /190	75 ⁴ /775 ³	150/888	44 ⁴ /760	329/2613
30—50	~0/70	~0/90 ³	80/494	~0/760 ⁴	80/1414
50—80	300/30	130 ⁴ /50	120/741	80/~0	530/821
0—80	450/420	245/1175	470/2715	146/1900	1311/6210
80—150	~0/50	80/90	0/988	~0/~0	80/1128
150—250	300/70	520/120	0/1412	200/~0	1020/1602
0—250	750/540	845/1385	470/5115	346/1900	2411/8940
250—600	~0/480	~0/330	~0/230 ⁴	~0/1170	~0/2210
600—850	~0/1490 ⁴	~0/2760 ⁴	0/1580 ⁴	~0/2830 ⁴	~0/8660
0—850	750/2510	845/4475	470/6925	346/5900	2411/19810

¹ С учетом тефры, удаленной ветровым разносом за пределы выделенных зон накопления.

² К кислым отнесены вулканиты с содержанием SiO_2 >57 вес %, к основным <57%.

³ Плотность кислых вулканитов оценена в 2,0 г/см³, основных — в 2,3 г/см³.

⁴ Плотность кислых вулканитов оценена в 2,1 г/см³, основных — в 2,5 г/см³.

В остальных случаях плотность кислых вулканитов оценена в 2,2 г/см³, основных — в 2,4.

Исходя из соотношения лавового и пирокластического материала с разной плотностью и петрохимического состава пород, указанным в табл. 1 объемам приписаны значения объемного веса от 2,0 до 2,5 г/см³. Это позволило подсчитать массу вулканитов с ошибкой, определяемой главным образом качеством оценки эксплозивного индекса E^1 . Ошибку эту можно считать несущественной, так как значение E сравнительно велико лишь в проявлениях кислого вулканизма, имевших место только в конце рассматриваемого периода и продуцировавших даже тогда не более 20% по весу всех вулканитов. Основной же вулканизм, особенно ареального типа, господствовавшего в нижнем плейстоцене и широко проявившегося в верхнем плейстоцене и голоцене, характеризуется малой эксплозивностью ($E \leq 10\%$).

Количество тепла, выносимое из недр с продуктами извержений, определяется их теплоемкостью C_p , начальной температурой T и, когда последняя выше точки плавления, теплотой кристаллизации Δh . По разным оценкам (Verhoogen, 1946; Bödvarsson, 1954; Hedervari, 1963; Ковалев, 1971) оно составляет от 300 до 420 кал/г. В нашем расчете принято универсальное значение 400 кал/г, отвечающее $C_p = 0,3$ кал/г², $T = 1000^\circ\text{C}$, $\Delta h = 100$ кал/г (Verhoogen, 1946). Последний параметр мы в отличие от П. Хедервари учитываем и для пирокластики любого состава, несмотря на то, что непосредственно в момент извержения температура этого материала бывает ниже точки плавления, так как нас интересует полная энергия, выносимая вулканическими расплавами. Имея в виду реальные температуры кислых и основных лав, значение $T = 1000^\circ\text{C}$ кажется разумным средним. При наблюдаемых соотношениях масс вулканитов разного состава оно гарантирует от преувеличений исследуемого эффекта, возможных лишь в относительно короткие эпохи локального усиления кислого вулканизма.

В итоге данные табл. 1 были трансформированы в оценки мощности вулканизма, составляющие табл. 2 и частично выраженные графически на рис. 2. Эти материалы позволяют объективно оценить региональные различия в мощности вулканизма в разном масштабе времени и полу-

¹ E — отношение объема пирокластики к полному объему вулканитов.

² C_p базальта меняется от 0,35 кал/г при 1200°C до 0,2 при 0° (Берч и др., 1949).

**Мощность эруптивной формы вулканизма на Камчатке
в последние 850 тыс. лет (в 10^9 кал/сек)**

Эпоха проявления, тыс. лет назад	Зона проявления				
	Южная Камчатка	Восточная Камчатка	Центральная Камчатская депрессия	Срединный хребет	в целом на Камчатке
0—10	0,63	0,83	2,13	1,21	4,80
10—30	0,36	1,23	1,55	1,22	4,36
30—50	0,11	0,13	0,85	1,21	2,30
50—80	0,31	0,17	0,86	0,07	1,41
0—80	0,31	0,51	1,19	0,79	2,80
80—150	0,02	0,07	0,43	~0	0,52
150—250	0,10	0,18	0,43	0,06	0,77
0—250	0,15	0,26	0,68	0,27	1,36
250—600	0,04	0,03	0,02	0,10	0,19
600—850	0,19	0,35	0,20	0,36	1,10
0—850	0,12	0,19	0,27	0,23	0,81

чить правильное представление о динамике процесса в рассматриваемый период геологической истории Камчатки.

Из табл. 2 и рис. 2 видно, что общая мощность вулканизма существенно варьирует во времени как в каждом из выделенных районов, так и на Камчатке в целом. В последние 80 тыс. лет суммарная мощность вулканизма резко возросла, достигнув в голоцене абсолютного максимума. За последние 70 лет (с 1907 по 1976 г.) камчатские вулканы продуцировали $5,5\text{--}6,5 \text{ км}^3$ лав и тefры. При среднем объемном весе продуктов $2,0\text{--}2,2 \text{ г/см}^3$ с ними должно было выноситься $(2,0\text{--}2,6) \cdot 10^9 \text{ кал/сек}$. Это значение тоже выше среднего за 850 тыс. лет, хотя и ниже общего голоценового уровня. Представляется, однако, что аналогичные кратковременные всплески мощности вулканизма происходили и в более древние эпохи, для которых невозможно столь же дробное расчленение вулканитов по возрасту, как на последних этапах его проявления. Поэтому осреднение эффекта за более продолжительные отрезки времени должно давать более верное представление о мощности вулканизма, тогда как ее флюктуации свидетельствуют об особенностях второго порядка в физическом механизме процесса. При таком подходе видно, что средний этап (250—600 тыс. лет) отличается значитель-

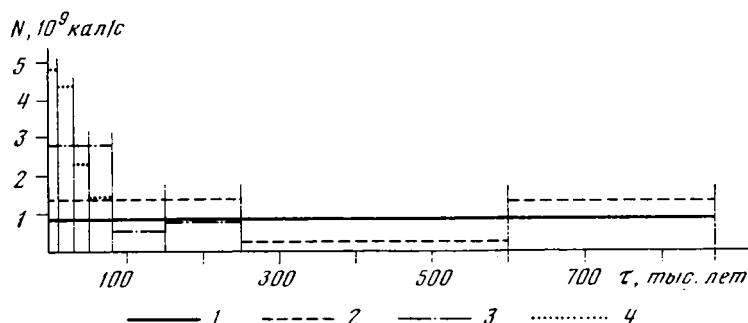


Рис. 2. Флюктуации общей мощности вулканизма на Камчатке в последние 850 тыс. лет

1 — средняя мощность за весь период; флюктуации: 2 — «первого порядка» (в периоды продолжительностью 250—350 тыс. лет); 3 — «второго порядка» (в периоды продолжительностью 70—100 тыс. лет), 4 — «третьего порядка» (в периоды продолжительностью 10—30 тыс. лет)

ным ослаблением вулканической активности во всех районах Камчатки по сравнению с предыдущей и последующими эпохами.

Обращаясь к региональным сопоставлениям, можно отметить, что в рассматриваемый период наибольшей общей мощностью вулканизма постоянно отличался район ЦКД. Лишь в период 30—50 тыс. лет назад его опережал в этом отношении район Срединного хребта, занимающий в целом второе место. Самым «слабым» был вулканизм на Южной Камчатке. Но такое сопоставление не учитывает разницы в размерах районов. Если ее принять во внимание, то окажется, что максимальной плотностью теплового потока, отражающего эффект эруптивной формы вулканизма последних 850 тыс. лет, характеризуется ЦКД (1,74 ЕТП³), минимальной — Срединный хребет (0,44), а Южная и Восточная Камчатка занимают промежуточное положение (0,83 и 0,78 соответственно), что близко к средней величине на общей площади районов, охваченных вулканизмом (0,76). Однако такое сравнение тоже весьма условно. Трудно ожидать, чтобы ареал поверхностного распространения вулканитов точно совпадал с площадью зоны глубинного магматического питания в тех или иных геологических структурах. Принимая во внимание сходство геотермического режима в геотектонически однородных регионах (Поляк, Смирнов, 1968), объективнее было бы отнести энергетический эффект вулканизма ко всей площади той геологической структуры, в которой он проявляется. Поэтому мы оценили удельный эффект вулканизма в каждой из выделенных на Камчатке С. А. Апрельковым (1971) и Ю. В. Жегаловым (Апрелков, Жегалов, 1972) структурно-тектонических зон — Камчатско-Корякской, Центрально-Камчатской и Восточно-Камчатской. Аналогичная попытка была предпринята ранее Я. Б. Смирновым, В. М. Сугробовым и Н. Г. Сугробовой (1974), но эти авторы, по-видимому, ограничили указанные зоны современной береговой линией, которая даже в последние 300 тыс. лет была очень непостоянной (Камчатка..., 1974), и недоучли их подводных частей. Более оправдано, на наш взгляд, ограничить зоны структурно-морфологическими границами, выражающимися в рельефе дна прилегающих акваторий Охотского моря и Тихого океана, учтя таким образом и лишённые новейшего вулканизма подводные участки этих зон (см. рис. 1). При таком подходе удельный геоэнергетический эффект четвертичного вулканизма можно оценить в Камчатско-Корякской зоне (площадью в 175 тыс. км²) в 0,03 ЕТП, в Центрально-Камчатской (140 тыс. км²) — в 0,25 и в Восточно-Камчатской (190 тыс. км²) — в 0,21. Эти оценки отличаются от указывавшихся ранее (Смирнов и др., 1974), и сделанный тогда вывод об увеличении мощности четвертичного вулканизма в сторону океана остается справедливым только при объединении западной и центральной зон в единый пояс со средним эффектом вулканизма 0,13 ЕТП. В противном случае наибольшая мощность вулканизма оказывается в Центрально-Камчатской зоне, характеризующейся сейчас, по данным Я. Б. Смирнова и соавторов, и максимальным фоновым кондуктивным тепловым потоком. Если же осреднить энергетический эффект вулканизма по всей морфоструктуре Камчатки (505 тыс. км²), то в последние 850 тыс. лет ее истории он оказывается равным 0,16 ЕТП.

Таким образом, проблема осреднения эффекта вулканизма в пространстве, как и во времени, довольно сложна. Известно, однако, что все тектонические и вулканически активные пояса мира имеют ярко выраженный линейный характер. Поэтому отнесение эффекта к протяженности вулканической зоны (пояса) по простиранию должно обеспечить наибольшую объективность региональных сопоставлений. Такая процедура применительно к эффекту новейшего вулканизма в различных районах Камчатки дала результаты, представленные на рис. 3.

³ ЕТП — общепринятая в геотермии единица теплового потока, равная 10^{-6} кал/сек·см².

На этом геоэнергетическом профиле видно, что осреднение общей мощности новейшего вулканизма по простиранию каждого из выделенных на Камчатке четырех районов его проявления в разном масштабе времени приводит к практически полному сглаживанию региональных различий между тремя из них. Средняя за все 850 тыс. лет величина N_L в 10^6 кал/сек·км оказывается на Южной Камчатке равной 0,52, на Восточной — 0,51, в Срединном хребте — 0,47 и только в ЦКД — 0,75. Наложение на определенных участках профиля эфффектов от параллельных зон придает графикам ступенчатую форму. Рисунок 3 не только дает представление об уровне вулканической активности в то или иное время, но и выявляет постоянные тенденции в ее распределении по простиранию вулканического пояса — на всех графиках максимумы приходятся на один и тот же участок. Оси максимумов точно совпадают с положением Ключевской группы вулканов, т. е. с главным участком новейшей вулканической деятельности в ЦКД, и если учесть это обстоятельство, амплитуда максимумов должна была бы быть еще намного выше, тогда как соседний северный отрезок профиля характеризовался бы меньшими значениями N_L . Это ставит Ключевскую группу вулканов на совершенно особое место среди других районов четвертичной вулканической аккумуляции на Камчатке. Чрезвычайно интересно, что этот участок профиля отличается не только максимальной мощностью вулканизма, но и особым тектоническим и сейсмическим режимом. На тихоокеанском побережье Камчатки этому участку отвечает район полуостровов Кроноцкого — Камчатского мыса, характеризующийся наибольшей дифференцированностью четвертичных тектонических движений при максимальной амплитуде поднятий по сравнению с более северными и южными районами (Камчатка..., 1974). В этот же район Камчатки выходит продолжение Алеутской сейсмофокальной зоны, что выражается в соответствующей ориентировке напряжений в очагах землетрясений на п-ове Камчатского мыса и близ вулкана Шивелуч (Зобин, 1972), а также в контурах зоны наибольшей плотности современного выделения сейсмической энергии (Кондорская, Ландырева, 1962).

В настоящее время довольно популярны идеи о существовании в мантии «горячих точек», или «мантийных плюмажей», с максимальным выделением глубинной тепловой энергии (Morgan, 1972, и др.). Учитывая аномально-высокую на Камчатке мощность вулканизма в ЦКД (определяемую главным образом деятельностью Ключевской группы), ее интересно сравнить с мощностью процесса на о. Гавайи, где чаще все-

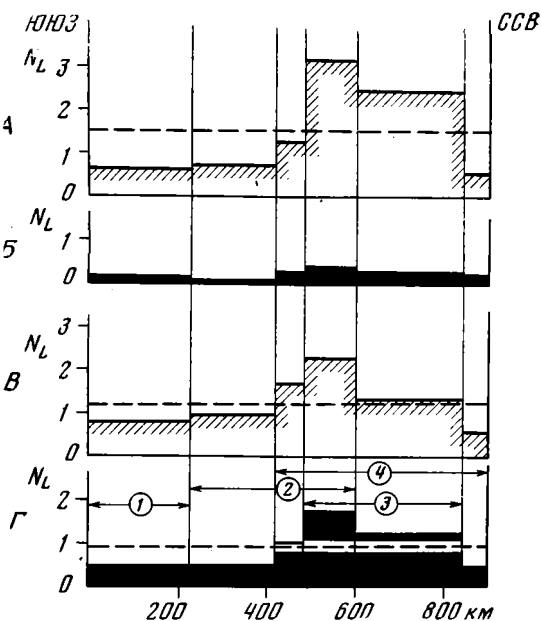


Рис. 3. Вариации средней мощности вулканизма в 10^6 кал/сек·км по простиранию вулканических зон Камчатки

А — период 0—250 тыс. лет назад, Б — 250—600 тыс. лет, В — 600—850 тыс. лет, Г — среднее за период 0—850 тыс. лет назад. Цифрами обозначены отрезки профиля, отвечающие вулканическим районам: 1 — Южная Камчатка, 2 — Восточная Камчатка, 3 — Срединный хребет, 4 — Центрально-Камчатская депрессия

го помещают такое гипотетическое «горячее пятно». На основании данных об объеме и возрасте острова (Bargar, Jackson, 1974; Jackson et al., 1972) и продуктивности гавайских вулканов в последние 200 лет (Macdonald, 1955) и в период 1952—1971 гг. (Swanson, 1972) находим, что средняя мощность вулканизма в эпоху Брюнес здесь была около $5 \cdot 10^9$ кал/сек, а в историческое время — $(1,2—3,4) \cdot 10^9$ кал/сек. В ЦКД же мощность вулканизма достигала такого уровня лишь в самом конце рассматриваемого периода, когда она примерно в 5 раз превышала среднюю (см. табл. 2). Но положение максимума выделения вулкани-

Таблица 3

**Эффект новейшего вулканизма в Курильском звене
системы тихоокеанских островных дуг**

Район и эпоха проявления	Объем вулканитов, км ³	Средняя мощность по простираанию дуги (1200 км), $N_L 10^9$ кал/сек. км
Островная дуга		
1930—1976 гг.	1,35 ¹	0,6
0—10 тыс. лет назад	400 ²	1,0
0—80 тыс. лет назад	1800 ³	0,6
0—(150—250) тыс. лет назад	3000 ⁴	0,5—0,3
0—850 тыс. лет назад		0,2 ⁵
Южно-Охотская котловина		
0—(3—3,5) млн. лет назад	46 500 ⁶	0,4—0,3
Курильское звено в целом		
0—850 тыс. лет назад		0,6—0,5 ⁵
0—83 млн. лет назад	4 754 000 ⁷	1,5
0—30 млн. лет назад	600 000 ⁸	0,5
30—83 млн. лет назад	4 154 000	2,1

¹ $\delta=2,0$ г/см³.

² 112 км³ с $\delta=2,2$ г/см³ и 294 км³ с $\delta=2,4$ г/см³.

³ 362 км³ с $\delta=2,2$ г/см³ и 1434 км³ с $\delta=2,4$ г/см³.

⁴ 362 км³ с $\delta=2,2$ г/см³ и 2634 км³ с $\delta=2,4$ г/см³.

⁵ Рассчитано при допущениях, указанных в тексте.

⁶ $\delta=2,4$ г/см³.

⁷ $\delta=2,5$ г/см³, «избыточный» объем коры по Е. К. Мархинину (1967).

⁸ $\delta=2,5$ г/см³, объем Большой Курильской дуги с учетом удаленного за ее пределы вулканогенного материала.

ческой энергии на оси пояса не менялось, оставаясь тем же самым и в период 250—600 тыс. лет, когда мощность вулканизма в ЦКД была на порядок ниже средней. Напротив, в Гавайском хребте, как это следует из вышеупомянутых и других работ, аналогичный максимум постоянно смещался в юго-восточном направлении. Все это свидетельствует о существенных различиях вулканического процесса в сравниваемых районах.

Не менее, если не более, интересно сопоставить интенсивность новейшего вулканизма на Камчатке и в соседних звеньях системы тихоокеанских островных дуг — на Курильских и Японских островах. Здесь, правда, не удастся столь же дробно дифференцировать самые молодые вулканиты по возрасту и составу, но зато полученные оценки охватывают более продолжительные отрезки геологического времени.

В Курильском звене, по данным тех же геологических и геоморфологических исследований (Камчатка..., 1974), была оценена продуктивность и соответственно мощность эруптивной деятельности как в надводной, так и в подводной частях островной дуги и прилегающей к ней Южно-Охотской котловине (табл. 3). Средний геоэнергетический эффект вулканизма за последние 850 тыс. лет определен при допущениях о том, что 1) наблюдающаяся на Камчатке тенденция к усилению вулканичес-

кой деятельности к концу четвертичного периода была свойственна и вулканизму Курил (т. е. средняя за 850 тыс. лет мощность вулканизма собственно островной дуги была во столько же раз слабее установленной для последних 150—250 тыс. лет) и что 2) в Южно-Охотской котловине мощность вулканизма в интервале 0—850 тыс. лет была не ниже средней за последние 3—3,5 млн. лет. Современная мощность вулканизма на Курильских островах оценена по продуктивности извержений в период с 1930 по 1973 г., согласно опубликованным данным (Мархинин, 1967; Авдейко и др., 1974; Кирсанов и др., 1975), частично ревизованных полевыми наблюдениями. Как и на Камчатке, она оказывается несколько меньше голоценовой, которая здесь тоже больше, чем в другие отрезки четвертичного периода. Последняя — максимальная — оценка получена из данных Е. К. Мархинина (1967, стр. 29—36, 45, 66), определившего «избыточный против океанического объем коры» Курильских островов, считая, что он практически полностью сформирован вулканической деятельностью, прослеживаемой с верхнего мела, т. е. в течение 83 млн. лет. О пространственных вариациях эффекта вулканизма в Курильском регионе судить трудно, но можно оценить его значение на площади современной морфоструктуры Курил (380 тыс. км²). В четвертичный период оно составляет около 0,2, а за всю историю Курил, если исходить из расчетов Е. К. Мархинина, в среднем почти 0,5 ЕТП.

В соседнем с Курило-Камчатским регионом звене тихоокеанских островных дуг — в Японии интенсивность новейшего вулканизма существенно ниже. Она оценена нами по данным о его продуктивности в последние 27 млн. лет геологической истории Японских островов (Sugimura et al., 1963). Японские исследователи в указанной работе считают, что общая энергия четвертичного вулканизма, продуцировавшего 1000 км³ кислых и 4000 км³ основных вулканитов, составляет 10²⁹ эрг, а его удельный эффект — 0,04 ЕТП. Последняя цифра, как легко видеть, относится приблизительно к половине площади суши Японских островов, занимающих около 360 тыс. км². При тех же, что были приняты для Курило-Камчатского региона, значениях объемного веса и теплосодержания вулканитов, энергия четвертичного вулканизма Японии должна быть примерно вдвое выше. Такую же поправку, очевидно, нужно ввести и в оценку общей энергии вулканизма в Японии за последние 50 лет, приведенную в той же работе. Кроме того, кажется, что японские исследователи вообще несколько недооценили продуктивность вулканизма. Так, по подсчетам одного из авторов, объем кислых вулканитов, продуцированных в Японии только в последние 250 тыс. лет (эпоха кислого вулканизма на Камчатке), составляет 1960—2080 км³ (Эрлих, Мелекесцев, 1974), тогда как А. Сугимура и его соавторы указывают для всех четвертичных кислых вулканитов вдвое меньшую цифру. Так как по данным японских исследователей кислые вулканиты составляют лишь 20% общего объема вулканического материала этого возраста, мы полагаем, что оценку общей интенсивности по крайней мере четвертичного вулканизма Японии нужно увеличить еще в 2 раза и считать его удельный эффект на площади суши Японских островов близким к 0,1 ЕТП. В морфоструктуре Японской дуги этот эффект, по-видимому, должен быть еще ниже. После введения указанных поправок «линейная» мощность вулканизма Японии в последние 50 лет определена нами в 0,6 · 10⁶ кал/сек · км, а в четвертичный период (последний миллион лет) — в 0,2 · 10⁶ кал/сек · км. Раньше, в период 1—21 млн. лет назад, судя по японским оценкам объема вулканитов, она составляла всего 0,02, в интервале от 21 до 27 млн. лет назад — 0,4, а в среднем за последние 27 млн. лет — 0,1 · 10⁶ кал/сек · км.

Наконец, для сравнения можно привлечь данные еще и по юго-западному сектору тихоокеанских островных дуг, а именно по Новой Зеландии. Здесь известен объем и состав вулканитов, накопленных на 1200-

километровом отрезке дуги — от района Данидин на Южном острове до района северный Окленд на о. Северном — за последние 12 млн. лет (Буд и др., 1963; Healy, 1964; Ninkovich, 1968; Stipp, McDougal, 1968; McDougal, 1973). Всего за этот период с учетом ветрового разноса и денудации 15—20% первоначального объема вулканитов здесь было продуцировано приблизительно 20 тыс. км³ вулканогенных пород преимущественно кислого состава, что отвечает мощности процесса примерно в 0,04·10⁶ кал/сек·км. Основная масса этих вулканитов — около 18 тыс км³ — была продуцирована за последние 850 тыс. лет и притом только в северном участке дуги длиной в 350 км. Особенно интенсивным был вулканизм в зоне Таупо, где только в течение голоцена на поверхность Земли было доставлено 100 км³ риодацитовых пемз, пеплов и лав и 140 км³ андезито-базальтовых лав и пирокластики. Соответственно ли-

Таблица 4

Геоэнергетический эффект (N_L , 10⁶ кал/сек·км) эруптивной формы вулканизма в различных регионах

Продолжительность характеризуемого интервала времени, лет	Тихоокеанские островные дуги				Срединно-Атлантический хребет (Исландия), 500 км
	Камчатка, 900 км	Курилы, 1200 км	Япония, 1800 км	Новая Зеландия, 1200 км	
10 ³	2,2—2,9	0,6	0,6	—	4,8 ¹ —2,3
10 ⁴	5,3	1,0	—	0,5	2,8
3·10 ⁵	0,2—1,5	0,3—0,5	—	—	—
10 ⁶ 2	0,9	0,5—0,6	0,2	0,4	1,8
(3—6)·10 ⁶	—	0,3—0,4 ³	0,4 ⁴	—	—
10 ⁷	—	—	—	0,04	1,6 ⁵
3·10 ⁷	—	0,5	0,1—0,02 ⁶	—	—
10 ⁸	—	2,1—1,5 ⁷	—	—	—

¹ 20 МВт/км (Palmason, Saemundsson, 1974).

² На Камчатке и Курилах за последние 0,85·10⁶ лет, в Японии за 1,0·10⁶, в Новой Зеландии за 0,86·10⁶ лет, в Исландии за 0,7·10⁶ лет.

³ В Южно-Охотской котловине за последние 3—3,5 млн. лет.

⁴ В период 21—27 млн. лет назад.

⁵ Рассчитано из данных М. С. Ахметьева (Akhmetjev, 1976).

⁶ Первая цифра характеризует период 0—27 млн. лет, вторая—1—21 млн. лет.

⁷ Первая цифра характеризует период 30—83 млн. лет, вторая—0—83 млн. лет.

нейная мощность вулканизма Новой Зеландии оказывается в четвертичный период постоянной и в среднем (на длину 1200 км) равной (0,4—0,5)·10⁶ кал/сек·км, а на отрезке его проявления (350 км) даже (1,5—1,6)·10⁶ кал/сек·км. Примерно столь же мощным был и четвертичный вулканизм Камчатки (см. рис. 2).

Проведенные расчеты количественно (в геоэнергетическом выражении) характеризуют степень вулканической активности в тихоокеанских островных дугах и ее флюктуации в пространстве и времени. Абсолютный размах найденных флюктуаций весьма широк — значения «линейной» мощности вулканизма, выраженные в 10⁶ кал/сек·км, варьируют от 0 (район Срединного хребта Камчатки, период 80—150 тыс. лет назад) до 5,92 (ЦКД, голоцен). Значительно уже диапазон флюктуаций мощности вулканизма в одном районе за сопоставимые по длительности отрезки его истории, или в одни и те же периоды времени для разных районов, — он лежит в пределах одного порядка величины (табл. 4).

Во временных флюктуациях мощности вулканизма в одном и том же регионе можно усмотреть квазиритмы разных порядков, определяемых масштабом времени, выбранном для такого сопоставления. Сравнительно короткопериодные ритмы вулканической активности хорошо видны в четвертичной геологической истории Камчатки (см. рис. 2, табл. 2). Это

же время во всех рассмотренных звеньях тихоокеанских островных дуг характеризуется усилением вулканической активности по сравнению с предшествующими 10—30 млн. лет, что свидетельствует о существовании и более длиннопериодных флюктуаций мощности процесса. Поэтому оценки интенсивности вулканизма в том или ином регионе за сравнительно короткие промежутки времени могут и не отражать среднего уровня процесса на более продолжительных этапах геологической истории.

Сравнение региональных различий в мощности вулканизма имеет, вообще говоря, тем больший смысл, чем длиннее интервал времени, на котором эти различия наблюдаются. Вряд ли, например, следует придавать слишком большое значение обнаруженному различию линейной мощности четвертичного вулканизма в тектонически и геотермически довольно сходных структурах Камчатки и Японии. По нашему мнению, полученные оценки (см. табл. 4) скорее поддерживают представление о примерно одинаковом уровне вулканической активности в четвертичный период истории тихоокеанских островных дуг (N_L порядка $n \cdot 10^5$ кал/сек·км). Те же данные, как отмечено выше, свидетельствуют о меньшей интенсивности процесса в предшествующий период геологической истории рассматриваемых регионов: в Японии и Новой Зеландии линейная мощность вулканизма в последние 10—30 млн. лет оказывается ниже примерно на порядок величины. На Курилах же она в это время почти равна четвертичной. Вместе с тем в Курильском регионе тоже можно видеть признаки общего ослабления вулканической активности со временем — в последние 30 млн. лет она здесь в 4 раза меньше средней за предшествующий этап его развития в интервале 30—83 млн. лет назад.

В целом создается впечатление, что в Курильской дуге, представляющей собой геосинклинальную систему на довольно ранней стадии развития и имеющей в соответствии с этим переходный тип земной коры (Васильковский, 1960; Марков и др., 1967; Марков, 1975), вулканическая активность выше, чем в тектонически более зрелых элементах цепи тихоокеанских островных дуг, обладающих континентальной или субконтинентальной корой. Это справедливо, по-видимому, не только в отношении Японии и Новой Зеландии, но и Камчатки, где даже в четвертичный период, характеризующийся в «зрелых» дугах повышенной вулканической активностью, ее удельный энергетический эффект на площади всей морфоструктуры оказывается ниже, чем в Курильском регионе. Поэтому напрашивается вывод об уменьшении вулканической активности в ходе геосинклинального процесса, который сейчас рассматривается многими исследователями как главный механизм преобразования океанической коры в континентальную (Пейве и др., 1971; Марков, 1975; Моссаковский, 1975). Не исключено, что и в эпохи накопления типично геосинклинальных формаций (например, туфогенно-кремнистой ирунейской серии Камчатки и т. п.) интенсивность вулканизма в более «континентализированных» структурах была ниже, чем в Курильской дуге, возникшей непосредственно на ложе океана. В пользу последнего предположения говорит более высокая мощность вулканизма в центральных частях океана — например на Гавайях, что уже отмечалось выше, или в Срединно-Атлантическом хребте. Судя по включенным в табл. 4 оценкам, полученным (Кононов, Поляк, 1975) для Исландии, находящейся на оси Срединно-Атлантического хребта, геоэнергетический эффект вулканизма здесь еще выше, чем в Курильской дуге. Это свидетельствует о существенных особенностях геоэнергетического режима внутриокеанических мобильных структур по сравнению с окраинными системами островных дуг с корой континентального и переходного типа. Найденные оценки мощности вулканизма следует рассматривать как одно из граничных условий геоэнергетически возможных моделей тектонического процесса.

- Авдейко Г. П., Хренов А. П., Флеров Г. Б., Токарев П. И., Широков В. А., Меньшов И. А., Чирков А. М., Волинец О. Н., Дубик Ю. М., Вергасова Л. П., Пономарев Г. П. Извержение вулкана Алаид в 1972 г.— Бюл. вулканол. станций, 1974, № 50.
- Апрелков С. Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В. О вулканических поясах Камчатки.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геолога по физическим константам. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг.— В кн.: Матер. к I Всес. конф. по геол. и металлоген. Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, 1960.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харрингтон Х. Геологический очерк Новой Зеландии. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Зобин В. М. О напряжениях в очагах тектонических землетрясений Камчатки.— В кн.: Материалы второй конференции молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, 1972.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1974.
- Кирсанов И. Т., Хренов А. П., Бакин Е. А. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1973 г.— Бюл. вулканол. станций, 1975, № 51.
- Ковалев Г. Н. К вопросу об энергетике активного вулканизма.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Кондорская Н. В., Ландырева Н. С. Особенности сейсмичности Камчатской области по данным наблюдений сети стационарных сейсмических станций.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 10.
- Кононов В. И., Поляк Б. Г. Современная геотермальная активность Исландии.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Кочегура В. В., Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Срединного хребта Камчатки.— Геол. и геофизика, 1969, № 8.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый слой» земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Сулержицкий Л. Д., Кожемяка Н. Н., Огородов Н. В., Егорова И. А., Лупкина Е. Г. Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры. М., «Наука», 1975.
- Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важеевская А. А., Огородова А. С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., «Наука», 1972.
- Певзнер М. А. Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. М., «Наука», 1972.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Поляк Б. Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., «Наука», 1966.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Смирнов Я. Б., Сугробов В. М., Сугрובה Н. Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В. Проблемы ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Akhmetjev M. A. Flora and Vegetation of the Cenozoic of Iceland and stratigraphical scheme of its volcanics based on palaeofloristic data.— Meeting of European Palaeobotanists Cour. Forsh. Inst. Senlenberg, Frankfurt am Main, 1976, v. 19.
- Bargar K., Jackson E. D. Calculated volumes of individual shield volcanoes along the Hawaiian-Emperor chain.— J. Res. U. S. Geol. Surv., 1974, v. 2, No. 5.
- Böðvarsson G. Terrestrial heat balance in Iceland.— Timarit verkfraedingsafelags Islands, 1954, v. 39, No. 6.
- Healy J. Volcanic mechanisms in the Taupo volcanic zone.— N. Zeal. J. Geol. Geophys., 1964, v. 7, No. 1.
- Hedervari P. On the energy and magnitude of volcanic eruptions.— Bul. volcanol., 1963, v. 25.

- Macdonald G. A.* Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields. Part III, Hawaiian Islands. Intern. Volcanol. Ass., Italy, 1955.
- McDougall I.* Potassium—argon ages for the Dunedin volcano and outlying volcanics.—N. Zeal. J. Geol. Geophys., 1973, v. 16, No. 2.
- Morgan W. J.* Deep mantle convection plumes and plate motions.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1972, v. 56.
- Nakamura K.* Виды энергии вулканической деятельности.—Кадзан, 1965, с. 10, № 2.
- Ninkovich D.* Pleistocene volcanic eruptions in New Zealand recorded in deep sea sediments.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, v. 4, No. 2.
- Palmason G., Saemundsson K.* Iceland in relation to the Mid-Atlantic ridge.—Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., 1974, v. 2.
- Stipp Y. J., McDougall I.* Geochronology of the Banks Peninsula volcanoes, New Zealand.—N. Zeal. J. Geol. and Geophys., 1968, v. 11, No. 5.
- Swanson D. A.* Magma supply rate at Kilauea volcano.—Nature, 1972, v. 175, No. 4018.
- Sugimura A., Matsuda T., Chinzei K., Nakamura K.* Quantitative distribution of late Cenozoic volcanic materials in Japan.—Bull. volcanol., 1963, v. 26.
- Verhoogen J.* Volcanic heat.—Amer. J. Sci., 1946, v. 244, No. 11.
- Yokoyama I.* Energetics of active volcanoes, 1-st paper.—Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1956, v. 34, No. 2.
- Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B.* Hawaiian-Emperor chain and its relation to Cenozoic circum-Pacific tectonics.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83.

Геологический институт АН СССР
Институт вулканологии
ДВНЦ АН СССР

Статья поступила
10 мая 1977 г.

УДК 551.242.5(571.5)

А. А. КОНСТАНТИНОВСКИЙ**НИЖНЕЛЕНСКИЙ ПОГРЕБЕННЫЙ МАССИВ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗМЕЩЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВ
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Палеотектонические реконструкции свидетельствуют о существовании на месте Ленского отрезка Приверхоянского краевого прогиба древнего поднятия, устойчиво воздымавшегося в рифее и в палеозое и служившего областью сноса обломочного материала. Изучение разновозрастных терригенных толщ на его крыльях показало, что в своде массива на большой площади обнажался архейский (?) кристаллический фундамент, а не слабометаморфизованный раннепротерозойский, как это принято считать. Особенности минералогического состава терригенных толщ свидетельствуют о том, что к погруженной сводовой части массива приурочены кимберлиты допермского возраста.

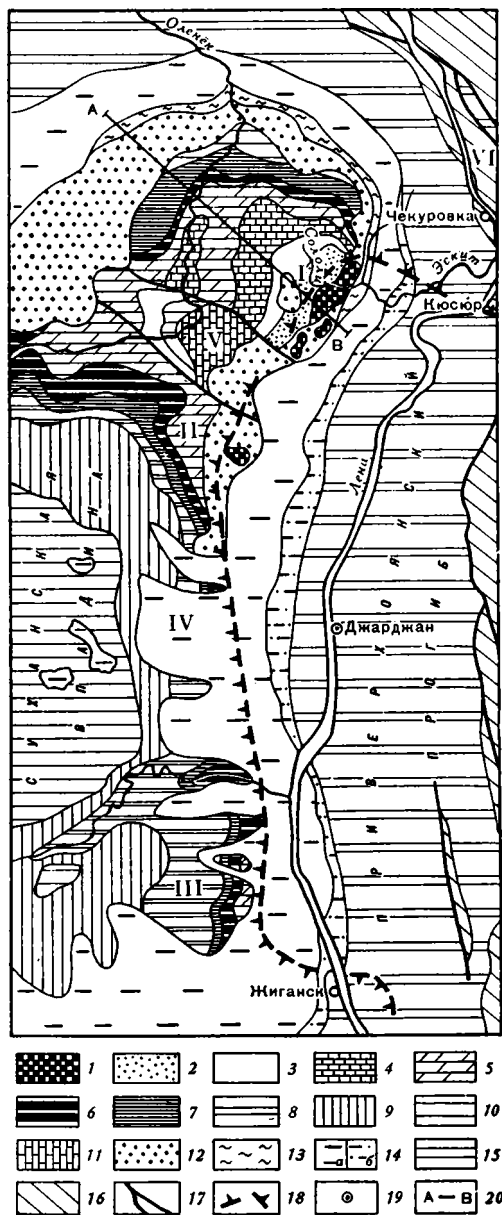
Особенности геологического строения северо-восточной части Сибирской платформы свидетельствуют о том, что до начала мезозоя, в течение которого сформировался современный структурный план, граница платформы пролежала восточнее современной, а на месте Ленского отрезка Приверхоянского краевого прогиба располагался крупный массив. Он длительное время служил областью сноса терригенного материала для смежных частей платформы и Верхоянской геосинклинали. Краткие сведения о существовании древнего поднятия на месте Приверхоянского прогиба имеются в работах Ю. М. Пушаровского (1960), И. П. Атласова (1960), А. В. Лейпцига (1964), Б. Н. Леонова и др. (1965), К. Б. Мокшанцева и др. (1975). Однако в них не указаны границы погребенного массива, различно понимается его возраст, недостаточно учитывается значение массива как древней области сноса обломочного материала (особенно для позднего палеозоя), хотя это важно при реконструкции путей миграции россыпных минералов, в том числе алмазов.

Настоящая статья посвящена анализу этих вопросов. В ее основу положены опубликованные данные и новые материалы по литологии и минералогии рифейских, вендских и верхнепалеозойских отложений рассматриваемого региона, собранные геологами Якутского ТГУ и ЦНИГРИ.

