

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1985

СОДЕРЖАНИЕ

Пущаровский Ю. М. Академик Николай Сергеевич Шатский (к 90-летию со дня рождения)	3
Нагибина М. С. О позднепалеозойском и раннемезозойском этапах тектоно-магматического развития Монголии	18
Руженцев С. В., Бадарч Г., Вознесенская Т. А. Тектоника Заалтайской зоны Монголии	28
Херасков Н. Н., Блажко В. М., Жамсран М., Лазуткин В. П., Чагнадорж Д., Эрхэмбатор Н. Кольцевые структуры Монголии	41
Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структура и петрология массива Средний Крак на Южном Урале	53
Шекинский Э. М., [Исаев Б. М.], Али-заде С. А., Кенгерли Т. Н. Хаотические комплексы северного склона Юго-Восточного Кавказа	69
Флоренский И. В., Трифонов В. Г. Новейшая тектоника и вулканизм Восточной вулканической зоны Камчатки	78
Фонсека Е., Залепугин В. Н., Эредиа М. Особенности строения офиолитовой ассоциации Кубы	88
Бочарова Н. Ю., Мирлин Е. Г., Попов К. В. О закономерностях взаимного расположения океанических рифтов и трансформных разломов	100
Ельников И. Н., Зоненшайн Л. П. Строение осадочного чехла Красного моря по сейсмическим данным	110

Рецензии

Белов А. А., Рудаков С. Г. Гемерикум — сегмент рифтогенного бассейна Палеотетиса (о монографии П. Грецулы, вышедшей в издательстве технической и экономической литературы «Альфа» в г. Братислава, 1982. 263 с.)	123
--	-----

Хроника

Проблемы геологии офиолитов на Кубе	125
---	-----

CONTENTS

Pushcharovsky Yu. M. Academician Nikolai Sergeevich Shatsky (in commemoration of the 90th anniversary)	3
Nagibina M. S. On the Late Paleozoic and Early Mesozoic stages of tectono-magmatic development of Mongolia	18
Ruzhentsev S. V., Badarch G., Voznesenskaya T. A. Tectonics of the Transaltai zone of Mongolia	28
Kheraskov N. N., Blazhko V. M., Zhamsran M., Lazutkin V. P., Chagnadorzh D., Erkhembator N. Ring structures of Mongolia	41
Savelieva G. N., Denisova E. A. Structure and petrology of the Sredny Kraka massif in the South Urals	53
Shchekinsky E. M., [Isaev B. M.], Ali-Zade S. A., Kengerli T. N. Chaotic complexes of the northern slope of the South-Eastern Caucasus	69
Floreisky I. V., Trifonov V. G. Neotectonics and volcanism of the eastern volcanic zone of Kamchatka	78
Fonseka E., Zalepugin V. N., Eredia M. Structural peculiarities of the ophiolitic association of Cuba	88
Bocharova N. Yu., Mirlin E. G., Popov K. V. On regularities of the relative position of the oceanic rifts and transform faults	100
Yelnikov I. N., Zonenshain L. P. Structure of the Red Sea sedimentary cover according to seismic data	110

Review

Belov A. A., Rudakov S. G. Gemicum — segment of the Paleotethys riftogenic basin (on the monograph by P. Gretsula published by Publishing Office of Technical and economic literature «Alfa» in the town of Bratislava, 1982, 263 pp.)	123
---	-----

Chronicles

Problems of geology of ophiolites on Cuba	125
---	-----

УДК 551

ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

**АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СЕРГЕЕВИЧ ШАТСКИЙ
(К 90-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)**

Имя академика Николая Сергеевича Шатского пользуется исключительной популярностью и уважением среди геологов нашей страны. Известно оно и за рубежом. Н. С. Шатский принадлежит к блестящей плеяде выдающихся деятелей в области геологического изучения СССР, в которую входят такие корифеи, как А. П. Карпинский, А. П. Павлов и А. Д. Архангельский. Оценивая по достоинству научные достижения Н. С. Шатского, Президиум Академии наук СССР учредил премию его имени, присуждаемую за выдающиеся труды в области региональной геологии и тектоники. Но не только эти области геологии были в сфере деятельности академика. Кроме них он занимался стратиграфией, литологией, геологией полезных ископаемых, инженерно-геологическими вопросами, историей геологии, а также философскими проблемами, относящимися к геологии. Редкий дар естествоиспытательной прозорливости и высокая творческая активность позволили ему в каждую область внести глубокие и яркие идеи, подкупающие своим размахом, заостренностью и актуальностью. Так, им был выдвинут и разработан метод сравнительно-тектонического анализа, давший исключительно ценные выводы о закономерностях строения и развития основных тектонических структур континентов. Столь же крупным детищем Николая Сергеевича является учение о геологических формациях, открывшее широчайшие возможности для изучения связей между типами тектонических структур, осадконакоплением, вулканическими процессами, глубинным магматизмом и полезными ископаемыми. Он был первым, кто составил многокрасочную и многолистную обзорную тектоническую карту Советского Союза, причем резонанс этой работы оказался столь велик, что за несколько последующих десятилетий в нашей стране и в других государствах были опубликованы многие сотни тектонических карт, составленные подобным же образом, вплоть до международной тектонической карты мира.

Огромное, непреходящее значение для стратиграфии и геологии вообще имели идеи Н. С. Шатского об особой рифейской геологической эре, предшествующей палеозою и охватывающей 1 млрд. лет. Примером крупных и ярких мыслей Шатского является также постановка на повестку дня проблемы — «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР». Это научное направление, выдвинутое в 50-х годах, захватило всех, кто имел прямое или косвенное отношение к изучению полезных ископаемых и вылилось в крупное государственное дело. Сам он написал ряд важнейших статей в этом плане.

В глобальном аспекте Н. С. Шатскому принадлежит оригинальная идея о тектонической диссимметрии земной коры: специфике строения и тектонического развития ее Тихоокеанского сегмента по сравнению с Атлантическим.

Многогранная талантливая деятельность ученого обеспечила создание вокруг него большого творческого коллектива, продолжившего и развившего лучшие традиции научной школы, созданной в Геологическом институте Академии наук СССР еще в 30-х годах, когда институтом руководил акад. А. Д. Архангельский. Из этой школы вышли многие ныне широко признанные ученые.

Большой след оставила педагогическая деятельность Н. С. Шатского, протекавшая в Горной академии, Московском университете, Московском геологоразведочном институте, где он заведовал кафедрой исторической геологии. Его лекции, а также доклады на научных конференциях проходили при переполненной аудитории.

Научное наследие Шатского весьма велико. Его избранные труды, изданные в период 1963—1965 гг., насчитывают четыре тома общим объемом около 180 печ. листов.

Николай Сергеевич прожил 65 лет, он родился 28 августа 1895 г., а скончался 1 августа 1960 г. Родился Николай Сергеевич в Москве, в семье служащего. В его автобиографии есть такие строки: «Родители мои — отец, Шатский Сергей Николаевич, и мать, Шатская (Слободская) Антонина Николаевна, — были коренными жителями Москвы, из мещан так называемой Сыромятной слободы. Они были людьми среднего достатка: отец был служащий (бухгалтер, доверенный и др.)...; по роду своей службы он часто выезжал на долгое время из Москвы, поэтому заботы о хозяйстве довольно большой семьи и воспитание детей



Рис. 1. Н. С. Шатский — студент физико-математического факультета Московского университета

целиком лежали на матери. Моя мать не получила никакого образования, если не считать трех классов начальной школы, однако благодаря систематическому чтению и постоянному общению с близкими ей культурными людьми она настолько пополнила свои знания, что помогала всегда детям в их учебных занятиях. Мать создавала в семье здоровую трудовую обстановку и, хотя в этом не было крайней необходимости, я и мои братья с 15-летнего возраста уже помогали семье, зарабатывая частными уроками и репетиторством» (Избр. труды, т. I, с. 5).

В 1913 г. Шатский окончил гимназию, где, по его воспоминаниям, преподавались такие предметы, как естественная история, физика, космография, история, философия. В том же году он поступил на естественное отделение физико-математического факультета Московского университета. На всю жизнь запомнились ему блестящие лекции и занятия профессора А. П. Павлова, а также проводимые им геологические экскурсии.

Впоследствии А. П. Павлов, оценив талант Н. С. Шатского, пригласил его занять должность ассистента кафедры геологии на геологоразведочном факультете вновь организованной Московской Горной академии. Было это в 1918 г.