Существование рассматриваемого древнего массива подтверждается прежде всего особенностями структуры доверхнепалеозойского платформенного чехла. Современная северо-восточная окраина платформы представляет собой приподнятую зону субмеридионального простирания. В ее пределах неглубоко (до 1 км) залегает фундамент, местами выступающий на дневную поверхность, и обнажаются рифейские и нижнекембрийские толщ, несогласно перекрытые фрагментарно сохранившимися нижнекаменноугольными, пермскими и нижнеюрскими отложениями. Зона разделяет обширную Суханскую впадину, сложенную горизонтально залегающими известняками и доломитами верхнего кембрия, и Приверхоянский прогиб, заполненный мощными терригенными осадками верхней юры и мела. С севера на юг выделяются Оленекское, Куойско-Далдынское и Мунское поднятия, разделенные Кютингдинским прогибом и Сюнгюдинской седловиной (рис. 1).

Рис. 1. Геолого-структурная схема северо-восточной окраины Сибирской платформы

Сибирская платформа: 1 — раннепротерозойский складчатый фундамент; 2 — нижний рифей; 3 — средний и верхний рифей; 4 — терминальный рифей — венд; 5 — венд — нижний кембрий; 6 — нижний кембрий, ленский ярус — средний кембрий, амгинский ярус — нерасчлененные; 7—9 — средний кембрий; 7 — майский ярус; нижний подъярус; 8 — джактарский горизонт; 9 — силигирский горизонт; 10 — верхний кембрий, чомурдахский и кутугунский горизонты (показанные нерасчлененными); 11 — нижний карбон, турнейский ярус; 12 — пермская система, нижний и верхний отделы; 13 — триасовая система, нижний отдел; 14a — юрская система, нижний и средний отделы (показанные нерасчлененными); Приверхоанский краевой прогиб: 14b — верхняя юра; 15 — меловая система, нижний и верхний отделы (показанные нерасчлененными); 16 — Западно-Верхоянская складчатая система и выступы складчатого основания Приверхоанского краевого прогиба; 17 — главные разрывные нарушения; 18 — предполагаемая граница сводовой части Нижнеленского погруженного массива; 19 — Джарджанская опорная скважина; 20 — линия геологического разреза (см. рис. 2). Основные структуры: I — Оленекское поднятие, II — Куойско-Далдыньское поднятие, III — Мунское поднятие, IV — Сюнгюдинская седловина, V — Кютингдинский грабенобразный прогиб, VI — Хараулахское поднятие



Анализ геологических карт показывает, что рифейские и кембрийские толщи платформенного чехла на Мунском и Куойско-Далдыньском поднятиях имеют выдержанное пологое (до 7—10°) падение на запад. Севернее, на Оленекском поднятии, направление их падения постепенно меняется на северо-западное и затем на северное. Такой региональный наклон слоев позволяет предполагать, что эти толщи слагают уцелевшие от последующей структурной перестройки западное и северное крылья ныне погруженного массива. Западному крылу в фундаменте отвечает региональная зона разломов, трассируемая на Оленекском и Куойско-Далдыньском поднятиях цепочкой выходов раннепротерозойских интрузий преимущественно гранитоидного состава. Северное крыло, судя по платформенному типу разреза вендских и кембрийских толщ, в среднем палеозое протягивалось к востоку до Хараулахского поднятия, где затем было переработано мезозойской складчатостью.

Погребенная сводовая часть массива вырисовывается, таким образом, в ранне- и среднепалеозойском структурном плане на месте Ленского отрезка Приверхоянского краевого прогиба (см. рис. 1). Это подтверждается общим сокращением мощностей и полноты разрезов рифейских, вендских и кембрийских отложений с приближением к указанной территории. В ее пределах по данным бурения (Джарджанская опорная скважина) раннедокембрийский фундамент залегает непосредственно под верхнепермскими и мезозойскими толщами, а вдоль восточных окраин Оленекского и Куойкско-Далдынского поднятий обнажается на нескольких участках из-под маломощного покрова нижнерифейских и несогласно перекрывающих их пармских отложений (Геология СССР, т. XVIII, ч. I, кн. 1, 1970). С севера на юг погребенный свод массива прослеживается, судя по строению его западного крыла, от южной оконечности Хараулахского поднятия до широты Мунского поднятия на расстоянии 450 км. В районе пос. Жиганск раннедокембрийский фундамент погружается (бурением под юрскими отложениями здесь вскрыта туркутская свита терминального рифея — венда), но в 100 км южнее снова воздымается. На это указывают обломки и дресва архейских гнейсов в базальном горизонте юры на восточном крыле Приверхоянского прогиба в бассейне р. Юндюлунг (Мокшанцев и др., 1964). Такое понижение поверхности фундамента говорит о некоторой обособленности этого поднятия в венде. Вместе с тем отсутствие на разделяющей седловине в районе Жиганска кембрийских и пермских отложений свидетельствует о структурной общности поднятия в бассейне р. Юндюлунг и рассматриваемого массива в палеозое. Это говорит о том, что на завершающей стадии своего развития массив имел наибольшие размеры и его южная граница проходила южнее р. Юндюлунг.

Восточная граница совпадает с современным краем платформы, и ее положение в целом сохраняется с позднего палеозоя. В более древние эпохи она, вероятно, проходила восточнее, на что указывает платформенный характер и относительно небольшая мощность вендских и нижне-среднепалеозойских толщ Хараулахского поднятия.

Существование массива доказывается также заметным погружением горизонтов обломочных пород в разрезах рифея, венда, карбона и перми с приближением к его своду.

Среди рифейских отложений такая изменчивость свойственна сыгынахтахской свите, залегающей в основании платформенного чехла и обнажающейся главным образом на Оленекском поднятии. Известно, что ее состав заметно грубеет в южном направлении: на р. Солооли она сложена в основном песчаниками, а южнее, на р. Сыгынахтах, преимущественно конгломератами. В составе валунно-галечного материала в них наряду с господствующим кварцем встречаются гранатовые плагиогнейсы.

В основании хорбусуонкской серии терминального рифея — венда повсеместно прослеживается горизонт терригенных пород. В центральной части Оленекского поднятия ему отвечает базальная пачка маастахской свиты, южнее — базальная пачка туркутской свиты. Обломочный материал сильно грубеет в юго-восточном и восточном направлениях: на р. Хорбусуонке это в основном кварцевые песчаники, а в районе горы Лонгтонгото и на левобережье р. Улахан-Солооли — грубозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники и гравелиты. В составе последних нами наблюдались слабо окатанные обломки и дресва гранитов и гранито-гнейсов. На южном склоне Оленекского поднятия и на Куойкско-Далдынском поднятии горизонт представлен только конгломератами. Снос обломочного материала с юго-востока, со свода массива, подтверждается также замерами косой слоистости в песчаниках маастахской свиты. Важно отметить, что хорбусуонкская серия, залегающая на подстилающих породах с региональным несогласием, в направлении к погребенной:

сводовой части массива последовательно переходит на все более древние толщи рифейского чехла и на востоке Оленекского поднятия, вероятно, залегает непосредственно на фундаменте (самый контакт перекрыт пермскими отложениями) (рис. 2).

Направленная изменчивость состава отмечается и для низов разреза трансгрессивной серии верхней части венда — нижнего кембрия: кессюсинской свиты и отвечающей ей, по В. В. Хоментовскому (1976), нижней части тюсерской свиты, обнажающейся на Хараулахском поднятии. На

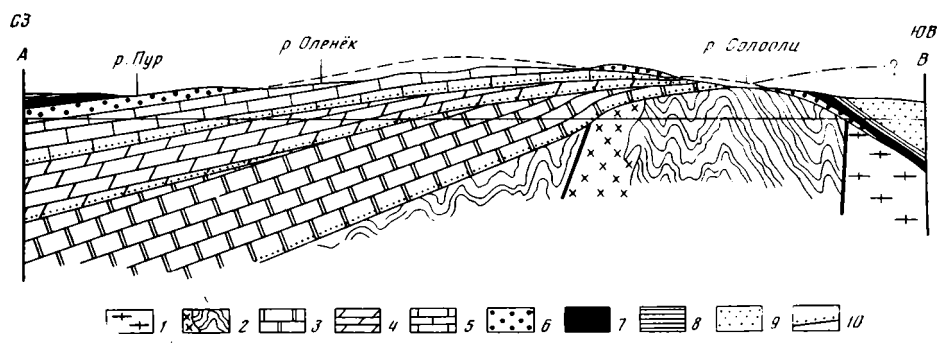


Рис. 2. Схематический геологический разрез Оленекского поднятия

1 — кристаллический фундамент предположительно архейского возраста; 2 — ранне-протерозойский складчатый фундамент с интрузиями гранитоидов и габброидов; 3—4 — рифейская группа: 3 — нижний, средний и верхний рифей (сололийская серия); 4 — терминальный рифей — венд (хорбусуонкская серия); 5 — венд — кембрий; 6 — пермь; 7 — нижний триас; 8 — нижняя и средняя юра; 9 — верхняя юра и мел; 10 — границы несогласного залегания

большом удалении от свода массива, на р. Оленек, терригенные породы в разрезе кессюсинской свиты представлены в основном алевролитами и глинами. Восточнее, на Куойкско-Далдынском поднятии и на северном крыле массива, в Чекуровской антиклинали Хараулахского поднятия в составе обеих свит уже господствуют песчаники и конгломераты. Следует отметить, что галька конгломератов представлена почти исключительно красными гранит-порфирами (Геология СССР, т. XVIII, кн. 1, 1970), которые в современной структуре нигде близко не выходят на дневную поверхность. Мощность свит заметно сокращается по направлению к своду массива. С приближением к нему они трансгрессивно переходят на все более древние горизонты подстилающей хорбусуонкской серии.

Сильное погрубение состава и сокращение мощностей и полноты разреза обнаруживают также толщи карбона и перми Верхоянья на восточной периферии массива. С приближением к нему здесь нередко происходит замещение прибрежно-морских фаций континентальными.

В составе намюрского яруса такая изменчивость, по данным М. Д. Булгаковой и др. (1976), выражается в замещении глинистых отложений северной части Верхоянья мощными (до 1500—1700 м) песчаными осадками в Орулганском антиклинории, обрамляющем с востока рассматриваемый погребенный массив. С приближением к нему, на реках Джарджан и Арга-Кукан, они насыщаются галечно-валунным материалом, в составе которого распространены различные гранитоиды, кварциты, метаморфизованные песчаники, жильный кварц, кремнистые породы, реже известняки. Обращает на себя внимание преобладающий аркозово-кварцевый и олигомиктовый состав песчаников вместо характерного для Верхоянья полимиктового.

То же касается и нерасчлененных отложений среднего и верхнего карбона: глинистые сланцы нижней части хоптинской свиты (1000 м) замещаются в Орулганском антиклинории мощными (1600 м) песчаны-

ми отложениями сетачанской свиты; сланцы и алевролиты вышележащих юпенчинской и суорганской свит восточного крыла антиклинория сменяются песчаниками на его западном крыле.

Подобная, хотя и не столь резко проявленная, изменчивость свойственна нижнепермским мегенской и халджинской свитам, а также верхнепермским хараулахской и сюренской свитам.

Таким образом, на разных стратиграфических уровнях верхнего палеозоя Верхоянья развиты мощные терригенные толщи, состав которых грубеет с приближением к рассматриваемому погребенному массиву. Они представляют собой гигантские шлейфы снесенного с него обломочного аркозово-кварцевого материала.

Пермские отложения западного крыла массива также обнаруживают направленную изменчивость состава. На северо-западном и северном склонах Оленекского поднятия они представлены прибрежно-морскими фациями песчано-глинистого состава, а ближе к своду массива (реки Молодо, Кютингде, Буор-Экит) и на самом своде (Джарджанская скважина) — континентальными фациями: грубозернистыми косослоистыми песчаниками, галечниками и конгломератами с линзами глин, углей и остатками древесных стволов (Геология СССР, т. XVIII, кн. 1, 1970). В составе галек и валунов наряду с местными осадочными породами и жильным кварцем присутствуют породы фундамента: кварциты и гранатовые плагиогнейсы. Валуны последних встречаются В. Ф. Кривоносом в верховье р. Муогдан. Как и в Орулганском антиклинории, для песчаников здесь характерна большая примесь полевых шпатов.

Таким образом, существование древнего массива на месте Приверхоянского краевого прогиба однозначно доказывается как со структурных позиций, так и литологически.

Предыдущие исследователи выделяли лишь отдельные части этого массива, причем их возраст трактовался различно. И. П. Атласов (1960) выделил позднепалеозойское Сололийское сводовое поднятие и расположенный южнее Оленекско-Мунский вал раннепалеозойского возраста; Б. Н. Леонов и др. (1965) указывали на более древнее рифейское заложение Сололийского свода; А. В. Лейпциг (1964; Геология СССР, т. XVIII, кн. 2, 1970) выделил древнюю Далдынскую антиклиналь и Собопольское поднятие, расположенные южнее Сололийского свода. Однако приведенные данные в большей мере говорят о существовании единого крупного массива, устойчиво воздымавшегося в течение рифея и палеозоя. Но географическому положению его целесообразно назвать Нижнеленским. Представление о едином крупном поднятии на месте Приверхоянского прогиба, существовавшем с рифея до середины палеозоя, развивают также К. Б. Мокшанцев и др. (1975).

Фундамент Нижнеленского массива сложен различными комплексами пород. Джарджанская опорная скважина на глубине 1519 м под покровом мезозойских и пермских отложений на платформенном крыле Приверхоянского прогиба вскрыла кристаллическое основание. По материалам первичной документации, породы фундамента представлены здесь чередующимися кристаллическими сланцами, кварцитами, плагиогнейсами и роговообманковыми гнейсами, прорванными жилами гранитов. Их вскрытая мощность 102 м. Принадлежность к архею или нижнему протерозою не установлена.

На восточных окраинах Оленекского и Куойкско-Далдынского поднятий выступающий на дневную поверхность фундамент дорифейского возраста представлен иными, слабометаморфизованными, смятыми в узкие складки песчано-сланцевыми породами экитской серии и прорывающими их гранитоидами и габбро. Радиологический возраст песчаников из низов серии 1980 млн. лет; биотитовых гранитов и пегматитов по ряду определений 1830—2080 млн. лет. Это свидетельствует об их раннепротерозойском возрасте (Геология СССР, т. XVIII, кн. 1, 1970).

Согласно принятой большинством исследователей точке зрения, основанной на данных геофизики, на рассматриваемой территории, как и на всем северо-востоке Сибирской платформы, широко развит слабометаморфизованный складчатый раннепротерозойский фундамент. Но этому противоречат особенности состава терригенных толщ в разрезе осадочного чехла на крыльях массива и в его складчатом обрамлении. Они свидетельствуют о том, что в своде массива размывался главным образом гранитизированный кристаллический фундамент.

На это указывают прежде всего большая примесь аркозового материала и гальки гранитоидов во многих терригенных толщах, развитых на периферии массива. Таковы базальные пачки маастахской, туркутской, кессюсинской и тюсерской свит терминального рифея — венда, мощнейшие толщи карбона и перми западного крыла Орулганского антиклинория, пермские отложения Куойско-Далдынского и Оленекского поднятий. Очевидно, что относительно небольшие массивы раннепротерозойских гранитоидов в составе фундамента не могли дать такого огромного объема аркозово-кварцевого материала.

Валуны и гальки гранатовых плагиогнейсов, присутствующие в конгломератах нижнего рифея, венда и перми на западном крыле массива, прямо указывают на размыв кристаллического основания в соответствующие эпохи.

То же подтверждается и ассоциацией тяжелых минералов в терригенных рифейских, вендских и верхнепалеозойских отложениях. Наиболее характерны для нее альмандин, рутил, циркон и турмалин. Особенно показательна тяжелая фракция из пермских песчаников и конгломератов: по данным В. Ф. Кривоноса и нашим материалам, она представлена в основном альмандином (до 95—99%), большей частью слабо окатанным и иногда очень крупным (до 10 мм). Интересны результаты изучения гранатов из современного аллювия на западном крыле массива. Б. Г. Лутц и К. Н. Никишов (1963) считают, что материнские гранатосодержащие породы принадлежат гранулитовой фации метаморфизма. Э. Г. Сочнева и Р. С. Антонюк, исследовавшие отобранные нами протолочные пробы из рифейских и вендских пород, подчеркивают самостоятельность минералогической провинции рассматриваемого региона. Для нее в отличие от Анабарской, где питающая область также сложена гранитизированными метаморфическими породами, характерно преобладание турмалина над цирконом, преимущественное развитие шерлов и индиголитов в группе турмалина, их крупность и близкая к шарообразной форма. Цирконы по габитусу и окраске тоже отличны от анабарских.

О размыве в своде Нижнеленского массива преимущественно глубоко метаморфизованных гранитизированных пород говорят и особенности обломочного кварца из рифейских, вендских и пермских отложений, изученного В. И. Левиным по методике И. М. Симановича. Кварц оказался типичным для архейских гнейсов и гранитов древних щитов и в то же время резко отличным от такового из метапесчаников нижнепротерозойской экеитской серии и прорывающих ее гранитов.

Таким образом, приведенные минералогические данные подтверждают существование в нижнем течении р. Лены самостоятельной древней питающей области, а также то обстоятельство, что в ее пределах размывался главным образом кристаллический фундамент. Судя по гораздо более сильному метаморфизму и гранитизации слагающих его пород в отличие от экеитской серии, кристаллический фундамент имеет скорее всего архейский возраст. Нижнепротерозойский слабометаморфизованный комплекс слагает, по-видимому, лишь узкие линейные складчатые зоны.

В истории формирования Нижнеленского массива выделяется несколько крупных этапов (рис. 3).

С наиболее древним, раннепротерозойским этапом связано заложение в фундаменте субмеридиональной зоны разломов, отделившей с запада блок будущего Нижнеленского массива.

В течение второго, рифейского этапа в ходе общего погружения этот блок, вероятно, испытывал относительное поднятие. Более определенно его воздымание (и становление Нижнеленского массива) фиксируется в конце рифея. С поднятием связан региональный изгиб рифейских толщ солоольской серии на западном крыле массива и глубокий (не менее 600—1000 м) денудационный срез его свода, где на дневную поверхность был выведен фундамент. Это зафиксировано в виде крупного несогласия в основании хорбузонской серии терминального рифея—венда и подтверждается составом обломочных пород ее базального горизонта. Интересно отметить, что воздымание массива в конце рифея отражает общую для Сибирской платформы и ее обрамления активизацию тектонических движений. Сильное поднятие испытали юго-восточная окраина платформы и Охотский массив (Константиновский, 1969).

Третий этап отвечает терминальному рифею—девону. Как и в течение предыдущего этапа, вначале массив погружался. Судя по преимущественно карбонатному составу, большой мощности и трансгрессивному строению хорбузонской серии на его западном крыле, она, вероятно, перекрывала и его свод. Перед накоплением следующей трансгрессивной серии (венд—кембрий) свод массива на короткое время был поднят, развитие на нем отложения хорбузонской серии размывы и из-под них обнажился фундамент. Об этом свидетельствует обилие галек гранитов в конгломератах тюсерской свиты. Однако этот перерыв имел местное значение. Затем погружение Нижнеленского массива и смежной части платформы возобновилось и продолжалось в течение второй половины венда и всего кембрийского периода.

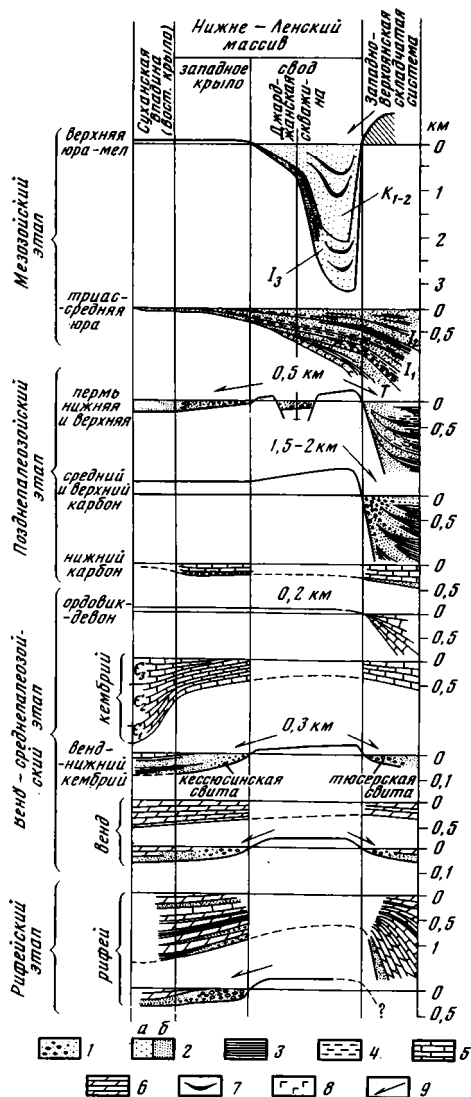


Рис. 3. Схема тектонического развития Нижнеленского погребенного массива

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники (а — крупнозернистые, б — мелкозернистые); 3 — аргиллиты и глинистые сланцы; 4 — алевриты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — угли; 8 — базальты и их туфы; 9 — главные направления сноса обломочного материала. Цифры над разрезами указывают на минимальную амплитуду поднятий (глубину эрозионного среза)

В ходе общего опускания обособились блоки, испытывавшие различную глубину погружения. В среднем и главным образом в позднем кембрии территория будущих Оленекского, Куойкско-Далдынского поднятий и Кютингдинского прогиба отделилась как остаточное поднятие от интенсивно погружавшейся Суханской впадины. Относительно приподнятое положение этой территории доказывается сильно сокращенной по сравнению с Суханской впадиной мощностью кембрийских толщ и неполнотой разреза среднего и верхнего кембрия (выпадает часть силургского и чомурдахский горизонт). Как видно на рис. 1, остаточное поднятие нарастило Нижнеленский массив к северо-западу. Во второй половине этапа (ордовик — девон) северо-восточная часть платформы, включая рассматриваемый массив, испытала общее воздымание. С ним связано несогласие в основании нижнего карбона и перми. Однако амплитуда поднятия была небольшой, не более 200—300 м, благодаря чему относительно маломощный чехол венд-кембрийских отложений на своде массива не был полностью размыт. На это указывает отсутствие не только аркозов, но и вообще терригенного материала в отложениях силура и большей части девона на северо-восточной окраине массива, на территории современного Хараулахского поднятия. Воздымание сопровождалось частичным дроблением массива (заложение Кютингдинского грабенообразного прогиба).

Четвертый, заключительный этап отвечает позднему палеозою. Небольшое прогибание вначале, о котором свидетельствуют маломощные отложения нижнего карбона, сохранившиеся в Кютингдинском прогибе, начиная с намюрского века, сменилось мощным воздыманием, продолжавшимся до поздней перми. Глубокий (не менее 1500—2000 м) денудационный срез фундамента в своде массива доказывается огромным объемом аркозово-кварцевого материала, снесенного в смежную часть Верхоянской геосинклинали. В пермском периоде в отличие от каменноугольного терригенный материал сносился не только в геосинклиналь, но и на прогибавшуюся смежную часть платформы. На это указывает направленная смена фаций с удалением от свода массива к северо-западу, обильная примесь аркозового материала в песчаниках, гальки гнейсов в конгломератах и господство альмандина в составе тяжелой фракции пермских отложений.

Конец перми — триас были переломной эпохой. Воздымание Нижнеленского массива постепенно прекратилось, и на его своде залежились отдельные впадины, заполнившиеся верхнепермскими и нижнетриасовыми континентальными, частью вулканогенными образованиями (Джарджанская скважина вскрыла, вероятно, одну из них). В среднем и позднем триасе началось погружение крупных участков массива. Но часть территории, главным образом на юге, еще оставалась приподнятой и по-прежнему служила областью сноса терригенного материала. В ранней и средней юре массив был окончательно погружен, и на его месте в поздней юре заложился Приверхоянский краевой прогиб.

Рассматриваемый массив не был уникальной структурой. В конце палеозоя подобное ему приподнятое положение имел ряд блоков вдоль восточного края платформы, в пределах которых тоже обнажался кристаллический фундамент. Это упоминавшееся поднятие на р. Юндюлунг, причленившееся к Нижнеленскому массиву, — Вилуйское (?) и Якутское поднятия (Мокшанцев и др., 1975). Все они были погружены при формировании Приверхоянского краевого прогиба и смежной части Вилуйской синеклизы. Из этого следует, что краевые прогибы в отдельных случаях могут закладываться и на месте ранее устойчиво воздымавшихся окраин древних платформ.

На западном крыле Нижнеленского массива и на прилегающей территории Суханской впадины известны трубки и жилы кимберлитов, образующие несколько полей. Для большинства из них твердо установлен мезозойский возраст. Особенностью всех этих тел является практически полное отсутствие в них алмазов (Милашев, 1965, 1971).

Вместе с тем находки алмазов и их минералов-спутников в отложениях перми Куойкско-Далдынского поднятия (Кривonos и др., 1970), а также пиропов в базальном конгломерате нижнего карбона Кютингдинского прогиба (Леонов и др., 1966) свидетельствуют о существовании более древних алмазоносных кимберлитов. Часть из них, по-видимому, имеет среднепалеозойский возраст. На это указывают радиологические датировки своеобразных цирконов из современного аллювия, несомненно происходящих из кимберлитов (Комаров и др., 1973). Другие кимберлиты имеют, вероятно, докембрийский возраст (Метелкина и др., 1976). На это указывает своеобразие значительной части алмазов из современных россыпей, обладающих округлым габитусом, пятнами пигментации и другими признаками, присущими алмазам из докембрийских месторождений зарубежных стран. Подтверждением дорифейского возраста части коренных источников служит находка пироба в отобранных нами пробах из нижнерифейских конгломератов (определение Э. Г. Сочневой).

Местоположение этих допермских (предположительно среднепалеозойских и дорифейских) кимберлитов до настоящего времени не установлено. Нам представляется, что многое в этом вопросе может прояснить привлечение данных о направлениях переноса терригенного материала. Выше было показано, что пермские отложения рассматриваемого района накопились почти исключительно за счет приноса обломочного материала со сводовой части Нижнеленского массива. То же касается нижнерифейских отложений и в меньшей мере базальных конгломератов нижнего карбона, содержащих пиробы. По всей вероятности, вместе с основной массой обломочного материала отсюда были принесены и алмазы с их спутниками. Возможность транспортировки этих минералов на 50—100 км не вызывает сомнений, так как не меньший путь проделали гранаты-альмандины (в том числе крупные — до 10 мм), господствующие в тяжелой фракции пермских отложений. Из этого следует, что коренные источники алмазов, содержащихся в пермских и, возможно, в указанных более древних конгломератах, — кимберлиты допермского возраста — скорее всего расположены в пределах главной питающей области, среди пород фундамента свода Нижнеленского массива. В современной структуре они глубоко погружены и практически недоступны для поисков.

Таким образом, в размещении кимберлитов рассматриваемой территории намечается зональность: более древние (допермские) расположены в пределах ныне глубоко погруженного свода массива, а молодые — мезозойские — на его западном крыле и в смежной части Суханской впадины. Первые, судя по приведенным данным, алмазоносны. Вторые, как уже упоминалось, практически не содержат алмазов. Это согласуется с развиваемой В. А. Милашевым (1974) точкой зрения о концентрической зональности кимберлитовых провинций и указывает на принадлежность кимберлитов данной территории к самостоятельной провинции. Центральная ее часть приурочена, таким образом, к устойчиво воздымавшейся структуре — своду Нижнеленского массива.

Литература

- Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы.— Тр. НИИГА, 1960, т. 106.
- Булгакова М. Д., Коробицын А. В., Семенов В. П., Ивенсен В. Ю. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхояня. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Геология СССР, т. XVIII, ч. I, кн. 1 и 2.— М., «Недра», 1970.
- Комаров А. Н., Житков А. С., Илупин И. П., Сковородкин Н. В. Определение возраста кимберлитов Якутии по цирконам методом треков.— Геол. рудн. месторожд., 1973, № 4.
- Константиновский А. А. Строение и история развития Южно-Верхоянской складчатой области.— Автореф. кандид. дис. Геол. ф-т МГУ, Изд-во МГУ, 1969.
- Кривонос В. Ф., Илупин И. П., Соврасов Д. И. Новые методы оценки возраста кимберлитов на примере Приленской области (северо-восток Сибирской платформы).— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований сев.-вост. части Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.
- Лейпциг А. В. К истории формирования структур восточных районов Сибирской платформы.— Тр. ВСЕГЕИ, 1964, т. 94.
- Леонов Б. Н., Битерман И. М., Натанов Л. М. Особенности тектонического развития Оленекского поднятия в позднем докембрии.— Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 5.
- Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л. Алмазы Приленской области. М., «Наука», 1966.
- Лутц Б. Г., Никишов К. Н. К вопросу о связи состава гранатов с их генезисом.— Тр. ЯФ СО АН СССР. Сер. геол., сб. № 9. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Метелкина М. П., Прокопчук Б. И., Суходольская О. В., Францесон Е. В. Докембрийские алмазоносные формации мира. М., «Недра», 1976.
- Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л., «Недра», 1965.
- Милашев В. А. Потенциальная алмазоносность кимберлитов северо-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Ротапринт НИИГА, Л., 1971.
- Милашев В. А. Кимберлитовые провинции мира. Л., «Недра», 1974.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск, «Наука», 1976.

ЦИНГРИ
Москва

Статья поступила
6 июня 1977 г.

УДК 551.733.1 + 551.24 (571.56 + 571.65)

В. М. МЕРЗЛЯКОВ, П. П. ЛЫЧАГИН

ОБ ОРДОВИКСКИХ ВУЛКАНИТАХ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ
КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Показана необоснованность утверждения Г. А. Гринберга и его соавторов (Геотектоника, 1977, № 4, стр. 32—45) об отсутствии ордовикских вулканитов в Рассошинской зоне. Приведен разрез терригенно-вулканогенной серии рифея — ордовика мощностью 5,6 км, охарактеризованный остатками граптолитов. Структурные особенности зоны и палеотектоническая зональность противоречат представлениям о Колымском массиве.

В журнале «Геотектоника», 1977 г., № 4 опубликована статья Г. А. Гринберга и др.¹, в которой утверждается, что описанные в работах В. М. Мерзлякова (1971), В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина (1973) ордовикские вулканогенные образования выделены необоснованно. Авторы названной статьи приходят к выводу, что комплекс нижнего палеозоя Рассошинской (Арга-Тасской) зоны формационно не отличается от синхронных карбонатных комплексов Омулевского (Момского), Приколымского и Полоусненского горст-антиклинорий, а это в свою очередь будто бы подтверждает принадлежность нижнепалеозойских образований к чехлу Колымского массива и противоречит отнесению Рассошинской зоны к Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системе (Шило и др., 1973). На чем же основаны эти выводы?

Авторы статьи, ссылаясь на исследования Г. С. Гусева проведенные им в 1976 г., пишут, что «...в среднем течении р. Серечен и в верховьях р. Ичен (т. е. в стратотипическом районе, — В. М. и П. Л.) в состав ордовика В. М. Мерзляковым (1971) ошибочно включены среднепалеозойские и мезозойские дайки, покровы и туфы основных пород, а также верхнесилурийские трахиты». В связи с этим в существующую стратиграфическую схему (Мерзляков, 1971_{1,2}) вносится ряд «поправок», суть которых сводится к следующему. Из разреза совершенно исключаются бинкская и булгутская толщи, а из состава сереченской выделяются нижнесилурийские известково-глинистые сланцы и известняки, верхнесилурийские доломиты бизонской свиты (до 400 м) и красноцветные породы мирненской свиты (300 м). Иными словами, разрез «очищается» от вулканитов, расширяется его возрастной диапазон за счет выделения «силура», а установленному ранее структурному несогласию между рифейско-ордовикским комплексом и девоном не придается никакого значения.

К сожалению, Г. А. Гринберг и его соавторы не подкрепляют своих новых построений ни геологической картой, ни описаниями и зарисовками разрезов, т. е. никаких фактических данных не приводится. Более того, по непонятным причинам совершенно игнорировано имеющееся палеонтологическое обоснование ордовикских толщ, разработанное на

¹ Г. А. Гринберг, Г. С. Гусев, Е. Е. Милановский, К. Б. Мокшанцев, В. И. Славин, В. Е. Хаин. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных.

основании заключений таких крупных специалистов, как А. М. Обут, Р. Ф. Соболевская, Р. С. Елтышева, М. М. Орадовская и Б. В. Преображенский.

Терригенно-вулканогенный разрез позднего докембрия и палеозоя, о котором идет речь, опубликован в работах В. М. Мерзлякова (1967, 1971²), В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина (1973), и повторять его полное описание здесь, очевидно, нет смысла. Мы ограничимся тем, что для ориентации читателя приведем стратиграфическую колонку рифейско-нижнепалеозойских образований и схему геологического строения междуречья Серечен — Ичен (рис. 1, 2). Эти материалы взяты из наших прежних работ, но в них внесены некоторые новые данные, полученные нами в 1977 г. Они не меняют принципиальных положений, высказанных ранее, а лишь уточняют их. Основное внимание ниже мы сосредоточим на вопросах обоснования возраста вулканогенных пород и правомерности выделения силура. Коснемся также структурных соотношений рифейско-ордовикского комплекса с девоном и проблем палеотектонической зональности.

Терригенно-вулканогенные породы в междуречье Серечен — Ичен были установлены давно, но возраст их долгое время оставался неясным. Достаточно сказать, что даже после проведения съемки м-ба 1:50 000 их относили к юре (А. А. Николаев, 1940 г.), а затем к перми (А. А. Николаев, 1942; А. Г. Лапшинов, 1959). При этом считалось, что они с несогласием лежат на девоне. Такую же трактовку принял Н. А. Богданов (1963), пересекавший район в 1959 г. по р. Рассохе. Г. С. Гусев, совершивший в 1963 г. маршруты по рекам Зырянке и Булкату, посчитал все встреченные магматические породы мезозойскими (Гусев, Ненашев, 1966). Никакого палеонтологического обоснования возраста рассматриваемых терригенно-вулканогенных толщ в то время не было. К перми или к юре их относили ус-

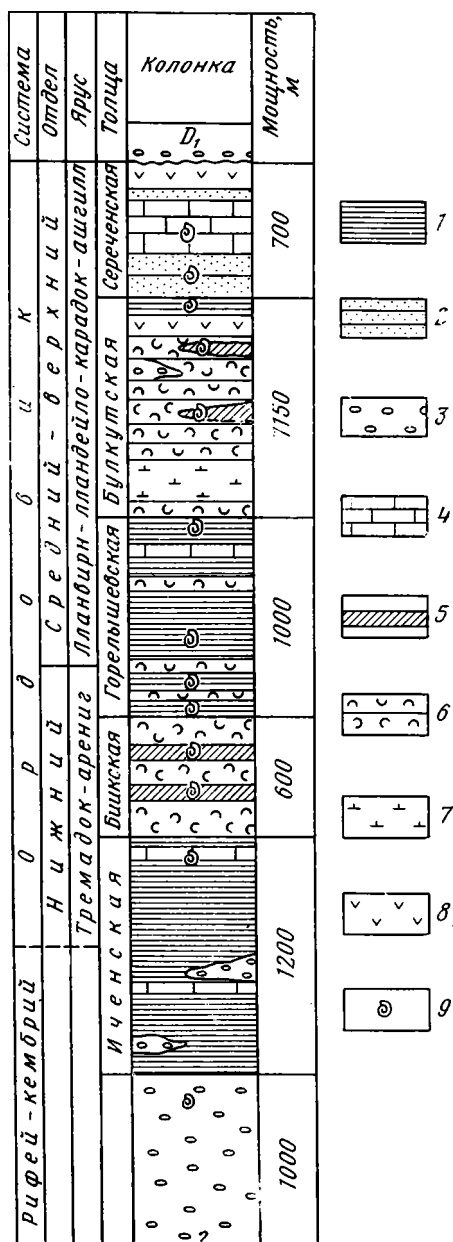


Рис. 1. Стратиграфическая колонка рифейско-нижнепалеозойских образований междуречья Серечен — Ичен

1 — глинистые сланцы и алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — кремнисто-глинистые породы; 6 — туфы и туфобрекчии, преимущественно трахибазальтов; 7 — трахибазальты; 8 — трахиты; 9 — палеонтологические остатки

² Статья в «Докладах АН СССР» опубликована по представлению А. В. Пейве после его знакомства с документацией и литологической коллекцией ордовикского разреза во время приезда в Магадан в 1969 г.

ловно, считая, что они залегают на девоне и обнаруживают литологическое сходство с пермскими и юрскими образованиями смежных районов. Вопрос проявился, когда в 1964 г. В. М. Мерзлякову удалось обнаружить в терригенно-вулканогенном комплексе на левобережье р. Серечен остатки ордовикских граптолитов (Мерзляков, 1967). Затем, в

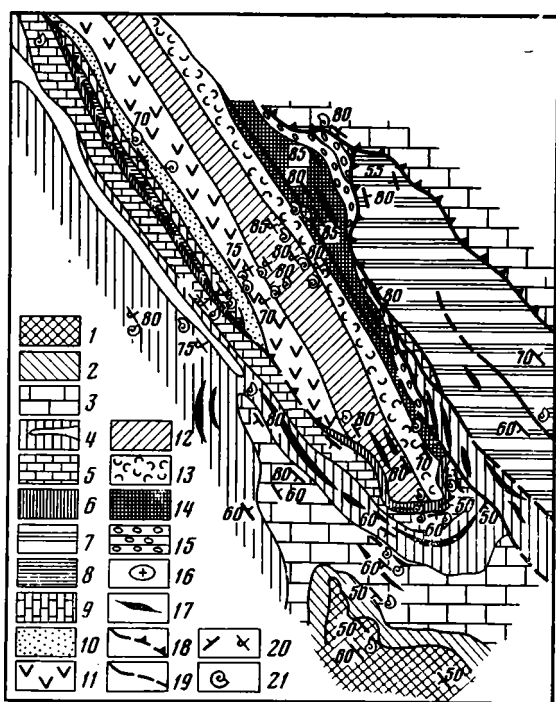


Рис. 2. Схема геологического строения междуречья Серечен — Ичен
1, 2 — нижний карбон (1 — толща известняков и кремнистых пород, 2 — толща кремнистых и глинистых сланцев); 3 — верхняя часть эйфельского яруса — фаменский ярус (толща массивных серых известняков); 4 — средняя часть эйфельского яруса (толща углисто-глинистых сланцев; белым выделены гипсы и ангидриты); 5 — нижний девон — нижняя часть эйфельского яруса (толща коралловых известняков); 6 — низы нижнего девона (горизонт базальных конгломератов); 7 — нерасчлененный ордовик; 8—10 — средний — верхний ордовик, сереченская толща (8 — трахиты, 9 — известняки и доломиты, 10 — песчаники и туффиты); 11 — верхняя часть лландейлонизы карадока, булгутская толща (трахибазальты, трахиты и их туфы); 12 — верхняя часть аренига — низы лландейло, горелышевская толща (глинистые сланцы с прослоями туфов); 13 — арениг, бинкская толща (туфы трахибазальтов, глинисто-кремнистые породы); 14 — кембрий (?) — низы нижнего ордовика, иченская толща (филлиты, глинистые сланцы); 15 — верхний рифей (?) (глыбово-валунные конгломераты); 16 — интрузии гранитоидов; 17 — пластовые тела и дайки диабазов; 18 — надвиги; 19 — сбросы, сбрососдвиги; 20 — элементы залегания пород (а — наклонные, б — опрокинутые); 21 — место сбора окаменелостей

1968 г., разрез был детализирован, в нем обнаружены более древние элементы (рифей), а все выделенные подразделения закартированы. Было установлено, что древние толщи и девон в среднем течении р. Серечен находятся в опрокинутом залегании (Мерзляков, 1971₂).

Как же все-таки обоснован возраст вулканогенных пород? Нет ли здесь каких-либо ошибок?

В многочисленных коренных обнажениях по левобережным притокам р. Серечен (ручьи Горелышев, Чалый и др.), в верховьях р. Ичен и руч. Широкого, а также на водоразделах междуречья Рассохи — Булгута и Трюлины, бесспорно устанавливается, что вулканогенные породы

(туфы базальтоидов, трахибазальты, трахиты) образуют единый комплекс с глинистыми сланцами, кремнисто-глинистыми породами, алевролитами, песчаниками, известняками и конгломератами. Они переслаиваются с ними в виде прослоев, пачек и толщ разной мощности.

Интрузивные образования (дайки и субвулканические тела), на которых акцентируют внимание Г. А. Гринберг и его соавторы, распространены незначительно и большинство их скорее всего комагматично эффузивным породам разреза. В первую очередь это относится к характерным авгитовым трахибазальтам.

Вулканогенные базальтоидные породы встречаются, как уже говорилось выше, по всему разрезу ордовика, но в особенно больших количествах они сосредоточены на двух уровнях, соответствующих биикской (600 м) и булкутской (1000 м) толщам. Аренигский возраст первой доказывается находками в ней граптолитов *Loganograptus logani* (Hall), *Tetragraptus* (*Eotetragraptus*) *quadribrachiatas* (Hall), *T. (E.) zhejiangensis* Geh, *Isograptus gibberulus* (Nich.), *I. walkottorum* Rued., *I. chinghaiensis* Hsu, *Trigonograptus ensiformis* (Hall) (определения А. М. Обута и Р. Ф. Соболевской).

Булкутская толща датируется верхней частью лландейльского яруса, так как включает остатки зональных форм *Nemagraptus gracilis* (Hall)³, а подстилается горелышевской толщей, в кровле которой собраны *Glyptograptus* ex gr. *teretiusculus* (His.), *Glossograptus* ex gr. *hincksi* Норк., *Cryptograptus tricornis* (Carr.).

Важно отметить, что граптолитов в булкутской толще удалось обнаружить не только в опорном разрезе руч. Горелышева, но и в ряде других выходов (на левобережье р. Булгут, в верховьях р. Агынджи). Развитые там вулканиты до сих пор считались исследователями, в том числе Г. С. Гусевым, верхнеюрскими и относились к илиньтасской свите.

Большое значение для определения верхней возрастной границы булкутской толщи имеет залегающая на ней пачка глинистых сланцев с прослоями туфов и известняков общей мощностью около 150 м. Эта пачка недавно обнаружена геологами НПО «Аэрогеология» Г. А. Максимова и др. Мы собрали в ней комплекс граптолитов карадокского яруса (зона *Climacograptus peltifer*).

Теперь несколько слов о «верхнем силуре», выделенном Г. А. Гринбергом и его соавторами (1977) из состава сереченской толщи. Достаточно сказать, что так называемая бизонская свита содержит, по нашим данным, остатки кораллов *Catenipora minima* (Tschern.) и криноидей *Pentagonocyclus* cf. *apertus* Yelt., *Bystrowicrinus quinquilobata* Yelt. По заключению Б. В. Преображенского и Р. С. Елтышевой, указанные окаменелости встречаются в отложениях среднего ордовика — нижнего силура. Настоящая же бизонская свита, широко развитая в Омудевских горах, содержит совершенно иной фаунистический комплекс, характеризующий лудловский ярус верхнего силура (Мерзляков, 1971₂). Следовательно, отложения, о которых идет речь, ни в коем случае нельзя относить к бизонской свите. Это явное недоразумение. То же самое касается и так называемой мирненской свиты, выделенной в бассейне р. Серечен. Ни по вещественному составу, ни по стратиграфическому положению она не соответствует мирненской свите стратотипического района, а красноватый облик пород еще не основание для их возрастной корреляции.

Вопрос о «нижнем силуре», выделенном Г. А. Гринбергом и др. (1977) на левобережье р. Серечен стратиграфически ниже «бизонской свиты», отпадает в свете сказанного сам собой. Это тем более очевидно.

³ Ранее зона *Nemagraptus gracilis* относилась к нижнему карадоку, а сейчас считается лландейльской (Решения IV и V пленумов ПК МСК по ордовика и силуру, май 1972 г., январь 1975 г., Ленинград).

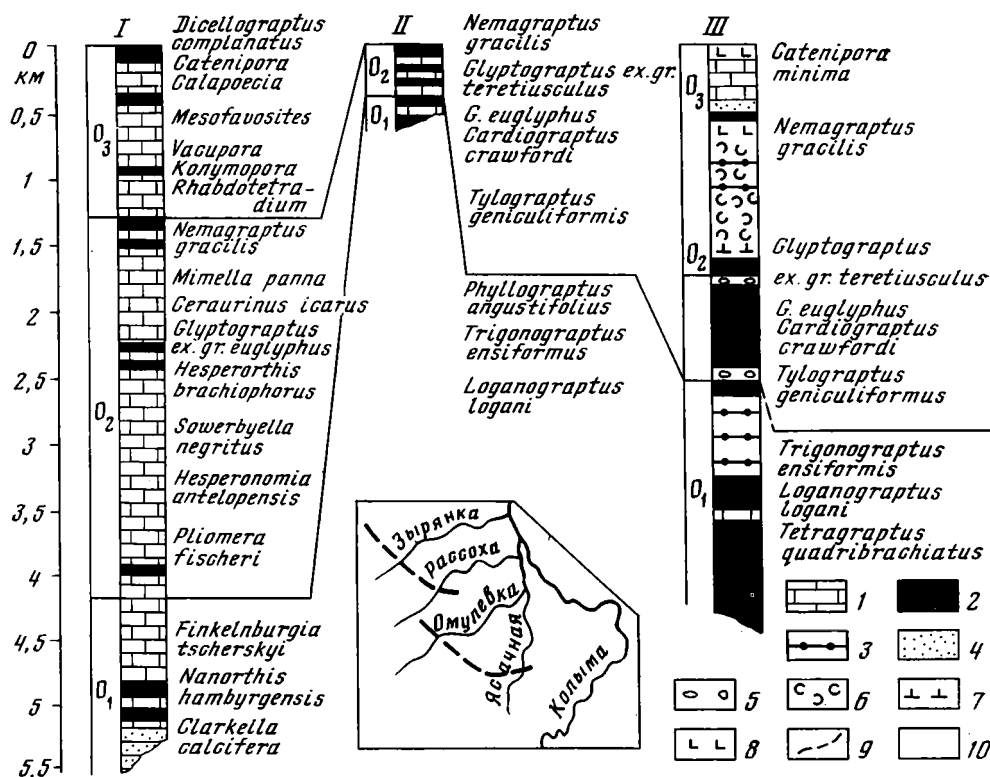


Рис. 3. Характер фациальных изменений разрезов ордовика на юго-востоке горной системы Черского. Составлен с использованием данных М. М. Орадовской (1966) и Р. Ф. Соболевской (1970)

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы и алевролиты; 3 — глинисто-кремнистые породы; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — туфы трахибазальтов и трахитов; 7 — трахибазальты; 8 — трахиты; 9 — простирации главнейших структур; 10 — местоположение опорных разрезов на схеме-врезке

что в этих отложениях нами собраны остатки брахиопод ордовикского облика *Okoplecia* sp. indet., *Sowerbyella* sp. indet., *Hesperorthis* sp. indet. (определения М. М. Орадовской). Таким образом, никаких объективных данных для выделения силура из состава сереченской толщи не имеется.

Древний возраст обсуждаемых терригенно-вулканогенных толщ кроме приведенных стратиграфических и палеонтологических данных хорошо подтверждается также характером структурных соотношений их с девоном.

В верховьях ручьев Широкого и Чалого (нижняя часть рис. 2) установлено, что почти все подразделения рифея — ордовика с резким угловым и азимутальным несогласием перекрываются палеонтологически охарактеризованным нижним девоном с базальными конгломератами в основании. Здесь же (в левой вершине руч. Чалого) видно, как девонские конгломераты перекрывают не только глинистые сланцы, туфы и другие породы ордовика, но и упоминавшиеся авгитовые трахибазальты булгутской толщи.

Такое же несогласие в прекрасных коренных выходах наблюдается на левобережье р. Булгут в урочище Гришкина Радость, где девон лежит на рифее.

Важно отметить, что базальные девонские конгломераты и песчаники повсеместно содержат обильный вулканический материал, в том числе валуны базальтов и трахитов.

Мы полагаем, что приведенных данных вполне достаточно для того, чтобы показать неправомочность отрицания ордовикских вулканитов на Северо-Востоке СССР. Кроме Рассошинской зоны они установлены на правобережье р. Колымы, ниже устья р. Ирелях-Сиене (Сурмилова, Шарковский, 1972). Этот выход повторно исследовался нами в 1974 г. В дополнение к имевшимся находкам среднеордовикских граптолитов мы собрали здесь в прослоях глинистых сланцев среди базальтов остатки *Dicranograptus* sp., *Climacograptus* ex gr. *bicornis* (Hall), *Pseudoclimacograptus* sp., характеризующие, по заключению Р. Ф. Соболевской, средний ордовик не древнее зоны *Nemagraptus gracilis*. Сходный комплекс граптолитов собран и среди вулканитов ниже по течению р. Колымы, у устья р. Каменки, в урочище Пушкино. Правда, граптолиты здесь находятся в осыпи и еще требуют точной привязки к разрезу. Заметим, что оба упомянутых выхода вулканитов на р. Колыме на всех геологических картах показаны верхней юрой.

Таким образом, можно утверждать, что на Северо-Востоке СССР кроме уже давно известных карбонатных и терригенно-карбонатных комплексов ордовика развиты также терригенно-вулканогенные. Они не ограничиваются только Рассошинской зоной, а распространены шире и во многих районах обширного междуречья Колымы и Индигирки, вероятно, еще не выявлены. Несмотря на это, уже сейчас можно говорить о том, что карбонатные толщи нижнего палеозоя Омулевского и Приколывского поднятий замещаются в направлении к Алазейскому плоскогорью терригенно-вулканогенными. Один такой профиль, хорошо обоснованный палеонтологическими данными, представлен на рис. 3. Вряд ли он подтверждает тезис Г. А. Гринберга и его соавторов о сокращении мощностей нижнепалеозойских образований в направлении от окраин к центральной части Колымского массива, равно как и о принадлежности их к платформенному чехлу. Скорее он свидетельствует о существовании в междуречье Колымы и Индигирки былой эвгеосинклинальной зоны. С этими выводами хорошо согласуются данные, полученные нами в последние годы на Алазейском плоскогорье, но это уже другая тема.

Литература

- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е., Мокшанцев К. Б., Славин В. И., Хайн В. Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Гусев Г. С., Ненашев Н. И. Новые данные о возрасте магматических проявлений в южной части горной системы Черского (Якутия) по определениям абсолютного возраста и геологическим наблюдениям.— В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения, М., «Наука», 1966.
- Мерзляков В. М. Новый тип разреза ордовика на Колымском массиве.— Колыма, 1967, № 7.
- Мерзляков В. М. Терригенно-вулканогенный разрез ордовика горной системы Черского.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 5.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР). М., «Наука», 1971.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.
- Орадовская М. М. О двух типах разреза ордовика на Колымском массиве.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 18. Магадан, 1966.
- Соболевская Р. Ф. Биостратиграфия среднего и верхнего ордовика окраинных поднятий Колымского массива по граптолитам. Автореферат канд. дис. Новосибирск, 1970.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойда Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.

УДК 551.24 + 551.72 (575)

С. С. КАРАПЕТОВ

**РАННИЙ ДОКЕМБРИЙ И ЕГО ПОЗИЦИЯ
В СТРУКТУРАХ ЮГА СРЕДНЕЙ АЗИИ**

На востоке Средиземноморского складчатого пояса Евразии (Афганистан, Памир, Каракорум) раннедокембрийские глубокометаморфизованные комплексы обнажаются в тектонически изолированных блоках, закономерно выстраивающихся в субпараллельные ряды или кристаллические оси на границах позднепротерозойско-фанерозойских зон седиментаций. Появление этих структур связано с расколами и раздвигами сформированного к концу раннего докембрия единого гранитно-метаморфического слоя земной коры, знаменующими начало заложения байкальского основания Средиземноморского складчатого пояса.

Рассматриваемая территория, ограниченная на севере Ферганской депрессией, а на юге горными дугами Белуджистана и Гималаев, включает сооружения двух крупнейших на Земле складчатых поясов — Урало-Монгольского и Средиземноморского. К первому из них, захватывая самый южный его край, относятся структуры Южного Тянь-Шаня, во второй пояс целиком входят горные системы Гиндукуша, Памира, Каракорума, составляющие два центральноазиатских сегмента пояса — Афгано-Памирский и Памиро-Каракорумский. Проблема соотношения Южного Тянь-Шаня и в целом Урало-Монгольского пояса со Средиземноморским, а в пределах последнего характер структурных связей между двумя его сегментами — эти и многие другие проблемы являются предметом длительной дискуссии. В последние годы особую остроту приобрел в более широком плане вопрос о природе того основания, на котором были заложены складчатые пояса, в частности Средиземноморский, и о роли выступающих здесь на поверхности древнейших гранито-гнейсовых массивов. По этому вопросу существуют два различных мнения. М. В. Муратов (1969, 1972) считает, что до обособления в позднем протерозое Средиземноморского пояса земная кора на всем этом пространстве «обладала океаническим типом строения», распространение же древнейшего гранито-гнейсового слоя континентального типа было первично локальным и связано с отдельными массивами. Согласно же представлениям В. Е. Хаина (1970), формированию байкальского основания пояса предшествовали многочисленные расколы и раздвиги консолидированного к концу раннего докембрия единого гранито-метаморфического слоя — основания древних платформ гондванской и лавразийской групп. Изложенные ниже материалы по югу Средней Азии достаточно убедительно свидетельствуют в пользу второй точки зрения.

Следы раннедокембрийских структур в пределах пояса сохранились в виде отдельных то более, то менее крупных массивов или блоков кристаллических пород, которые вместе с байкальскими зеленосланцевыми комплексами принимались за выступы фундамента складчатых систем или срединные массивы. В их пространственном размещении не усматривалось никакой закономерности, поскольку геологически не были увязаны между собой целые регионы. Именно так обстояло дело на востоке Средиземноморского пояса Евразии. Скучные сведения о геологии Ка-

ракорума, а до недавнего времени и Афганистана осложняли попытки геологов сопоставить Памир как наиболее изученный с этими регионами и приводили к не совсем удачным, на наш взгляд, корреляционным построениям. Не видя прямых структурных связей между Афгано-Памирским и Памиро-Каракорумским сегментами альпийского пояса, некоторые исследователи пришли к идее об особой роли Индо-Памирской области как великого «геораздела», в пределах которого, если не все, то большинство структур, простирающихся с востока, практически полностью редуцируются, едва достигнув афганской территории (Петрушевский, 1961, 1969, 1970; Резвой, 1964). Однако исследования последних 10 лет в Афганистане показали, что основные структурные элементы Памиро-Каракорумского сегмента продолжают существовать на территории Афганистана и располагаются там в такой же последовательности, обнаруживая удивительную выдержанность фаций, строения разрезов, мощностей и т. п. При прослеживании их по простиранию была установлена система субмеридионального левостороннего сдвига (Карпетов и др., 1975), разделяющего оба сегмента складчатого пояса, движения по которому привели к разрыву и взаимному смещению ранее единых структур, создав ложную картину якобы их первичного вырождения.

С преодолением корреляционного барьера между обоими сегментами стало возможным сразу на большой площади и в едином структурном плане проследить положение и развитие отдельных тектонических элементов, в том числе блоков древнейших метаморфических пород. При этом выяснилось, что в пространственном размещении блоков нет элементов случайности, хаотичности. Все они выстраиваются в систему субпараллельных рядов или кристаллических осей, отделенных от смежных позднепротерозойских зеленосланцевых трогов региональными разломами, неоднократно исчезают и вновь появляются на поверхности только в пределах этих шовных зон, никогда не меняя позиции граничных структур, как бы не были масштабны горизонтальные движения в земной коре.

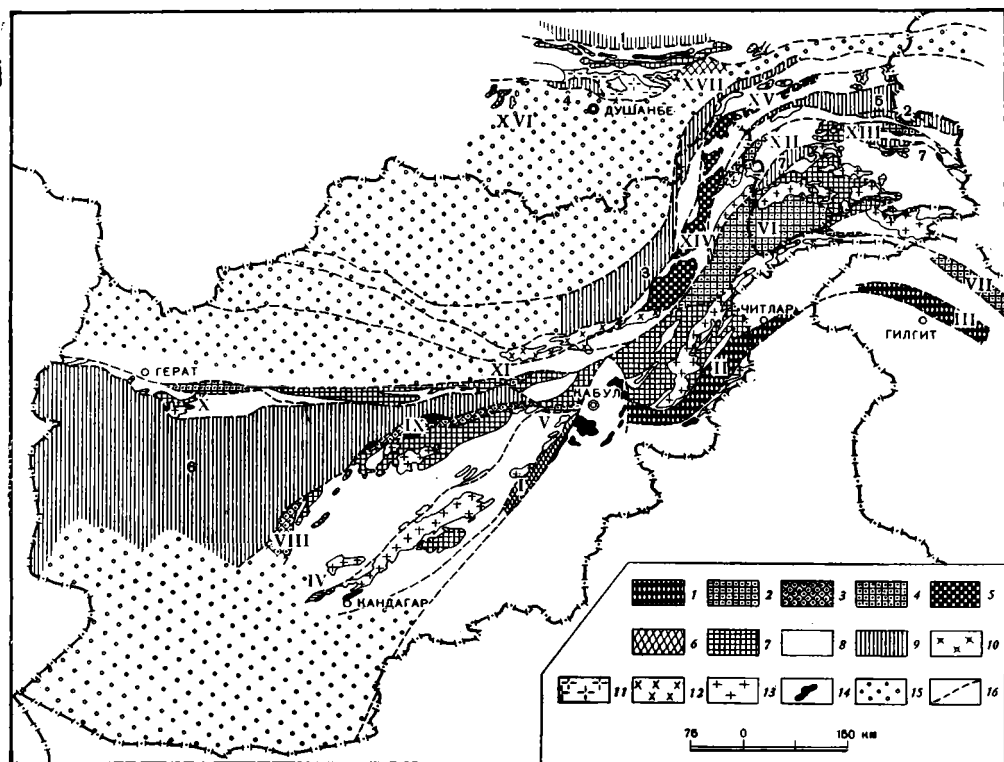
В пределах рассматриваемой территории намечаются, таким образом, шесть кристаллических осей, протягивавшихся с запада на восток на многие сотни километров через всю территорию Афганистана, Памира и Каракорума. С юга на север это Нуристанская, Бадахшанская, Варазская, Музкольская, Боршидская и Афгано-Таджикская кристаллические оси, названные так по наиболее крупным блокам (рисунок).

Нуристанская кристаллическая ось в современной структуре представлена тремя изолированными блоками: Газнийским, Нуристанским и Гилгитским.

Газнийский блок, расположенный западнее г. Газни, сложен регионально метаморфизованными в амфиболитовой фации различными кристаллическими сланцами, гнейсами, реже кварцитами мощностью не меньше 1500 м. Перекрывающие их отложения неизвестны. Во внутренней структуре блока удается наметить ряд сложнопостроенных моноклиналией обычно с крутыми северо-западными падениями. Простирание их северо-восточное, местами близкое к меридиональному, совпадающее с общим направлением самого блока и соседних структур Аргандабской зоны. Разломы, ограничивающие блок с северо-запада и юго-востока, несомненно относятся к числу крупнейших в Афганистане. Первый из них — Мукурский разлом на протяжении 500 км отделяет блок вместе с Тарнакской депрессией от зоны Аргандаб и продолжает активно развиваться на новейшем неоген-четвертичном этапе. Юго-восточная граница блока — Чаманский разлом, на данном отрезке совпадает с Памиро-Афганским сдвигом (Карпетов и др., 1975), который косо срезает не только сам блок, но и все остальные структуры Центрального Афганистана, смещая их к северу в сторону Памира. Одновременно он является и той шовной зоной, которая в современном плане отделяет мезозойды

Центрального Афганистана от палеогенового флишевого трога Юго-Восточного Афганистана вместе с его далеко выдвинутым к северу Кабульским клином.

Нуристанский блок занимает правобережье р. Кунар, простирается в север-северо-восточном направлении до района Читрала, и по всей вероятности, соединяется с более восточным Гилгитским блоком либо



Основные структурные элементы земной коры юга Средней Азии

Раннедокембрийские кристаллические оси. 1 — Нуристанская (блоки: I — Газнийский, II — Нуристанский, III — Гилгитский); 2 — Бадахшанская (блоки: IV — Эшкободский, V — Майданский, VI — Бадахшанский, VII — Центрально-Каракорумский); 3 — Варазская (блоки: VIII — Башлангский, IX — Варазский); 4 — Музкольская (блоки: X — Кохезауский, XI — Поймурийский, XII — Шипадский, XIII — Музкольский); 5 — Курговатская (блоки: XIV — Ишкамышский, XV — Курговатский); 6 — Афгано-Таджикская (блоки: XVI — Байсунский, XVII — Гармский). Байкальское складчатое основание: 7 — на поверхности, 8 — под платформенным чехлом, 9 — палеозойско-мезозойские эвгеосинклинальные трог (1, 2 — ордовик-раннесилурийские; 3, 4 — каменноугольные; 5 — пермские; 6 — позднетриасово-раннемеловые). Основные гранитоидные массивы: 10 — каменноугольные; 11 — позднепалеозойские; 12 — раннемезозойские; 13 — мел-палеогеновые; 14 — гипербазиты; 15 — мезозойско-кайнозойские депрессии; 16 — главнейшие структурные швы

близко к нему подходит. Выделение блока представляет собой первую попытку отчленить раннедокембрийский первично глубоко метаморфизованный комплекс пород от развитого к северу и северо-западу собственно байкальского зеленосланцевого комплекса (с фрагментами палеозойско-мезозойского чехла), полосу которых предлагается выделить в самостоятельную Восточно-Гиндукушскую зону. Осадочные толщи в ней прорваны крупнейшими гранитоидными массивами Нуристана, гранитизированы и повторно метаморфизованы в зонах их контактового воздействия. Поэтому граница между ними в значительной степени затухает, и не случайно обе эти структуры обычно рассматриваются вместе в составе Нуристанского или, более широко, Памиро-Нуристанского сре-

динного массива добайкальской либо байкальской консолидации (Славин, 1976; Перфильев, Моралев, 1971; Пашков, 1975). По данным авторов цитируемых работ, а также Ш. Ш. Деникаева и В. П. Феоктистова, породы Нуристанского блока представлены в нижней половине разреза (более 3000 м) биотитовыми, гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов, мраморов, амфиболитов и мигматитов, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Верхняя половина разреза, в основном мраморно-кварцито-сланцевая мощностью 3000—4000 м, испытала метаморфизм в условиях фации эпидотовых амфиболитов. Для Нуристанского блока характерно развитие редкометалльных пегматитов. Породы блока собраны в сложные, близкие к линейным складки с крутыми (40—80°) наклонами крыльев. Они имеют отчетливое юго-западное простирание. В том же направлении происходит выклинивание блока ограничивающими его глубинными разломами — Нуристанским и Кунарским. Первый проходит сначала по краю Нуристанского батолита, затем отходит от него к востоку и, сопровождаясь с внешней стороны клиньями мезозоя и палеозоя, уходит в Читрал. Кунарский разлом выражен более отчетливо. Он отделяет блок с юго-востока от структур альпийского седиментационного пояса, подобно тому как Чаманский разлом отделяет от них блок Газни, а нижеописанный Шайокский — блок Гилгит. Безусловно, это составные части крупного продольного линеамента, а указанные блоки — это «осколки» единого структурного сооружения добайкальской консолидации, и причину их современной разобщенности следует искать в позднейших тектонических движениях.

Гилгитский блок выделен в наименее изученной части Западного Каракорума, в так называемых гилгитских Трансгималаях (Беляевский, 1966). Он слагает осевую часть хр. Ракапоши, откуда протягивается на восток к бассейну р. Шайок, а на запад вдоль долины р. Гилгит до Ясина. Еще западнее он, возможно, пересечет хр. Хиндурадж и, спустившись к Читралу, окажется непосредственно на продолжении Нуристанского блока. В строении блока участвуют значительной мощности гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты, кристаллические сланцы с мраморами. Данный комплекс ничем не перекрывается и Н. А. Беляевский справедливо полагает, что эта территория выступала в качестве длительно развивавшегося в палеозое поднятия между Гималаями и Каракорумом. Северную границу поднятия можно наметить по появлению мощных зеленосланцевых толщ (рифей?), среди которых севернее Читрала появляются клинья девона, верхнего палеозоя и пермо-триаса. Эту полосу предлагается выделить в самостоятельную Южно-Каракорумскую зону. С юга Гилгитский блок на всем протяжении отделен от гималайских структур Шайокским (Шиокским) глубинным разломом (Беляевский, 1965). Он трассируется телами основных и ультраосновных пород, которые в ассоциации с мел-палеогеновым осадочным комплексом характеризуют протягивающуюся почти до Читрала шовную зону Инда (Ганссер, 1966; Desio, 1966). В этой роли северной границы позднеальпийского трога особенно подчеркивается структурное единство Гилгитского и ранее описанного Газнийского блоков, соединительным звеном которых выступал блок Нуристана.

Следующий к северу ряд раннедокембрийских блоков — Эшкободский, Майданский, Бадахшанский и Центрально-Каракорумский составляет самостоятельную **Бадахшанскую кристаллическую ось**, отделенную от Нуристанской на всем протяжении верхнепротерозойским зеленосланцевым комплексом, перекрытым весьма характерным венд-юрским платформенным чехлом.

Эшкободский блок расположен в низовьях р. Аргандаб. Его тектоническая позиция как пограничной структуры та же, что и у Газнийского блока; он отделяет Аргандабскую зону от более северной Гильмендской.

В строении блока участвуют (по данным А. Н. Демина и Ю. М. Довгала) полосчатые гранито-гнейсы, гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты мощностью свыше 2000 м. Гнейсы гранат-двуслюдяно-кварцево-плагиоклазовые, сланцы кварц-мусковитовые и гранат-кварц-двуслюдяные со следующими минеральными ассоциациями: мусковит — биотит — кварц — плагиоклаз — альмандин, кварц — мусковит, альмандин — биотит — мусковит — кварц, характеризующими амфиболитовую фацию метаморфизма. Интрузивные образования, относимые к варазскому комплексу нижнего — среднего (?) протерозоя, представлены гнейсо-гранитами с неясными расплывчатыми границами и многочисленными послойными и секущими пегматоидными и кварц-полевошпатовыми жилами. Во внутренней структуре блока благодаря полосчатости в гнейсах намечаются куполовидные округлые и овальные в плане брахиантиклинали в сочетании с линейно вытянутыми моноклинальными пакетами пластов, в которых преобладают крутые углы падения.

Неясными остаются первоначальные размеры и форма блока. Широкое развитие всех разновидностей пород блока в гальке и валунах палеогеновых отложений района позволяет думать, что мы имеем дело лишь с фрагментом некогда крупной положительной структуры на границе Аргандабской и Гильмендской зон, длительное развитие которой, очевидно, явилось причиной различного строения разрезов обеих зон. В современном плане район непосредственного стыка этих зон, под которым, вероятно, погребено северо-восточное продолжение Эшкободского блока, маркируется на протяжении 350 км тектоническими клиньями палеоген-неогеновых красноцветов и вулканитов, а также выходами рифейских зеленосланцевых толщ с гальками плагиогранитов варазского комплекса. И только в крайнем северо-восточном углу Центрального Афганистана кристаллические породы вновь выходят на дневную поверхность, составляя так называемый Майданский блок.

Майданский блок слагает правобережье р. Майдан с востока на запад от его устья до пер. Унай, затем срезается ограничивающими блок региональными разломами; последние, сливаясь вместе, протягиваются к юго-западу по стыку гильмендских и аргандабских структур в сторону Эшкободского блока. С восточной стороны Майданский блок приближается вплотную к Кабульскому клину и упирается, подобно Газнийскому блоку, в зону Памиро-Афганского поперечного разлома. Отложения представлены главным образом гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами мощностью не менее 2000 м. Среди них заключены многочисленные, преимущественно субсогласные тела мусковитовых пегматитов.

Простирации пород и в целом блока вместе с граничными разломами выдержанные широтные и только вблизи Памиро-Афганского разлома и на западном фланге они плавно сменяются на северо-восточные. Породы внутри блока составляют моноклинальный пакет с преобладающими южными падениями и широко развитой, особенно в мигматитах, сложной микроскладчатостью и плейчатостью.

Бадахшанский блок занимает значительную площадь Юго-Западного Памира и афганского Бадахшана. Он выделен из состава известного в литературе докембрийского срединного массива, к которому на Памире относят зону Юго-Западного Памира (Бархатов, 1963), а в Афганистане выступы метаморфических пород Бадахшана и Нуристана или только Бадахшана. Отсюда и разные названия массива — Бадахшано-Нуристанский, Памиро-Нуристанский, Бадахшанский, Бадахшан-Ваханский и др. (Хаин, 1969; Славин, 1976; Перфильев, Моралев, 1971; Пашков, 1975).

Южной границей Бадахшанского блока является система Южно-Памирского и Зебак-Мунджанского разломов (Бархатов, 1963; Desio, 1965). За северную границу блока мы принимаем шовную зону, выпол-

ненную гранитоидами Памиро-Шугнанского массива. Эта зона сочленяется на востоке с Мац-Кокбайским разломом (Хорева, Блюман, 1974), а на западе с Гунт-Аличурским разломом (Бархатов, 1963). По граничным разломам Бадахшанский блок на восточном своем фланге отчетливо выклинивается, и его продолжение до Центрально-Каракорумского блока скорее всего погребено под серией встречных тектонических пластин, перемещенных из зон седиментации Юго-Восточного Памира и Восточного Гиндукуша. В юго-западном направлении Бадахшанский блок, постепенно сужаясь, косо подходит к Памиро-Афганскому сдвигу и срезается им. Вероятно, его продолжением в западном смещенном к югу крыле сдвига следует считать Майданский блок.

В очерченных границах Бадахшанский блок рассматривается впервые, поскольку большинство исследователей традиционно включает в его состав аличурскую (южно-аличурскую) серию и поэтому за северную границу блока (срединного массива) принимает Гунт-Аличурский разлом. Большую роль в решении этого вопроса сыграли исследования Б. Я. Хоревой (Хорева, 1971; Хорева, Блюман, 1974), которые показали, что аличурская серия, считающаяся (Расчленение..., 1976) метаморфизованной в термодинамических условиях широкого диапазона — от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций, в действительности первично регионально метаморфизована только в фации зеленых сланцев, на которую уже в поздние эпохи были наложены процессы гранитизации и контактового метаморфизма. Это заключение чрезвычайно важно, оно позволяет скоррелировать аличурскую серию с позднепротерозойскими зеленосланцевыми сериями Афганистана, которые, как правило, не участвуют в строении глубокометаморфизованных раннедокембрийских блоков, а выступают в качестве их структурного обрамления.

Таким образом, Бадахшанский блок в его наиболее изученной памирской части сложен не из трех, как это принято было считать, а только двух метаморфических серий — горанской и шахдаринской, которым в афганской части Бадахшана соответствуют сарысангская и файзабадская серии (Ефимов, Судеркин, 1967; Desio et al., 1964; Перфильев, Моралев, 1971). Породы представлены различными гнейсами — биотитовыми, амфиболовыми, гранатовыми, дистеновыми в чередовании с мигматитами, амфиболитами, кварцитами, кристаллическими сланцами, мраморами, кальцифирами с линзами гранулитов и эклогитоподобных пород. Они регионально мигматизированы и несут многочисленные следы более поздних наложенных плутоно-метаморфических и ультраметаморфических процессов (Хорева, Блюман, 1974; Расчленение..., 1976).

Высокотемпературный метаморфизм в сочетании с максимальными значениями абсолютного возраста в интервале от 1440—1600 до 2400—2700 млн. лет, полученными разными методами, позволяет исследователям достаточно уверенно относить эти образования в основном к архею, а время их метаморфизма — к границе архея — протерозоя. Существуют, однако, и другие точки зрения, не исключающие, в частности, более молодой палеозойский или даже мезозойский их возраст (С. И. Клунников, В. И. Попов, А. Г. Давыденко).

Среди интрузивных образований, изученных пока только в памирской части блока, В. И. Будановым и К. Т. Будановой выделяются гранито-гнейсы, плагиограниты, гипербазиты, габбро, габбро-нориты, граносиениты, чарнокиты, которые в соответствии с принятой этими исследователями датировкой возраста вмещающих толщ условно относятся к архею и раннему протерозою (Расчленение..., 1976).

По характеру внутренних структур в Бадахшанском блоке до последнего времени выделялись две разноориентированные системы крупных брахиформных складок — широтная и субмеридиональная. Как типичный пример последней обычно приводят описание Абхарвской антиклинали в породах горанской серии (Бархатов, 1963). В более широком

плане считается, что структурные элементы этого направления, называемого «араваллийским», были господствующими в раннедокембрийских сериях альпийского пояса Евразии (Хаин, 1970). Другие видят в близдолготной ориентировке складок Юго-Западного Памира и Араваллийских гор Индостана подтверждение идеи о существовании древнейшей поперечной к альпийскому поясу структуры Индо-Памира (Петрушевский, 1969, 1970). Так или иначе в существующих региональных представлениях мысль о наличии древнейших меридиональных складчатых структур не подвергается сомнению. Однако все наши попытки увидеть структуры этого простирания в других близких по составу и степени метаморфизма раннедокембрийских блоках рассматриваемого региона не увенчались успехом. А недавние исследования Г. П. Винниченко и М. М. Кухтикова в Юго-Западном Памире (1975) показали, что и сама Абхарвская антиклиналь, состоящая из серии простых пологих брахискладок, имеет меридиональное простирание только в участках периклинального замыкания антиклиналей, основное же ее направление широтное с небольшими отклонениями к северо-востоку в соответствии с простираниями всего Бадахшанского блока и структур его обрамления. Такого же мнения придерживается и С. В. Руженцев (устное сообщение).

Центрально-Каракорумский блок занимает осевую часть горного сооружения Каракорум, соответствует ядру так называемого мегантиклинория Каракорума (Беляевский, 1965; Хаин, 1969). Он сложен толщей регионально мигматизированных гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов. Породы местами интенсивно дислоцированы, имеют крутые углы падения; в целом же структура блока остается не расшифрованной.

По общему признанию Центрально-Каракорумский блок представлял собой устойчивое длительное время размывавшееся поднятие, ограниченное с юга и севера глубинными разломами. Зона южного разлома занята протянувшейся с востока на запад на 500—600 км при ширине 200—300 км гранитной интрузией, уходящей через истоки р. Хунза и ледник Буаттор (Батур) в Ваханский «коридор». Она отделяет блок от Южно-Каракорумского прогиба. С севера Центрально-Каракорумский блок граничит с так называемым синклинорием Агыл-Локзун, южная ветвь которой непосредственно переходит в структуры Юго-Восточного Памира. По граничным разломам Центрально-Каракорумский блок на западе, по-видимому, выклинивается, не достигнув Бадахшанского блока. Но то обстоятельство, что у обоих блоков в качестве структур обрамления, как мы видим, участвуют одни и те же зоны седиментации, позволяет наряду с другими признаками считать эти блоки естественным продолжением один другого вопреки существующим представлениям (Беляевский, 1965) об их первичной разобщенности.

Варазская кристаллическая ось объединяет два блока — Варазский и Башлангский, расположенные в пределах Центрального Афганистана.