Геологией Николай Сергеевич увлекся еще в университете. Будучи студентом третьего курса, в 1916 г. он поступил на работу техником-гидрогеологом в Поволжскую изыскательскую партию Отдела земельных улучшений и вел геологические исследования в б. Камышинском уезде. Эти исследования, по его собственному выражению, и сделали его геологом. Позже по этим работам он подготовил несколько рукописей, однако в научной печати его первая статья появилась лишь в 1922 г. Она называлась «Балыклейский грабен и дизъюнктивные дислокации Нижнего Поволжья». Поздняя публикация связана с тем, что первая мировая война прервала учебу и геологическую работу Н. С. Шатского. В августе 1916 г. он был мобилизован на военную службу, где находился до весны 1918 г. В 1919 г. его призвали в Красную Армию. Служил на фронтах гражданской войны вплоть до начала 1921 г., когда был отчислен. С этого времени и началась его систематическая геологическая деятельность.

Высшее образование Н. С. Шатский завершил только в 1929 г., когда уже интенсивно работал и как геолог, и как преподаватель. Он закончил Московскую Горную академию экстерном и получил звание горного инженера. В 1934 г. без защиты диссертации ему была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук, а в 1940 г., также без защиты диссертации — докторская степень. В сентябре 1943 г. Шатский был избран членом-корреспондентом АН СССР, а в октябре 1953 г. — ее действительным членом.

В научной деятельности Н. С. Шатского выделяется четыре периода.

Наиболее ранний из них охватывает 20-е годы. Этот период был связан с работой в Геологическом отделе Комиссии по изучению Курской магнитной аномалии, Нефтяной секции Геологического комитета, Нефтяном геологоразведочном институте. В это время им был создан ряд первоклассных региональных и тектонических работ, из которых наиболее важными, вошедшими в золотой фонд отечественной геологии, являются три: «Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого бассейна» (1924), «О тектонике северной части Донецкого бассейна» (1924) и «Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан)» (1929).

В первой из них особенно подробно рассмотрены стратиграфические вопросы. Нужно подчеркнуть, что хотя Н. С. Шатский был крупнейшим советским тектонистом, он на протяжении всей своей жизни выступал и как превосходный стратиграф. Его успеху в этой области способствовали глубокие палеонтологические знания, позволявшие ему самому вести определительские работы, касающиеся целого ряда групп органических остатков. Детальнейшие стратиграфические описания разрезов, с указанием мощностей слоев до десятых долей метра, точными замерами элементов залегания, полной палеонтологической характеристикой сделаны в упомянутой здесь работе в стиле русской геологической классики. В ней Шатский подразделил меловые породы на дробные палеонтологически охарактеризованные горизонты, которые были прослежены на обширной площади северной окраины Донбасса. Все это оказало существенное влияние на изучение и корреляцию верхнемеловых отложений Европейской части СССР и на палеогеографические построения.

Статья по тектонике Донбасса знаменита тем, что в ней на основе тщательного изучения фаций и мощностей каменноугольных отложений бассейна сделан вывод о конседиментационных тектонических структурах, отличающихся медленным и длительным развитием. Аналогичное направление мысли вскоре возникло и на Западе, но Н. С. Шатский высказался по этому поводу первым.

Если до этого вывода образования тектонических структур в земной коре связывались только с кратковременными, так называемыми орогеническими фазами, то с его появлением горизонты при изучении процессов складкообразования как бы расширились вдвое.

С новой силой Николай Сергеевич поднял этот важнейший вопрос в статье «Происхождение Донецкого бассейна», опубликованной в 1937 г., после которой его идеи получили широкое распространение. Распознавание длительно формировавшихся конседиментационных структур имело и имеет важнейшее значение для прогнозных оценок на полезные ископаемые. В случае Донбасса это прежде всего касалось пластов каменного угля.

Работа, касающаяся геологии и нефтеносности Черных гор, представляет собой книгу, кстати сказать, одну из относительно немногих, вообще написанных Николаем Сергеевичем. Он предпочитал писать статьи, иногда целые их серии, но книг выпускал мало. Книга о Черных горах опубликована в 1929 г. Горные породы, их стратиграфия и тектоника описаны в ней необычайно тщательно. Подробные профильные разрезы иллюстрируют сложнейшее строение района, обусловленное не только складчатыми деформациями, но и крупными надвигами, впервые им описанными еще в 1925 г. С большой подробностью в работе

рассмотрены признаки нефтеносности и условия залегания нефти в Северном Дагестане, а также указаны пути наиболее рационального проведения поисковых работ. Практическое направление всегда занимало огромное место в научной работе Шатского.

С полным правом можно сказать, что в ранний период своего научного творчества Н. С. Шатский сделал великолепные работы, написанные не начинающим и неутвердившимся геологом, а мастером.

Второй период научной деятельности Николая Сергеевича охватывает 30-е годы. В этот период он вел экспедиционные исследования в районе оз. Байкал и в Прибайкалье, в Буреинском бассейне и в Центральном Казахстане. С другой стороны, в эти годы существенно расширилась его педагогическая деятельность. В первую очередь это произошло в связи с чтением лекций по курсу «Геология СССР», введенному А. Д. Архангельским еще в конце 20-х годов. Н. С. Шатский начал читать лекции по геологии Сибири как часть этого курса, а с 1933 г., став профессором Московского геологоразведочного института, читал уже полный курс. О значении преподавания лучше всего сказать его же собственными словами: «Преподавательская работа наложилла определенный отпечаток и на исследовательские работы этого времени (1931—1935). Изучение огромного материала, необходимого для чтения лекций по курсу «Геология СССР», поставило передо мной ряд вопросов, разрешение которых нужно было прежде всего для ясности изложения этого курса студентам. Таким образом родилась «Тектоника Сибирской платформы» и «Схема тектоники СССР», написанная совместно с А. Д. Архангельским, где мной была описана Азиатская часть, кроме Средней Азии» (Избр. труды, т. I, с. 12). Первая из этих работ появилась в 1932, вторая — в 1933 г. А спустя два года была опубликована широко известная статья по тектонике Арктики.

Перечисленные работы — это поворот к крупным регионально-тектоническим обобщениям, столь характерным для всей последующей деятельности Н. С. Шатского.

Тектонический анализ Сибирской платформы был сделан с удивительной прозорливостью. Схемы строения платформы предлагались и раньше (А. Делонэ, В. А. Обручев, А. А. Борисяк), но все они, отражая скудность фактических геологических данных, были крайне бедны по содержанию и во многом ошибочны. Н. С. Шатский предложил схему, которая в основных чертах вообще не требует пересмотра. Он пришел к заключению, что платформа эта неоднородна, что она расчленяется на естественные тектонические области, различающиеся геологическими разрезами и структурными формами. Это прежде всего гнейсовые массивы Алданской и Анабарской глыб, разделяющая их Лено-Вилюйская впадина, существующая с кембрия, Тунгусская впадина, образовавшаяся в конце палеозоя, мезозойские бассейны — Иркутский и Канско-Енисейский, Лено-Енисейское кембро-силурийское поле. На юге платформы выделялась обширная Байкальская складчатая зона, более молодая по возрасту, чем Алданская или Анабарская глыбы, возникшая в кембрии. Обособление байкалид — это была ярчайшая рабочая гипотеза, притом поразительно долгоживущая. Действительно, дискуссии на эту тему продолжаются вот уже в течение столетия.

Такая же судьба и у гипотезы существования в Восточной Арктике под водами Северного Ледовитого океана Гиперборейской платформы, к чему пришел Николай Сергеевич, анализируя тектонику Арктической области Земли. С тех пор определенно выяснено лишь одно, что если такая древняя платформа действительно существовала, то в позднем мезозое ее центральная часть испытала деструкцию и превратилась в глубоководную впадину с субокеаническим или океаническим типом строения земной коры (Канадская котловина).

Если говорить о тектонике как науке, то помимо изучения деформаций горных пород и движений, их порождающих, она призвана давать структурное районирование земной коры, без которого другие геологические дисциплины лишаются общего структурного фона. Первой доб-

ротной схемой тектонического районирования СССР и стала схема, предложенная в 1933 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. Она была основана на принципе выделения тектонических областей разного возраста складчатости. Соответственно на схеме выделены щиты древних платформ, байкалиды, каледониды, варисциды, мезозониды и альпиды. Если термин «байкалиды» Шатский уже успел ввести в литературу, то мезозониды выделялись на земном шаре впервые. На платформах показаны районы с различной глубиной залегания фундамента, что весьма важно для практических целей. Выделены альпийские краевые прогибы. Штриховыми знаками отражены простирания структур, тектонические нарушения и другие элементы. Подобных схем в смысле широты тектонического подхода и структурности мировая практика не знала.

Схема охватывает не только территорию СССР, но и Европу, что позволило представить расположение и пространственные взаимоотношения платформенных областей и разновозрастных горных складчатых поясов на большом пространстве. В теоретическом смысле работа далеко продвинула геосинклинальную теорию, которая вообще в тот период шла на подъем. Фундамент для развития советской тектоники был заложен на несколько десятилетий вперед. Одно из основных положений заключалось в том, что, начиная с палеозоя, тектонический процесс заключался в обрастании древних ядер палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими складчатыми зонами.

Именно в 30-е годы Н. С. Шатский связал свою судьбу с Геологическим институтом Академии наук СССР, в котором он и работал потом всю жизнь. Этот институт был организован весной 1930 г., т. е. еще в ленинградский период существования Академии Наук. В Москву институт был переведен, как и вся Академия, в 1934 г. и его директором был избран акад. А. Д. Архангельский, с которым Н. С. Шатский, как уже было сказано, начал работать в 20-е годы. А. Д. Архангельский сразу же пригласил Шатского сотрудничать в институте. В середине 30-х годов Николай Сергеевич стал заведующим отделом тектоники, который впервые организовался в институте. Эта деятельность и позволила Шатскому раскрыть в полную силу его исследовательский талант.

Из региональных работ 30-х годов Н. С. Шатский ценил едва ли не больше других небольшую статью — «К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине», опубликованную в 1931 г. В ней «при помощи сравнительно-тектонического анализа,— писал Николай Сергеевич,— удалось сделать правильные выводы о тектонике Украинской мульды, о наличии там соляных куполов, и тем самым указать на возможность нахождения нефти и соли на севере Украины. Как известно, этот прогноз в 1935 г. был подтвержден бурением...» (Избр. труды, т. I, с. 12). В 1936—1937 гг. Н. С. Шатский работал в Центральном Казахстане и в результате создал совершенно новую картину строения и истории развития этой сложнейшей и очень важной для народного хозяйства складчатой области. Именно в этой работе впервые было введено понятие об «унаследованных структурах», нашедшее широчайшее применение в тектонической литературе последующих периодов.

В 1937 г. в Москве состоялась 17-я сессия Международного геологического конгресса. На ней Н. С. Шатский выступил с теоретическим докладом, содержащим критику «неокатастрофизма» — течения, возглавлявшегося Г. Штилле. Этот знаменитый немецкий геолог развивал представление о существовании в геологической истории планетарных, но коротких по времени тектонических фаз, создававших основные тектонические деформации. Шатский отстаивал точку зрения о длительности тектонических движений, лишь временами ускорявшихся или замедлявшихся. Проблема эта, однако, настолько сложна, что и ныне, в середине 80-х годов, она еще далека от своего решения. Одним из важ-

нейших препятствий в ее выяснении нужно считать недостаточную расшифрованность тектонических движений в океанах.

Общий анализ деятельности Н. С. Шатского во втором периоде свідетельствует о его становлении в качестве наиболее признанного лидера в области советской тектоники.

Третий период охватывает время Великой Отечественной войны: 1941—1945 гг. Сотрудники Геологического института в это бурное время занимались острыми проблемами, связанными с обоснованием поисков необходимых полезных ископаемых. Часть этих сотрудников, в том числе Н. С. Шатский, работала в Приуралье, занимаясь геологическими исследованиями, направленными на освоение нефтяных ресурсов Второго Баку. Эта группа вошла в Нефтяную экспедицию Совета по изучению производительных сил АН СССР, главной задачей которой была разработка методики поисков и прогноза месторождений нефти в Ишимбаевском районе. За научные достижения в период Отечественной войны Н. С. Шатский был награжден орденами Ленина и Трудового Красного Знамени.

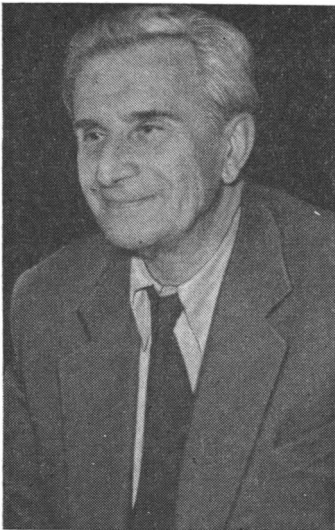


Рис. 2. Академик Н. С. Шатский (1958 г., фото В. А. Вахрамеева)

Научные результаты, полученные при проведении этих работ, Николай Сергеевич свел в замечательной книге — «Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала», удостоенной в 1946 г. Государственной премии СССР.

Один из основных разделов этой книги содержит характеристику типов тектонических структур Волго-Уральской области и их классификацию. Наиболее новым в этом смысле оказалась разработка проблемы краевых или передовых прогибов. Были отмечены самые основные особенности их строения и развития как особого типа тектонических структур. Указывалось, что это крупные, нередко сложно построенные синклиналь-

ные структуры, расположенные между платформенными и складчатыми областями. Отмечена асимметрия в строении прогибов, указаны типичные для них отложения, обращено внимание на миграцию прогибов во времени в сторону платформы. Значение изучения краевых прогибов подчеркивалось приуроченностью к ним важных для экономики твердых и жидких каустобиолитов. В дальнейшем это направление исследований заняло в советской геотектонике очень большое место.

В разделе, посвященном западному склону Южного Урала, вводится важнейшее для дальнейшего развития геологии понятие — «рифейская группа» (рифей, Ripheus — Урал). К этой группе были отнесены мощнейшие древние свиты западного склона Урала, тогда еще «немые», стратиграфическое положение которых определялось границами палеозойской группы сверху и протерозойскими метаморфическими комплексами внизу. Было обращено внимание на распространение таких пород на Среднем Урале, Тимане, п-ове Рыбачьем и указывалось, что, например, синийская система — это лишь часть рифейской группы. Блестящим подтверждением правомерности выделения рифейской группы было обнаружение в скором времени в соответствующих отложениях строматолитов и микрофоссилий, позволившее даже расчленить рифей на несколько подразделений. Рифейскую группу стали включать в общую шкалу геологического времени.

Наконец, в этой же книге Н. С. Шатский впервые сформулировал учение о геологических формациях, являющееся основой регионально-тектонического анализа, с одной стороны, и выявления закономерностей

размещения полезных ископаемых — с другой. Со времени появления этого учения вышло в свет огромное количество публикаций, основанных на его применении. Формации (по Шатскому) — это естественные комплексы пород, отдельные члены которых «тесно, парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном, возрастном отношении, так и в горизонтальном, пространственном отношении» (Избр. труды, т. II, с. 291). Николай Сергеевич отмечал приуроченность тех или иных формаций к определенным типам тектонических структур. Мысли Шатского по этому вопросу изложены менее чем на странице и в этом можно видеть удивительный пример в геологии, когда из кратчайшей формулы развилось гигантское и разветвленное научное учение.

Если бы Н. С. Шатский написал только эти «Очерки», он и в этом случае занял бы исключительное место в истории отечественной геологии. Но он сделал много больше. И здесь мы должны перейти к последнему, четвертому периоду его научной деятельности, который охватывает 1946—1960 гг.

Экспедиционные исследования Николай Сергеевич больше не проводил. В течение этого последнего периода он занимался сравнительно-тектоническими исследованиями, тектоническими картами, теоретическими поисками и выяснением закономерностей размещения полезных ископаемых в осадочных толщах.

Сравнительно-тектонические исследования принесли Н. С. Шатскому славу крупнейшего исследователя тектоники древних платформ. Насколько можно судить, само понятие «сравнительная тектоника» ввел в нашу литературу именно он. Н. С. Шатский пользовался им еще в 1931 г. в работе о роменских гипсах. Элементы сравнительной тектоники присутствуют и в его работе, посвященной структуре Сибирской платформы (1932 г.). Несколько позже появилось исследование о тектонике Донбасса (1937), в котором Донбасс и некоторые другие структуры юга европейской части СССР сопоставляются с соответствующими структурами Западной Европы. Донбасс по его геологическому развитию и положению, а также по угленосности рассматривался как аналог внешних впадин палеозойд Германии, Франции, Бельгии и Англии. Однако главные сравнительно-тектонические исследования были выполнены Шатским во второй половине 40-х годов. Их отличают две особенности: глубокое знание сравниваемых объектов и детальность сопоставления.