Варазский и Башлангский блоки, подобно уже описанным гранито-гнейсовым массивам, являются типичной пограничной структурой, разделяющей Гильмендскую и Фарахрудскую зоны. В строении Варазского блока участвуют две раннедокембрийские толщи, выделенные автором в кунакскую серию (Демин и др., 1973). Взаимоотношения между толщами не выяснены. В нижней толще описаны гнейсы, гранито-гнейсы, сланцы биотитовые, двуслюдяные, кордиерит-биотитовые, альмандин-двуслюдяные, амфиболиты, мигматиты общей мощностью 5000—6000 м. Ими же в основном сложен и Башлангский блок. Из минеральных ассоциаций пород нижней толщи характерны: кварц — биотит — мусковит — альмандин — андезин; кордиерит — биотит — кварц; альмандин — биотит — мусковит; андезин — роговая обменка, т. е. парагенезис, обычный для амфиболитовой фации метаморфизма. В верхней толще мощностью

3000 м гнейсы практически исчезают, уступая место кварц-мусковитовым, гранат-двуслюдяным кристаллическим сланцам с горизонтами кварцитов, амфиболитов и мраморов.

Метаморфизм верхней толщи изучен крайне слабо. Выделяемые минеральные ассоциации: альмандин — альбит — кварц — мусковит — биотит — хлорит (?); альбит — кварц — эпидот — мусковит — хлорит (?); альбит — кварц — эпидот — мусковит — хлорит (?) указывают скорее всего на эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма.

С кунакской серией блока Вараз, особенно с ее гнейсовой частью, пространственно тесно связаны интрузивные образования, выделенные автором в 1968 г. в варазский комплекс условно ниже-среднепротерозойского возраста. В его составе, по-видимому, несколько разновозрастных групп пород (Кочетков и др., 1972): аподиоритовые и апогаббровые амфиболиты, биотитовые гнейсо-граниты и катаклазиты, лейкократовые граниты и плагиограниты, слабо разгнейсованные двуслюдяные плагиограниты. Все они образуют согласные протяженные (первые километры) тела, постепенно переходящие во вмещающие отложения.

Породы внутри блоков залегают в виде моноклиальных пакетов с преимущественным падением пластов на юго-восток $140-150^\circ$ и с углами наклона $40-90^\circ$. Отмечены редкие линейные и брахиформные складки субширотного и северо-восточного простирания, а в наиболее расширенной части Варазского блока предполагается куполовидная структура, подчеркиваемая элементами залегания пород и расположением субсогласных с ними гранитоидных тел. Приближаясь к флангам блоков, описанные структуры косо срезаются Варазским надвигом (южная граница блоков), трассируемым телами серпентинизированных гипербазитов. Более крупные линзовидные массивы ультраосновных пород приурочены к северной границе блоков — Гильмендскому разлому, за которым расположен мезозойский эвгеосинклинальный трог Фарахрудской зоны.

Осадочный чехол в пределах блоков практически отсутствует или в редких случаях обнаруживается по краям этих структур (отложения мела и палеоген-неогена).

В современном плане Варазский и Башлангский блоки разделены промежутком в 70 км, но вряд ли можно сомневаться в том, что это был единый выступ, разобщенный, точнее, перекрытый в эпоху альпийских горизонтальных движений.

В более восточных районах продолжение Варазской кристаллической оси мы должны были бы видеть по северному обрамлению Юго-Восточного Памира, в районах его стыка с Рушанско-Пшартской зоной, не будь там такой исключительно сложной и напряженной альпийской тектоники с широко развитыми покровными структурами. В этом предположении много условного, но ряд косвенных признаков все же указывает на его большую вероятность. Прежде всего имеются в виду такие факты, как появление вблизи зоны стыка целой полосы зеленосланцевых пород байкальского фундамента Юго-Восточного Памира (по данным И. В. Пыжьянова) и установление В. П. Новиковым в этом районе в составе базардинской свиты карбона — нижней перми плохо сортированных обломков пород разного состава, в том числе гнейсов, кристаллических сланцев, плагиогранитов, т. е. продуктов размыва предполагаемого выступа метаморфического комплекса.

Музкольская кристаллическая ось состоит из четырех блоков: Кохезауского, Поймуринского, Шипадского и Музкольского.

Блоки Кохезау и Поймури. К югу от Герирудской долины почти через весь Афганистан протягивается широтная полоса докембрийских метаморфических пород, среди которых условно архей-нижнепротерозойские составляют два тектонических блока, удаленных друг от друга на 350 км. Более западный из них — Кохезауский блок, описанный В. И. Дроновым, сложен двумя согласно залегающими между собой

толщами: мраморно-кварцито-сланцевой (до 2000 м) и гнейсово-мigmatитовой (до 3500 м). В первой преобладают слюдисто-кварцевые, реже амфибол-биотитовые сланцы с горизонтами мраморов, микрокварцитов и амфиболитов, во второй — крупнозернистые порфиробластовые биотитовые и двуслюдяные гнейсы с повышенным содержанием турмалина и граната. Поймурунский блок расположен южнее г. Бамина, сложен регионально метаморфизованными в амфиболитовой фации различными гнейсами, двуслюдяными сланцами с горизонтами амфиболитов мощностью более 1000 м. Этот комплекс пород выделен автором в 1969 г. из состава серии Калу Н. Гайдена, объединявшей также и зеленосланцевую толщу верхнего протерозоя. По характеру внутренних структур оба блока не отличаются от вышеописанных. Породы собраны в линейные, реже брахиформные складки протяженностью до нескольких километров и моноклинальные пакеты с крутыми углами падения пластов. Целый ряд фактов свидетельствует об очевидном тектоническом выклинивании обоих блоков в эпоху альпийского тектогенеза, когда в основных чертах сформировалась исключительно напряженная современная структура всей пригерирудской полосы с широко развитыми надвигами и покровами. Важно отметить, что северные ограничения блоков в существующей структуре совпадают с одной из крупнейших шовных зон Афганистана — Главным Гиндукушским разломом (Хаин, 1969).

На Памире продолжением этих блоков являются Шипадский (Ванч-Язгулемский, по Б. Р. Пашкову, 1975) и Музкольский блоки кристаллических пород, описанные во многих работах (Бархатов, 1963; Пашков, 1975; Володин и др., 1974; Расчленение..., 1976).

Шипадский блок отделен с севера и юга от толщ венда-палеозоя системой встречных надвигов и сложен одноименной серией пород, регионально метаморфизованных в амфиболитовой фации — инъекционными биотитовыми, амфиболовыми, реже пироксеновыми гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами с прослоями мраморов и кварцитов. Мощность их более 1000 м. На отдельных участках породы инъецированы гранитным материалом и превращены в гранито-гнейсы. Во внутренней структуре блока удается установить простые брахиформные складки, простирающиеся согласно общему северо-восточному направлению блока.

Музкольский блок находится на восточном продолжении Шипадского блока. Его границами являются Северо- и Южно-Музкольский надвиги, трассируемые небольшими телами ультраосновных пород (дуниты, пироксениты и др.). Блок сложен одноименной серией, в которой преобладают гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, доломитовые и кальцитовые мраморы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты. Общая мощность превышает 4500 м. Считается, что в раннем протерозое они были регионально метаморфизованы на уровне амфиболитовой фации, а позднее неоднократно подвергались полиметаморфическим преобразованиям, затронувшим и осадочные комплексы обрамления, с чем связана видимость их постепенного перехода друг в друга. С этим, однако, не согласны сторонники более молодого, верхнепалеозойско-мезозойского возраста музкольской серии, испытавшей, по их мнению, одноактный метаморфизм в эпоху альпийского тектогенеза (Э. Я. Левен, М. С. Дюфур, С. В. Руженцев).

Отложения сматы в крупные слабонарушенные брахиантиклинали типа гнейсовых овалов. Анализ байкальских и фанерозойских комплексов обрамления показывает, что Музкольская кристаллическая ось (которая безусловно должна иметь свое продолжение и восточнее, в Каракоруме) всегда разделяла северную Ванч-Акбайтальскую и южную Бартанг-Пшартскую зоны седиментации, подобно тому как ее продолжение в Центральном Афганистане всегда служило границей между Южно-Герирудской и Хаджигекской зонами прогибов. В альпийское

время, в эпоху общей перестройки тектонического плана Памира, значительная часть рассматриваемого выступа раннего докембрия была тектонически перекрыта осадочными толщами смежных прогибов. Об этом свидетельствуют многочисленные следы направленных в сторону выступов горизонтальных движений в самих прогибах.

В Курговатскую кристаллическую ось Северного Памира — Северо-Западного Гиндукуша структурно объединяются *Курговатский* и *Ишкамышский* блоки, а также целый ряд выступов метаморфических пород на их простирании. Современные выходы их имеют довольно сложные и во многом еще неясные границы. Не исключено, что в некоторых случаях в состав блоков включаются пронизанные гранитоидами и потому трудно различимые по степени метаморфизма байкальские и палеозойские комплексы обрамления. Последние нередко участвуют в аллохтонных перекрытиях этих блоков. Примером является «Обимазарский шарьяж» (Чедия, 1956), в котором участвует огромная и практически недислоцированная пластина верхнего палеозоя (курговатская и пшихарвская свиты), шарьированная на Курговатский блок из смежной с юга зоны седиментации. На противоположном северо-западном краю блока в надвиговой структуре участвуют перемещенные с севера терригенные образования висхарвской свиты венда? — ордовика (возможно, и рифея) в основании с тектонической брекчией (С. Руженцев, И. Поспелов). К зоне этого надвига, как нам представляется, приурочен Кеврон-Джарфский массив — пластообразный выход ультраосновных пород, отмеченный В. И. Будановым по ряду признаков к типу протрузий (Расчленение..., 1976).

Курговатский блок сложен боршитской серией (Власов, Гниловской, 1968); в Ишкамышском блоке ей соответствует фулульская серия (Колчанов, 1969). Обе они имеют сходный состав и представлены полосчатыми гнейсами с биотитом, гранатом, амфиболом в сочетании со сланцами, амфиболитами и с прослоями кварцитов и мраморов. Мощность их превышает 5000—6000 м. Внутренние структуры блоков, там, где удастся их установить, ориентированы согласно общему простиранию самих блоков и комплексов обрамления. Это в основном крупные осложненные на крыльях антиклинали, иногда с гнейсогранитными ядрами.

Афгано-Таджикская кристаллическая ось — самая северная и, пожалуй, самая крупная из описываемых древнейших структур юга Средней Азии, соединявшая воедино Скифско-Туранскую и Таримскую платформы. Основная область ее развития погребена под мощным чехлом мезозоя — кайнозоя Афгано-Таджикской депрессии (Попов, 1958; Крестников, 1959; Покровский, 1974) и только два небольших блока этой структуры — *Гармский* и *Байсунский*, оказались выведенными на поверхность. Они расположены вдоль южного обрамления герцинских сооружений Южного Тянь-Шаня и отделены от последних региональными разломами. В их строении участвуют метаморфизованные в амфиболитовой и частично гранулитовой фациях (Баратов и др., 1973; Хорева и др., 1975; Хохлов, 1970) биотитовые, силлиманитовые, роговообманковые, кордиеритовые гнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты, амфиболиты, кварциты, мраморы, кальцифиры (каратегинская серия мощностью более 3000 м и кристаллическая серия хр. Байсунтау мощностью свыше 6000 м). Архейский возраст каратегинской серии подтвержден цифрами абсолютного возраста в 2600—3000 млн. лет. Породы собраны в систему куполовидно-брахиформных структур, насыщены докембрийскими мигматитами, гнейсо-гранитами и гранитами, а в палеозое подверглись вторичному метаморфизму и гранитизации.

По нашему мнению, Афгано-Таджикская кристаллическая ось в докембрийские этапы развития представляла собой в основном устойчивую область денудации на границе Урало-Монгольского и Средиземноморского складчатых поясов, хотя ее окраинные участки, в частности Гарм-

ский и Байсунский блоки, эпизодически вовлекались в зону седиментации, повторяя тем самым особенности развития окраин Таримской платформы (Синицин, 1957).

Итак, нами рассмотрены все известные выходы раннедокембрийских метаморфических комплексов юга Средней Азии. В современной структуре они представляют собой изолированные тектонические блоки, характеризующиеся целым рядом общих особенностей. Прежде всего им свойственно отчетливое двучленное строение разреза: нижний комплекс — преимущественно гнейсовый или гранито-гнейсовый, верхний комплекс (часто денудированный) — преимущественно сланцевый с горизонтами кварцитов, мраморов, амфиболитов. Соответственно распределяются и характерные минеральные парагенезисы, по которым устанавливается принадлежность нижнего комплекса к амфиболитовой и частично гранулитовой фациям, а верхнего комплекса — к эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Переходы между указанными фациями, равно как и стратиграфические границы между двумя комплексами, не четкие, возможно, постепенные.

С метаморфическими комплексами тесно ассоциируют небольших размеров тела гнейсо-гранитов, плагиогранитов, амфиболитов, габброидов, пегматитов и др., в основном нижнепротерозойского возраста, отсутствующие в толщах обрамления.

Для внутренней структуры блоков характерны крутопадающие (40—90°) моноклинали и простые брахиформные складки в сочетании с глубинными складками типа гранито-гнейсовых куполов.

Все структуры и сами блоки ориентированы в субширотном либо северо-восточном направлении согласно общему простиранию смежных седиментационных зон и их структурных комплексов.

Есть основание полагать, что позднепротерозойские и фанерозойские осадочные комплексы отсутствуют в пределах блоков первично, за исключением, возможно, некоторых устойчивых карбонатных формаций, отражающих эпохи регионального выравнивания тектонического и седиментационного режима вслед за крупнейшими трансгрессиями.

Сходное строение коррелируемых между собой раннедокембрийских толщ, испытавших однотипные и в общем синхронные (дорифейские) процессы метаморфизма и магматизма, подтверждают представления В. Е. Хаина (1970) о том, что основные геологические события раннедокембрийского этапа, начиная от формирования исходного материала и до окончательного становления гранито-гнейсового слоя континентальной земной коры, развивались в условиях единой протогеосинклинальной структуры одновременно на всем пространстве, ныне занимаемом Средиземноморским поясом.

Закономерное размещение блоков, группирующихся в субпараллельные друг к другу кристаллические оси, повсеместно тектонические контакты с верхнепротерозойскими толщами и наличие в последних плагиогранитной и метаморфической гальки — все это важнейшее свидетельство того, что с наступлением байкальского этапа развития произошло раскалывание в планетарном масштабе гранито-гнейсового слоя Мегатен. В результате образовались крупные блоки первичной земной коры — основание будущих платформ Гондваны и Лавразии, а в их промежутках менее крупные осколки в виде протяженных высокоподнятых структурных элементов — кристаллических осей или срединных массивов. Их появление знаменует собой начало заложения Средиземноморского складчатого пояса, когда на обширных пространствах между кристаллическими осями на обнажившейся коре океанического типа стали формироваться байкальские зеленосланцевые пояса.

- Баратов Р. Б., Буданова К. Т., Буданов В. И., Попова Н. А. Полиметаморфические комплексы Таджикистана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6.
- Бархатов Б. П. Тектоника Памира, Л., «Недра», 1963.
- Беляевский Н. А. Основные черты геологии Каракорума.— Сов. геология, 1965, № 1.
- Беляевский Н. А. Геологическое строение Гималаев в районе Кашмира и Джамму.— В кн.: Проблемы геологии на XXII сесс. МГК. «Наука», 1966.
- Винниченко Г. П., Кухтиков М. М. Тектоническая зональность Юго-Западного Памира в киммерийской структуре.— Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1975, № 4 (58).
- Власов Н. Г., Гиловской Г. В. Докембрийские образования Северного Памира.— Докл. АН СССР, 1968, т. 189, № 1.
- Володин П. К., Дмитриев Э. А., Минаев В. Е. Схема развития плутонических процессов в восточной части Центрального Памира.— Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 1.
- Ганссер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев.— Сов. геология, 1965, № 10.
- Демин А. Н., Карапетов С. С., Сонин И. И. К стратиграфии докембрийских отложений Центрального Афганистана.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 2.
- Ефимов И. А., Судеркин А. А. Месторождение ляпис-лазури Сары-Санг в Северном Афганистане.— Вестн. АН КазССР, 1967, № 8.
- Карапетов С. С., Сонин И. И., Хаин В. Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии.— Вестн. МГУ, Сер. геол., 1975, № 3.
- Колчанов В. П. Основные черты тектоники и истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша. Автореф. канд. дис., М., ГИН АН СССР, 1969.
- Кочетков А. Я., Демин А. Н., Стажило-Алексеев К. Ф., Чальян М. А., Довгаль Ю. М., Карапетов С. С., Сонин И. И. Магматические образования Центрального Афганистана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Крестников В. Н. История развития палеозойской геосинклинальной области Памира и прилегающих частей Азии. I и II.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1959, № 47.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М. В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст.— В кн.: Тектоника. Докл. сов. геологов к XXIV сес. МГК. Проблема 3. М., 1972.
- Пашков Б. Р. Основные особенности строения массивов древних метаморфических пород Афгано-Памирской области.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Перфильев Ю. С., Моралев В. М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Петрушевский Б. А. Некоторые особенности тектоники Памира.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 34, № 4.
- Петрушевский Б. А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Петрушевский Б. А. О геотектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 2.
- Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1974.
- Попов В. И. О ядрах роста материковой сиалической коры (по среднеазиатским данным).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 3.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1976.
- Резвой Д. П. О Великом георазделе Азиатского материка.— В сб.: Междунар. геол. конгресс, XXII сес.; докл. сов. геологов. Проблемы 11. Гималайский и альпийский орогенез. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Синицин В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., «Недра», 1976.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 2.
- Хаин В. Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса.— Вестн. МГУ, Сер. геол., 1970, № 2.
- Хаин В. Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов, геол. и разв., 1972, № 2.
- Хорева Б. Я. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей. Автореф. докт. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., «Недра», 1974.
- Хорева Б. Я., Кутенец В. А., Миркина С. Л., Мурина Г. А. О возрасте метаморфических пород Гармского блока (Восточный Каратегин).— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2.

- Хохлов В. А. Геология и некоторые вопросы метаморфизма докембрийского метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореф. канд. дис., Ташкент, МГ УзССР, 1970.
- Чедия О. К. Обимазарский шарриаж в Дарвазе.— Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, 1956, вып. 1.
- Desio A., Martina E., Pasquare G. On the geology of Central Badakshan (north-east Afghanistan).— Quart. J. Geol. Soc., London, 1964, v. 120, No. 478, pt. 2.
- Desio A. On the Tectonic Connection between Pamirs and Hindukush. Comm. miner. metal. Inst. India, Lucknow, 1965.
- Desio A. Sulla struttura tectonica de l'Asia Centrale.— Acc. Lincei. Rend. d. Cl. Sc. fis., mat. e nat., 1966, v. 38.

Управление геологии
СМ Таджикской ССР

Статья поступила
10 мая 1977 г.

УДК 551.04.02(479)

Ш. А. АДАМИЯ, И. Д. ШАВИШВИЛИ**МОДЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
КАВКАЗА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ
(ДОАЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП)**

Рассматривается возможный вариант модели доальпийской тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий Восточного Средиземноморья. Высказано предположение, что этот регион в палеозое — раннем мезозое представлял собой активную континентальную окраину типа северо-запада Тихого океана.

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий основана на идеях неомобилизма и признании ведущей роли больших горизонтальных перемещений крупных литосферных блоков Земли в процессе формирования современной структуры и морфологии региона. В качестве исходного положения приняты глобальные палеотектонические реконструкции И. Буллара и др. (Bullard et al., 1965), Р. Дитца и Дж. Холдена (Dietz, Holden, 1970) и др., а также региональные реконструкции Э. Смита (Smith, 1971), К. Хсю (Hsu, 1971), Г. Флюгеля (Flügel, 1972), Дж. Дьюи и др. (Dewey et al., 1973), М. Боккалетти и др. (Boccaletti et al., 1974_{1,2,3}), К. де Джонга (1976), Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого (1977) и др. о расположении в прошлом континентов и основных литосферных плит Земли в целом и Альпийской складчатой области в частности. Основной вывод этих реконструкций заключается в том, что в позднем палеозое — раннем мезозое между северной и южной частями Пангеи располагался океанический бассейн Тетис. Последний закрылся лишь в позднем мезозое — кайнозое вследствие конвергенции (до полной коллизии) Евразийской и Афро-Аравийской континентальных плит.

**ПОЛОЖЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СТРУКТУР
КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА**

В отмеченных выше глобальных и региональных реконструкциях проблема места и тектонической природы Кавказа в целом или его отдельных структур либо не рассматривается, либо рассмотрена крайне схематично и неудовлетворительно. При этом основной упор делается на определение шовной зоны, маркирующей возможное местоположение линии стыка северной и южной плит (Hsü, 1971; Flügel, 1972, и др.).

В разработанной нами модели предполагается, что Кавказ и сопредельные территории в палеозое, раннем и среднем мезозое представляли собой активную континентальную окраину тихоокеанского типа, где можно выделить почти все те главнейшие структурно-морфологические единицы, которые характерны для обрамления современного Тихого океана, — края континентов, окраинные моря, системы желоб — островная дуга с зонами Беньофа, интрадуговые рифты, микроконтиненты, ма-

лые и большие океанические бассейны. Все эти структурно-морфологические элементы были сгущены в конце альпийского цикла тектогенеза в результате нарастающей конвергенции Евразийской и Афро-Аравийской литосферных плит.

Вариант модели, рассматриваемой здесь, опирается на анализ строения и истории геологического развития Кавказа и сопредельных территорий. В этом регионе по сильно упрощенной схеме, составленной нами (Адамия и др., 1976), выделяются следующие главнейшие геотектонические единицы: (Е) Восточно-Европейская древняя платформа, (С) Скифско-Мизийская молодая платформа, (Б и К) Складчатое сооружение

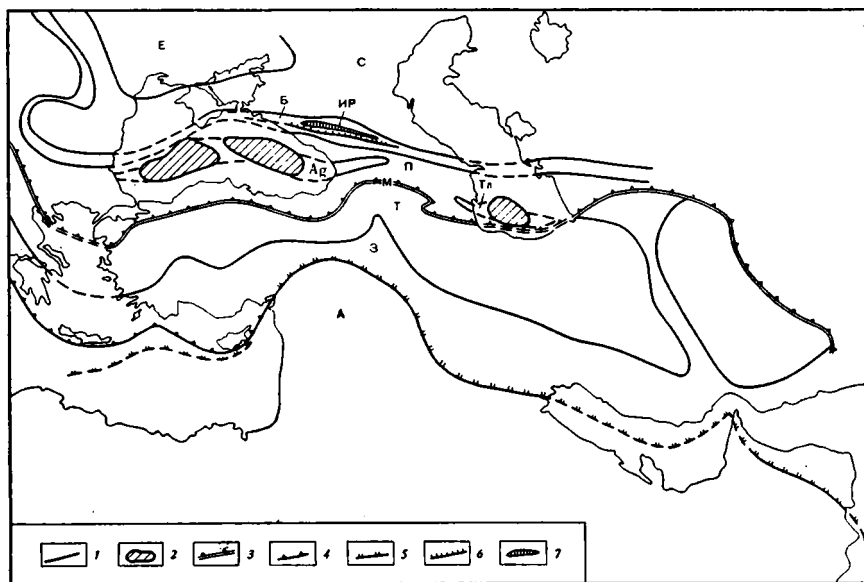


Рис. 1. Схема тектонического районирования Кавказа и сопредельных территорий (по-яснения буквенных обозначений см. в тексте)

1 — граница основных геотектонических единиц; 2 — «безграницные» области Черного моря и Южного Каспия — составляющие части Черноморско-Аджарского (Ад) и Талыш — Южно-Каспийского (Тл) мел — палеогеновых рифтов; 3 — Малокавказско-Североанатолийский шовный офиолитовый пояс, маркирующий закрывшийся океан Палео-Тетис; 4 — современная зона субдукции Восточного Средиземноморья; 5 — Тавро-Загросский офиолитовый пояс; 6 — герцинская зона субдукции; 7 — ранне- и среднепалеозойский интрадуговой рифт Передового хребта Большого Кавказа

геосинклиналей Карпато-Балканской дуги, Горного Крыма и Большого Кавказа, (П) Родопско-Понтийско-Закавказский срединный массив, (М) Вардарско-Анатолийско-Малокавказский офиолитовый пояс (Пейве, 1969; Книппер, 1975), (Т) Турецко-Иранская субплатформенная структура, включая Лутский блок на востоке и Палагонийский массив на западе, (З) Тавро-Загросская складчатая система и (А) Афро-Аравийская древняя платформа (рис. 1).

Перейдем к рассмотрению перечисленных выше геотектонических единиц (доальпийское время), применяя при их характеристике терминологию, принятую для современных структурно-морфологических единиц обрамления Тихого океана.

На крайнем севере региона в палеозое располагался край Восточно-Европейского континента (Е), обрамленный с юга окраинным морем Предкавказья (С). Ранне(?) -среднепалеозойские осадки этого бассейна, достигающие нескольких километров мощности, в основном представлены мелкообломочными терригенными песчано-глинистыми образования-

ми открытого, относительно глубокого моря, а верхнепалеозойско-триасовые — преимущественно мелкообломочными молассами. Фундаментом бассейна служили гранито-метаморфитовый цоколь Восточно-Европейского континента в северной части и Большекавказской незрелой островной дуги (Б) в южной части. Осадки Большекавказской островной дуги представлены кембрийскими молассами урлешской свиты, глинисто-карбонатными мелководными отложениями верхнего силура — нижнего девона лахранской свиты и относительно маломощными ниже- и среднепалеозойскими вулканогенными, терригенными и карбонатными слабо-метаморфизованными образованиями Главного хребта.

Зона Передового хребта Большого Кавказа нами рассматривается как ранне- и среднепалеозойский рифт (ИР), заложенный внутри Большекавказской островной дуги. Сложена эта зона, как известно, в основном мелководными терригенными, вулканогенными и карбонатными образованиями, достигающими 5—7 км мощности в осевой зоне и 1—2 км на флангах. Петрохимия и геохимия вулканогенных образований указывает на их большое сходство с таковыми современных интрадуговых рифтов западного обрамления Тихого океана (Адамия и др., 1976).

Верхний палеозой — триас Большого Кавказа представлен либо континентальными молассами, либо морскими мелководными карбонатными и терригенными осадками.

К югу от Большекавказской островной дуги, по-видимому, располагался бассейн с океаническим строением коры — малый океанический бассейн Большого Кавказа (К), базальтовые эффузивы которого по петрохимическим и геохимическим параметрам проявляют близкое сходство с базальтами дна современных Тихоокеанских малых океанических бассейнов. Фрагменты коры этого бассейна, закрывшегося перед башкирским веком среднего карбона, расположены ныне в виде аллохтонных пластин офиолитового комплекса (Белов, Омельченко, 1976; Адамия и др., 1976) на автохтоне рифта Передового хребта. Она сохранилась также в виде аккреционной призмы метаморфизованных базитов и ультрабазитов вдоль южного края Софийского блока кристаллического ядра Большого Кавказа (лабинская и буульгенская серии).

В разрезах аллохтонных пластин удается различить образования, подобные первому и второму слоям современных океанов. Это терригенные, туфогенные и карбонатные осадки ачхиминарской, марухской и тебердинской свит и базальтовые лавы карабекской свиты; аналогом третьего океанического слоя, по-видимому, является габбро-диабазовый расслоенный дайковый комплекс (магматическая часть марухской свиты) и комплекс интрузивных габбро-диоритов, а пород верхней мантии — серпентинизированные гипербазиты.

Палеозойские и триасовые отложения южного склона Большого Кавказа, представленные песчано-глинистыми породами открытого моря (мзымтинская свита и дизская серия), по-видимому, являются образованиями южного края малого океанического бассейна Большого Кавказа.

Фундамент Родопско-Понтийско-Закавказской палеозойской островной дуги (П), представленный гранито-метаморфитовым слоем, обнажается в ряде мест из-под мелководных осадков разных горизонтов палеозоя и триаса. И те и другие представлены субаэральными либо лагунными и мелководными прибрежно-морскими грубообломочными терригенными, вулканогенными и карбонатными образованиями. Особенно широко на Кавказе были развиты вулканы риолитового состава.

Южная граница Восточно-Европейской литосферной плиты в палеозое — триасе, вероятно, проходила по южному краю Родопско-Понтийско-Закавказской островной дуги и, таким образом, Малокавказско-Анатолийско-Вардарский офиолитовый пояс, очевидно, маркирует положение не только мезозойской, но и палеозойской литосферной границы. Аргументы для такого допущения таковы.

1. Хорошо известно, что отмеченный выше офиолитовый пояс, по крайней мере для Кавказа, является четко выраженной линией раздела областей с резко различной историей геологического развития в палеозое — триасе.

К югу от этой границы, на территории Ирано-Турецкого микроконтинента (Т), развиты континентальные, лагунные, либо мелководные осадки палеозоя — триаса, почти лишенные вулканических образований, а также значительных следов проявления герцинской складчатости. К северу же от этой линии исключительно широко проявлен палеозойский, в частности герцинский, орогенез и связанный с ним метаморфизм, интрузивный и эффузивный магматизм.

2. Имеются данные, хотя и спорные во многом, указывающие на существование в палеозое между Понтийско-Закавказской островной дугой и Ирано-Турецким микроконтинентом, обладающими корой субконтинентального и континентального типов, глубокого морского бассейна с корой океанического типа (М). Это материалы исследования Р. Бринкмана (Brinkmann, 1971, 1974) о существовании в северо-западной Турции карбон-пермской эвгеосинклинали с граувакками, диабазами, их туфами и флишем; И. Бингела (Bingöl, 1974) — о наличии пояса метаспилитов и метаграувакк в полосе Амасия — Анкара — Билечик — Бурса — Баликспор. К. Фуркен (Fourquin, 1976) отмечает развитие палеозойских хлоритовых и графитовых сланцев, граувакк, спилитов, диабазов и серпентизированных гипербазитов в полосе Каздаг — Уллудаг — Билечик — Карагёл, претерпевших герцинский эпизональный метаморфизм и часто содержащих глаукофан; О. Оезкан Дора (Oezcan Dora, 1971) считает, что ультрабазиты, metabазиты, сланцы и мраморы массива горы Каздаг являются допермскими образованиями, так как в перми имеется материал их размыва. Кроме того, он же приводит данные об измерениях абсолютного возраста гипербазитов — 304 ± 31 млн. лет, а также секущих их гранодиоритов — 233 ± 34 млн. лет. Палеозойские цифры возраста — 306 ± 40 млн. лет приводят также И. Когулу и Д. Круменахер (Cogulu, Krumpenacher, 1967) для пироксенитов из габбро Северо-Западной Анатолии. Подобные данные имеются и для офиолитов Малого Кавказа. Согласно А. Л. Книпперу (1975), в составе альпийского офиолитового меланжа известны блоки базитов и metabазитов, переслаивающихся с линзами мраморов и метаморфических сланцев. Не исключено, что они представляют собой фрагменты домезозойской океанической коры. Секутся они жилами плагиогранитов, К—Аг-возраст которых (по биотиту и мусковиту) равен 168 млн. лет (Морковкина, 1974).

На основе измерения абсолютного возраста гипербазитов и плагиогранитов Цахкуняцкого антиклинория, возможно, являющихся частями офиолитовой ассоциации, Г. П. Багдасарян и З. О. Чибухчян (1976) приходят к выводу об их возможном позднепалеозойском возрасте. Палеозойские филлиты Дзирульского выступа древнего фундамента, содержащие диабазы, а также пирокластичку (Абесадзе, 1975), и ассоциирующие с ними базиты и гипербазиты, очевидно, также являются образованиями относительно глубоководного бассейна, возможно, внешнего края Понтийско-Закавказской островной дуги. Мы предполагаем, что они были тектонически перемещены (шарьированы) с юга на север в позднем палеозое.

3. К выводу о существовании морского бассейна непосредственно южнее Понтийско-Закавказского срединного массива мы приходим и на основе палеогеографической реконструкции для каменноугольного времени. Как известно (Велов и Рейтлингер, 1966; Адамия, 1968), в пределах Закавказского срединного массива развита кварцево-порфировая толща визе-намюр-башкирского и более молодого (?), но доальпийского, возраста, видимо, покрывавшая всю его территорию. В настоящее время она обнажена в центральной части массива (Чиатура), где представлена

главным образом лавами, излившимися в субаэральных условиях. Второй, более южный выход этой толщи (Храми) сложен преимущественно слоистыми пирокластолитами с прослоями органогенных известняков (кораллы, брахиоподы, фораминиферы). Следовательно, имеется основание говорить о существовании морского бассейна, вдоль внешнего края островной дуги, северная береговая линия которого проходила в районе современного Храмского выступа доюрских пород.

О существовании и в триасе открытого моря на месте современного Малокавказского офиолитового шва свидетельствуют также данные А. Н. Соловкина (1950), обнаружившего в этом районе тектоническую линзу верхнетриасовых известняков и известковистых песчаников, содержащих аммониты и микрофауну. Терригенный материал в этих известняках и песчаниках представлен хлоритизированным пироксеном, роговой обманкой, основным плагиоклазом, биотитом и обломками эффузивных пород, а также глинистых сланцев. Для расположенных южнее районов Армении и Нахичеванской АССР характерно развитие верхнетриасовых прибрежно-морских угленосных песчано-глинистых фаций, где терригенный материал почти полностью представлен кварцем, кварцитами, обломками известняков, метаморфических и кислых интрузивных пород. К югу от этой фации развиты доломиты, лишенные фауны (Азарян и др., 1974; Нисанян, Петросов, 1974).

Интенсивное проявление средне- и позднепалеозойского глубинного гранитоидного магматизма, а также позднепалеозойского риолитового эффузивного вулканизма в пределах Понтийско-Закавказской островной дуги может быть объяснено функционированием в палеозое наклоненной на север зоны субдукции, расположенной вдоль южного края островной дуги. С таким предположением хорошо согласуется петрохимическая зональность этих гранитоидов, в частности увеличение щелочности среднепалеозойских гнейсовидных биотитовых кварцевых диоритов с юга (Локи) на север (Дзирула), одновозрастность которых подтверждается данными определения их абсолютного возраста и геологическими данными (Rubinstein, 1970; Адамия, 1968, и др.).

Практическое отсутствие палеозойского и триасового андезитового вулканизма на территории Ирано-Турецкого микроконтинента (Т) позволяет рассматривать его как пассивный край Афро-Аравийской литосферной плиты, от которого он отделился, по-видимому, лишь в среднем палеозое вследствие заложения и эволюции Таврско-Загросского относительно глубоководного бассейна (Flügel, 1972), представлявшего собой бассейн типа окраинного моря (З). Как известно, разрез палеозоя — раннего мезозоя этого бассейна представлен мощными терригенными и карбонатными отложениями открытого моря, относительно глубоководного в силуре и мелководного в позднем палеозое — триасе, известного в литературе под названием мобильного шельфа (Flügel, 1971). На основании наличия офиолитовой ассоциации позднепалеозойского (?) — раннемезозойского возраста в восточной (Оман; Alleman, Peters, 1972) и западной (Кипр; Тернер, 1976) частях этого бассейна можно говорить об океаническом характере коры в соответствующих частях Загросско-Таврского окраинного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ геолого-геофизического и геохимического материала по строению и развитию земной коры Кавказа и сопредельных территорий, основанный на положениях неомобилизма, приводит нас к выводу, что в палеозое — раннем и среднем мезозое этот район представлял собой активную континентальную окраину тихоокеанского типа, где уже с раннего палеозоя существовали следующие главнейшие структурно-морфологические элементы (рис. 2): (Е) южный край Восточно-Евро-

пейского континента, (С) окраинное море Предкавказья, (Б) незрелая островная дуга Большого Кавказа с (ИР) интрадуговым рифтом Передового хребта, (К) Большекавказский малый океанический бассейн, ограниченный с юга (П) незрелой Понтийско-Закавказской островной дугой. Вдоль южного края последней располагалась наклоненная на север зона субдукции, являющаяся южной границей Восточно-Европейской

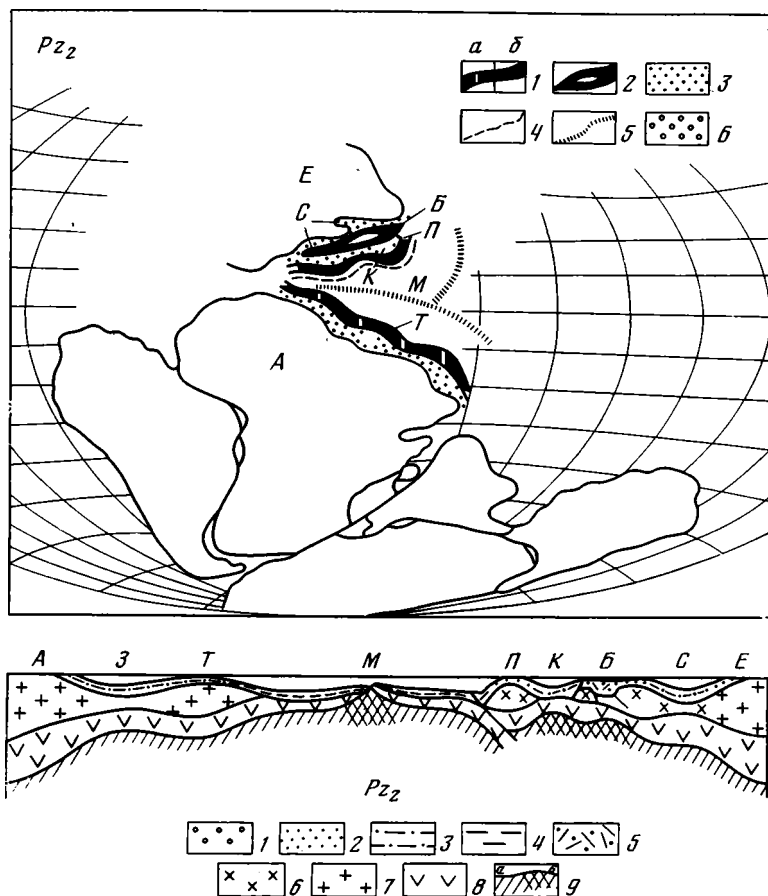


Рис. 2. Ранне- и среднепалеозойская палеотектоническая реконструкция Кавказа и сопредельных территорий. Легенда к карте:

1 — микроконтиненты (а) и островные дуги (б); 2 — интрадуговой рифт; 3 — окраинные моря и малые океанические бассейны; 4 — зоны субдукции; 5 — срединно-океанические хребты; 6 — молассовые бассейны. Легенда к разрезу (Кавказское пересечение): 1 — континентальные молассы; 2 — осадки шельфа; 3 — осадки окраинных морей; 4 — осадки океана; 5 — осадки интрадугового рифта; 6 — «гранитный слой» субконтинентальной коры; 7 — «гранитный слой» континентальной коры; 8 — «базальтовый слой»; 9 — верхняя мантия нормальной (а) и низкой (б) плотности

литосферной плиты. Далее на юг следовали: (М) океан палео-Тетис, (Т) Ирано-Турецкий микроконтинент, (З) Загросско-Таврский окраинный морской бассейн и (А) южный край Афро-Аравийского континента.