Первая из работ посвящена сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы (1945). Было показано, что восточная часть Северо-Американской платформы с ее Канадским щитом, антеклизмами, синеклизмами, а также обрамляющий платформу краевой прогиб имеет структурных гомологов на Русской платформе и в Приуралье. В работе подчеркнута угловатость границ Северо-Американской платформы. Местами углы глубоко вдаются в тело платформы. Шатский назвал их внутренними углами. Именно в таких структурных условиях, утверждал Н. С. Шатский, образовалась поперечная система Вичита, ставшая у нас после его исследований особенно популярной. В работе привлечено внимание также к структурам, отделяющим платформы от складчатых зон. Там, где фундамент высоко поднят (Балтийский и Канадский щиты) образуются шовные структуры — краевые швы, а где он погружен — краевые прогибы. Итогом анализа было заключение, что сравнительный метод в геотектонике имеет очень большое значение для раскрытия закономерностей структурного развития земной коры и что такого типа исследования — одна из важнейших задач тектонистов.

Несомненно, когда писалась эта работа, Николай Сергеевич глубоко разработал тектонику Восточно-Европейской платформы, однако специальная статья на эту тему, опубликованная в том же журнале, — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», появилась на три номера позже и датируется уже 1946 г. Платформа для Шатского — это целостная структурная единица, и поэтому статья начинается с выяснения границ и формы платформы. Сделан интересный и весьма важный вывод, что «по форме в плане платформа представляет очень неправильный сферический че-

тырехугольник», ограниченный прямолинейными отрезками (Избр. труды, т. II, с. 384). Эти отрезки, длиной 1500—2000 км рассматривались как крупнейшие тектонические поверхности, уходящие на большую глубину. Трудно представить, писал Николай Сергеевич, что подобный платформенный массив является тонкой сиалической пленкой; он уходит глубоко в мантию. С тех пор не появлялось публикаций, опровергающих вывод Шатского о характере границ платформ.

Замечательным достижением является помещенная в статье карта строения докембрийского основания Восточно-Европейской платформы. Она, а также корреляция докембрия Балтийского щита и Украинского массива, стали мощным толчком в познании строения и формирования платформенного фундамента. В послерифейском развитии платформы в соответствии с палеогеографическими построениями описана ее каледонская, герцинская и альпийская структура.

Сравнительно-тектонические исследования навели Н. С. Шатского на мысль о подобии структуры Большого Донбасса и системы Вичита в Северной Америке. Специально это было сделано в работе, вышедшей в конце 1946 г. Но думать о сопоставлении Донбасса и Вичиты он начал еще в 1944—1945 гг., когда им были выделены новые типы структур: поперечные краевые прогибы и поперечные краевые синеклизы, возникающие в связи с внутренними углами платформенных окраин. О том, что Донбасс и Вичита — структурные гомологи, вкратце им уже было написано, но общетектонические и практические проблемы требовали провести углубленный анализ. Его и осуществил Николай Сергеевич и, как свидетельствует знакомство с рукописью, написанной почти без помарок, сделал это с большим подъемом и вдохновением. Доклад на эту тему также был прочитан на большом научном собрании. Основной вывод гласил: «Большой Донбасс по своей тектонической природе и по положению на платформе представляет собой типичную краевую поперечную систему, наиболее близким гомологом которой является система Вичита» (Избр. труды, т. II, с. 456). Тем самым Шатский изменил свои ранние представления о природе Донбасса, когда он рассматривал его как краевой прогиб герцинской складчатости.

Статья интересна еще и тем, что в ней дальше, чем в предшествующих работах, развиты мысли о поперечных структурах. Тем самым Николай Сергеевич постепенно приближался к формулированию важного структурного заключения, получившего известность как «правило Шатского». Оно опубликовано годом позже и гласит (с некоторыми сокращениями): «При высоком положении складчатого основания древних платформ, т. е. около щитов..., отсутствуют краевые прогибы... При низком положении складчатого основания древних платформ, т. е. на плитах..., всегда развиваются краевые прогибы» (Избр. труды, т. II, с. 469). В цитируемой здесь статье Н. С. Шатский существенно увеличил число примеров поперечных краевых структур. К этой категории были отнесены: Донбасс, Вичита, Делаварский бассейн, Виллойская синеклиза, грабен Осло, синеклиза Оттава и др. Шатский не раз писал, что образование поперечных структур обязано растягивающим усилиям, приуроченным к сторонам внутренних углов.

Все цитированные здесь статьи очень обширны, хотя и написаны концентрированно. И всю эту огромную творческую работу Николай Сергеевич выполнил в течение 1945—1947 гг. Нельзя не отметить прекрасного литературного стиля Н. С. Шатского — ясного, конкретного, богатого в смысле русского языка.

Именно эти статьи создали Шатскому славу лучшего в мире специалиста по тектонике древних платформ. Но ряд работ этого направления им был написан и позже. Коснемся двух из них. В одной, написанной в те же 40-е годы, обращено внимание на глубокие дислокации, охватывающие одновременно платформы и складчатые области. Такая дислокация выявлена в пределах Поволжья и Кавказа. Очень скоро она стала уже хрестоматийным примером подобного рода сквозных нарушений. Это огромная зона опускания, охватывающая разные по строению участ-

ки земной коры. Отсюда делается вывод «об общности процессов изменения вещества в глубинных оболочках Земли под весьма различными поверхностными структурами» (Избр. труды, т. II, с. 522).

Вторая статья — самая последняя на тему о платформенных структурах. Это даже не статья, а стенограмма доклада на тектоническом коллоквиуме Геологического института АН СССР, прочитанного 21 мая 1960 г. Впервые она была напечатана в 1964 г., т. е. через несколько лет после смерти Николая Сергеевича. На основе открытия с помощью глубокого бурения желобообразных (грабенообразных) прогибов на Русской платформе Шатский выделяет особый (и широко распространенный) тип платформенных структур — авлакогены. «Это бороздовая сложная структура между двумя одинаковыми зонами в платформе; по обоим краям этой структуры обязательно должны быть участки платформы» (Избр. труды, т. II., с. 552). Термин укоренился и, несмотря на возникающие иногда дискуссии вокруг него, пользуется в мировой тектонике большой распространенностью. Связано это с действительной важностью структур подобного рода в тектонике платформенных областей всех континентов.

Итак, «платформенное» направление исследований характерно для всей творческой работы Н. С. Шатского. Начав такие исследования молодым человеком, он оставался верным им до конца своей жизни. Главная их часть выполнена с использованием сравнительно-тектонического метода.

Тектонические карты были также любимым направлением творческой деятельности Николая Сергеевича. Известно, что в расцвет мировой тектонической картографии решающий вклад внесли советские геологи. Основную роль в этом важном деле сыграл лично Н. С. Шатский, хотя у него и были талантливые помощники и последователи.

По мере прогресса геологических знаний все больше накапливалось данных по тектонике обширных областей земной коры. В конце концов настало время переходить от мелкомасштабных тектонических схем, умещавшихся на журнальной странице, к тектоническим картам, отражающим структуру обширных площадей в значительно более крупном масштабе. Н. С. Шатский был организатором и руководителем такой работы в Советском Союзе. Вокруг него в 40-е годы в Геологическом институте АН СССР работал чрезвычайно сильный коллектив тектонистов, хорошо знавших геологическое строение крупнейших регионов страны. Этими исследователями, работавшими под руководством Н. С. Шатского, и были созданы первые макеты карт соответствующих регионов. В качестве методологической основы работы был принят принцип, по которому А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский составили схему тектоники СССР еще в начале 30-х годов — возраст главной складчатости. Опираясь на этот принцип, Шатский проделал труднейшую работу по составлению первой тектонической карты Советского Союза, приведя в единую систему разрозненные и не вполне однотипные материалы. Карта вышла в свет в 1953 г. Ей и суждено было стать родоначальницей столь популярного в последующем исследовательского направления. Карта демонстрировалась на научных собраниях и в студенческих аудиториях, поскольку масштаб 1:4 000 000 вполне позволял это сделать. Однако триумфальное шествие тектонической картографии началось тремя годами позднее, после Мексиканской (20-й) сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в 1956 г. На ней была доложена только что тогда изданная «Тектоническая карта СССР и сопредельных стран», хотя и несколько меньшего масштаба (1:5 000 000), но значительно более совершенная как в смысле специальной нагрузки, так и оформления. Она произвела большое впечатление и было принято решение учредить при конгрессе под руководством Н. С. Шатского, хотя он и не присутствовал на сессии, специальный орган для создания международных тектонических карт мира и континентов.

В нашей стране карта получила высочайшую оценку научной общественности. В 1958 г. Н. С. Шатский был за нее удостоен Ленинской премии, а на Брюссельской международной выставке в том же 1958 г. ему была присуждена премия «Гран при».

В 1960 г. на 21-й сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене уже демонстрировалась международная тектоническая карта Европы (м-б 1:2 500 000). Н. С. Шатский был не только редактором карты Европы, но и непосредственно участвовал в ее составлении. С этого времени подобные исследования стали особенно популярными в мире, что и запечатлено во многих сотнях тектонических карт. Тектоника пережила поистине «картографический взрыв».