Главнейшие структурно-морфологические единицы региона унаследованно развивались в позднем палеозое — раннем и среднем мезозое, хотя и претерпели значительные изменения в результате конвергенции Евразийской и Афро-Аравийской литосферных плит. Так, в конце среднего палеозоя в результате фаз сжатия произошло резкое сужение малого океанического бассейна Большого Кавказа с сохранением в шовной

зоне относительно узких реликтовых морских бассейнов. Прекратился рифтогенез в зоне Передового хребта. Вся эта часть в позднегерцинское время превращается в горно-складчатое сооружение, а Предкавказский бассейн окраинного моря — в предгорный молассовый прогиб (рис. 3).

В позднегерцинское время функционируют две зоны субдукции: северная, расположенная вдоль южного края Большекавказской островной дуги, и южная, расположенная на границе Понтийско-Закавказской островной дуги с океаном палео-Тетис. С функционированием этих зон,

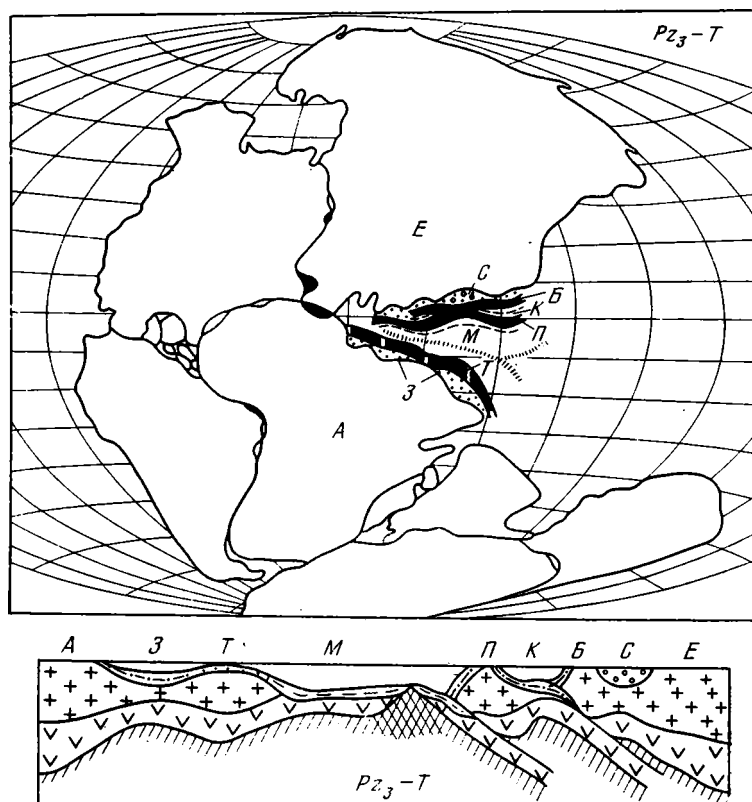


Рис. 3. Позднепалеозойско-триасовая палеотектоническая реконструкция. Легенду см. рис. 3

по-видимому, были связаны эндогенные процессы, происходящие в это время к северу от них. Это глубинный гранитоидный магматизм, метаморфизм, а также наземный андезит-дацит-риолитовый вулканизм. Очевидно, произошло сужение и других бассейнов рассматриваемой области и формирование в ряде случаев аккреционных призм на краях плит.

Дальнейшее развитие конвергенции северного и южного континентов привело в позднем мезозое — раннем кайнозое к преобразованию структурного плана тихоокеанского типа в средиземноморский, а затем в позднем кайнозое во внутриконтинентальный горно-складчатый пояс (Адамия и др., 1977).

Литература

- Абесадзе М. Б. Новые данные о расчленении метаморфических сланцев (филлитов) Дзирульского кристаллического массива. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 3.
Адамия Ш. А. Доюрские образования Кавказа. — Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., вып. 16. Тбилиси, 1968.

- Адамия Ш. А., Буадзе В. И., Шавишвили И. Д. Большой Кавказ — геодинамическая модель. Тез. докл. к Всесоюзному совещанию «Геодинамика и полезные ископаемые». М., 1976.
- Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Азарян Н. Р., Аракелян Р. А., Нисанян Г. Б. Условия осадконакопления. Триас.— В кн.: Геология АрмССР, т. 5. Литология. Ереван, 1974.
- Багдасарян Г. П., Чибухчян З. О. Основные петро-геохронологические особенности до-меловых ультраосновных, основных и плагиигранитных интрузивов Цахкуняцкого антиклинория.— Изв. АН АрмССР. Науки о земле, 1976, № 1.
- Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа.— Геотектоника, 1976, № 2.
- Белов А. А., Рейтлингер Е. А. К палеонтологической характеристике «нижних туффи-тов» Храмского массива Южной Грузии.— Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 1.
- Де Джонг К. А. Альпийская система Средиземноморской области.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Ст. 1 и 2. Палеозойские и мезозойские реконструкции.— Геотектоника, 1977, № 2, 3.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 267. М., «Наука», 1975.
- Морковкина В. Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., «Наука», 1974.
- Нисанян Г. Б., Петросов И. Х. Угленосно-терригенная формация (верхний триас).— В кн.: Геология АрмССР, т. 5. Литология. Ереван, 1974.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Соловкин А. Н. О триасе верховьев р. Акеры (Азербайджанская ССР).— Докл. АН АзербССР, 1950, т. 6, № 9.
- Тернер У. Кипрский гравитационный покров и автохтонное основание Кипра.— В сб.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Allemann F., Peters T. The ophiolite-radiolarite belt of the North-Oman Mountains.— *Eclogae geol. helv.*, 1972, v. 65/3.
- Bingöl E. Discussions on the metamorphic map of Turkey in a scale of 1 : 2 500 000 and geotectonic evolution of some metamorphic belts.— *Bull. Min. Res. Explor. Inst. Turkey*, 1974, n. 83.
- Boccaletti M., Guazzone P. Plate tectonics in the Mediterranean region.— In: *Geology of Italy. Petrol. Expl. Soc. Libya. Tripoli*, 1974.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. Hypothesis on the Plate tectonics evolution of the Carpatho-Balkan arcs.— *Earth and Planet Sci. Lett.*, 1974, v. 23(2).
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. The Balkanids as an instance of back-arc thrust belt: possible relation with the Hellenides.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85.
- Brinkmann R. The geology of Western Anatolia.— In: *Geology and history of Turkey. Tripoli, Libya*, 1971.
- Brinkmann R. Geologic relations between Black Sea and Anatolia.— In: *Black sea Geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, USA*, 1974.
- Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. The fit of the continents around the Atlantic.— In: *Symposium on continental drift. Philos. Trans. Roy. Soc., London*, 1965, v. 258, p. 1088.
- Cogulu E., Krummenacher D. Problems geochronometriques dans la partie n. w. de l'Anatolie centrale (Turquie).— *Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt.*, 1967, v. 47, n. 2.
- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonin J. Plate tectonics and evolution of the Alpine system.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, n. 10.
- Dietz R. S., Holden J. C. Reconstruction of Pangaea: breakup and dispersion of continents, Permian to present.— *J. Geophys. Res.*, 1970, v. 75, n. 6.
- Fourquin C. L'Anatolie du Nord-Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire.— *Bull. Soc. Geol. France*, 1976, t. 27, n. 6.
- Flügel H. W. Zur paläogeographischen und geotektonischen stellung des Südanatolischen Paläozoikums.— *Verh. Geol. B.— A., H. 1. Wien*, 1971.
- Flügel H. W. Zur Entwicklung der «Prototathys» im Paläozoikum.— *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, H. 10, Stuttgart, 1972.
- Hsü K. J. Origin of the Alps and Western Mediterranean.— *Nature*, 1971, 233, 4 Abh.
- Oescan Dora O. The Kaz Dag massif near Edremit: an excursion guide.— In: *Geol. and history of Turkey. Tripoli, Libya*, 1971.
- Rubinstein M. Regionale und lokale Verjüngung des Argon-Alters am Beispiel des Kaukasus.— *Eclogae geol. Helv.*, 1970, v. 63, n. 1.
- Smith A. G. Alpine deformation and oceanic areas of the Tethys. Mediterranean and Atlantic.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, v. 82, n. 8.

УДК 551.242.31 (571.651)

Э. С. АЛЕКСЕЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ И СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Проблема взаимоотношений флишевого и вулканогенно-осадочного комплексов верхнего мела является одной из основных в геологии Корякского нагорья. Сложившаяся точка зрения, согласно которой вулканогенно-осадочный комплекс подстилается и частично замещается флишевым, приводит в противоречие с рядом фактов, накопившихся в последнее десятилетие. Анализ материалов по геологии южной части Корякского нагорья на основе современной геосинклинальной теории позволяет переосмыслить геологическую историю этой территории и приводит к выводу о существенной роли горизонтальных движений в формировании ее структуры.

Среди широко развитых в Корякском нагорье верхнемеловых отложений различаются, как известно, два комплекса: терригенный — флишевого облика и вулканогенно-осадочный. Области их распространения, разделенные Вывенским глубинным разломом, при тектоническом районировании Корякского нагорья относят либо к разновозрастным складчатым системам (Геология СССР, т. XXX, 1967; Тарасенко, 1972), либо к разным структурно-фаціальным зонам одной системы (Тильман и др., 1969; Егизаров, 1970).

Выяснение условий формирования и соотношения флишевого и вулканогенно-осадочного комплексов было и остается одной из главных проблем геологии Корякского нагорья.

В представлениях о соотношении комплексов за все время их изучения намечаются следующие основные направления:

1) вулканогенно-осадочный комплекс древнее флишевого, что впервые было высказано И. Г. Николаевым и Д. М. Колосовым в 1937 г. и подтверждалось позже данными О. П. Дундо и Н. А. Пагольского;

2) по данным В. А. Ярмолюка, В. А. Дитмара, М. К. Коско, Г. А. Закржевского, А. Г. Погожева, А. А. Алексеева и ряда других исследователей, флишевый комплекс является более древним и подстилает вулканогенно-осадочный;

3) в составе флишевого комплекса, по мнению В. А. Титова, Б. В. Лопатина, О. П. Дундо, Б. В. Ермакова, присутствуют отложения, подстилающие вулканогенно-осадочный комплекс, синхронные ему и более молодые. Это последнее направление общепринято в настоящее время.

Тем не менее в результате геологического картирования, проводившегося в последние годы объединением «Аэрогеология» и Камчатским территориальным геологическим управлением, выявился ряд фактов, труднообъяснимых с этой ставшей традиционной точки зрения.

Остановимся на основных особенностях вулканогенно-осадочного и флишевого комплексов. Среди образований вулканогенно-осадочного комплекса четко различаются две формации: вулканогенно-кремнистая (вытынская серия) и вулканогенно-обломочная (ачайвямская, хакинская, инетывямская, ивыгинская свиты, нижняя часть вочвинской свиты).

Для вулканогенно-кремнистой формации характерны: 1) значительная мощность отложений, достигающая 5 км; 2) невыдержанность состава — в одних разрезах преобладают вулканиды, в других — кремнистые породы; 3) присутствие в разрезах спилитов и сравнительно слабо измененных базальтов; 4) преобладание спилитов, базальтов и их гуфов над андезито-базальтами, андезитами, кератофирами; 5) постоянное преобладание в химическом составе вулканических пород натрия над калием.

Некоторые особенности химизма вулканидов этой формации выявляются при рассмотрении диаграмм, на которые вынесены анализы эффузивов ватынской серии различных районов Корякского нагорья.

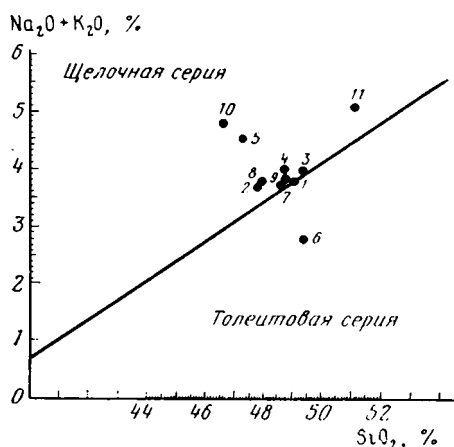


Рис. 1. Диаграмма соотношения $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ для базальтовых составов; поля толейтов и щелочных базальтов разделены по экспериментальным данным Макдональда и Кацуры

1—5 — ватынская серия; 1—4 — базальты: 1 — междуречье Ильпи — Ватына (среднее из 7 анализов); 2 — левобережье Апуки в нижнем течении (среднее из 5 анализов); 3 — Олюторский п-ов (среднее из 8 анализов); 4 — правобережье Вывенки в среднем течении (среднее из 5 анализов); 5 — спилиты правобережья Вывенки в среднем течении (среднее из 8 анализов); 6 — толейты Тихого океана (среднее из 5 анализов); 7 — базальты эффузивно-туфово-кремнистой формации Камчатского мыса по М. Ю. Хотину (среднее из 12 анализов); 8—11 — ачайваямская свита (базальты): 8 — междуречье Ильпи — Ватына (среднее из 19 анализов), 9 — северное окончание Олюторского хребта (среднее из 14 анализов); 10 — левобережье Апуки в нижнем течении (среднее из 6 анализов); 11 — Олюторский п-ов (среднее из 11 анализов)

В работе использованы аналитические данные А. А. Алексеева (междуречье Ильпи — Ватына), М. К. Косько (северное окончание Олюторского хребта), А. Б. Цукерника (левобережье Апуки в нижнем течении), А. Л. Башаркевича (Олюторский п-ов), Э. С. Алексеева (правобережье Вывенки в среднем течении).

Двойная диаграмма (рис. 1), где поля толейтов и щелочных базальтов разделены по экспериментальным данным Макдональда и Кацуры (Mac Donald, Katsura, 1964) убедительно отражает принадлежность базальтов вулканогенно-кремнистой формации к щелочной серии.

Из диаграммы ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}+0,9\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{MgO}$), на которой показаны поля верхнемеловых эффузивов разных частей юга Корякского нагорья (рис. 2), можно заключить, что дифференциация магматического расплава шла по типу гиперстеновой серии Х. Куно (Куно, 1960), а исходная магма обладала повышенной щелочностью.

Использование уравнений дискриминантных функций В. А. Кутолина (1972, стр. 71) применительно к базальтам вулканогенно-кремнистой ассоциации (ватынская серия) также показывает, что они принадлежат скорее формации щелочных океанических базальтов, нежели океаниче-

ским толеитам, так как численное значение левой части уравнения ($1,570 \text{ SiO}_2 - 0,523 \text{ TiO}_2 - 13,347 \text{ K}_2\text{O} - 3,920 \text{ P}_2\text{O}_5 - 65,732 = 0$) для различных районов юга Корякского нагорья оказывается равным: $-0,304$; $-1,329$; $-4,052$; $-5,625$. В то же время расчеты, сделанные по этому уравнению для толеитов Тихого океана (среднее из 5 анализов) и Атлантического океана (среднее из 5 анализов), дают цифры соответственно: $+8,473$; $+8,072$.

Повышенная щелочность верхнемеловых вулканитов севера Камчатской области на основе изучения других материалов отмечалась

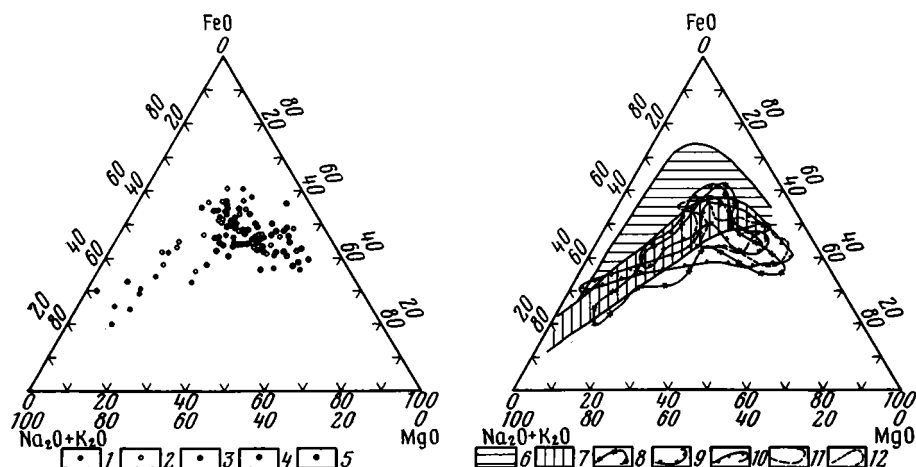


Рис. 2. Диаграммы Х. Куно для верхнемеловых эффузивов южной части Корякского нагорья

1 — правобережье Вывенки в среднем течении; 2 — Олюторский п-ов; 3 — северное окончание Олюторского хр.; 4 — левобережье Апуки в нижнем течении; 5 — междуречье Ильпи — Ватына; 6—7 — серий Куно: 6 — пижонитовая; 7 — гиперстенитовая; 8—12 — поля верхнемеловых эффузивов юга Корякского нагорья: 8 — бассейн Вывенки, 9 — Олюторский п-ов; 10 — северное окончание Олюторского хр., 11 — левобережье Апуки в нижнем течении; 12 — междуречье Ильпи — Ватына

В. К. Ротманом и Б. А. Марковским (1965), Б. А. Марковским и В. К. Ротманом (1969). Однако имеющиеся в нашем распоряжении аналитические данные не позволяют согласиться с одним из выводов этих исследователей — о существенно калиевом характере щелочности лав верхнемеловой вулканогенно-кремнистой формации, на что, кстати, указал в своей работе и М. Ю. Хотин (1976). Данные большинства геологов, занимавшихся изучением верхнего мела южной части Корякского нагорья, в том числе и наши, свидетельствуют о повышении содержания K_2O лишь в лавах верхней части вулканогенно-осадочного комплекса, выделяемой в качестве вулканогенно-обломочной формации.

Образование вулканогенно-кремнистых формаций с преобладающей ролью эффузивов основного состава связывается как в рассматриваемом регионе (Ротман, Марковский, 1965; Марковский, Ротман, 1969; Ротман, 1975; Хотин, 1976 и др.), так и в других областях с подводными излияниями в условиях океанического дна.

Верхнемеловая вулканогенно-кремнистая формация весьма широко распространена в Корякско-Камчатской складчатой области. Наиболее тщательно эти образования изучены и описаны М. Ю. Хотиним (1976) на п-ове Камчатского мыса под названием «эффузивно-туфово-кремнистая» формация и показано, что исходной для основных вулканитов явилась толеитовая или переходная к высокоглиноземистой магма.

Особенности химизма эффузивов вулканогенно-кремнистой формации юга Корякского нагорья, отмеченные выше, свидетельствуют о том, что эти породы скорее всего являются производными магмы повышенной щелочности. Такие магмы должны возникать (Грин, Рингвуд, 1968, 1970; Кутюлин, 1972) при дифференциации первичного толеитового расплава в подкоровых магматических очагах.

В кремнистых породах формации содержатся многочисленные остатки иноцерамов и пателл, весьма сходные по видовому составу в точках, удаленных друг от друга на десятки и сотни километров. Все они, по мнению В. Н. Верещагина, О. П. Дундо, Г. П. Тереховой, М. А. Пергамент, свидетельствуют о кампанском (возможно, сантон-кампанском) возрасте формации.

В составе **вулканогенно-обломочной формации** преобладают вулканические брекчии, туфы, туффиты, туфоконгломераты, туфогравелиты; кремнистые породы играют резко подчиненную роль. Мощность формации, по данным М. К. Косько, достигает 5—6 км. Состав пород в обломках как неокатанных, так и окатанных, очень однороден на значительных площадях.

Изучение разрезов ачайваямской, хакинской, инетьваямской, ивтыгинской свит показывает, что это главным образом базальты и андезитобазальты, среди которых встречаются лейцитовые и анальцимовые разновидности, трахибазальты; на отдельных участках существенное значение приобретают андезиты. Однако роль андезитов, а также трахиандезитов, трахитов и их туфов в составе данной формации, по-видимому, значительно выше. Именно к вулканогенно-обломочной формации следует относить сложенную этими породами, значительную по объему, нижнюю часть вочвинской свиты на тех участках, где она еще не расчленена, как, например, в междуречье Пахачи и Апуки (данные Н. В. Устинова).

Из представленных диаграмм (см. рис. 1, 2) видно, что для эффузивов этой формации исходной явилась та же основная магма повышенной щелочности, как и в период накопления вулканогенно-кремнистой формации.

Для средних составов базальтов вулканогенно-обломочной формации ряда районов юга Корякского нагорья нами произведены расчеты по уравнениям дискриминантных функций В. А. Кутюлина (1972). Численные значения левой части уравнения ($0,836 \text{ SiO}_2 - 4,597 \text{ TiO}_2 + 0,197 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,136 \text{ FeO} - 0,177 \text{ MgO} - 2,765 \text{ P}_2\text{O}_5 - 32,893 = 0$) составляют: +4,120; +3,887; +7,263; +4,776, а для уравнения ($11,256 \text{ TiO}_2 + 0,281 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1,522 \text{ MgO} - 4,256 \text{ K}_2\text{O} - 27,759 = 0$) они соответственно равны: -10,300; -7,471; -13,344; -9,386. Эти результаты указывают на принадлежность базальтов данной ассоциации скорее к андезитовой формации, чем к формациям щелочных океанических базальтов или океанических толеитов. Аналогичными цифровыми показателями при подобных же расчетах характеризуются базальты андезитовых формаций Каскадных гор, Алеутской островной дуги, Камчатки.

В породах нижней части вулканогенно-обломочной формации, по данным А. В. Дитмара, М. К. Косько, А. Б. Цукерника, А. Л. Башаркевича, содержатся остатки маастрихт-датских иноцерамов. Верхняя часть формации в хр. Майни-Какыйнэ (Тарасенко и др., 1973), а по данным А. Б. Цукерника, и на левобережье Апуки содержит датско-палеоценовый комплекс фораминифер. В Олюторском хребте в верхней половине формации, по данным А. Б. Цукерника и А. Л. Башаркевича, встречаются неопределимые остатки флоры и углефицированный растительный детрит.

Изучение разрезов и вещественного состава пород вулканогенно-обломочной формации дает основание полагать, что во время ее накопления существовали сначала подводные вулканические хребты,

а позже — архипелаги вулканических островов. При этом господствовал вулканизм центрального типа, большую роль должны были играть подводные лавины на склонах построек, подобные наземным лахарам (Ротман, 1975), и конвекционные потоки.

Существованием вулканических островов на юге Корякского нагорья в маастрихтском и датском веках объясняется, как считают О. П. Дундо и Г. П. Кореньков (1971), значительная примесь пеплового пирокластического материала во флишевых отложениях маастрихта (импенвеемская свита) центральной части Корякского нагорья.

Об островных условиях в конце датского века на территории Олюторского полуострова свидетельствуют, по мнению Л. А. Аникеевой (1968), близповерхностные условия формирования интрузий габбро, называемых ею синорогенными.

Специфические условия образования пород определили особенности состава и строения формации. Возросшая роль средних эффузивов и относительное (по сравнению с вулканогенно-кремнистой формацией) повышение роли калия, формационная принадлежность базальтов позволяют параллелизовать вулканогенно-обломочную формацию маастрихта — палеоцена с островодужными сериями.

Терригенный комплекс, сложенный алевролитами, аргиллитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, достигает мощности 10 км и характеризуется флишевой ритмичностью на разных уровнях. Пачки двух- и трехкомпонентного флиша имеют мощность от десятков до нескольких сотен метров.

В составе комплекса различаются три части: 1) нижняя, включающая аяонскую и тавенскую свиты, в которых до недавнего времени были известны лишь верхнемеловые (не точнее) фораминиферы. Имелись указания на присутствие в отложениях тавенской свиты остатков иноцерамов плохой сохранности сантон-кампанского облика. Поскольку эти отложения по сложившимся представлениям согласно перекрываются и частично замещаются вулканогенно-кремнистой формацией кампана (ватынская серия) возраст их определяется как коньяк-сантонский и отчасти кампанский (а некоторые исследователи, как, например, О. П. Дундо, считают их еще более древними); 2) средняя часть флишевого комплекса включает пааваямскую, вачваямскую и сланцевую свиты, которые принято условно считать аналогами вулканогенно-кремнистой ватынской серии кампана; 3) верхняя часть комплекса объединяет фаунистически охарактеризованные отложения импенвеемской свиты маастрихта, описанной О. П. Дундо (1971), и мильгернайской свиты (маастрихт — дат), выделенной О. П. Дундо и Б. В. Ермаковым в 1964 г. и распространенной в бассейне верхнего течения Вывенки, Пахачи, Апуки и Укэлаята.

Строение флишевого комплекса было подробно рассмотрено Б. В. Ермаковым (1971). До недавнего времени уверенно датировалась лишь верхняя маастрихт-датская часть комплекса.

Теперь остановимся на некоторых чертах строения нижней его части (аяонская и тавенская свиты). Область распространения этих отложений на тектонических схемах часто рассматривается как ядро крупной антиклинорной структуры, юго-восточное крыло которой сложено вулканогенно-кремнистой формацией кампана.

Микроскопическое изучение пород нижней части комплекса показывает, что в обломочной составляющей (50—85% объема породы) песчаников и алевролитов наряду с кварцем и плагиоклазом значительную роль играют кремнистые породы (5—30%), измененные базальты и андезиты (10—60%), измененные кислые эффузивы (10—40%), постоянно присутствуют хромшпинелиды. В конгломератах и гравелитах кремнистые породы, измененные эффузивы основного и среднего состава также играют весьма важную роль, а в ряде случаев ими сложено до

80% валунов и гальки. Например, в бассейне р. Апокаматкын (левый приток Укэлаята в среднем течении) нижняя часть флишевого комплекса (низы аяонской свиты) содержит пласты таких валунно-галечных конгломератов мощностью до 80—100 м. При этом весьма интересен тот факт, что непосредственно севернее в бассейне р. Пикасьваям, по данным В. Э. Пинтэ, развиты отделенные разломом вулканогенно-осадочные отложения с верхнемеловыми радиоляриями и остатками кампанских иноцерамов, считавшиеся ранее верхнепалеозойскими. Поэтому есть основание полагать, что эта часть территории являлась одним из поставщиков обломочного материала в процессе формирования флишевого комплекса.

В последнее время в верховьях Уннэйваяма и Ветроваяма Н. П. Митрофановым (1977), а на правом берегу Вывенки совместными работами автора с С. С. Лобунцом и И. А. Кузнецовой установлено аллохтонное залегание вулканогенно-кремнистой формации кампана на отложениях нижней части флишевого комплекса (аяонская и тавенская свиты, в трактовке А. И. Поздеева, Б. В. Лопатина, А. Г. Погожева).

На правом берегу Вывенки находится несколько останцев тектонического покрова. В наиболее крупном из них, площадью около 500 км², вулканогенно-кремнистая формация включает бескорневые тела¹ гипербазитов, палеогеновых габброидов и диоритов. Интрузии габбро и диоритов, считавшиеся ранее верхнемеловыми, по нашим данным имеют абсолютный возраст в пределах 43—64 млн. лет (12 определений калий-аргоновым методом), в связи с чем выделены в самостоятельный палеогеновый интрузивный комплекс. Данные о возрасте и условиях залегания этих тел важны еще и по той причине, что они позволяют определить примерное время образования шарьяжа,— не древнее эоцена. Принимая во внимание, что галька гипербазитов и габброидов встречается уже в олигоценовых отложениях ильпинской серии бассейна р. Авьяваям, можно полагать, что шарьяж правобережья Вывенки сформирован в конце эоцена.

В основании рассматриваемого тектонического покрова на всем протяжении выходят разные горизонты вулканогенно-кремнистой формации. По плоскости субгоризонтального или слабонаклонного (10—15°) надвига, срезающего складчатые структуры автохтона, они контактируют также с разными частями разреза флишевого комплекса. Линия надвига отчетливо выражена на аэрофотоснимках, а на местности фиксируется резким перегибом рельефа. Она сопровождается зеркалами скольжения, зонами дробления, эпидотизацией и окварцеванием.

В строении южной части покрова участвуют дуниты Гальмознанского массива, которые ложатся непосредственно на флишевый комплекс с горизонтом тектонических брекчий в основании мощностью до 10—12 м. Брекчии сложены обломками дунитов и аподунитовых серпентинитов размером до 30—40 см, сцементированными серпентином и тальком. Подобные образования широко освещены в литературе, посвященной покровной тектонике, и получили название серпентинитового мономиктового меланжа.

Во флишевом автохтоне присутствуют олистолиты размером от первых метров до нескольких десятков метров черных, светло-серых, зелено-серых, вишнево-красных кремнистых пород, базальтов, туфов основного и кислого состава, туффигов. Породы глыб отличаются от алевропесчаных отложений «матрицы» иначе ориентированной слоистостью, интенсивной дислоцированностью, прокварцованностью. Именно в таких глыбах, считавшихся ранее линзами, содержатся остатки при-

¹ Для гипербазитовых тел и интрузий габбро нами рассчитана по эмпирической формуле Л. В. Булиной глубина до нижней кромки магнитовозмущающих масс, составляющая, как выяснилось 0,7—2,0 км.

зматического слоя иноцерамов, что позволяло в предшествовавших исследованиях считать терригенные и вулканогенно-кремнистые отложения верхнего мела отчасти синхронными.

Сейчас следует признать несомненным, что часть флишевого автохтона в полосе шириной до 20—25 км, приуроченную к фронту надвига в зоне Вывенского глубинного разлома, нужно параллелизовать с так называемым диким флишем или олистостромовыми горизонтами. Образование последних, как указывает М. Г. Леонов (1975, 1976), связано с разрушением фронтальных частей тектонических покровов.

Весьма важными в связи с этим являются данные, позволившие уточнить возрастную датировку олистостромовой части флишевого комплекса. В бассейне рек Ветровая и Уннэйвая в отложениях, относившихся к тавенской свите, Н. П. Митрофановым обнаружен комплекс фораминифер, свидетельствующий о маастрихтском возрасте отложений (Серова и др., 1973). Во флишевом автохтоне верховьев р. Тапельная (аяонская свита), по данным С. Д. Шелудченко, также присутствуют маастрихтские фораминиферы, а в бассейне р. Блемук-ваям (левый приток Укэлаята) М. И. Полещук в отложениях, ошибочно выделявшихся ранее в качестве аяонской свиты, обнаружен ржегакиново-силикосигмоилиновый комплекс фораминифер, указывающий на маастрихт-датский, а, возможно, отчасти и палеоценовый возраст отложений. Восточнее, в районе бухты Дежнева (мыс Низкий) Н. В. Устиновым во флишеидных отложениях аяонской свиты собрана палеогеновая фауна.

Таким образом, все палеонтологические находки последних лет из отложений нижней части флишевого комплекса свидетельствуют о гораздо более молодом, нежели предполагалось, возрасте этих отложений — маастрихт-датском и отчасти палеогеновом. Эти данные противостоят представлениям о нормальном согласном залегании вулканогенно-кремнистой формации кампана на отложениях флишевого комплекса.

Опираясь на приведенный материал, рассмотрим теперь основные моменты развития южной части Корякского нагорья. При изучении геологической истории любой складчатой области одним из первых встает вопрос о ее основании.

Поскольку на юге Корякского нагорья выходы пород древнее верхнего мела неизвестны, обратимся к сопредельным территориям. Что касается акватории Берингова моря, то имеющиеся материалы геофизических исследований (Федынский и др., 1970) позволяют предполагать, что в глубоководных котловинах Берингова моря земная кора представлена слоем «высокоскоростных базальтов» мощностью около 5 км, которые, по мнению Ю. М. Пушаровского (1972, стр. 113), могут рассматриваться в качестве реликтов океанической коры. Имеющиеся к настоящему времени данные глубинного бурения и драгирования в северо-западной части Тихого океана свидетельствуют о весьма незначительной мощности осадков, залегающих на базальтах, и практически подтверждают этот вывод.

В пределах континента выход фундамента, отождествляемого с «базальтовым» слоем земной коры, установлен на п-ове Камчатский мыс (Марков и др., 1972; Хотин, 1976). Непосредственно на базальт-габбро-гипербазитовом комплексе фундамента здесь залегает верхнемеловая эффузивно-туфово-кремнистая формация.

Эти отложения, как нам представляется, синхронны вулканогенно-кремнистым толщам о. Карагинского и юга Корякского нагорья (ватинская серия), которые, по всей вероятности, залегают на аналогичном меланократовом фундаменте.

В соответствии с современными представлениями об особенностях геосинклинального развития северо-западного сектора Тихоокеанского сегмента Земли (Пушаровский, 1965, 1971, 1972; Марков, 1975; Марков

и др., 1972; Муратов, 1975; Хотин, 1976; Некрасов, 1976; Заборовская, Некрасов, 1977) следует считать, что обширная область юга Корякского нагорья в течение всего нижнего и начала верхнего мела принадлежала структурам оксана, оставалась областью развития океанической коры.

Эвгеосинклинальный прогиб южной части Корякского нагорья и Восточной Камчатки заложился в верхнемеловое время на коре океанического типа (Пушаровский, 1972; Марков и др., 1972; Хотин, 1976). В течение кампана в условиях океанического дна (по-видимому, ближе к континентальному склону) господствовал подводный вулканизм и на обширной площади происходило накопление вулканогенно-кремнистой ассоциации пород. Вероятно, одной из основных магмоподводящих структур этого времени являлся Вывенский глубинный разлом.

Таким образом, кампанская вулканогенно-кремнистая формация отражает ранний этап развития эвгеосинклинали. При этом наметившиеся отличия в составе исходной магмы верхнемеловых базальтов юга Корякского нагорья и п-ова Камчатский мыс могут определяться продольной неоднородностью зоны перехода от океана к континенту, свидетельствуя о «мозаичном» или «пятнистом», по определению Ю. М. Пушаровского (1971), строении земной коры этой зоны.

В конце кампана — маастрихте вдоль Вывенского глубинного разлома сформировался флишевый прогиб. Значительная часть обломочного материала при его заполнении поступала за счет разрушения раннегеосинклинальной вулканогенно-кремнистой формации. По-видимому, уже в маастрихтском веке в зоне Вывенского глубинного разлома происходили горизонтальные тектонические подвижки, приведшие к образованию олистостромовой части флишевого комплекса. Заполнение флишевого прогиба продолжалось в течение всего маастрихтского и датского веков. На территории, располагавшейся южнее и юго-восточнее, в это время происходил рост подводных хребтов, а затем возник архипелаг вулканических островов и накапливалась ассоциация вулканогенно-обломочных пород.

Рубеж мела — палеогена был началом нового этапа развития территории — орогенного (Алексеев, 1974). Начавшееся воздымание носило блоковый характер. Так, Беринговский блок (область современного Олюторского хребта), по данным М. К. Косько, А. Б. Цукерника, А. Л. Башаркевича, стал сушей в конце датского века. В обстановке сжатия на фоне медленно развивающихся горизонтальных движений происходит пластическое выжимание с глубин ультрабазитовых масс в зоне Вывенского глубинного шва. По ослабленным тектоническим плоскостям, служившим путями выдвижения ультрабазитов, в палеоцене — эоцене внедряются интрузии основного и среднего состава (палеогеновый интрузивный комплекс), прорывающие, по данным автора и М. К. Косько, ультраосновные тела, включающие ксенолиты пироксенитов и частично переработавшие ультраосновное вещество с образованием парамагматических габброидов.

Один из важнейших моментов тектонического развития юга Корякского нагорья приходится на конец эоцена, когда наиболее ярко проявились горизонтальные перемещения. Особенно отчетливо это видно в зоне Вывенского глубинного разлома, которая, по мнению Л. А. Майкова, основанному на математическом анализе аэромагнитных данных, представляла собой (вероятно, уже с конца эоцена) громадную пластообразную магмонасыщенную зону, погружавшуюся на юго-восток под углом не более 45° .