В Геологическом институте в конце 50-х годов также под руководством Николая Сергеевича началась еще более крупная работа — составление тектонической карты Евразии (1966). Он успел принять участие в обсуждении первого варианта ее легенды. Этой карте предшествовала публикация Н. С. Шатским геологической карты Евразии масштаба 1:6 000 000, существенно облегчившая составление тектонической карты этого крупнейшего материка. Имя Н. С. Шатского как редактора стоит и на первой тектонической карте Арктики (1963), также созданной в Геологическом институте АН СССР.

Хотя тектонические карты информативны сами по себе, научную ценность их в очень большой степени усиливают пояснительные тексты. В этом смысле выдающийся интерес представляет объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран, изданная в 1957 г. Помимо изложения принципа составления карты, кратко описания структур она включает рассмотрение ряда важнейших теоретических проблем. Это касается закономерностей пространственного распространения складчатых сооружений разного возраста, открытия на востоке СССР области незавершившейся («камчатской») складчатости, тектонической диссимметрии в структуре земной коры, выразившейся в отличии по истории развития Тихоокеанского и Атлантического ее сегментов и др. Здесь следует перейти к тектоническим теоретическим разработкам Шатского вообще.

Отличительную особенность последних составляет то, что они выполнялись на основе регионально-геологического материала, а не являлись чисто умозрительными, абстрактными. Такие разработки существуют практически во всех тектонических трудах Николая Сергеевича. Но есть труды, в которых на них обращено особое внимание. Общая основа всех его теоретических исканий — геосинклинальная теория. В связи с этим он уделял большое внимание типизации и систематике платформенных и геосинклинальных структур, а также структурных форм, пограничных между платформами и складчатыми зонами. Здесь его взгляды особенно стройны и полны и о них уже не раз говорилось выше. Добавим лишь, что он дал четкое определение таким понятиям, как «геосинклинальная область» и «геосинклинальная система», очень нужным и сразу упростившим структурный анализ подвижных поясов. Будучи убежденным сторонником идеи длительности и глубинности тектонических процессов, носящих часто унаследованный характер, Н. С. Шатский, как и все крупные геологи того времени, был ярким выразителем фиксистского течения тектонической мысли. Он неоднократно высказывался против идеи дрейфа материков, причем, пожалуй, особенно выразительно в статье 1946 г. — «Гипотеза Вегенера и геосинклинали». В этой работе доказывалось, что закономерности развития геосинклинального процесса совершенно не соответствуют гипотезе Вегенера о континентальном дрейфе. Тогда геотектоника была еще очень далека от того, что мобилизм может заставить видоизменить определенные постулаты геосинклинальной теории.

Огромное значение для решения общетектонических вопросов Николай Сергеевич придавал сейсмологии. Он писал, что сейсмология «начинает разрушать представления о Земле как о шаре, сложенном из концентрических оболочек, и указывает на гетерогенность Земли на значи-

тельных глубинах и, следовательно, различное состояние вещества под различными крупными геотектоническими структурами, платформами и складчатыми зонами» (Избр. труды, т. IV, с. 60). Нельзя не признать, что мысль о гетерогенности глубин очень перспективная и в этом направлении ныне работают многие геологи. Геотектонику Шатский понимал очень широко — «это наука о строении, движениях и развитии земной коры и о структуре и развитии Земли в целом». (Избр. труды, т. IV, с. 61). Именно в этом ракурсе работал он сам, и подобным же образом воспринимала и воспринимает суть этой дисциплины тектоническая школа Геологического института АН СССР. Формулировка краткая, но вполне исчерпывающая. В некоторых других формулировках на первое место ставились движения. Шатский с этим не был согласен. Он считал, что изучать движения следует на основе данных о структуре земной коры.

Движениям земной коры Николай Сергеевич посвятил несколько работ. Наиболее общие взгляды на эту тему он высказал в докладе, прочитанном на Общем собрании Отделения геолого-географических наук АН СССР в 1958 г. (Избр. труды, т. IV, с. 68—75). В первую очередь были выделены движения оседания и движения поднятий, так сказать, в чистом виде. Оседания вызываются локальными уплотнениями вещества мантии и соответственно уменьшением объема; поднятия — возможной миграцией мантийного материала вверх. Уплотнения и миграция — вполне реальные явления, но то, что их следствием могут и должны быть горизонтальные перемещения масс, осталось неотмеченным. Причина вполне очевидна — геологическое мировоззрение, отрицающее мобилизм.

Наконец выдающееся теоретическое исследование представляет работа «Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений». Как и целый ряд других крупных обобщений, сделанных Николаем Сергеевичем во второй половине 50-х годов, это был научный доклад. Прочитанный в 1956 г., он был опубликован лишь в конце 1960 г. Основных тектонических тезисов в нем было два. Один из них касался эволюции тектонических процессов на Земле: «Мне представляется, — писал Николай Сергеевич, — что развитие земной коры совершается не в виде циклов, которые друг на друга совершенно похожи, а в виде единого процесса..., в котором каледонские, герцинские, альпийские этапы представляют лишь определенные стадии, непохожие буквально одна на другую. В этом едином процессе каледониды являются предвестниками основных моментов развития... Действительно, герциниды, занимающие громадную площадь, с их невероятными количествами кислой магмы, являются кульминационным пунктом развития складчатости земной коры... С точки зрения развиваемых мной взглядов, альпийская эпоха с широтной зоной Евразии является эпохой затухания... Она занимает некоторое пространство внутри герцинской области, иногда прислоняясь к одному из ее краев, т. е. к соответствующей древней платформе» (Избр. труды, т. III, с. 197—198). Насколько сказанное справедливо — вопрос сложный, но, что отсюда начинаются крупные исследования, касающиеся эволюции тектонических процессов на Земле, совершенно бесспорно.

Другой тезис заключается в том, что Тихоокеанская область Земли по тектоническим, магматическим и металлогеническим характеристикам аномальна по сравнению с другой областью планеты, где складчатые пояса развиваются между древними платформами. Этот факт, подчеркивает Шатский, свидетельствует о дисимметрии планеты, о которой раньше, но в другом смысле, писал В. И. Вернадский. Мысль очень важная и интересная, но развить ее в полной мере Николай Сергеевич не успел. Он только наметил некоторые пути для этого. Плодотворность мысли ныне подкрепляется данными о строении Луны, Марса и Меркурия, где структурная асимметрия также имеет место.

Вся научная деятельность Н. С. Шатского от самого ее начала и до конца была тесно связана с практической геологией. Он писал о место-

рождении каменного угля в окрестностях г. Боровичи б. Новгородской губернии, об опоках и трепелах как адсорбентах, месторождениях асфальтитов и пиробитумов, о перспективах нефтеносности юга СССР, Советского Союза, Сибири, Второго Баку. Важнейшее значение в освоении Второго Баку имеет выполненный Шатским палеогеологический анализ Волго-Уральской нефтеносной области, нашедший отражение на ряде структурных схем, составленных для разных геологических эпох. В результате такого анализа была выделена погребенная Волго-Уральская антеклиза — крупное широтное поднятие, сводовая часть которого расположена между нижним течением р. Камы на севере и Чапаевском и Бузулуком на юге. Выявление этой структуры способствовало правильной ориентации нефтепоисковых работ в упомянутом районе, ставшем главной нефтегазоносной провинцией Европейской части СССР.

Особенно крупные работы он посвятил закономерностям распространения и генезису месторождений фосфоритов и марганцевых руд.

Наконец, его внимание привлекали общеметаллогенические проблемы. Ему принадлежит инициатива выдвижения в начале 50-х годов в качестве важнейшей для геологов страны проблемы — «Закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре как основа для их прогноза на территории СССР». По поручению Президиума Академии наук Н. С. Шатским и специальной бригадой, работавшей под его руководством, была подробно разработана интереснейшая научная программа исследований по этой проблеме, которая может служить блестящим примером плодотворного коллективного научного творчества. В 1955 г. руководством Академии наук СССР была создана специальная Междуведомственная комиссия во главе с Н. С. Шатским, которая и возглавила в масштабе страны соответствующие работы. Николай Сергеевич руководил комиссией до 1960 г. Важный след этой деятельности остался в виде томов (I—IV) «Закономерности размещения полезных ископаемых», изданных АН СССР в период 1958—1960 гг.¹ Эти книги напоминают о чрезвычайно широком развертывании в те годы работ в этом направлении во всех важных с точки зрения народного хозяйства районах СССР.

В своем анализе Шатский исходил из сформулированного им положения, что полезные ископаемые «представляют собой по существу горные породы, входящие в состав определенных формаций. Эти горные породы отличаются от вмещающих их «пустых» отложений своим вещественным составом — особым редким, практически более ценным. Следовательно, это сложные агрегаты минерального или органического происхождения, но встречающиеся редко или очень редко. Поэтому мы можем считать, что слои полезных ископаемых также тесно парагенетически связаны с другими породами, слагающими данную формацию, как и эти последние связаны между собой. Иными словами, положение рудных и нерудных залежей в данных формациях не случайно, а строго закономерно, как закономерно строение, типы и переслаивания пород, слагающих эти формации» (в кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I, с. 7). С сожалением приходится отметить, что высказанные здесь глубокие мысли в дальнейшем не получили достаточного развития в литературе.

Немалое место в наследии Шатского занимают научные биографии, а также работы методологического характера. Биографии писал он превосходно, увлекательно, интересно, содержательно. Его привлекали такие имена, как Ч. Дарвин, Ч. Лайель, А. Грессли, Р. И. Мурчисон, А. П. Карпинский, А. Д. Архангельский, В. А. Обручев, М. С. Швецов. Некоторые биографии изданы в виде отдельных книг. В целом это был большой труд и большой вклад в историю геологических знаний. О многих ученых он написал в Большую советскую энциклопедию.

Систематическая и широкая деятельность по истории геологии как науки началась в СССР фактически в конце 40-х годов. В частности, в

¹ Издание этой серии продолжается и ныне.

Геологическом институте в эти годы был организован специальный кабинет истории геологии. Н. С. Шатский активно поддерживал эту деятельность. Им лично написано несколько работ в этом плане, из которых наиболее основательными являются крупные статьи, посвященные 220-летию Академии наук СССР и 150-летию Московского общества испытателей природы, а также работы по истории тектоники. Выступал Николай Сергеевич с формулированием общих задач в области истории геологии.

Философские высказывания Н. С. Шатского касались общего состояния и перспектив развития геологии как особой области естествознания, а также судеб тектоники. Наиболее яркие высказывания о геологии связаны с публикацией в 1956 г. книги знаменитого английского физика и науковеда Д. Бернала — «Наука в истории общества». В ней Д. Бернал пишет о длительном застое в геологических знаниях, связанном по его мнению с исчерпанием возможностей применяемых в геологии методов, и о том, что прогресс знаний о Земле будет зависеть от внедрения в эту область идей и методов физики и химии. Н. С. Шатский в корне отверг такую точку зрения и высказывался, что ни геофизика, ни геохимия не могут заменить геологию. Такой замены и быть не может, — писал он, — ибо «геофизика остается геофизикой лишь до тех пор, пока она решает те задачи, которые выдвигает и другими методами пытается решить геология», а «геохимия остается геохимией только до тех пор, пока корнями своими она питается также идеями геологии» (Избр. труды, т. IV, с. 44). Но Шатский в то же время признавал, что внедрение физических и химических методов в геологию полезно, ибо увеличивает точность изучения фактических данных. Одновременно он призывал и к усовершенствованию старых, и созданию новых геологических методов. К специфическим геологическим методам он относил стратиграфические, обеспечивающие установление последовательности геологических явлений, палеогеографические, формационного анализа, геологическое картирование и др. В более широком плане, по Шатскому, в геологии существует сравнительно-исторический метод, являющийся основой обобщений. Силу геологических методов он демонстрировал на ряде конкретных примеров. Среди них пример определения продолжительности геологических периодов, а также детальной стратиграфической корреляции отложений, расположенных на больших расстояниях друг от друга.

Однако случилось так, что тенденция замены геологии не химией, но физикой иной раз себя проявляет весьма отчетливо, что приводит к механистическим построениям и созданию негеологических моделей. В этой связи предостерегающие мысли Н. С. Шатского, крупнейшего геолога, должны снова и снова привлекать к себе внимание. Они призваны предостеречь будущие поколения от заблуждений в познании геологии собственной планеты.

В наши дни появилось уже несколько публикаций об эволюции на Земле геологических процессов. Как уже упоминалось, Шатский сам работал в этой области. Здесь важно привести его слова о существе, масштабности и значимости исследований соответствующего направления, которое он включал в число насущных задач геологии в Советском Союзе. «Одним из важнейших достижений советской геологии, — писал он в конце 50-х годов, — является установление необратимого качественного развития всех геологических процессов, происходящих на земной поверхности и в земной коре. Необратимость развития процессов осадкообразования хорошо выяснена. Однако накоплено недостаточное количество фактов, позволяющих утверждать, что в истории Земли также необратимо изменяется характер тектонических процессов, рельефообразования, характер выветривания и денудации, характер магматизма и связанного с ним рудообразования и т. д.

Эта проблема даже не поставлена в современной зарубежной литературе, — писал Шатский, — и чрезвычайно слабо разработана у нас. Между тем теоретическое и практическое значение ее очень велико.

Идея о необратимости развития органического мира Земли уже вскоре после работ Ч. Дарвина завоевала всеобщее признание. Однако мы только сейчас начинаем сознавать, что вся неорганическая жизнь Земли также необратимо развивалась, что история Земли — не только в трансгрессиях и регрессиях, образовании гор и их разрушении, но и в качественном изменении процессов, управлявших всеми этими явлениями.

Дальнейшее развитие этой идеи плодотворно» (Избр. труды, т. IV, с. 54—55). Приведенные фразы могли бы быть взяты эпиграфом к нескольким солидным трудам, изданным в 80-х годах по магматизму Земли, некоторым геологическим формациям, урановым и другим рудным месторождениям. Однако до философского обобщения вскрытых эмпирических закономерностей в изменчивости геологических процессов еще не удалось прийти. В частности, остается нерасшифрованным, можно ли и, если можно, то каким образом совместить эволюционное геологическое учение и тектонику литосферных плит.

Особенностью научного метода и творчества Шатского было умение делать, не отрываясь от фактов, большие обобщения, часто весьма заостренные и прогностические. Этому он учил и других. «Тектонист должен предсказывать, пропагандировать, а не ждать результатов бурения. Именно те тектонические работы, которые содержат такие предсказания, и являются важными. Поэтому нет ничего страшного в том, что иногда нам приходится решать довольно большие задачи, опираясь на сравнительно небольшое количество фактов» (Избр. труды, т. II, с. 551). Так говорил Николай Сергеевич в своем докладе, прочитанном по поводу авлакогенов. Кстати, стенограмма этого доклада, опубликованная уже после кончины Шатского, очень хорошо и лучше, чем другие, передает стиль его устных выступлений. Они всегда были интересными, колоритными, оригинальными и широко понятными, благодаря чему контакт оратора с аудиторией был абсолютным.

Доклады и дискуссии Шатский очень любил и весьма часто выступал лично. В метод его руководства сотрудниками входили систематические коллоквиумы — субботы Шатского, где заслушивались научные сообщения, сопровождавшиеся обычно творческими, иногда жаркими дискуссиями. Последнее слово принадлежало всегда Николаю Сергеевичу.

В 1948 г. Отделением геолого-географических наук АН СССР было проведено I Всесоюзное тектоническое совещание, в организации которого Н. С. Шатский принял решающее участие. В основном оно было посвящено тектоническим картам. В решении совещания отмечалась большая его эффективность и содержалось предложение проводить такие совещания ежегодно. Осуществить это предложение удалось только после создания в Академии наук в 1963 г. Тектонического комитета (впоследствии междуведомственного), которым за истекшие годы проведено 18 всесоюзных тектонических совещаний.

Послужной список Н. С. Шатского в Академии наук включает три административных должности: заведующий отделом тектоники, заместитель директора Института геологических наук и директор Геологического института. Этот последний пост он занимал с 1956 г. и до конца жизни. Обстановка в институте была в этот период очень хорошей и творческой, способствовавшей выполнению глубоких исследований по основным дисциплинам геологического цикла: стратиграфии, четвертичной геологии, литологии и тектонике. В частности, выходили фундаментальные работы по тектонике СССР, где Николай Сергеевич был главным редактором, и по региональной стратиграфии СССР, инициатором издания которой он являлся. Можно отметить, что хотя должности у Николая Сергеевича были разные, авторитет его в институте был неизменно необыкновенно высоким. Это объясняется не только его одаренностью как ученого, но и личным обаянием: ровным обращением со всеми, вниманием в разговоре, остроумием, живостью мысли. Во всех отношениях это была импозантная фигура. Таким же огромным был его авторитет и среди геологов всей страны. По этой причине его консультативная деятельность была колоссальной, геологи приезжали к

нему со всех концов Советского Союза. Длительное время он был официальным консультантом и экспертом по крупным гидротехническим сооружениям.