Раннегеосинклинальная вулканогенно-кремнистая формация кампана, включающая бескорневые тела и блоки гипербазитов и палеогеновых габброидов в зоне Вывенского разлома, была надвинута на флишевую формацию маастрихта и приведена в аллохтонное положение

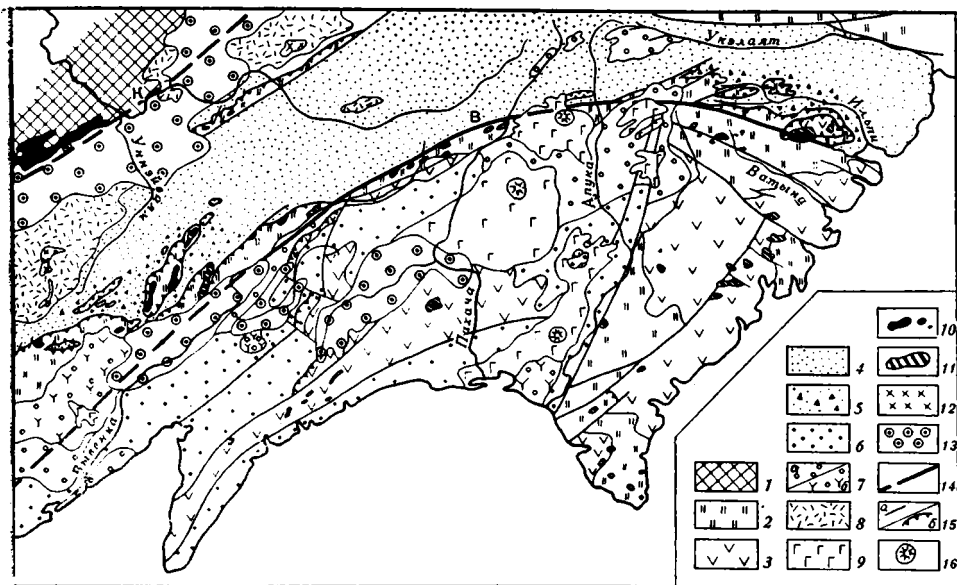


Рис. 3. Структурно-формационная схема южной части Корякского нагорья

1 — Тайгоносско-Западно-Корякская складчатая система; 2—9 — Корякско-Камчатская складчатая область: 2 — вулканогенно-кремнистая формация (кампан); 3 — вулканогенно-обломочная формация (маастрихт — палеоцен); 4 — флишевая формация (маастрихт — дат — палеоцен), 5 — дикий флиш, 6—7 — моласса (6 — морская — эоцен — миоцен; 7 — континентальная — миоцен, в том числе: а — угленосная, б — вулканическая); 8—9 — наземно-вулканогенные формации (8 — дацит-липаритовая — олигоцен, 9 — базальт-андезитовая раннечетвертичная; 10 — гипербазиты; 11 — палеогеновый интрузивный комплекс; 12 — плагиограниты (олигоцен — миоцен); 13 — плиоцен-четвертичные впадины; 14—15 — разломы: 14 — наиболее крупные по границам складчатых систем и структурно-формационных зон

(К — Куюльский; В — Вывенский); 15 — прочие (а — сбросы, взбросы, б — надвиги); 16 — вулканические центры

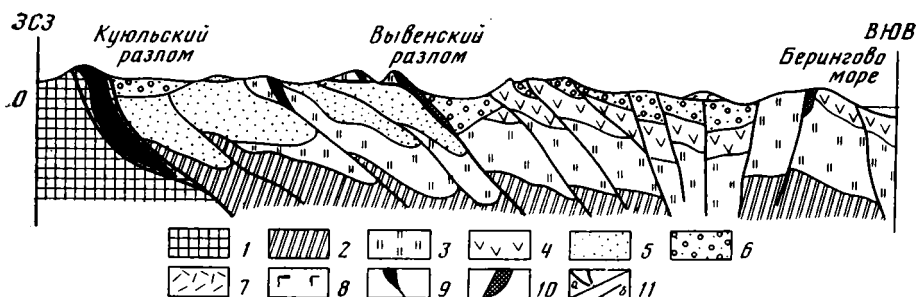


Рис. 4. Сводный разрез южной части Корякского нагорья

1 — Тайгоносско-Западно-Корякская складчатая система; 2—8 — Корякско-Камчатская складчатая область: 2 — меланократовый фундамент, 3 — вулканогенно-кремнистая формация, 4 — вулканогенно-обломочная формация, 5 — флишевая формация, 6 — моласса, 7—8 — наземно-вулканогенные формации (7 — дацит-липаритовая, 8 — базальт-андезитовая); 9 — гипербазиты; 10 — палеогеновый интрузивный комплекс; 11 — разломы: а — по границам складчатых систем и структурно-формационных зон; б — прочие

(рис. 3, 4). При этом амплитуда горизонтального перемещения в бассейне среднего течения Вывенки достигала 35—40 км. По нашим данным, во флишевом автохтоне и вулканогенно-кремнистой формации аллохтона здесь широко развиты пластовые и секущие надвиги различной амплитуды. В рассматриваемой области этот тектонический

покров — наиболее отчетливое поверхностное проявление общей тенденции надвигания масс со стороны океана в северо-западном направлении.

Периоды формирования олистостромовых комплексов и возникновения шарьяжей справедливо рассматриваются в литературе как специфические тектонические режимы. М. Г. Леоновым (1976) показано, что в Альпийско-Гималайском складчатом поясе, к примеру, имели место по крайней мере четыре таких эпохи. С одной из них — позднеэоценовой — совпадает во времени основная фаза шарьяжеобразования на юге Корякского нагорья.

Естественно, что возникновение шарьяжей не ограничивалось в этом регионе каким-то определенным этапом. Горизонтальные перемещения играли важную роль и в дальнейшей геологической истории юга Корякского нагорья. О широком развитии надвигов в отложениях эоценового и олигоцен-миоценового возраста юга Корякского нагорья свидетельствуют данные В. И. Фомина по району бухты Сомнения, Г. В. Жегаловой — по району нижнего течения р. Емет, А. А. Коляды — по бассейну рек Имка и Импука, а также данные автора, полученные в результате работ в хребтах Майни-Какыйнэ, Ивтыгин, Пылгинском.

На основании изложенного можно сделать несколько основных выводов:

1. Вулканогенно-кремнистая формация кампана со щелочными океаническими базальтами отвечает раннему этапу развития эвгеосинклинали и является наиболее древней в формационном ряду юга Корякского нагорья.

2. Возраст флишевой формации может быть определен не древнее маастрихта, и ее следует рассматривать в качестве фациального аналога вулканогенно-обломочной формации.

3. В структуре южной части Корякского нагорья широко развиты шарьяжи, наиболее отчетливо выраженные в зоне Вывенского глубинного разлома, где пространственно совмещены вулканогенно-кремнистая формация (аллохтон) и флишевая (автохтон).

4. Роль горизонтальных движений в формировании структуры юга Корякского нагорья несомненно более значительна, чем можно представить на современном уровне знаний. Это необходимо учитывать при будущих геологических исследованиях и обобщениях по тектонике данного региона.

Литература

- Алексеев Э. С. О тектоническом положении юго-восточной части Корякского нагорья. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. XIX, вып. 3.
- Аникеева Л. А. Базит-гипербазитовый интрузивный комплекс южной части Корякского нагорья. Автореф. канд. дис. Л., 1968.
- Геология СССР, т. XXX, Северо-Восток, кн. II, 1967.
- Грин Д., Рингвуд А. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Грин Д., Рингвуд А. Происхождение серий изверженных горных пород по данным экспериментальных исследований. Пер. с англ. Л., «Недра», 1970.
- Дундо О. П., Кореньков Г. П. Литологическая характеристика отложений и условия осадконакопления в маастрихтское время на территории Центрально-Корякской структурно-фациальной зоны. — В сб.: Опорный разрез маастрихтских отложений Центральной части Корякского нагорья. Л., Ротапринт НИИГА, 1971.
- Егизаров Б. Х. Геология Корякского нагорья. Автореф. докт. дис. Л., 1970.
- Ермаков Б. В. Флишевой комплекс Центральной части Корякского нагорья. Автореф. канд. дис. Л., 1971.
- Заборовская Н. Б., Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Кольмских мезозонд к Корякско-Камчатской складчатой области. — Геотектоника, 1977, № 1.
- Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М., «Наука», 1975.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов. — Геотектоника, 1976, № 3.

- Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю. Фундамент меловой геосинклинали на п-ове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— Геотектоника, 1972, № 4.
- Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Марковский Б. А., Ротман В. К. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6.
- Митрофанов Н. П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне.— Геол. и геофизика, 1977, № 4.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Пуцаровский Ю. М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Пуцаровский Ю. М. Проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента земли. М., «Наука», 1972.
- Ротман В. К., Марковский Б. А. О геосинклинальных щелочных базальтах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— Докл. АН СССР. 1965, т. 165, № 1.
- Ротман В. К. Палеовулканизм Курило-Камчатского региона. Автореф. докт. дис. Л., 1975.
- Серова М. Я., Митрофанов Н. П., Жулитова В. П. О возрасте флишеидных отложений Центрально-Корякского геосинклинального прогиба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6.
- Тарасенко Т. В. Этапы геологического развития и основные закономерности размещения важнейших металлических полезных ископаемых юго-западной части Корякского нагорья. Автореф. канд. дис. М., 1972.
- Тарасенко Т. В., Мельникова С. А., Серова М. Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и палеогеновых отложений хр. Майни-Какыйнэ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 6.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР. Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000.— Тр. Сев.-Вост. компл. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 33. Магадан, 1969.
- Федынский В. В., Гайнанов А. Г., Ушаков С. А. Геофизические исследования глубинного строения дна морей и океанов.— Вестн. МГУ, 1970, № 2.
- Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М., «Наука», 1976.
- Kuno H. High-alumina basalt.— J. Petrol., 1960, N. 1.
- Mac Donald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— J. Petrol, 1964, N. 5.

В. И. МАКАРОВ, Ю. К. ЩУКИН

ОЦЕНКА АКТИВНОСТИ СКРЫТЫХ РАЗЛОМОВ

В связи с широким развитием в глубинах литосферы разрывных смещений, которые не проявлены прямо на земной поверхности, но с которыми связаны сейсмичность, повышенная рудная минерализация и целый ряд других важных геологических образований и явлений, рассматриваются методы выявления, изучения и оценки активности скрытых деформаций глубинных слоев. Комплекс сейсмогеологических, геофизических, геологических и геоморфологических данных позволяет более или менее успешно выделять в сложной структуре земной поверхности составляющие различной глубины и времени заложения, которые нередко фиксируют структурную и динамическую дисгармонию разных слоев литосферы.

Землетрясения, которые характеризуются более или менее значительными, проявляющимися на земной поверхности смещениями, обычно хорошо документированы. Однако изучение сейсмоопасных районов юга СССР, а также многих других областей земного шара показывает, что такие проявления активных разломов скорее исключения, чем правило. Огромное число землетрясений, в том числе весьма крупных, не оставило сколько-нибудь заметных следов разрывных смещений и других геологических последствий. Далеко не все сейсмические площади и активные разрывы в них могут быть легко установлены (при отсутствии исторических данных) путем полевых наблюдений. Более того, мы часто приходим в замешательство от того, что некоторые из крупнейших землетрясений в Японии, Средней Азии, на Балканах и в других областях произошли вне связи с активными четвертичными разломами или в поле распространения, казалось бы, весьма незначительных и «невинных» разрывов. Или, наоборот, зоны ряда крупнейших активных в новейшее время разломов являются асейсмичными (по крайней мере в известный нам отрезок времени). Все это объясняется, очевидно, тем, что поверхностный эффект землетрясений, вызванных деформациями разрыва, далеко не всегда прямо отражает эти деформации. Последние реализуются в виде разрывов на более или менее значительной глубине в толще земной коры, а на поверхности либо вовсе не проявлены, либо выражены в виде ряда косвенных образований и явлений, которые не всегда возможно связать с их причиной, глубинными деформациями. Наше сообщение посвящено именно таким, **скрытым**, разрывам. Они представляют особую проблему в оценке тектонической активности и сейсмической опасности, потому что их положение, морфологию и поведение оценить полевыми исследованиями несравненно труднее. Вместе с тем высокая сейсмичность, а также большое металлогеническое значение зон скрытых разломов привлекают к ним все большее внимание. В связи с этим возникает необходимость в определении критериев и методов обнаружения и оценки активности скрытых разломов.

Обратимся вначале к одному из недавних событий, произошедших в юго-западной части Туранской эпигерцинской плиты. Здесь, в пустыне Центральные Кызылкумы, 8 апреля, а затем 17 мая 1976 г. произошли сильнейшие землетрясения, магнитуда которых составила соответственно 7,0 и 7,2, а очаговая зона была расположена на глубинах 20—30 км. Эпицентральной зона, расположенная в ненаселенном районе северо-восточнее поселка Газли, хорошо оконтуривается по

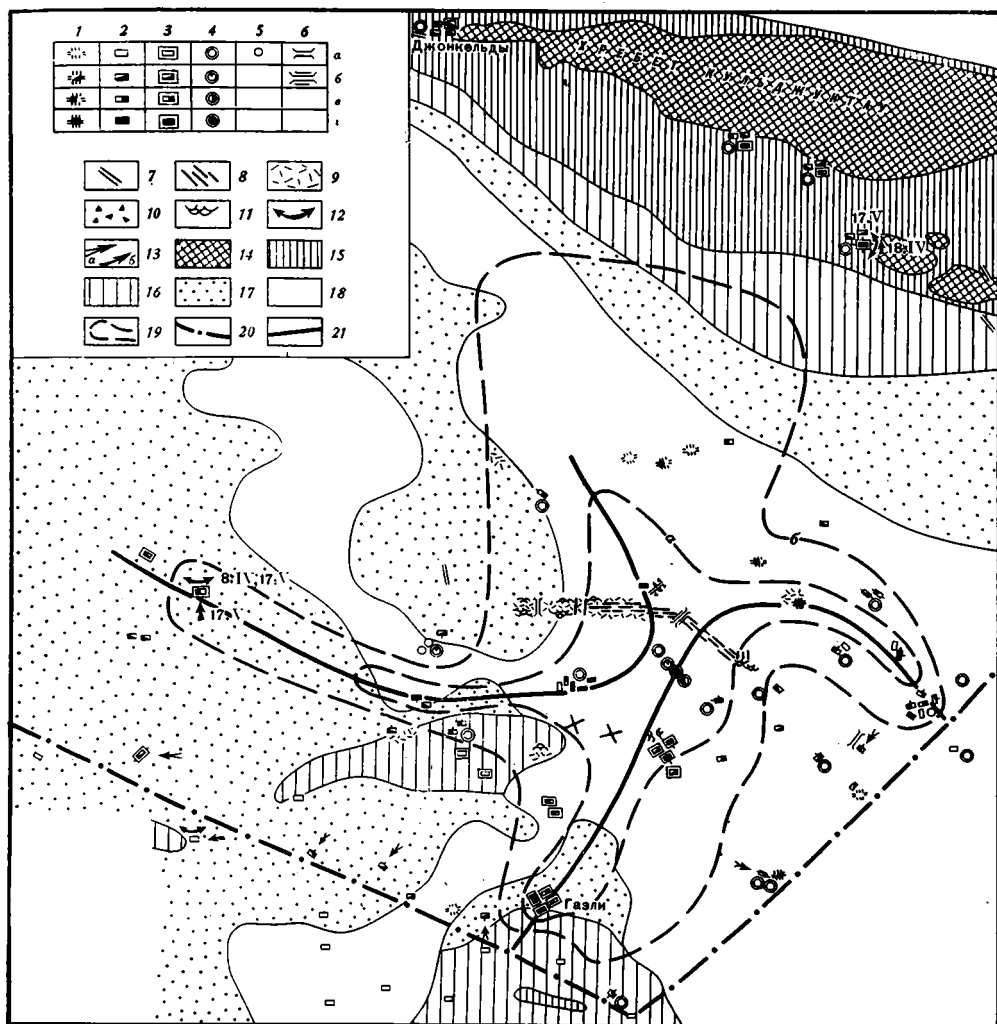


Рис. 1. Карта поверхностных вторичных деформаций эпицентральной зоны Газлийских землетрясений 1976 г.

Типы сооружений: 1 — легкие загоны-изгороди; 2 — хижины, навесы и загоны с деревянным каркасом, закладкой из сырцового кирпича и земляными крышами; 3 — дома городского типа, в том числе многоэтажные, кирпичные, панельные, блочные и из рваного камня; 4 — колодцы с каменной крепью и надустьевыми постройками; 5 — колодцы неармированные; 6 — мосты однопролетные на железобетонных сваях или на опорах из каменной кладки

Степень разрушенности сооружений: а — неразрушенные; б — испытавшие слабые разрушения; в — полуразрушенные; г — превращенные в руины. Штрихи на знаках указывают направление падения стен, вывалов кирпичной кладки и т. п. 7 — трещины растяжения и просадки в естественных грунтах; 8 — то же в искусственных насыпях; 9 — разрыхленные встаряской грунты; 10 — каменный выброс из трещины; 11 — оплывшие и оползшие грунты; 12 — направление качания сооружений (по свидетельствам очевидцев); 13 — направление сейсмического удара, предполагаемое по характеру разрушений (а) и по свидетельству очевидцев (б); 14 — палеозойские породы; 15 — мезозойские отложения; 16 — палеогеновые отложения; 17 — неогеновые отложения; 18 — четвертичные отложения; 19 — изосейсты максимальных (а) и значительных (б) разрушений; 20 — южные границы сейсмоактивного блока, предполагаемые по макросейсмическим данным; 21 — осевые линии зон наиболее высокой сотрясаемости

степени разрушений животноводческих строений, колодцев и ряда других преимущественно искусственных объектов (рис. 1). Она охватывает территорию размером около 70×50 км, несколько удлиненную в субширотном направлении. Здесь сила сотрясения достигала 9—10 баллов.

Расположенный поблизости поселок Газли с современными постройками превращен в руины (9 баллов). В таких крупных городах, как Бухара, Самарканд и др., расположенных в 100—270 км от эпицентральной зоны, землетрясения ощущались силой до 6—7 баллов.

Несколько неожиданным является тот факт, что после землетрясения даже в эпицентральной зоне не удается обнаружить сколько-нибудь заметных остаточных деформаций земной поверхности. Исключение — многочисленные трещины растяжения в насыпных дамбах оросительного канала и в рыхлых сильно обводненных грунтах по берегам водоемов (см. рис. 1). Но эти трещины, несмотря на всю их выразительность, представляют собой, очевидно, результат сильной встряски рыхлых грунтов и гидродинамического удара. В целом они ориентированы почти исключительно вдоль этих дамб или берегов водоемов. Единичные трещины растяжения длиной до 150 м при зиянии до 40 см и амплитудах проседания до 10—15 см были обнаружены в 30—40 км севернее эпицентральной зоны у подножий гор Кульджуктау (6—7-балльная зона) также в рыхлых щебнисто-суглинисто-песчаных позднелейстоцен-голоценовых пролювиально-делювиальных отложениях. Никаких сколько-нибудь заметных свежих деформаций коренных отложений палеозоя, мела и палеогена, слагающих эти горы, не обнаружено.

Таким образом, разрывы, по которым произошли смещения в очагах главных толчков и многочисленных афтершоков, угасли, не достигнув поверхности. По данным предварительного определения положения очагов отдельных толчков, они, вероятно, не затронули покров осадочных пород мезозоя — кайнозоя (1—1,5 км), а возможно, и подстилающий позднегерцинский комплекс складчатого фундамента. Это подтверждается также тем, что сеть газозаборных скважин и газопроводов, расположенных в мезозойско-кайнозойском покрове в эпицентральной зоне, осталась неповрежденной. Из всего этого следует, что конкретные наземные данные о поведении, ориентировке, характере и интенсивности подвижек по разрывам, с которыми связаны эти землетрясения, отсутствуют.

Указанный пример особенно интересен тем, что активнейшие разрывные дислокации, которые вызвали мощные землетрясения, произошли в эпигерцинской платформенной области, ранее считавшейся здесь практически асейсмичной. Произошло зарождение новой сейсмоактивной зоны, и это поставило перед сейсмологами и геологами много острых вопросов, среди которых одни из важнейших — выявление и оценка активности и характера перемещений по разрывам, скрытым на значительных глубинах под покровом практически недеформированных осадочных пород. Аналогичные задачи стоят и в других сейсмоактивных областях юга СССР, где, как теперь можно считать доказанным, скрытые активные разрывы разных порядков развиты весьма широко.

В зависимости от положения в земной коре, методов выделения и способов изучения разломы могут быть разделены на три группы:

- разломы, устанавливаемые по прямым геологическим признакам;
- разломы, устанавливаемые по геофизическим данным;
- разломы, устанавливаемые по наблюдениям за землетрясениями, или сейсмогенные.

Это подразделение отражает определенные принципиальные различия в сущности выделяемых объектов. Разломы первой группы представляют некоторые плоскости или зоны взаимосвязанных плоскостей скалывания или отрыва, которые в приповерхностной части коры нару-

шают сплошность геологических тел или их ограничивают, отделяя от других. Изучение активности таких разломов основывается на традиционных методах геологического картирования и инструментальных измерений. Получаемые данные характеризуют динамику лишь самых верхних зон земной коры и не всегда могут экстраполироваться на большие глубины литосферы, которые, как в случае с Газли, могут быть ответственными за эти движения.

Геофизические данные позволяют выявлять и анализировать линейные образования в земной коре, которые соответствуют не только разломам рассмотренного выше типа, но могут представлять и образования другого рода. Это границы раздела отдельных блоков литосферы разного порядка и глубины заложения, блоков, которые характеризуются различным вещественным составом, либо различной внутренней структурой, либо различным состоянием и напряженностью вещества. При этом геофизические параметры характеризуют чаще всего картину вещественной неоднородности, сложившуюся на данный момент, но не всегда относящуюся к молодым структурам.

Существующие геологические и геофизические методы картирования глубинных разломов и структур в силу несовершенства и неоднозначности интерпретации результатов не всегда определенно свидетельствуют о пространственном положении и об основных параметрах скрытых разломов. Остается по-прежнему открытым вопрос о достоверности и сущности региональных скрытых поперечных структур значительной протяженности. Сейсмологические данные, на наш взгляд, дают более определенный ответ на ряд этих вопросов. Сейсмогенные разломы характеризуют современную динамику земной коры и верхней мантии. Выявление таких разломов, изучение их поведения, периодичности и характера подвижек по ним — актуальные и весьма трудные вопросы сейсмогеологии.

Под сейсмогенными разломами понимаются зоны концентрации линейных дислокаций или их совокупностей, с которыми связаны землетрясения. Дислокации (т. е. разрывы сплошности среды, необратимые деформации) могут проявляться на поверхности при землетрясениях с высокой энергией и сравнительно неглубокими очагами, но являются при этом чаще всего вторичными. Пространственное же положение (простираение, длина, наклон) первичного сейсмического разрыва в очаге определяют по данным о его механизме, по распределению главного толчка и его афтершоков, а также по макросейсмическим данным (по изосейстам землетрясений). Очаговые (фокальные) зоны представляют собой совокупность очагов землетрясений в некотором объеме литосферы, генетически связанные с сейсмогенными структурами.

В качестве информативного признака опознавания и картирования протяженных сейсмогенных структур, разломов и связанных с ними очаговых зон сильных землетрясений использованы особенности неравномерного проявления и затухания интенсивности землетрясений (по инструментальным и макросейсмическим данным), связанные как с положением разрывных нарушений, так и с другими возможными неоднородностями земной коры и верхней мантии (например, областями аномальных значений плотности, скорости, электропроводности).

В качестве картируемого свойства (признака) выбран параметр плотности сейсмогенных дислокаций, т. е. числа сейсмических разрывов, нормированного по площади. Такой анализ сейсмичности, основанный на представлении очага землетрясения, как протяженного разрыва (или системы разрывов), позволил составить представление о пространственном положении и соотношении сейсмогенных структур на глубинах, соизмеримых с глубиной очага, т. е. от первых десятков до сотен километров (Добрев, Щукин, 1974; Щукин, 1977).

Физический смысл выделенных сейсмогенных структур заключается в следующем. В зоне разломов, где могут происходить подвижки, нарушена сплошность среды (ее однородность). Такие зоны, с одной стороны, сами могут являться источниками землетрясений, а с другой — при прохождении сейсмических волн от очага энергия их частично поглощается или отражается от разломов. В этом смысле основное значение предлагаемых построений состоит в том, что они позволяют выделить среди многочисленных разломов только сейсмогенные, т. е. ныне живущие.

Анализ пространственного положения глубинных сейсмогенных структур в пределах горно-складчатых районов юга СССР показал, что одно из преобладающих направлений сейсмогенных структур совпадает с простиранием главных тектонических элементов и морфологических единиц, выраженных на поверхности, а другое направление ориентировано поперечно или диагонально к ним (Шукин, 1977). В этой связи особое внимание следует уделить возможности выявления скрытых глубинных поперечных структур, плохо или вовсе не выраженных по другим критериям. Можно высказать предположение, что формирование указанных направлений глубинных структур, отражающих напряженное состояние земной коры в интервале глубин 5—20 км и более, соответствует в общих чертах простирацию глубинной планетарной трещиноватости или же планетарным зонам концентрации напряжений.

Основные направления глубинных сейсмогенных структур трассируют контуры крупных блоков земной коры, разделенных глубинными разломами регионального значения. Возраст этих разломов, вовлеченных в современные сейсмические процессы, различный — от дорифейского до альпийского. Несомненно, что сеть выделенных сейсмогенных структур в общем отвечает ориентации новейших тектонических структур, однако столь же несомненным и чрезвычайно интересным является факт использования сейсмогенными структурами плана древних тектонических структур и разломов.

Можно предположить, что наиболее древним структурам и разломам, унаследованным и обновленным сейсмогенными дислокациями, отвечают в пределах Альпийского складчатого пояса северо-восточное и субмеридиональное направления. План альпийских и новейших структур реализован в субширотных и северо-западных азимутах простираний. Весьма возможно, что первые из упомянутых направлений, т. е. северо-восточное и субмеридиональное, более глубокие (до 20 км и более), нежели вторые (первые километры — до 20 км).

По геологическим и геофизическим данным известно, что глубины проникновения и развития разновозрастных разломов различны и охватывают интервалы от первых километров до нескольких сотен километров. В связи с этим можно говорить о разноэтажности сейсмогенных структур. Действительно, изменения плотности очагов землетрясений с глубиной достаточно убедительно свидетельствуют о неравномерности распределения сейсмичности в коре и мантии (Рябой, Шукин, 1975; Шукин, 1977). Кроме того, можно говорить и о возможной принадлежности очагов субгоризонтальным неоднородностям литосферы, таким, как подошва осадочного чехла, разделы между разновозрастными комплексами внутри гранитного слоя, кровля и подошва базальтового слоя, кровля и подошва астеносферного слоя или слоев в пределах верхней мантии. В каждом случае значение этих неоднородностей или разделов, очевидно, различно.

Таким образом, выделяется тип субгоризонтальных скрытых сейсмогенных структур, которые трудно выделить и изучать иными методами, чем сейсмологический.

В современных проявлениях сейсмичности находят отражение региональные надвиговые и сдвиговые структуры глубинного заложения.

Фокальные (очаговые) зоны землетрясений во фронтальных частях или внутри складчатых структур фиксируют смещения активных блоков литосферы на глубинах до нескольких сотен километров. В ряде случаев допускается возможность транспортировки (в том числе в горизонтальном направлении) вдоль глубинных скрытых поверхностей скалывания крупных коро-мантийных блоков (плит, пластин).

К сожалению, сейсмологические данные характеризуют лишь сейсмо-активные области, да и к тому же лишь те, где проведены соответствующие исследования. Их недостаточно, чтобы удовлетворить потребности геологической науки и практики в части исследования и использования зон скрытых разломов. Поэтому для выявления и выяснения особенностей развития скрытых разломов, их современной активности должны использоваться геологические, геофизические, геоморфологические и другие данные.

Вернемся к примеру Центрально-Кызылкумских землетрясений 1976 г. Из результатов анализа сейсмологического материала известно, что смещения в очаговой зоне характеризуются резко выраженным преобладанием горизонтальной составляющей, вертикальная составляющая мала, т. е. смещения имели характер сдвигов или происходили по пологим поверхностям. Особенности очаговых зон сильных толчков позволяют предположить, что смещения произошли по разрывам различных простираний.

Нами предпринята попытка, опираясь на геологические и геофизические данные, объяснить структурные условия этих землетрясений, возможную модель и активность движений по разрывам в глубоких горизонтах коры этого района.

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж, доступный непосредственному наблюдению, характеризуется очень пологими деформациями поверхности палеозойского фундамента (складками основания, по Шульцу, 1948) и отражающими их складками мезозойско-кайнозойского покрова, которые в большинстве своем конседиментационные. Разрывы развиты здесь в очень небольшом количестве. В общем обнаруживается преобладание, наиболее активное проявление элементов северо-западного и запад-северо-западного простираний (Карта..., 1972; Семов, 1974). Это отражено в соответствующей ориентировке структурно-орографических элементов.

Такие же направления наиболее характерны и для позднегерцинского комплекса, образующего верхнюю часть складчатого фундамента платформы и выходящего на дневную поверхность в молодых (плиоцен-четвертичных) поднятиях Центрально-Кызылкумской группы, которые обрамляют рассматриваемый участок плиты с севера. В пределах этих поднятий палеозой характеризуется чрезвычайно густой сетью разрывов, зон дробления и гидротермального изменения пород, возникших, очевидно, в конце герцинского цикла. Среди них преобладают разрывы северо-западного и субширотного простирания. Многие из них прекрасно выражены в рельефе. Однако лишь единичные из этих разрывов обнаруживают заметную активность в мезозое и кайнозое.

Менее отчетливо, но достаточно очевидно, а в некоторых зонах резко обозначены мезозойско-кайнозойские структурные направления северо-восточного простирания. Взаимоотношение их с северо-западными не оставляет сомнений, что эти северо-восточные направления имеют более глубокое заложение. Во всяком случае они проявляются более активно в глубоких слоях земной коры, вызывая общие возмущения структур северо-западного направления. Для позднегерцинских образований складчатого фундамента северо-восточные направления не были характерными и обнаруживались косвенно лишь в ряде структурных аномалий; в виде зон региональных поперечных деформаций, в концентрации поздне- и постмагматических процессов и образований, зон смятия,

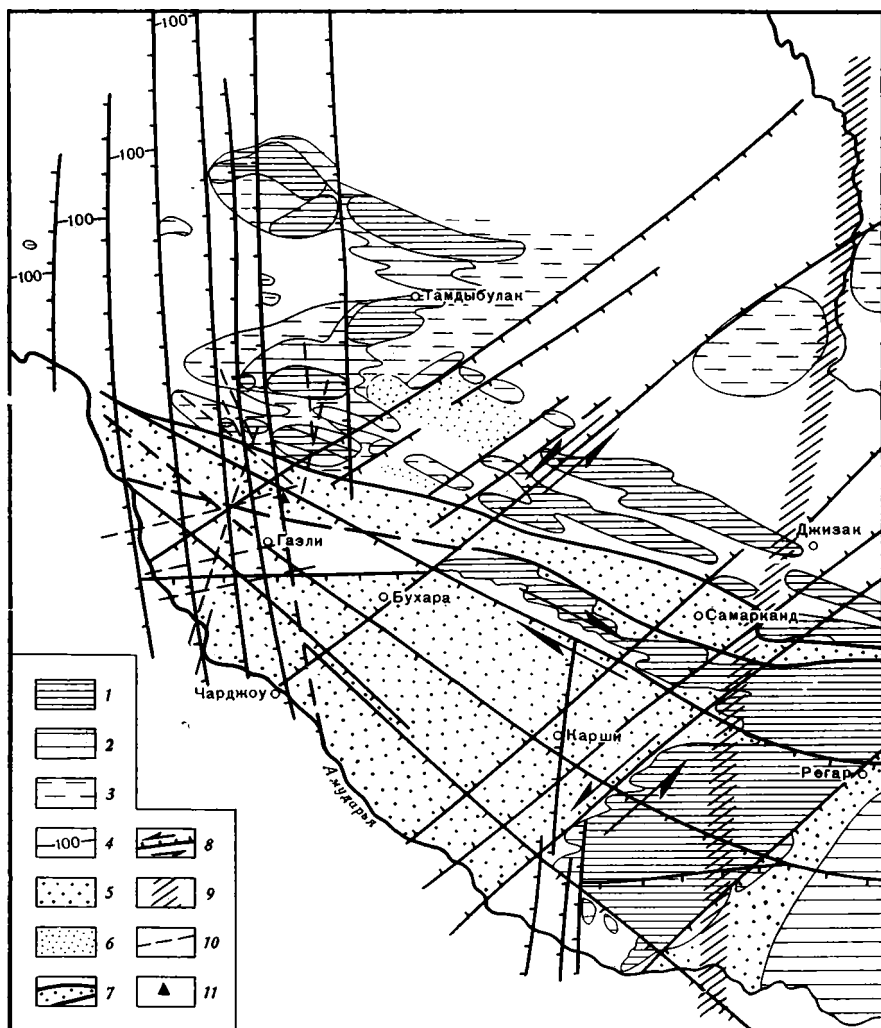


Рис. 2. Схема неотектонической структуры Центральных Кызылкумов

1—3—антиклинальные поднятия (складки основания), их зоны и системы (Центрально-Кызылкумские поднятия дифференцированы по степени относительного поднятия складчатого основания); 4—положение изогипсы дневной поверхности 100 м в междуречье Амударьи и Сырдарьи; 5—зоны наиболее активных прогибаний и накопления неоген-четвертичных отложений; 6—наиболее глубокие частные впадины в пределах Кульджуктау-Нуратинской системы поднятий; 7—обобщенные контуры Зеравшанской синклинальной зоны; 8—зоны флексурно-разрывных нарушений (штрихи обращены в сторону опущенных крыльев, стрелками обозначено направление возможных горизонтальных смещений вдоль этих зон); 9—Туркестан-Акчайский линеймент (флексурно-разрывная зона); 10—разрывные нарушения в пределах Газлийской эпицентральной зоны и смежной территории, выявленные только на космических снимках; 11—сейсмостанция Каракур

дробления и повышенной трещиноватости и гидротермального изменения пород, продольной дифференцированности формационных комплексов и т. д. Предполагается, что все эти особенности отражают структуру более глубоких и более древних (догерцинских) структурных этажей земной коры (Павлов, 1972, 1975; Ибрагимов и др., 1973; Макаров, Соловьева, 1976).

Все это хорошо подтверждается структурами магнитного и гравитационного полей, в которых северо-восточные направления очевидны.

Их интерференция со структурами северо-западного направления создает характерный перекрестный рисунок с широким развитием ромбовидных контуров (Карта магнитных аномалий..., 1970).

Наконец, геолого-геоморфологический анализ территории Кызылкумов и космические снимки позволяют выделить также целый ряд молодых региональных структур субмеридионального простирания (рис. 2). Их можно охарактеризовать как полосы поднятий и прогибов или как ступени, последовательно снижающиеся на запад и разделенные флексурно-разрывными зонами скрытого типа. Последние по ряду косвенных структурных признаков можно связывать с растяжениями земной коры. Они генетически связаны, вероятно, с широкой меридиональной полосой растяжений планетарного порядка, которая протягивается непосредственно к востоку от Урала от Северного Ледовитого океана через Тургайский прогиб к Аравийскому морю, вызывая общее погружение всех без исключения структур, в том числе цепей Альпийского горно-складчатого пояса.

В общем не вызывает сомнений, что субмеридиональные направления, слабее всего проявленные в верхних горизонтах земной коры и на поверхности, отражают активные линии наиболее глубоких частей земной коры и верхней мантии. Этому соответствует также тот факт, что эти направления оказались явно затушеванными локальными компонентами гравитационного поля и не проявлены в магнитном поле (Карта магнитных аномалий..., 1970).

Рассмотренные структурные направления Центральных Кызылкумов проявляют активность в течение всего новейшего этапа и в том числе в четвертичном периоде. Об этом достаточно красноречиво свидетельствуют, например, особенности геологического развития дельты р. Зеравшан в позднем плейстоцене и голоцене. Таким образом, та молодая мозаичная геологическая структура, которую мы наблюдаем на уровне земной поверхности, может рассматриваться как результат интерференции элементов разных направлений и разной глубины заложения.

При этом активность и форма проявления того или иного направления, по крайней мере относительно других сопряженных направлений, изменяются при переходе от одного структурного этажа земной коры к другому. Это связано, очевидно, с различной реакцией разных слоев земной коры даже на одни и те же тектонические силы. Эта реакция и все особенности деформаций, происходящих в некотором этаже земной коры, определяются его структурой и ее характеризуют. Тектонические силы, воздействующие на тот или иной слой земной коры, например со стороны подстилающих слоев или вдоль него со стороны соседнего блока литосферы, преломляются в соответствии с физико-механическими свойствами, неоднородностями этого слоя, используя и активизируя прежде всего те направления, которые наиболее всего способствуют деформации и снимают напряжение.

Анализ вторичных проявлений сейсмодислокаций (см. рис. 1) обнаруживает следующие закономерности, которые определенным образом характеризуют, вероятно, структуру очаговой зоны и положение первичных сейсмогенных дислокаций, скрытых на больших глубинах.

Сильнейшие разрушения локализованы в пределах блока, ограниченного с юга линиями запад-северо-западного (295°) и северо-восточного (48°) простирания. Эти линии обозначают, с нашей точки зрения, разрывные нарушения скрытого типа, в зонах которых происходит поглощение сейсмической энергии. С севера границы сейсмоактивного блока не проявлены столь отчетливо. По независимым данным структурно-геологического и геоморфологического анализа (см. рис. 2), мы предполагаем, что они параллельны южным границам и вместе с ними оконтуривают ромбовидный в плане блок земной коры размером примерно 50×60 км.

Изосейсты сильнейших разрушений проявляют четыре сейсмоактивные зоны, сопряжение которых образует прихотливые очертания плейстосейстовой области, не связанные непосредственно с контурами поверхностной геологической структуры.

При оценке динамики земных недр по геологическим данным мы исходили из указанных выше данных и представлений, считая также, что активность юго-восточной части Туранской плиты и возникновение новой сейсмоактивной зоны непосредственно связаны с развитием Тянь-Шаньского горного сооружения, которое своими передовыми цепями как бы внедряется по наиболее ослабленным или благоприятным направлениям в смежную платформенную область и вызывает ее деформации. В более широком плане эти деформации происходят в результате сближения и взаимодействия Индостанской и Евразийской литосферных плит.

Общий анализ неотектонического структурного рисунка рассматриваемой области (см. рис. 2), а также некоторые прямые и косвенные геологические, геофизические и сейсмологические данные позволяют сделать следующее заключение о современной динамике ее земной коры.

По разрывам северо-западных направлений здесь происходят преимущественно правосторонние сдвиги, которые могут сопровождаться растяжениями и вертикальными смещениями с относительным опусканием юго-западных крыльев. Эти растяжения можно предполагать как реакцию на давление, исходящее со стороны левого крыла Памирской дуги. В результате этого давления, как известно, сформированы системы складок и разрывов Таджикской депрессии и Юго-Западного Гиссара. Постепенно угасая, структурные волны этого направления распространяются и далее на северо-запад.