В 1953 г. Н. С. Шатский был награжден вторым орденом Ленина. Венгерское, Чехословацкое и Лондонское геологические общества избрали Николая Сергеевича своим членом.

В заключение следует сказать, что академик Н. С. Шатский — выдающаяся личность, геолог-классик, создавший крупнейшие труды по региональной геологии, полезным ископаемым, региональной и общей тектонике, философии и истории геологии. Сила его в том, что он глубоко понимал геологические явления, к которым относился как естествоиспытатель-диалектик, естествоиспытатель-мыслитель, чуждый механистическим, чисто умозрительным построениям. Пройдут бурные годы современной научно-технической революции, отстоятся идеи, и творческое наследие Шатского, сейчас несколько затененное, снова и снова будет привлекать к себе заслуженное внимание геологов и несомненно будет поражать обилием новых крупных и устремленных в будущее направлений в геологии, которые ему удалось развить.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
29.XI.1984

УДК 551.242.4(517.3)

НАГИБИНА М. С.

О ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКОМ ЭТАПАХ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МОНГОЛИИ

На основании нового детального геологического материала устанавливается четкая граница во времени и различие в пространственном расположении позднепалеозойских и раннемезозойских структур и магматизма на территории Монголии. Формирование позднепалеозойских структур геодинамически было связано с замыканием в поздней перми северной широтной ветви Палеотетиса, а развитие раннемезозойских структур, начиная с позднего триаса, было связано с развитием западной части Тихоокеанского тектонического пояса меридионального простирания.

Выявление соотношения в истории развития структур и магматизма конца позднего палеозоя и начала раннего мезозоя Монголии представляется весьма важным как в практическом, так и в теоретическом отношении. От решения этого вопроса зависит вывод о геодинамической модели развития структур рассматриваемого возраста, пространственных закономерностях развития магматических комплексов пород различного состава и возраста, а следовательно, о металлогенической зональности. Сложность решения этого вопроса заключается в том, что позднепалеозойские и раннемезозойские структурные комплексы представлены близкими по составу отложениями орогенного класса, терригенными и вулканогенно-осадочными и вулканогенными молассоидными формациями. Поэтому некоторые исследователи считали, что позднепалеозойские и раннемезозойские структуры формировались в течение длительного времени — от середины карбона до начала юры без существенной структурной перестройки [10]. Специфика тектонического развития этих структур как в Орхон-Селенгинском районе, так и на большей части территории Монголии, по мнению этих исследователей, заключалась в отсутствии складчатых деформаций в период времени между отложениями позднепалеозойских и раннемезозойских терригенных и вулканогенных образований и в их последующей совместной дислоцированности в середине юрского периода.

Проведенные в последнее десятилетие детальные стратиграфические, тектонические и петролого-геохимические исследования позволили существенно изменить приведенные выше выводы.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Впервые для Орхон-Селенгинского района самостоятельность раннемезозойского этапа тектонического развития была отмечена О. Томуртоого [18, 19], который на основании анализа и распределения мощностей и фаций позднетриасовых — раннеюрских отложений абзогской и могодской свит сделал вывод о наложенном конседиментационном характере развития Орхонской позднетриасовой — раннеюрской впадины по отношению к крупному позднепалеозойскому Орхон-Селенгинскому прогибу субширотного простирания. Он показал, что мощность мезозойских грубообломочных терригенных молассоидных и вулканогенно-осадочных отложений, слагающих Орхонскую впадину, меняется от 5—6 км в центральной части до 1—1,5 км в ее бортах.

Детальное изучение стратиграфии пермских и раннемезозойских отложений на севере Монголии и прилегающих районах советского За-

байкаля позволило уточнить временную границу перестройки структурного плана между позднепалеозойскими и раннемезозойскими структурными комплексами. Нижнетриасовые отложения обычно залегают согласно и без стратиграфического перерыва на верхнепермских отложениях. Такие соотношения были описаны Л. П. Зоненшайном [3] для мелководного морского Джаргалантуинского прогиба, в котором отложения P_2 и T_1 охарактеризованы морской фауной. Аналогичные соотношения наблюдаются в Агинской зоне Восточного Забайкалья. Согласно залеганию континентальных верхнепермских и триасовых отложений было описано А. А. Моссаковским и О. Томуртоого [11] для Центральной и Южной Монголии.

Существенно иные соотношения наблюдаются с отложениями среднего и верхнего триаса (кейперский ярус — дашибалбарская, абзогская свиты и их аналоги), которые обычно залегают резко несогласно на дислоцированных отложениях разного возраста: докембрия, нижнего, среднего и в том числе верхнего палеозоя [8].

Простираание Джаргалантуинского, пермского и раннетриасового морского прогиба имеет субмеридиональное направление, а простираание раннемезозойского прогиба в том же районе, сложенного континентальными терригенными и вулканогенными комплексами позднего триаса — ранней юры, имеет субширотное направление.

Аналогичные соотношения имеют верхнетриасовые структуры восточного Забайкалья, сложенные морскими молассоидными отложениями карнийского и норийского ярусов, например в Ингодино-Шилкинском прогибе, сопряженном с Монголо-Охотским разломом. Отложения карнийского и норийского ярусов позднего триаса здесь залегают резко несогласно на размытой поверхности метаморфических пород докембрия, среднего и верхнего палеозоя, в том числе ранней и поздней перми [9]. В основании разреза морского позднего триаса залегают валунные конгломераты до 2 км мощности. Подобные соотношения совершенно отчетливо свидетельствуют о крупной структурной перестройке на границе позднепалеозойского и раннемезозойского этапов развития. В ряде мест, в том числе в Орхон-Селенгинском районе, удается установить, что крупная перестройка структурного плана в конце верхнего палеозоя сопровождалась мощным процессом гранитообразования — внедрением розовых и красных щелочных гранитоидов, граносиенитов, слагающих крупные интрузивные тела, достигающие 5—6 тыс. км².

Базальные конгломераты абзогской свиты позднего триаса (или T_{2-3}) залегают как на размытой поверхности докембрийских и позднепалеозойских складчатых структур, так и на прорывающих их позднепалеозойских гранитоидах. Такие соотношения были установлены нами совместно с В. И. Коваленко и П. В. Ковалем в 1980 г. в основании Ихэ-Ульского прогиба позднего триаса. Здесь на левом склоне долины р. Селенги гора Нухэту-Ула сложена розовато-серыми кварцевыми сиенитами, которые прорывают толщу вулканогенных пород хануйской серии перми. Выше по склону той же горы на сиенитах несогласно залегают валунные конгломераты, состоящие из плохоокатанных глыб и валунов до 30—35 см в диаметре тех же кварцевых сиенитов и галек трахитов из нижележащей хануйской серии (P_{1-2}). Эти конгломераты представляют собой базальные слои ихэ-ульской свиты (аналог абзогской свиты, по А. А. Моссаковскому) позднего триаса (T_{2-3}), слагающей Ихэ-Ульский прогиб [11].

Аналогичные соотношения описаны нами [8] в основании Орхонского прогиба в долине р. Орхон, где в составе валунных конгломератов абзогской свиты позднего триаса в большом количестве содержатся валуны и гальки кварцевых сиенитов и граносиенитов и щелочных гранитов, прорывающих дислоцированные отложения карбона и перми [9]. В базальных конгломератах абзогской свиты в Орхон-Селенгинском районе практически повсеместно содержатся валуны и гальки верхнепалеозойских гранитоидов (щелочных гранитов, граносиенитов, кварцевых сиенитов и др.).

В обнажениях левого берега р. Орхон против устья пади Хан-Хараин-Амд, по наблюдениям П. В. Ковалья (1981 г.), грубообломочные отложения могодской свиты залегают на размытой поверхности ядра антиклинальной складки, сложенной отложениями верхнего палеозоя (карбона).

В окрестностях оз. Айрхан-Нур, в бассейне р. Эггын-Гол, на северном склоне хребта Барху-Нуру на сиенитах и граносиенитах, прорывающих вулканы хануйской серии (P_{1-2}), залегают валунные конгломераты ранней — средней юры, состоящие из валунов и галек тех же сиенитов и граносиенитов и галек вулкаников хануйской серии.

В Орхон-Селенгинском и Ихэ-Ульском прогибах поздне триасовые отложения абзогской терригенной свиты и согласно залегающие на ней осадочно-вулканогенные отложения могодской свиты (T_3-J_1) в свою очередь прорваны граносиенитами и гранитами, образующими сравнительно небольшие массивы и штоки, а также многочисленными мелкими пластовыми и секущими телами монцодиоритов, монцонитов, а также трахилипаритов и липаритов [9].