Таким образом, молодые структуры северо-восточного простирания в рассматриваемой области можно рассматривать как структуры сжатия, исходящего с юго-востока. Парагенез складок и разрывов, характерный для флексурно-разрывных зон северо-восточного простирания, указывает на левосдвиговые смещения в их пределах. В общем же по разрывам северо-восточного простирания происходят, вероятно, левосдвиговые перемещения со взбросо-надвиговой составляющей.

По широтным разрывам также возможны взбросо-сдвиговые смещения, но со сдвигом вправо. По субмеридиональным разрывам происходят растяжение в широтном направлении и сбросы с опусканием западных крыльев. Кроме того, расположение Централных Кызылкумов относительно Индостано-Памирского клина позволяет предполагать, что здесь по субмеридиональным разрывам возможны и левосдвиговые смещения.

Таким образом, в рассматриваемой области возможно развитие деформаций сжатия двух направлений (северо-восточного и субширотного) и деформаций растяжения тоже двух направлений (северо-западного и субмеридионального). Одновременная реализация тектонических напряжений по всем указанным направлениям в одном и том же структурном этаже, очевидно, невозможна. Необходимо предполагать, что здесь мы имеем дело с двумя динамопарами (каждая из них включает сопряженные структуры сжатия и растяжения), которые либо сменяют друг друга во времени, либо сосуществуют на разных уровнях. Все это позволяет предложить следующую схему деформаций в очаге Газлийских землетрясений.

Где-то в низах древних складчатых комплексов или в кристаллическом основании по разрывам северо-западного простирания произошли правосдвиговые смещения, которые могли сопровождаться относительным поднятием северо-восточного крыла. Это смещение компенсировалось взбросо-надвигами по сопряженным разрывам северо-восточного простирания, которые, возможно, сопровождались и левосторонними сдвигами.

В более глубоких слоях земной коры, в низах гранитного слоя и в области раздела его с базальтовым слоем, который находится здесь на глубинах 24—28 км, активные деформации можно предполагать по разрывам субмеридионального и субширотного простираций. По первым мы предполагаем левосдвиговое смещение и возможное растяжение со сбросом западных крыльев, по вторым — правый сдвиг с активным смещением южного крыла на запад и возможной взбросо-надвиговой составляющей.

Кроме того, необходимо предполагать, что такое несогласное развитие деформаций в разных структурных этажах могли привести к концентрации напряжений и возможным латеральным компенсационным перемещениям и сейсмогенным срывам по некоторым субгоризонтальным поверхностям раздела этих этажей.

Такое представление о механизме разрушения земных недр в очаговой зоне Центрально-Кызылкумских землетрясений вполне соответствует и объясняет на первый взгляд хаотический разброс эпицентров главных толчков и афтершоков на большой площади и прихотливые контуры плейстосейстовой области, устанавливаемые по макросейсмическим данным.

Рассмотренные выше особенности строения очаговой зоны, схватывающей весьма большой объем земной коры, в котором произошла разрядка огромных напряжений и создавалась, может быть, частично активизировалась весьма густая сеть разрывов, являются, вероятно, характерными и для других сейсмоопасных областей юга СССР. В Карпато-Балканском, Крымско-Кавказском, Туркмено-Хорасанском и Памиро-Тянь-Шаньском регионах широко развиты региональные разломы и флексурно-разрывные зоны скрытого типа, которые отражают разломы или менее определенные в своем морфологическом выражении зоны повышенной деформации и проницаемости глубинных слоев земной коры. В структурном плане земной поверхности они не проявлены непосредственно, по крайней мере в цельном виде, а более или менее отчетливо выявляются в виде комплекса разнообразных косвенных признаков, структурных образований и явлений на первый взгляд, казалось бы, и не связанных между собой (Костенко и др., 1972; Добрев, Щукин, 1974, 1977; Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977; Щукин, 1977, и др.).

Такие скрытые глубинные сейсмоактивные разломы и отражающие их в приповерхностных структурах зоны структурных, геохимических, металлогенических, геоморфологических, ландшафтных и других аномалий являются дискордантными (секущими) относительно генеральных направлений поверхностных структур и нередко фиксируют структурную дисгармонию разных горизонтов коры. Выясняется, что такие зоны скрытых региональных секущих нарушений земной коры определяют повышенную сейсмическую активность ее недр, особенно в узлах интерференции их с аналогичными по своему рангу продольными образованиями.

Сейсмологические данные, а также сопоставление зон скрытых секущих нарушений с различными геофизическими данными о строении глубинных горизонтов земной коры, свидетельствуют о том, что активность и характер перемещения по разрывам разных простираций может изменяться при переходе от одного слоя земной коры к другому или при переходе от одного блока к другому в латеральном направлении.

Это подтверждается также характером вертикального разреза целого ряда глубинных фокальных зон, которые на тех или иных горизонтальных разделах земной коры преломляются, приобретают иное простираание и некоторые другие особенности (Щукин, 1977).

Все это создает определенные трудности в прогнозировании сейсмогенных разломов и заставляет более ответственно подходить к экстра-

поляции тех критериев сейсмической опасности, которые дает нам изучение приповерхностных структур, на глубины, в которых возникают землетрясения.

Следует обратить внимание еще на один важный аспект обсуждаемой проблемы — связь активных (сейсмогенных) и скрытых рудокон-

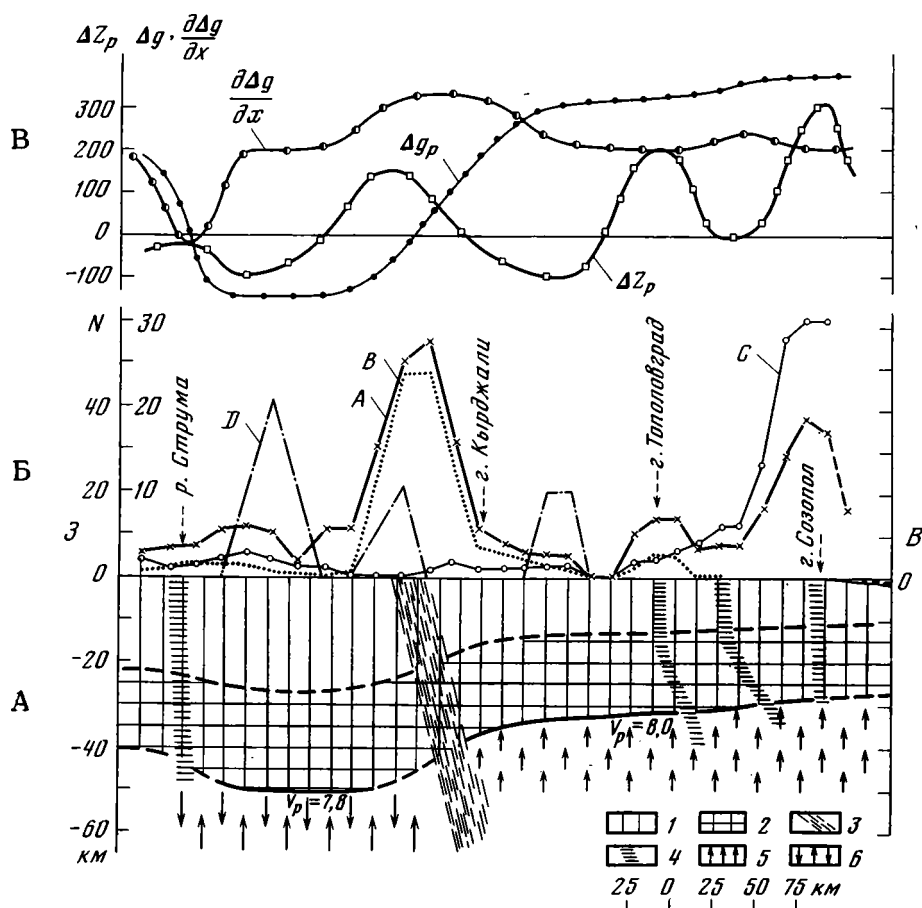


Рис. 3. Схема взаимосвязи глубинного строения земной коры, геофизических полей, рудоконтролирующих и сейсмогенных структур Родопского массива (Болгария). По Т. Б. Добреву и Ю. К. Шукину (1977)

А — разрез земной коры: 1 — гранитный слой; 2 — базальтовый слой земной коры; 3 — глубинная коро-мантийная сейсмогенная разломная структура (а — Центрально-Родопская меридиональная зона); 4 — глубинные разломы земной коры (б — Струмский разлом); 5 — область питания базальтового слоя мантийным материалом; 6 — область обмена между корой и верхней мантией, связанная с разуплотнением нижней части земной коры и новейшей активизацией Родопского массива. Б — кривые относительной плотности рудных месторождений и рудопроявлений, отнесенной к площади 2500 км²: А — всех, вместе взятых, В — свинцово-цинковых, С — медных и меднопиритовых (колчеданных), Д — полиметаллических, В — кривые вертикальной составляющей регионального магнитного поля (ΔZ_p), региональной составляющей гравитационного поля (Δg_p) и градиента изменения региональной составляющей гравитационного поля ($\frac{\partial \Delta g_p}{\partial x}$)

тролирующих структур глубинного заложения. Сейсмичность — важный критерий проявления современной активизации глубинных разломов (часто весьма древнего возраста), которые могли служить «двоящими» каналами для проникновения и последующего размещения рудных залежей и месторождений. Сейсмически активные структуры в таком случае

могут рассматриваться как зоны высокой подвижности, дробления, проницаемости, глубина которых фиксирована очагами землетрясений.

Рисунки 3 и 4 иллюстрируют возможность качественных сопоставлений геофизических аномалий, сейсмогенных структур и линейных зон эндогенной минерализации, выполненных для территории Болгарии (Добрев, Шукин, 1977). В известной несогласованности основных направлений сейсмогенных и рудоконтролирующих структур есть свои причины, обусловленные неполнотой геолого-геофизической и сейсмологической информации (особенно в горных районах), различием точ-

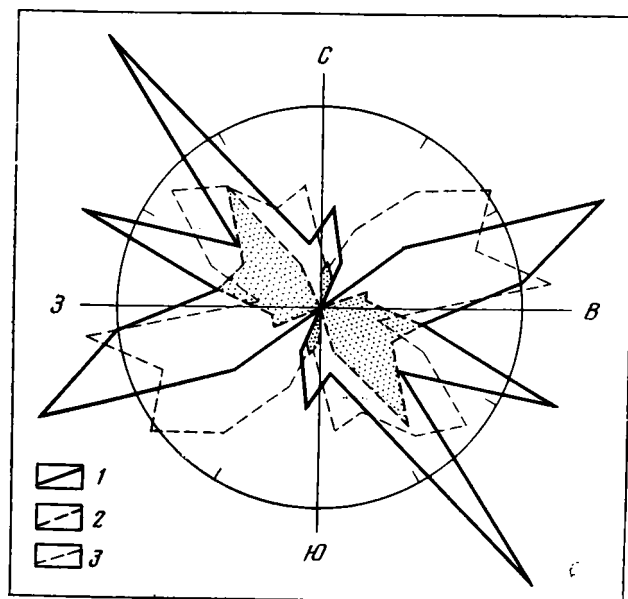


Рис. 4. Диаграммы преобладающих простираций: 1 — региональных, 2 — локальных магнитных аномалий, 3 — глубинных сейсмогенных дислокаций Родопского массива

ности определения пространственного положения сейсмогенных структур, разноэтажностью перечисленных явлений и т. п. Поэтому не следует искать полной и безупречной сходимости и аналогии исследуемых генетических связей. Отмеченная закономерность не случайна, ее можно проследить в регионах различного тектонического устройства. Нам представляется поэтому крайне важной задачей разобраться в этих новых и интересных вопросах практического назначения.

* * *

В связи с проблемой скрытых активных разломов земной коры мы считаем возможным заострить внимание на одном, казалось бы, парадоксальном явлении. На обширных территориях областей высокой тектонической активности, характеризующихся очень высокими скоростями новейших движений, высокими градиентами изменения этих скоростей и высокой сейсмичностью, на земной поверхности обнаруживаются лишь редкие, по существу единичные разрывы, по которым более или менее уверенно фиксируются молодые смещения. Но развитые здесь же массивы древних пород — мезозойско-палеозойские и более древние комплексы складчатого основания — испещрены, как правило, густой

сетью разрывов. Последние относятся к древним этапам развития земной коры, тектоническая активность которых по многим палеотектоническим показателям соразмерна с неотектоническим этапом (а может быть, и ниже, если учесть кратковременность последнего). Естественно возникает вопрос: когда же и в каких условиях возникали и развивались эти разрывы?

Исходя из представления о широком развитии активных зон разломов скрытого типа, которое подтверждено землетрясениями и целым рядом других структурных особенностей земной коры, мы предполагаем, что наиболее активное разрывообразование происходит преимущественно в более или менее глубоких горизонтах земной коры. В разных областях это может происходить на разных гипсометрических и структурно-стратиграфических уровнях, что определяется геотектоническим соотношением взаимодействующих блоков литосферы (плит). Но, очевидно, во всех случаях это — уровни наивысшей концентрации напряжений. Все вышележащие комплексы горных пород так или иначе отражают деформации активного уровня и, отражая, последовательно рассеивают их в направлении снизу вверх.

Таким образом, земной поверхности достигают лишь немногие разрывы, в большинстве своем вторичные. Первичные же (транзитные, иногда транскорные) разломы, берущие начало непосредственно в активном горизонте коры, достигают земной поверхности еще в меньшем количестве. И лишь в результате движений последующих тектонических циклов и сопряженных с ними денудационных процессов эти зоны активного разрывообразования, дробления какого-то объема земной коры и могут быть выведены к земной поверхности и обнажены здесь, но уже в качестве пассивных («мертвых») или частично активизированных разломов отдаленного прошлого. Эти предположения, которые объясняют вышеотмеченный парадокс, можно, кроме того, дополнить еще одним, что скрытые разломы могут появляться и оставаться таковыми лишь на каком-то более или менее продолжительном начальном этапе своего развития, но впоследствии могут достигнуть поверхности и выражаться здесь так же, как, например, Таласо-Ферганский или Сан-Андреасский разрывы.

Литература

- Добрев Т. Б., Шукин Ю. К. Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М., «Наука», 1974.
- Добрев Т. Б., Шукин Ю. К. О связи и размещении рудных районов с элементами глубинных структур, геофизических полей и сейсмичности. — В сб.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М., «Наука», 1977.
- Ибрагимов Р. Н., Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А. Новейшие структуры Центральных Кызылкумов и их сеймотектонические особенности. Ташкент, «Фан», 1973.
- Карта магнитных аномалий центральной части Средней Азии. Ред. Б. Б. Таль-Вирский. Ташкент, Изд. Ин-та Узгипрозем, 1970.
- Карта новейшей тектоники юга СССР. Ред. Л. П. Полканова. М., ГУГК, 1972.
- Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. Новейшая тектоника. — В кн.: Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР, кн. 2. М., «Недра», 1972.
- Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М., «Наука», 1977.
- Макаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. — Геотектоника, 1974, № 3.
- Макаров В. И., Соловьева Л. И. Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1975, № 2.
- Макаров В. И., Соловьева Л. И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты). — В сб.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. V. М., ВИНТИ, 1976.
- Павлов Р. И. О системе и геологических признаках региональных поперечных структур западной части Южного Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1972, № 10.
- Павлов Р. И. Новые данные о поперечных структурах запада Южного Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1975, № 10.

- Рябой В. З., Шукин Ю. К.* Скоростные неоднородности верхней мантии и сейсмичность.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 7.
- Сёмов В. Н.* Основные черты строения фундамента Скифско-Туранской плиты.— В сб.: Глубинное строение земной коры. М., «Наука», 1975.
- Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., ОГИЗ, 1948.
- Шукин Ю. К.* Сейсмогенные структуры и фокальные зоны альпийского пояса, их связь с геофизическими полями и разломами.— В сб.: Разломы земной коры. М., «Наука», 1977.

Геологический институт АН СССР
ВНИИГеофизика
Министерства геологии СССР

Статья поступила
10 мая 1977 г.

УДК 551.243 + 551.25

А. Е. ТОЛКАЧЕВ, Г. И. ФРОЛОВ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА
ПРИ РАСШИФРОВКЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Применение метода микроструктурного анализа в комплексе с геологическими наблюдениями позволило восстановить условия деформирования пород и ориентировку региональных палеотектонических напряжений. Рассмотрена реализация этих напряжений в различных блоках редкометального рудного поля. Выявлен набор типов тектонических деформаций, характерных для рудовмещающего и соседних блоков.

Вопросам расшифровки палеотектонических напряжений посвящено большое число работ. Наиболее часто при решении подобных задач прибегают к анализу пространственного размещения тектонических структур различных морфогенетических типов (Гзовский, 1963; Филатов, 1969; Калачева, Кноринг, 1967, и др.).

Отдельные авторы используют первично близсферические образования (сферолиты вулканогенных пород, гальки конгломератов и т. п.), впоследствии деформированные так называемые тензодатчики (Паталаха, 1967; Васильев, 1971, и др.). Нами при расшифровке палеотектонических напряжений в пределах одного из редкометальных рудных полей Чу-Илийских гор Казахстана использовался микроструктурный анализ, методика которого детально разработана в трудах А. В. Пэка, Л. И. Лукина, Н. А. Елисеева, Е. П. Сонюшкина, В. Н. Невского и др. Применение микроструктурного анализа позволило восстановить условия, в которых протекал процесс деформирования горных пород, и перейти к расшифровке палеотектонических напряжений, увязывая результаты анализа с пространственной ориентировкой развитых систем трещин и других тектонических структур.

Рассматриваемое рудное поле расположено в краевой части наложенной вулкано-тектонической депрессионной структуры, в пределах устойчивого интрагеоантиклинального поднятия каледонского возраста. Поднятие сложено терригенно-сланцевыми образованиями кембрийско-нижнесилурийского возраста мощностью 3500—4000 м. Они прорваны единичными телами основного и ультраосновного состава.

Рудная депрессионная структура сложена вулканогенно-осадочными образованиями девонского возраста, среди которых выделяются три свиты. Нижняя — кайдаульская ($D_{1-2}kd$) представлена миндалекаменными, андезитовыми, дацитовыми порфиритами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, средняя — карасайская ($D_{2-3}kr$) — фельзитами, кварцевыми порфирами, игнимбритами, песчаниками, гравелитами, и верхняя — кияхтинская (D_3-C_1kch) — кварцевыми порфирами, их туфами, андезитами порфиритами.

Девонские образования прорваны единичными небольшими телами диоритового состава и крупными батолитами гранитоидов верхнедевонского возраста. Выполняющие прогиб образования характеризуются спо-

койным моноклинальным залеганием с развитием единичных брахискладчатых дислокаций и многочисленных разноориентированных и разномасштабных разрывных нарушений.

Редкометалльные рудные поля приурочены к наиболее мобильным участкам депрессионной структуры, где широко проявлены продукты разновозрастной магматической деятельности и интенсивно развиты разрывные нарушения. Рассматриваемое рудное поле расположено в пределах зоны глубинных разломов северо-западного — субширотного простирания на пересечении ее с региональными разрывными нарушениями других направлений.

Район рудного поля имеет сложное блоковое строение. Выделяются пять блоков, характеризующихся собственным типом разреза, мощностями, прочностными и упругими свойствами слагающих их пород и особенностями проявления тектонических деформаций. Ограничиваются они региональными разрывными нарушениями и глубинными контактами крупных интрузивных тел. В период отложения пород кайдаульской ($D_{1-2}kd$), карасайской ($D_{2-3}kr$) и княхтинской (D_3-C_1kch) свит в районе рудного поля выделяются три типа разреза.

1. Область максимального прогибания (блок V, рис. 1) с резким преобладанием в разрезе терригенных образований и редкими прослоями эффузивов основного — среднего и кислого составов. Породы, слагающие блок, представлены полимиктовыми разнозернистыми песчаниками, андезитовыми порфиритами и липарит-дацитовыми порфирами кайдаульской ($D_{1-2}kd$) и карасайской ($D_{1-2}kr$) свит. Суммарная мощность отложений составляет 5500 м. Породы характеризуются сложными формами залегания с преимущественно крутыми углами падения и развитием сравнительно сложной (до линейной) складчатости.

2. Область сокращенного разреза, в котором преобладают вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы (блок IV, рис. 1). Общая мощность составляет 2500 м. Низы разреза сложены преимущественно туфоконгломератами с прослоями андезитовых порфиритов и разнозернистых полимиктовых песчаников кайдаульской свиты ($D_{1-2}kd$). Верхняя часть разреза образована пачкой вулканитов кислого состава карасайской свиты ($D_{2-3}kr$) мощностью до 1300 м. Представлены они преимущественно лавами липаритового и липарит-дацитового состава с горизонтами туфов, туфобрекчий и лавобрекчий. В пределах блока IV породы характеризуются спокойным моноклинальным залеганием со средними до пологих углами падения и развитием единичных брахискладчатых структур.

3. Область резко сокращенного разреза с преимущественным развитием вулканогенных и вулканогенно-терригенных пород кайдаульской свиты ($D_{1-2}kd$) (блок III, рис. 1). Представлены они туфоконгломератами смешанного состава и андезитовыми порфиритами с редкими прослоями полимиктовых, преимущественно средне-крупнозернистых песчаников. Общая мощность составляет 1300 м. Породы залегают полого с развитием серии брахискладчатых структур. Углы падения на крыльях их не превышают 35° . Характерно, что во всех трех областях оси пликтивных структур ориентированы в субширотном направлении.

Ограничиваются выделенные области конседиментационными разрывами северо-западного — субширотного и субмеридионального простирания. Смещения по ним в период седиментации носили преимущественно сбросовый характер с незначительными горизонтальными составляющими. Амплитуда перемещений в этот период составляла 1500—2200 м.

Период завершения вулканической деятельности характеризовался образованием кальдеры обрушения (блок II, рис. 1) и формированием серии кольцевых нарушений типа раздвигов или трещин отрыва в пределах блоков IV и V. Остаточные порции магмы кислого и среднего состава заполняли образовавшиеся раздвиги и жерла палеовулканов.

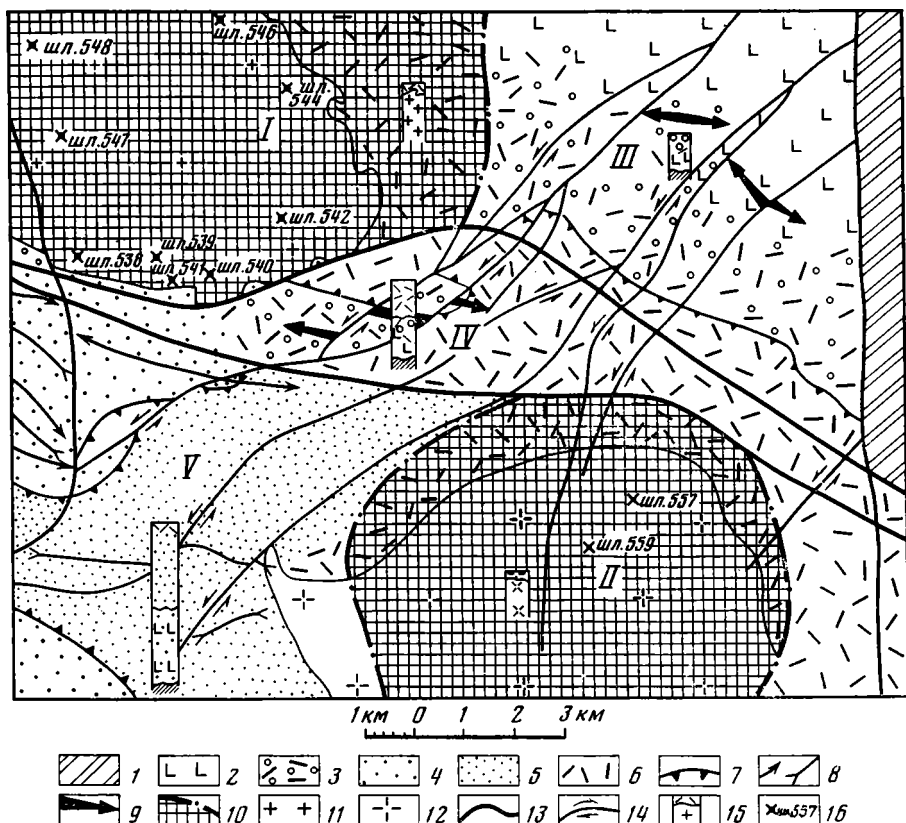


Рис. 1. Геолого-структурная схема блокового строения рудного поля 1 — образования собственно геосинклинального этапа развития; 2—12.— образования орогенного этапа развития: 2 — лавы основного и среднего состава, 3 — туфоконгломераты смешанного состава, 4 — средне-крупнозернистые песчаники, 5 — полимиктовые песчаники, 6 — эффузивы кислого состава, 7 — граница несогласия между образованиями андезит-диоритовой и липарит-гранитной формаций, 8 — оси линейных складок (а — антиклинальных, б — синклинальных), 9 — оси антиклинальных брахискладок, 10 — интрузивные образования, прослеживающиеся по геофизическим данным до глубин 2—3 км, 11 — биотитовые граниты, гранодиориты, 12 — кварцевые порфиры, микрогранит-порфиры; 13 — региональная зона глубинных разрывов I порядка (краевые, ограничивающие ее, ветви), 14 — разрывы II порядка и характер смещений вдоль них, 15 — сводная для блока стратиграфическая колонка образований рудоносной депрессионной структуры, 16 — места отбора ориентированных шлифов

В результате в пределах блока IV были сформированы палеовулканические аппараты — крутопадающие тела липаритового состава — в результате вместилища редкометалльное оруденение. В этот период в пределы кальдеры обрушения происходит внедрение крупной субвулканической интрузии, прослеживающейся по геофизическим данным до глубины 2—3 км и характеризующейся крутыми контактами в своей северной части.

После прекращения осадконакопления и завершения вулканической деятельности в верхнедевонское время происходит общее воздымание территории, внедрение крупных батолитов гранитов, проявляется постседиментационная складчатость, интенсивно развиваются разрывные нарушения и зоны мелкой трещиноватости. Интрузия гранитоидов в северо-западной части рудного поля (блок I, рис. 1) прослеживается по геофизическим данным до глубины 2—3 км, характеризуется крутыми кон-

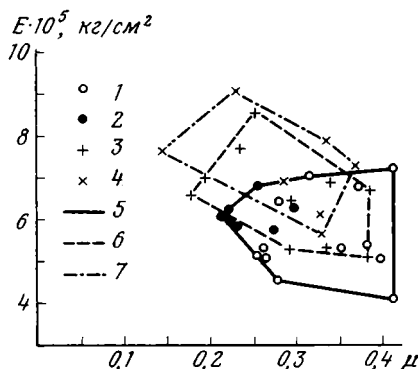
Породы, слагающие блоки	Количество образцов	Эффективная пористость, %	Модуль Юнга $E \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$	Коэффициент Пуассона μ
Вулканиды кислого состава (блок IV)	22	2,2	5,85	0,28
Туфоконгломераты, прослой порфири- тов, песчаников (блок III)	11	2,14	6,06	0,27
Преимущественно песчаники, прослой порфиридов (блок V)	10	1,5	6,67	0,27
Граниты (блок I)	9	2,12	4,7	0,25
Кварцевые порфиры (блок II)	9	1,95	5,38	0,21

тактами и является частью расположенного севернее крупного батолита лейкократовых гранитов, который имеет верхнедевонский возраст и прослеживается по геофизическим данным до глубин 6—8 км.

Определение упругих свойств показало, что породы, слагающие рудное поле (блок IV, рис. 1), характеризуются минимальными их значениями и отличаются от пород, слагающих соседние блоки, в основном по величине модуля Юнга (таблица). Упругие свойства пород палеовулканических аппаратов, вмещающих редкометальное оруденение, отличаются от упругих свойств кислых эффузивов рудного поля преимущественно по значениям коэффициента Пуассона (рис. 2). Блоки терригенных и терригенно-вулканогенных пород (блоки III, V) характеризуются отличным рядом характеристических точек на графике и большей пластичностью. Определение упругих свойств гранитоидов и кварцевых порфиров, слагающих блоки I и II, говорит о повышенной хрупкости этих пород

Рис. 2. Характеристика упругих свойств пород рудного поля

1 — вулканиды кислого состава (блок IV), 2 — рудовмещающие породы в блоке IV, 3 — туфоконгломераты, прослой порфиридов, песчаников (блок III), 4 — преимущественно песчаники, прослой порфиридов (блок V), 5—7 — контуры областей, характеризующих свойства пород: 5 — блока IV, 6 — блока III, 7 — блока V



(низкие значения коэффициента Пуассона и модуля Юнга). Слабое развитие в их пределах разрывных нарушений и мелкой трещиноватости указывает, вероятно, на то, что в период палеотектонических деформаций физико-механические свойства их отличались от теперешних (массивы эти, вероятно, в этот период еще не полностью остыли).

В пределах рассматриваемого рудного поля широко развиты продукты девонского магматизма — серии вулканических аппаратов кислого состава, субвулканических силлов и даек кислого и среднего состава, а также единичные штокообразные интрузивные тела кислого состава и серии постранитных даек кислого и среднего состава.

Разрывные нарушения в рудном поле развиты очень интенсивно, характеризуются значительным ветвлением, расщеплением, интенсивным развитием оперяющих структур и зон повышенной трещиноватости. Разрывы северо-западного — субширотного простирания пред-

ставлены серийей ветвей долгоживущей региональной зоны глубинных разрывов. Краевые ветви ее ограничивают с севера и юга рудоносный блок IV. Эта глубинная зона контролирует область развития вулканогенных пород кислого состава, слагающих рудное поле. Отдельные ветви ее определяют положение зон повышенной магматической проницаемости (серии субвулканических и интрузивных тел кислого и среднего состава). В постседиментационный период отмечаются незначительные смещения по швам глубинного разлома. Последние представлены зонами расслаивания и повышенной трещиноватости. По ним фиксируются перемещения взбросового или надвигового типа с амплитудами от несколько десятков до 100 м. Разрывные нарушения субмеридионального простирания в постседиментационный период характеризуются преимущественно раздвиговым типом перемещений и выполнены субвулканическими телами и сериями интрузивных даек кислого и среднего состава.

Разрывы северо-восточного простирания представлены крупными, региональными структурами. В период седиментации они были проявлены слабо, в виде отдельных швов, влияющих на распределение продуктов вулканической деятельности в пределах рудного поля. Максимальное развитие эти разрывы получили в постседиментационный период. Представлены они мощными зонами дробления и динамометаморфизма пород, вдоль которых фиксируются сдвиговые перемещения в левом направлении. Амплитуда перемещений составляла первые сотни метров. Смещения эти обусловили интенсивное развитие зон оперения и повышенной трещиноватости. Последние в свою очередь определили максимальную проницаемость рудного поля для гидротермальных рудоносных растворов.

Для расшифровки региональных палеотектонических напряжений изучалась ориентировка оптических осей кварца и основных систем трещин в пределах прилегающих к рудному полю блоков I и II, сложенных гранитоидами верхнедевонского возраста и кварцевыми порфирами кальдеры соответственно.

Предполагалось, что ориентировка кварца в этих телах обусловлена или действием региональных палеотектонических напряжений, или напряжениями, возникающими при внедрении магматических масс. В первом случае можно ожидать однообразную ориентировку осей кварца в разных частях массива. Во втором ориентировка оптических осей кварца должна подчиняться конфигурации интрузивных массивов.

Последующее изучение показало однообразную ориентировку оптических осей кварца в разных частях массивов. Значительные размеры блоков I и II, однородная деформируемая среда, слабое развитие разрывных нарушений позволяет предполагать, что в этих блоках без значительных искажений отразились региональные напряжения. Заведомо отбрасывались более ранние напряжения, воздействовавшие на район до внедрения магматических масс. Предполагалось расшифровать ориентировку действующих усилий в период инверсии и замыкания наложенных рудоносных депрессионных структур района, так как в последующее время территория испытывала полуплатформенное и платформенное развитие без значительных тектонических воздействий. Последнее подтверждается следующим. В пределах вулканического аппарата одного из месторождений наблюдалась постгранитная дайка сферолитовых порфиров, которая позволила оценить хрупкую и пластическую части деформации пород после ее внедрения. Пластическая часть деформации оценивалась с использованием сферолитов как тензодатчиков (Паталаха, 1967). По всем осям эллипсоида деформации она была нулевой. Практическое отсутствие мелкой трещиноватости в пределах дайки позволяет говорить и об отсутствии заметных хрупких деформаций после ее внедрения. Дислокации периода инверсии и замыкания депрессионных структур являются наиболее важными для формирования структуры рудного поля. В этот

период образовались штокверковые зоны резко повышенной трещиноватости — основные рудовмещающие тектонические структуры.

В пределах блоков I и II полевыми наблюдениями выявлены следующие основные системы трещин (помимо разноориентированных систем, развитых локально вблизи единичных разрывов): 1) $355-15^\circ \angle 85^\circ$ на запад и восток, 2) $80-90^\circ \angle 60-70^\circ$ на север, 3) $55-65^\circ \angle 75-90^\circ$ на северо-запад, 4) $300-310^\circ \angle 70-85^\circ$ на северо-восток и юго-запад. Наблюдения над взаимными пересечениями указанных систем трещин показывают в разных случаях различные, часто обратные взаимоотношения, что, вероятно, свидетельствует о близкоодновременном возникновении их.

В этих же блоках выявлена упорядоченная ориентировка оптических осей кварца. Шлифы отбирались вдали от разломов и, следовательно, ориентировка кварца обусловлена не движениями по ним. В шлифах, отобранных из разных частей интрузивных тел, на разных удалениях от их контактов (от сотен метров до 10 км) выявляется однообразная ориентировка оптических осей кварца (рис. 3). Всюду структуру тектонитов мож-

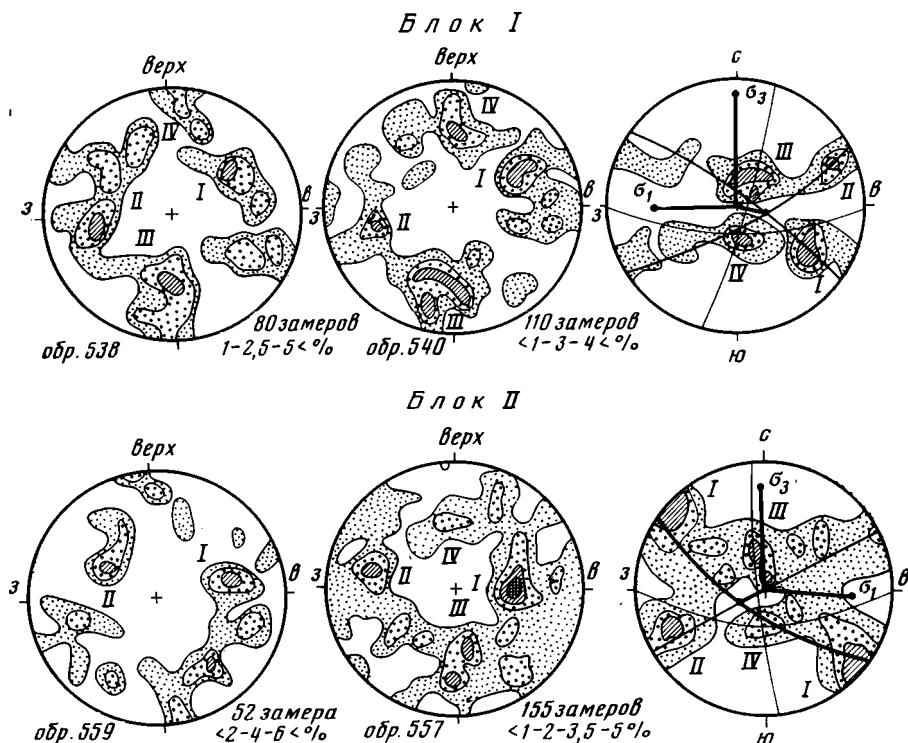


Рис. 3. Ориентировка оптических осей зерен кварца и соотношение их с системами трещин. Дуги большого круга — системы трещин, в том числе толстыми линиями обозначены сколовые трещины, σ_1 , σ_2 , σ_3 — оси эллипсоида напряжений

но определить как результат объемного трехосного сплющивания пород с максимумами, несколько растянутыми по дугам малого круга. При этом вблизи южного контакта массива гранитоидов наблюдается более упорядоченная ориентировка осей кварца с развитием двух пар сопряженных максимумов, также растянутых по дугам малого круга. Ось симметрии тектонитов ориентирована в субмеридиональном направлении и практически горизонтальна. Такая ориентировка кварца в породе может возникнуть при условии, если в близмеридиональном направлении располага-

ется малая ось эллипсоида деформации (C) или ось максимальных сжимающих напряжений. Две другие оси эллипсоида деформации B и A располагаются примерно в плоскости рисунка перпендикулярно одна к другой и перпендикулярно оси C , однако истинное их положение по данным микроструктурного анализа определить невозможно. Таким образом, на основе анализа микроструктурных диаграмм выявлен характер деформирования пород (объемное сплющивание) и предположительно определено положение оси максимальных сжимающих напряжений.

Заметим, что анализ макроструктур, особенно мелкой трещиноватости, для определения ориентировки эллипсоида палеонапряжений может привести к ложному выводу о двух этапах деформирования с различным положением осей напряжений и формированием двух пар сопряженных систем трещин (диагональной и ортогональной).

Из сравнения пространственной ориентировки трещинных систем и оптических осей кварца выявлены сколовые трещины.

Сопряженные максимумы I и II диаграмм ориентировки кварца (см. рис. 3) совпадают с плоскостями этих трещин и указывают на преобладание сдвиговых перемещений вдоль них. Этими трещинами являются системы 3 и 4. Другая пара сопряженных максимумов ориентировки кварца (III и IV, рис. 3) ложится в плоскости систем трещин 1 и 2 и указывает на преимущественно вертикальные перемещения вдоль них. Соотношение в пространстве систем трещин и максимумов ориентировки оптических осей кварца проливает свет на кинематику процесса близкосопряженного возникновения четырех систем трещин и подтверждает протекание процесса в условиях трехосной деформации (Лукин и др., 1965).

Базируясь на пространственной ориентировке сколовых систем трещин 3 и 4, мы определили положение эллипсоида региональных палеотектонических напряжений. Линия пересечения трещин этих систем ориентирована субвертикально и представляет собой среднюю ось эллипсоида напряжений (σ_2). Две другие оси ориентированы в субширотном и субмеридиональном направлениях и близгоризонтальны. Кинематический анализ деформаций в постседиментационный период (субширотная ориентировка осей складок, надвиговые и взбросовые перемещения по субширотным — северо-западным нарушениям, раздвиги субмеридиональных разрывов и сдвиги в левом направлении вдоль северо-восточных нарушений) позволяет подтвердить вывод, сделанный на базе анализа микроструктурных диаграмм, о субмеридиональном положении оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений эллипсоида (σ_3). Положение ее в тупом углу сколовых систем трещин 3 и 4 говорит о наличии некоторой остаточной деформации до их образования (Пэк, 1939; Гзовский, 1963, и др.). Ось алгебраически максимальных главных нормальных напряжений эллипсоида (σ_1) ориентирована близгоризонтально в субширотном направлении и располагается в остром углу, образованном сколовыми системами трещин 3 и 4.

Таким образом, рассматриваемый этап деформаций характеризуется ориентировкой максимальных сжимающих напряжений в субмеридиональном направлении и условиями относительного растяжения для двух других осей главных нормальных напряжений эллипсоида. Рассматриваемые палеотектонические напряжения воздействовали на район рудного поля и реализовывались в различных типах деформаций в зависимости от физико-механических свойств пород, слагающих блоки.

Этап развития пластических деформаций характеризуется формированием единичных брахискладчатых структур в пределах рудоносного блока (блок IV) и более сложных складчатых структур до почти линейных в пределах соседних блоков, сложенных более пластичными терригенными и вулканогенно-терригенными породами (блоки V и III). Ориентировка осей складок всюду субширотная, перпендикулярная направлению действия максимальных сжимающих напряжений. В этот этап раз-

вития деформаций сформировался батолит гранитоидов и прилегающая к рудному полю его часть. Гранитоиды прилегающей к рудному полю части массива внедрялись по направлению действия максимальных сжимающих напряжений (как крупная апофиза от основного интрузивного тела). В приконтактной части массива эти напряжения проявлялись более контрастно. Результатом этого явилось уменьшение интенсивности складчатости с удалением от гранитов в пределах блока V (см. рис. 1), а также более упорядоченная ориентировка кварца в южном эндоконтакте гранитного массива.

После преодоления предела пластичности пород развиваются крупные деформации — регионально развитые системы трещин перечисленной выше ориентировки и разноориентированные разрывные нарушения. Подновляются существовавшие в конседиментационный период разломы в виде надвиговых и взбросовых перемещений по нарушениям северо-западной—субширотной ориентировки и раздвигов субмеридиональных структур. Интенсивное развитие получают разрывы северо-восточной ориентировки, характеризующиеся сдвиговыми смещениями в левом направлении. Вдоль них наблюдаются смещения не только отдельных горизонтов пород, но и осей брахискладчатых структур. Амплитуда перемещения тех и других одного порядка. Наиболее интенсивно разрывные нарушения северо-восточного простирания проявлены в пределах рудного поля. В соседних блоках пород (блоки III и IV) прослеживаются лишь единичные разрывы этого направления (см. рис. 1). В связи с перемещениями вдоль разноориентированных разрывных нарушений происходит некоторое изменение характера палеотектонических напряжений. Образуется сложное поле напряжений, вызвавшее формирование зон оперения разрывов и зон повышенной трещиноватости вблизи их. Физико-механические свойства кислых эффузивов, слагающих блок рудного поля, обуславливают преобладающее развитие в его пределах разрывных деформаций. Интенсивное ветвление разрывных нарушений и развитие разноориентированных систем трещин определяют максимальную нарушенность и проницаемость рудного поля для гидротермальных рудоносных растворов.

Базируясь на изложенном материале, сделаны следующие основные выводы.

1. Применение микроструктурного анализа при расшифровке палеотектонических напряжений позволило восстановить условия деформирования пород и предположительно определить ориентировку максимальных сжимающих напряжений.

2. Увязка данных микроструктурного анализа с данными полевых исследований позволила определить точное положение в пространстве осей главных нормальных напряжений эллипсоида в пределах одного из редкометальных рудных полей Южного Казахстана.

3. Основные пликативные и разрывные нарушения сформированы системой региональных напряжений, которые характеризуются условиями объемного деформирования и ориентировкой оси алгебраически минимальных главных нормальных напряжений в субмеридиональном направлении, а оси алгебраически максимальных главных нормальных напряжений — в субширотном направлении, обе они практически горизонтальны. Средняя ось эллипсоида напряжений субвертикальна.

4. В пределах каждого из блоков района палеотектонические напряжения реализуются в специфическом наборе типов тектонических деформаций. Блок, вмещающий редкометальное оруденение, характеризуется слабым развитием единичных пликативных деформаций и интенсивным развитием разрывных структур.

Литература

- Васильев С. В.* Влияние деформации пород на пространственное распределение гидротермального редкометального оруденения в пределах Центрального Казахстана.— Материалы 2-й республиканской конференции молодых геологов Казахстана. Алма-Ата, 1971.
- Гзовский М. В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Калачева В. Н., Кноринг Л. Д.* Трещиноватость как показатель формирования тектонической структуры.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П.* Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965.
- Паталаха Е. И.* Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1967.
- Пэк А. В.* Трещинная тектоника и структурный анализ. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Филатов Е. И.* Пример реконструкции плана деформации отдельных этапов формирования структуры рудного поля.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1969, № 4.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт минерального сырья

Статья поступила
1 декабря 1976 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 55 : 51

А. Б. ВИСТЕЛИУС

НЕСКОЛЬКО СЛОВ О ПОСТАНОВКЕ ЗАДАЧИ И ПРИНЦИПАХ
ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЕРИОДОГРАММНОГО АНАЛИЗА

Для того чтобы внести окончательную ясность и сделать полемику полезной для широких кругов, геологов, необходимо опубликовать следующий комментарий к ответу (Айнемер и др., 1977) на мою критику (Вистелиус, 1975) книги (Одесский, 1972).

Повторное определение И. Г. Хановичем постановки задачи и его метод показывает, что она полностью совпадает с постановкой задачи во всех старых вариантах периодограммного анализа, т. е. не было никакой необходимости разрабатывать этот метод. Метод сработает, если наблюдения отвечают модели суперпозиции малого числа гармоник с заметно различающимися длинами периодов. Построив алгоритм, отвечающий определению И. Г. Хановича, как он сам, так и любой читатель сможет убедиться в справедливости сказанного (Вистелиус, 1975).

И. Г. Ханович рекомендует брать много параллельных реализаций процесса, для каждой реализации строить периодограмму и останавливаться на том периоде, который появляется достаточно часто. Этот прием допустим, если имеются независимые реализации. Если реализации *з а в и с и м ы*, то он не дает результата.

Изучая металлический прокат, И. Г. Ханович имел независимые реализации (каждая отдельная полоса — одна реализация) и не исключено, что получил полезные результаты. В разрезах же, изучавшихся И. А. Одесским, реализации (разрезы) зависимы, как подробно было объяснено (Вистелиус, 1975). Поэтому метод И. Г. Хановича здесь ничего не мог дать и, действительно, как было показано нами, ничего не дал.

Литература

- Айнемер А. И., Одесский И. А., Ханович И. Г., Яновский Г. Г. О методе простого обзора числовых совокупностей и возможности его применения при решении геологических задач. — Геотектоника, 1977, № 2.
- Вистелиус А. Б. О методе обзора числовых совокупностей, спектрально-тектоническом анализе и характеристике волновых движений земной коры по И. А. Одесскому. — Геотектоника, 1975, № 1.
- Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., «Недра», 1972.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24(581)

В. А. БЕЛЬСКИЙ, С. А. ЗАХАРОВ

О книге В. И. Славина «Тектоника Афганистана»

Монография В. И. Славина «Тектоника Афганистана» (М., «Недра», 1976 г.) является сводкой, обобщающей многолетние личные исследования автора и работы многих других геологов. Она позволяет наглядно оценить современный уровень знаний о тектонике этого чрезвычайно сложно устроенного региона.

Еще 15—20 лет назад Афганистан был одним из наименее изученных участков Высокой Азии, и геологам, занимавшимся проблемами региональной тектоники области Памиро-Пенджабского синтаксиса и Альпийско-Гималайского пояса в целом, приходилось основывать свои построения на явно недостаточных фактических данных. Это придавало тектоническим схемам сугубо гипотетический и умозрительный характер. Рецензируемая работа позволяет в значительной мере восполнить этот пробел.

Особо следует подчеркнуть, что книга В. И. Славина является первой попыткой обобщающего описания региональной тектоники Афганистана и истории формирования структуры всей страны в целом, а не отдельных ее районов, как было во всех предыдущих публикациях. Это оказалось возможным благодаря синтезу данных, содержащихся во многих литературных источниках, и посещениям автором узловых районов.

Монография состоит из введения, 11 глав и списка литературы. Текст иллюстрирован 34 рисунками и тектонической картой Афганистана в масштабе 1 : 2 000 000.

В главе 1 приводится краткий обзор истории изучения тектоники Афганистана.

Глава 2 («Тектоническое районирование»), несмотря на сравнительно небольшой объем, имеет важное значение, ибо в ней в сжатой форме изложены представления автора о кардинальных вопросах тектоники Афганистана и по существу предопределены содержание и композиция всей книги. Некоторые замечания по этой главе приводятся ниже, при рассмотрении глав 4—9.

Глава 3 является кратким, но для тектонического очерка достаточно полным обзором сведений о стратиграфии Афганистана. Автор отмечает широкое развитие в центральных и восточных областях мощных толщ метаморфических пород, которые разделяются на два комплекса. Нижнему комплексу приписывается ранне-среднепротерозойский возраст, верхнему — позднепротерозойский (рифейский). Вендские отложения, в ряде зон впервые выделенные В. И. Славным, рассматриваются как единый с кембрийскими породами комплекс, залегающий на более древних образованиях несогласно. Палеозойские отложения Афганистана представлены осадками всех систем и отделов. На основании личных наблюдений автор выделяет кембрийские отложения в Кабульской зоне, ордовикские и силурийские в Нуристанском массиве. Значительно детальнее, чем палеозойские, описаны мезозойские отложения, разрезы которых исключительно разнообразны по мощностям и литолого-фациальным особенностям. Больше внимание мезозою обусловлено тем, что именно в мезозойскую эру был определен тектонический облик большинства зон. При этом для Желалабадской, Кабульской, Тарнакско-Сомалийской и Нуристанской зон приводятся оригинальные интерпретации разрезов.

Вместе с тем глава «Стратиграфия» вызывает ряд замечаний. Одним из общих недостатков главы нам представляется отсутствие сопоставления осадочных толщ Афганистана с отложениями в соседних регионах — на юге Советского Союза, особенно на Памире, в Иране, Пакистане, северо-западной Индии, — где синхронные отложения были изучены раньше и описаны значительно полнее; отчасти этот дефект восполнен в главе 11, но краткость последней не позволила сделать это в должной мере. Недостаточно обоснованными кажутся схемы расположения литолого-фациальных зон в пермское и триасовое время (рис. 7, 8); в частности, на них не видно никаких следов срединных массивов, описываемых далее. Чрезмерно лаконичной представляется характеристика неоген-четвертичных образований, особенно, если учесть их огромную мощность и широкое распространение. К числу досадных упущений необходимо отнести также опечатки, благодаря которым горанская свита Юго-Западного Памира превра-

шается в «горингскую свиту... в Юго-Восточном Памире» (стр. 23), а в нижнечетвертичной кулябской свите отмечается (стр. 56) наличие «костей позвоночных франского яруса» (видимо, автор имел в виду villafrankский ярус).

Главы 4—9 («Области довендской консолидации», «Герцинская складчатая область», «Киммерийская складчатая область», «Раннеальпийская складчатая область», «Позднеальпийская складчатая область», «Структуры новейшего орогенного этапа развития») являются наиболее важной частью книги В. И. Славина. В них излагаются основы схемы тектонического районирования, приведенной в главе 2 и на тектонической карте. В этих главах в краткой, но достаточно полной форме суммированы важнейшие сведения о тектонике Афганистана, полученные до написания книги. Автору удалось объединить разнородные и подчас противоречивые данные в стройную систему.

Характеризуя тектонику Афганистана, В. И. Славин подчеркивает гетерогенность и разновозрастность структур этой страны, что весьма важно для понимания истории тектонического развития всей Южной Азии. Северные районы Афганистана, по В. И. Славину, входят в состав герцинской складчатой области. В позднем палеозое, в начале орогенного этапа развития, на юго-западе афганской части области образуется широтный Сафедкохский краевой (передовой) прогиб. В течение этого же этапа герцинская складчатая система разделилась на участки, в дальнейшем развивавшиеся по-разному. В триасе в пределах южной части области заложился Банди-Туркестанский раннекиммерийский геосинклинальный прогиб. На востоке он, по предположению автора, сливался с субмеридиональным Сафедхирским прогибом. Позднее территория Северного Афганистана развивалась как эпигерцинская и эпикиммерийская платформы, активизированные затем интенсивными неотектоническими движениями. Южный Афганистан (южнее Гиндукуша и Паропамиза) рассматривается как составная часть Средиземноморского геосинклинального пояса. Складчатые структуры западного и центрального районов Южного Афганистана сформировались в начале позднего мела, в процессе раннеальпийского диастрофизма. С северо-запада и юго-востока эта область оконтуривается небольшими краевыми прогибами — Герирудским и Гулякхельским. Крайняя юго-восточная часть Афганистана описывается как палеогеновый геосинклинальный бассейн, входящий в состав позднеальпийской складчатой области. В пределах последней в качестве специфического структурного элемента впервые выделен Торосбобско-Газнийский краевой прогиб, однако эта структурная единица нуждается в значительно более детальной характеристике, нежели приведенная в книге. Общая гетерогенность структуры Афганистана еще более усложняется присутствием двух срединных массивов — Нуристанского и Шахристанского. Первый из них входит в состав добайкальской складчатой области, а основание второго имеет байкальский возраст.

Оригинальные, хотя во многом и спорные, заключения приведены В. И. Славиним при описании мезозойских структур Афганистана. Особое место занимает характеристика Банди-Туркестанского геосинклинального прогиба, который, судя по многим особенностям — наличию разнообразных мио- и эвгеосинклинальных формаций, триасовых образований огромной мощности и др., — мог бы служить тектонотипом киммерид в пределах Гималайского пояса, или даже всего Тетиса.

Не менее своеобразным в тектонической схеме В. И. Славина является выделение раннеальпийской складчатой области, большая часть которой во многих предшествующих работах квалифицировалась как жесткая глыба (срединный массив) с маломощным и слабодислоцированным чехлом. По автору, срединным массивом может считаться только Шахристанская глыба, а область, расположенная западнее, должна рассматриваться как раннеальпийский геосинклинальный прогиб. Этот прогиб, описываемый под названием Фарахрудского, непрерывно развивался с карбона до раннего мела. Соображения автора представляются нам достаточно убедительными, однако логичнее было бы считать эту структуру, занимающую почти всю западную половину Южного Афганистана, не раннеальпийской, а позднекиммерийской.

В главе 9 описываются результаты проявления неоген-четвертичных тектонических движений, охвативших не только позднеальпийскую складчатую область, но и все более древние тектонические зоны, в их числе и срединные массивы. Воздымания, по В. И. Славину, имели сводово-глыбовый характер, причем ось единого сводового поднятия в основном совпадает с южным ограничением области герцинид и территорией Нуристанского срединного массива; интенсивность воздымания увеличивается к северо-востоку, достигая в Афганском Бадахшане 7000 м; в пределах опускающих амплитуды нисходящих движений колебались от первых сотен метров до нескольких километров.

Резюмируя краткий обзор глав 4—9, следует подчеркнуть, что, несмотря на различную изученность отдельных районов Афганистана, В. И. Славину удалось изложить разнородные и подчас противоречивые факты в виде стройной системы сведений; поэтому рассматриваемый раздел книги, несомненно, будет интересным и весьма полезным как геологам, изучающим строение Афганистана и сопредельных районов, так и исследователям, которых привлекают проблемы тектоники Высокой Азии в целом. Вместе с тем некоторые общие выводы автора и достаточность примененных им критериев тектонического районирования представляются нам далеко не бесспорными. Наиболее существенные замечания к тектонической схеме и главам 2 и 4—9 сводятся к следующим.

1. Расплывчатость и неопределенность в употреблении некоторых терминов (срединные массивы, линеаменты, платоантиклинории и платосинклинории, выступы фун-

даменты и некоторые другие). В частности, отсутствие срединных массивов на палеотектонических схемах лишает достоверности и эти схемы и само существование массивов.

2. Описание морфологии выделенных автором структурных элементов выиграло бы в конкретности, если бы на карте было показано точное положение разрезов, иллюстрирующих текстовую часть. С этой же целью на карте следовало бы указать названия упоминаемых в тексте разломов; кроме того, не выделены специальным знаком дизъюнктивы со сдвиговыми смещениями, которые также неоднократно упоминаются в описании, но не всегда могут быть обнаружены читателем на карте; наконец, в тексте опущены указания на амплитуды горизонтальных смещений как суммарные, так и за отдельные промежутки времени. Недостаточное внимание уделено также характеристике стилиа складчатых структур в разных районах.

3. Важнейшим критерием выделения тектонических элементов первого и второго порядков В. И. Славин считает возраст главной фазы складчатости, следующей за геосинклинальной стадией развития. Позднейшие проявления неотектогенеза почти не учитываются. Сам по себе этот традиционный критерий тектонического районирования не вызывает особых возражений, однако его применение в конкретных условиях столь сложного региона, как Афганистан, часто весьма затруднительно. Разделение осадочных формаций на эвгеосинклинальные, миеосинклинальные и относящиеся к чехлам молодых платформ далеко не во всех случаях может быть проведено однозначно. Поэтому и время главной складчатости не всегда может быть определено уверенно. В частности, странными выглядят узкие полоски герцинид в Центральном Афганистане — Банди-Баянская зона, Сафедкохский прогиб, отчасти Хаджигекская зона — среди обширных мезозойских геосинклинальных прогибов. Здесь упомянутый выше критерий неприменим, и перечисленные зоны, несомненно, логичнее рассматривать как киммерийские геантиклинали. Сходство же формаций этих зон с формациями Южного Памира позволяет предполагать, что ранее вся полоса, ныне образующая осевую зону Гиндукуша, была значительно шире.

4. Чрезмерно лаконичными, а часто и просто недостаточными представляются сведения о разрывных нарушениях (генетическая природа, первичная и современная морфология, возраст, длительность существования и пр.). Это можно иллюстрировать примером одного из важнейших дизъюнктивов — Главного Гиндукушского разлома. Судя по тектонической карте и тексту (стр. 187, 188), читатель с равным основанием может представлять себе это нарушение в плане и в виде единой линии разрыва и в виде зоны шириной до нескольких десятков километров. По мнению В. И. Славина, Главный Гиндукушский разлом «существовал уже на байкальском этапе развития, весьма активен был на герцинском орогенном этапе». Обоснования этого утверждения автор не приводит и, видимо, имеет в виду различия в разрезах осадочных толщ Северного и Южного Афганистана. Если учесть представления Э. Я. Левена и А. С. Дагиса, согласно которым в пермском и триасовом периодах северные и южные аккумулятивные бассейны Афганистана находились в разных климатических зонах, первоначально расположенных на значительно большем расстоянии, чем их отложения в современной структуре, а также принять во внимание данные В. И. Дронова и др., то вывод В. И. Славина о докембрийской и палеозойской активности Главного Гиндукушского разлома становится весьма спорным.

5. Для многих зон недостаточно освещена роль тектонических движений, произошедших после основной фазы складчатости. Так, на тектонической карте как структуры одинакового таксономического ранга выделены «герцинская складчатая область» и «области неотектонических прогибов», которые также заложены на герцинском фундаменте. Если для вторых структурных элементов роль постгеосинклинальных процессов относительно ясна (но только относительно, поскольку, например, позднеальпийское образование складок чехла почти не освещено), то для герцинид эти процессы остаются неохарактеризованными, если не считать отдельных указаний автора о переработке альпийскими тектоническими процессами границ некоторых зон.

6. Спорными представляются некоторые выводы В. И. Славина, касающиеся образования новейших структур (глава 9). Автор считает, что верхняя ступень рельефа, расположенная на абс. высоте более 5000 м, соответствует доорогенной поверхности выравнивания, формирование которой завершилось к началу неогена. Это представление и было положено в основу реконструкции очертаний новейших структур и установления амплитуд вертикальной составляющей неотектонических движений. В качестве примера некорректности метода определения возраста вершинного яруса рельефа по его современной абсолютной высоте можно привести территорию хр. Петра I (Таджикистан), в гребне которого на высоте более 5000 м, по традиционным представлениям, расположен олигоцен-раннемиоценовый ярус рельефа. При более детальном знакомстве с этим районом выяснилось, что указанная поверхность срезает сложные складки, созданные среднеплиоценовой фазой складчатости. По расчетам одного из рецензентов, в пределах Южного Тянь-Шаня и Памира средняя величина денудационного среза только за неоген составляет по меньшей мере 3,5—4,0 км. По-видимому, есть крупные блоки, на которых денудационный срез значительно превышает указанную среднюю величину. По ряду соображений, таким блоком может быть Юго-Западный Памир. Так, по данным Л. Л. Шанина и др., возраст Памиро-Шугнанского интрузива, в настоящее время глубоко срезанного денудацией, равен 10—20 млн. лет. Другими словами, Юго-Запад-

ный Памир может быть не срединным массивом, а крупной глыбой фундамента среди молодых структур, которая в течение новейшего этапа была резко выдвинута вверх и глубоко денудирована. Аналогичной структурой может оказаться и Нуристанский массив, в пределах которого В. И. Славин отмечает (стр. 66, 67) молодой магматизм, что не характерно для срединных массивов.

7. Следует вообще отметить, что критерии выделения срединных массивов в Афганистане требуют уточнения. Это вполне отчетливо видно, например, по тем разногласиям, которые возникают при определении тектонической природы Шахристанского или Аргандабского массивов (стр. 66—68, 125). С равным основанием к категории срединных массивов может быть отнесена и значительная часть Банди-Баянской зоны (это отмечает и сам автор, стр. 69) или восточная половина Бадахшанской зоны, где непосредственно на протерозойских толщах боршитской серии залегают относительно просто дислоцированные отложения S_2 — P_1 . Попутно отметим, что в пределах Шахристанской глыбы, рассматриваемой В. И. Славиным как срединный массив протерозойского возраста, так же как и в Нуристанском массиве (см. выше), довольно широко распространены позднемеловые гранитоиды (стр. 67 и тектоническая карта).

Глава 10 («История и основные закономерности развития») дает краткую, но достаточно полную характеристику истории формирования основных структурных элементов, логично вытекающую из данных, приведенных в предшествующих главах. Познавательное значение главы бесспорно. Особенно интересными и оригинальными нам представляются разделы, посвященные киммерийскому и раннеальпийскому этапам.

Можно пожалеть, что автор не использовал имевшихся в его распоряжении возможностей для решения проблемы горизонтальных движений. В. И. Славин занимает в этом вопросе несколько двойственную позицию. Палеотектонические профили (рис. 33) указывают, что автор основывает свои реконструкции на фиксистских представлениях. О том же свидетельствуют палеогеографические и литолого-фашиальные схемы (рис. 7, 8, 32). Вместе с тем текст главы 10 содержит многочисленные упоминания о значительных горизонтальных перемещениях, однако их амплитуда почти во всех случаях не получила количественной оценки. В связи с этим истинная роль горизонтальных движений в общем процессе тектогенеза осталась освещенной совершенно недостаточно. Впрочем, решение этой проблемы, по-видимому, требует значительно большего количества фактических данных, чем их имеется в настоящее время.

Глава 11 («Тектоническое положение Афганистана») затрагивает многие важнейшие проблемы тектоники Высокой Азии: выделение киммерийских геосинклинальных прогибов; геосинклинали «сквозного» развития; миграция геосинклинального режима к югу; продольная и поперечная зональность Альпийско-Гималайского пояса; роль линейментов; перекрещивание разновозрастных складчатых систем и некоторые другие.

По В. И. Славину, северная часть территории Афганистана относится к герцинским складчатым областям и эпигерцинским плитам, а южная принадлежит Альпийско-Гималайскому поясу. За границу между ними принимается Главный Гиндукушский разлом, который восточнее, на Памире, как предполагает автор, переходит в Акбайтальскую зону разломов.

Рисуемая В. И. Славиным схема поперечной зональности, проявляющейся как севернее, так и южнее границы герцинид и альпид, является несколько детализированным вариантом схемы, предложенной ранее В. Е. Хаиным (1968). По В. И. Славину, средневосточная часть Альпийско-Гималайского пояса подразделяется на Иранский, Лутский, Афгано-Пакистанский и Памиро-Кашмирский сегменты. Почти вся территория Афганистана расположена в пределах Афгано-Пакистанского сегмента, ограниченного на западе Урало-Омским, а на востоке — Бадахшанским субмеридиональными линейментами, транзитно пересекающими субширотные складчатые элементы. Памиро-Кашмирский сегмент описывается В. И. Славиным как регион, практически тождественный «Индо-Памирской глубинной зоне» в понимании Б. А. Петрушевского (1969). Для этой субмеридиональной «зоны» характерна резкая приподнятость фундамента и отчетливо выраженная на протяжении всего фанерозоя тенденция к преобладанию восходящих движений над погружениями. Эти специфические особенности Памиро-Кашмирского сегмента позволяют, по В. И. Славину, исключить его из состава Альпийско-Гималайского пояса и считать, что наиболее восточной частью последнего является Афгано-Пакистанский сегмент.

По мнению автора, длительное воздымание Памиро-Кашмирского сегмента и давление со стороны его южной части объясняет клинообразную в плане форму ряда тектонических зон в Афганистане и возрастание амплитуды главнейших покровных структур с юго-запада на северо-восток.

Перекрещивание складчатых систем объясняется В. И. Славиным изменениями «направления давления (фронта сжатия)».

В целом вопросы, затронутые в главе 11, делают ее одной из наиболее интересных для широкого читателя. В то же время этот раздел вызывает и наибольшее количество недоумений. В значительной мере это обусловлено тем, что здесь особенно ярко проявилась двойственность теоретических воззрений В. И. Славина. Эта двойственность заключается в полупризнании им возможности значительных горизонтальных смещений, и в то же время в почти полном игнорировании этой возможности при построении палеотектонических, палеогеографических и тектонических схем и профилей. Так, например, судя по рис. 34, долгоживущие линейменты (Бадахшанский — по крайней мере

с декабря) пересекают, или ограничивают, главный Гиндукушский разлом, являющийся, по автору, правым сдвигом, несколько им не искривляясь. Бадахшанский линеамент описывается автором как левый сдвиг, однако природа расположенного восточнее Памиро-Кашмирского сегмента, как отмечалось выше, оценивается согласно представлению об «Индо-Памирской глубинной зоне», т. е. с сугубо фиксистских позиций. Вместе с тем делается попытка объяснить поднятием этого сегмента, его радиальными движениями, все своеобразие тектонического плана структуры Афганистана.

Недооценка роли горизонтальных движений не позволила автору в должной мере использовать приведенные им самим данные и заключения. В частности, к примеру, это относится к предположению о восточном продолжении Главного Гиндукушского разлома — зоне Акбайтальских разрывов, которая, однако, смещена относительно разлома к северу более чем на 300 км.

Не вполне ясно, по каким признакам выделяются линеаменты. Насколько можно понять (стр. 189), под структурами такого типа автор понимает разломы и зоны разломов («швы»), однако попытки читателя увязать линеаменты, показанные на рис. 34, с реальными дизъюнктивными структурами, как правило, терпят неудачу. Так, «Бадахшанский линеамент», достаточно определенно намеченный на этой схеме, в северной своей части сечет структурные дуги Южного Тянь-Шаня, Таджикской депрессии и Северного Памира вне связи с какими-либо реально существующими разломами. Южнее этот «линеамент» отрезает юго-западный угол Нуристанского массива и пересекает наискось Катавазский прогиб. Столь же странно ведет себя Бадахшанский линеамент и еще южнее, в Пакистане и Индии. Так, позднеальпийская геосинклиналь, расположенная в районе Кветты и восточнее ее, срезана линеаментом и далее к востоку внезапно превращается в краевой прогиб. Недоумения такого же характера возникают и при рассмотрении других линеаментов, изображенных на рис. 34. Приходится констатировать, что «линеаменты» пока являются «вещью в себе» и трассирование их основано не столько на фактическом материале, сколько на теоретическом кредо автора.

Следует также отметить некоторые редакционные недочеты главы II. Так, на стр. 187 автор пишет, что граница между герцинидами и альпийскими структурами часто перекрыта киммерийскими прогибами. Исключая из состава Альпийско-Гималайского пояса все структуры, расположенные восточнее Бадахшанского линеамента, в их числе и Гималайские, В. И. Славин, очевидно, должен был изменить и название пояса. К числу этих недостатков следует отнести также отсутствие на рис. 34 впервые выделенных автором Иранского и Лутского сегментов и разделяющего их линеамента.

Недостатки книги, отмеченные нами, отнюдь не перевешивают неоспоримых достоинств книги. Мы насколько не сомневаемся, что первое обобщение сведений о тектонике целой страны, лишь недавно переставшей быть белым пятном на геологических и тектонических картах, наряду с удачной компоновкой материала и доступным его изложением сделают монографию настольной книгой каждого геолога, интересующегося тектоникой как собственно Афганистана, так и всей Центральной Азии. Мы надеемся, что приведенные в рецензии замечания помогут читателю правильнее понять и оценить важный материал, содержащийся в книге В. И. Славина.

Институт геологии
АН Таджикской ССР

Статья поступила
25 октября 1977 г.



ХРОНИКА

СОВЕЩАНИЕ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ ПРОЕКТА МПГК «ГЛОБАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЭПОХ ТЕКТОГЕНЕЗА»

Задача проекта Международной программы геологической корреляции «Глобальная корреляция эпох тектогенеза» заключается в проведении международных исследований с целью выяснения следующих вопросов: а) синхронны ли проявления тектонической активности в разных районах земного шара и в разных тектонических зонах; б) имеют ли фазы и эпохи тектогенеза, или по меньшей мере некоторые из них, глобальное распространение или представляют собой явления регионального масштаба; в) какой продолжительностью они обладают; г) какими тектоническими и магматическими явлениями выражаются эпохи и фазы тектогенеза в разной тектонической обстановке и в разных районах земного шара. В основном исследования проводятся на примере интервала времени от позднего мела до неогена включительно. В качестве дополнительных рассматриваются исследования по более древним отрезкам времени. Значительное место в проекте отводится, кроме того, разработкам методического характера (методы корреляции тектоно-магматических процессов и выделения эпох и фаз тектогенеза). Руководителем проекта является В. Е. Хаин (СССР), генеральным секретарем — Ю. Г. Леонов (СССР).

К настоящему времени проведено три международных совещания по проекту: учредительное в Гренобле (Франция) в 1975 г.; в Сиднее (Австралия) в 1976 г.; и последнее, о котором идет речь в данном обзоре, проведено в 1977 г. в Афинах (Греция) 21 и 23 сентября и в Измире (Турция) 29 сентября — 6 октября. Это совещание было приурочено к VI коллоквиуму по геологии Эгейского региона.

В работе совещания рабочей группы проекта приняли участие: И. Хайдуттов, П. Гочев (Болгария); Г. Часар (Венгрия); Ф. Даннинг, А. Спенсер (Великобритания); К. Замфес (Греция); Д. К. Рэй (Индия); Р. Маларода (Италия); А. Садек (ОРЕ); Е. Бингэль, Е. Димирташли (Турция); В. Шван (ФРГ); Г. С. Закариадзе, Н. П. Куприна, Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин (СССР). На совещании были представлены и обсуждены: научные доклады и информационные отчеты представителей национальных рабочих групп Великобритании, Индии, Италии, ФРГ, СССР; план работ по проекту на 1978—1980 гг., а также планы работ отдельных национальных групп; итоги деятельности и дальнейшие задачи комиссии по унификации региональных геологических данных. В конце совещания были утверждены решения по наиболее важным научно-организационным вопросам. Отчеты национальных представителей показали, что после предыдущего совещания рабочей группы проекта в Сиднее в ряде стран начались планомерные исследования — в Великобритании, Италии, Болгарии, Японии и некоторых других; на совещании были доложены некоторые первые результаты этих работ. В наиболее полном виде представлены результаты работ по Италии проф. Р. Маларода). Данные по истории движений — проявлений тектонической, магматической и метаморфической активности в различных тектонических зонах Италии (включая Альпы, Апеннинский полуостров, крупные острова и акватории) сведены в единую таблицу. Она сопровождается пояснительным текстом, библиографией и рядом дополнительных материалов. Сводка сделана для всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Предварительная сводка аналогичных данных по верхнему мелу — кайнозоя Японских островов, Филиппин и Тайваня подготовлена, по сообщению проф. Н. Китамура, японской национальной группой. Представители Великобритании Ф. Даннинг и А. Спенсер разработали новый в методическом отношении вид карт для объективного изображения тектонических движений на платформах. Метод построения карты разработан на примере пролива Ла-Манш с использованием большого материала по скважинам. Межрегиональная корреляция является, строго говоря, следующей стадией работы; перед этим сначала должны быть сделаны региональные обобщения. Тем не менее В. Шваном (ФРГ) подготовлена, доложена на совещании в Измире и передана в печать сводка по корреляции тектонических и магматических событий мела — кайнозоя в Балканской области, Альпах

и Динаридах; в ней утверждается существование на этой площади орогенических фаз (фаз тектогенеза) приблизительно в понимании Г. Штилле.

Особенно широкие исследования по проекту проводятся в СССР, где организована работающая по единому плану национальная рабочая группа, состоящая из представителей разных геологических организаций АН СССР, академий наук союзных республик, Министерства геологии СССР, Министерства высшего и среднего специального образования СССР (председатель рабочей группы В. Е. Хаин, зам. председателя Ю. Г. Леонов).

На совещании в Сиднее в 1976 г. в рамках рабочей группы проекта были организованы две временные рабочие комиссии — по терминологии (председатель В. Е. Хаин) и по унификации геологических материалов (председатель Ю. Г. Леонов). К рассматриваемому совещанию В. Е. Хаин был подготовлен определения некоторых терминов, таких, как «глобальная эпоха тектогенеза», «фаза тектогенеза» («тектоническая фаза», «региональная тектоническая фаза»), «ортотектоническая фаза», «тектонический импульс» и др. Это рабочий вариант определения данных понятий; более обоснованное представление о них должно сложиться в итоге работ по проекту. Ю. Г. Леонов представил отчет о деятельности комиссии по унификации и подготовленные ею материалы: а) рекомендуемое унифицированное содержание сводок по обобщению результатов региональных исследований; б) список необходимого минимума карт, схем, разрезов и диаграмм для данных сводок; в) список явлений (тектонических, магматических, седиментационных), которые должны быть отражены на картах, отражающих фазы и эпохи тектогенеза.

На совещании был утвержден план работ по проекту на 1978—1980 гг., основанный на научной программе и планах отдельных национальных групп. Планом предусматривается проведение исследований в трех направлениях: составление региональных сводок, составление карт проявления фаз или эпох тектогенеза, исследования общетеоретического характера, указаны ответственные исполнители, сроки завершения работ и характер итоговых материалов (в основном публикаций). Внимание было уделено также координации исследований по проекту с исследованиями некоторых других проектов: МПГК (25 и 32) и рабочей группы 9 геодинамического проекта.

Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин

Редакционная коллегия

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 09.11.78	Подписано к печати 27.12.78	Т-22331	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Уч.-изд. л. 12,2	Бум. л. 4,0
		Тираж 1970 экз.	Зак. 4361

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»**имеются в продаже:****МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОЯСА СССР. 1971. 296 с. 2 р. 10 к.**

Сборник содержит региональные очерки по большинству хорошо обнаженных и исследованных областей распространения металлургических пород на территории СССР. Рассматривается эволюция этих поясов и определяется место процессов регионального метаморфизма в геосинклинальном развитии. Проведена типизация метаморфизма для раннего докембрия и фанерозоя. Определена специфика древнейших метаморфических поясов. Показаны различные типы метаморфической зональности и на этом основании уточнена классификация фациальных серий.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов — петрологов и тектонистов.

Сомин М. Л. ДОЮРСКОЕ ОСНОВАНИЕ ГЛАВНОГО ХРЕБТА И ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА. 1971. 246 с. 2 р. 68 к.

Работа посвящена основным проблемам геологии доальпийского основания Главного Кавказского хребта и южного склона Большого Кавказа. На новом фактическом материале рассматриваются стратиграфия, вещественный состав, история метаморфизма, тектоническая структура и история формирования комплексов пород доюрского возраста. Особое внимание уделено стратиграфии доюрских отложений Сванетии, проблеме «сквозного» развития геосинклинали южного склона, а также вопросам возраста глубоко метаморфизованных толщ Главного хребта, роли изоклинальной складчатости в их структуре, структурной и метаморфической зональности. Приводятся данные о геологии юрского комплекса и рассматриваются его тектонические соотношения с более древними образованиями. Обсуждаются вопросы возраста и тектонического положения гранитоидов и общие особенности развития структуры Большого Кавказа. В работе затрагиваются проблемы возраста и структуры доюрских комплексов смежных тектонических зон.

Книга рассчитана на геологов, изучающих альпийский складчатый пояс, на специалистов по тектонике метаморфических комплексов и тектонистов широкого профиля.

**ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯЙТЕ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, 29, ул. К. Маркса, 28; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»