Специальные исследования по корреляции тектонических движений и времени проявления магматизма, проведенные М. С. Нагибиной, Ю. Г. Гатинским, В. И. Коваленко, П. В. Коваль и другими [9, 13] на обширной территории востока Азии, показали, что аналогичные соотношения четко выделяются и в более восточных районах Монголо-Охотского пояса, а также в зоне сочленения Тихоокеанского и Средиземноморского поясов.

Перечисленные геологические соотношения свидетельствуют о том, что в Монголии и прилегающей территории Советского Союза отчетливо выделяются два самостоятельных тектонических и магматических этапа: верхнепалеозойский орогенный этап, охватывающий период времени от среднего карбона до верхней перми и раннего триаса включительно, завершающий герцинское развитие, и раннемезозойский, охватывающий период времени от конца среднего или начала верхнего триаса и до нижней — средней юры включительно.

На границе этих двух этапов тектонического развития происходила весьма существенная перестройка структурного плана, глыбово-складчатые деформации и внедрение больших масс гранитоидов преимущественно щелочного и частично известково-щелочного состава.

Возвращаясь к территории Монголии, следует отметить некоторые характерные черты структурного плана проявлений магматизма для рассматриваемых позднепалеозойского и раннемезозойского этапов.

Детальное изучение стратиграфии позднего палеозоя, проведенное М. В. Дуранте [1], позволило ей составить ряд палеогеографических карт для времени C_1 , C_2 , C_{2-3} , P_1 , P_2 . На этих картах отчетливо выявлены на всей территории МНР чередования крупных поднятий (областей размыва) и седиментационных бассейнов (прогибов), а также областей развития подводного и наземного вулканизма. Все перечисленные структурные элементы имеют господствующее субширотное простирание. Во времени от C_{1-2} до поздней перми эти крупные палеотектонические элементы последовательно мигрировали в пространстве с юга на север, сохраняя при этом господствующее субширотное простирание.

Детальные петрологические и структурные исследования, проведенные в последние годы В. И. Коваленко, Р. М. Яшиной, В. В. Ярмолюком, П. В. Ковалем, А. Т. Матреницким, К. А. Мосиондзом, Д. Болдом и другими [6], отображены на карте геологических формаций Монголии. Анализ этой карты позволяет перечисленным выше авторам [6] сделать вывод о симметричном характере зональности пространственного размещения магматических пород позднего палеозоя Монголии, определяющегося тем, что в центральной части Монголии в Хангайском нагорье располагается «ядро» позднепалеозойского ареала магматизма, представленное широтной зоной развития известково-щелочных пород, прослеживающихся к западу и востоку от Хангайского нагорья. С севера и юга эта зона окаймляется двумя поясами развития щелочных магматических пород широтного простирания.

На юге страны располагается большой Южно-Гобийский пояс, протягивающийся в широтном направлении от юго-западной до юго-восточной границы МНР, а на севере — Северо-Монгольский пояс, протягивающийся также в широтном направлении от юго-восточных отрогов хр. Хан-Хухэй к районам озер Ойгон-Нур и Теллин-Нур и далее в Орхон-Селенгинский прогиб.

Южно-Гобийский пояс щелочных пород тяготеет к южной периферии верхнепалеозойского магматического ареала, представленного Южно-Монгольской вулканической областью, являющейся, по А. А. Моссаковскому [10], частью крупнейшего вулканического пояса, протягивающегося в широтном направлении от Северо-Восточного Китая до Европы. Протяженность пояса на территории МНР превышает 1300 км при ширине более 200 км. Собственно щелочные породы здесь сформировались в пермское время. Пермские вулканические образования слагают удлиненные в широтном направлении вулканические поля площадью от сотен метров до первых тысяч квадратных километров. Эти поля пространственно тяготеют к двум крупным субширотным структурам, отстоящим друг от друга по меридиану на 120—150 км. Северная структура совпадает с Главным Монгольским линеamentом, отделяющим герцинскую складчатую систему Южной Монголии от каледонид Центральной Монголии. Южная структура приурочена к осевой части Южно-Монгольской герцинской складчатой системы и в основном совпадает с широтно ориентированными хребтами Гобийского Тянь-Шаня.

Пермские вулканические образования формировались в грабенообразных рифтоподобных структурах, переслаиваясь с грубообломочными молассоидными отложениями (конгломератами). Обязательным элементом строения орогенных позднепалеозойских вулканических полей являются многочисленные параллельные дайки, фиксирующие раздвиг в отдельных зонах с амплитудой от 0,5 до 1,5 км. Внутри отложений комплекса позднепалеозойских пород (от C_{2-3} до P_1 и P_2) в ряде мест наблюдаются перерывы и несогласия, отмеченные также внедрением интрузивных комплексов гранитоидов.

В размещении раннемезозойских структур и магматизма (T_3 — J_{1-2}) на территории Монголии, по данным М. С. Нагибиной, В. И. Коваленко, П. В. Ковалья и др. [8], наблюдается резкая асимметрия. Все магматические проявления в интрузивных и эффузивных фациях сосредоточены на востоке страны (в Центральной и Восточной Монголии). В западной Монголии пока нигде не выявлено магматических проявлений раннемезозойского (триасового) возраста. Детальное изучение морфологии мезозойских структур и размещение в них магматизма позволило выявить значительно более сложную их моделировку, подчиненную глыбово-складчатым и блоковым деформациям, обильно проявившимся в раннем мезозое.

В. И. Коваленко, П. В. Коваль и др. [8] была выявлена определенная пространственная закономерность (латеральная зональность) в размещении различных по составу магматических комплексов раннего мезозоя, в пределах так называемого Монголо-Забайкальского ареала, который полностью совпадает с планом раннемезозойских структур. Центральная часть, или «ядро» упомянутого ареала магматизма, полностью совпадает с крупным Даурско-Хэнтэйским сводовым поднятием северо-восточного простирания, в котором размещены преимущественно плутонические комплексы гранитоидов известково-щелочной серии нормальной щелочности, слагающие крупные тела гранодиоритов, гранодиоритгранитов. В краевых частях этого поднятия располагаются мелкие тела лейкогранитов, в том числе редкометалльных литий-фтористых гранитов (зона «распыленного» магматизма). Породы повышенной щелочности интрузивных и эффузивных фаций тяготеют к периферическим частям ареала и приурочены к системам прогибов, обрамляющих Даурско-Хэнтэйское поднятие, — это Западно-Забайкальская, Орхон-Селенгинская и Дашибалбарская система прогибов. Кроме того, небольшая зона развития раннемезозойских гранитоидов прослеживается на крайнем

юго-востоке МНР вдоль границы с Китаем, которая приурочена к осевой части Эрэн-Дабанского поднятия.

Такой же зональный латеральный ряд магматических пород, но более молодого позднемезозойского возраста ($J_3 - K_1$) располагается восточнее, на востоке Монголии, в Восточном Забайкалье и Становом хребте.

Проведенная корреляция тектонических движений и магматизма на востоке Азии показала, что за пределами Монголии ареалы мезозойского магматизма от ранне- до позднемезозойского ($T_3 - J_{1-2}$, $J_3 - K_1$ и $K_2 - P$) при общей наложенности их на самое разновозрастное основание — от архея до позднего палеозоя, располагаются в обширной зоне субмеридионального простирания [4, 5, 9, 12], образуя синхронные зональные латеральные ряды, закономерно сменяющие друг друга от более ранних $T_3 - J_1$ на западе до наиболее поздних $K_2 - P$ на востоке. Последняя самая молодая зона магматизма расположена на окраине Азиатского континента в виде протяженного краевого Чукотско-Катазиатского меридионального вулканического пояса [15], расположенного вдоль границы сочленения континентальных и океанических структур Тихоокеанского тектонического пояса.

Таким образом, отмеченная закономерность в размещении как ранне- так и позднемезозойских структур и магматизма Монголии подчинена меридиональной латеральной зональности, связанной с тектоническим развитием Тихоокеанского тектонического пояса. Простирание отдельных частных мезозойских структур местами унаследовано от структурного плана разновозрастного основания.

Из приведенного описания закономерностей пространственного размещения позднепалеозойских и раннемезозойских структур и магматизма видно, что их развитие было подчинено различным структурно-динамическим параметрам. Поэтому объединять позднепалеозойские и раннемезозойские структурно-магматические комплексы Монголии в единый структурный этаж и этап развития, как это полагали некоторые исследователи ранее [10, 16], в МНР не представляется возможным.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Позднепалеозойские магматические образования. В последнее время сотрудниками Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, а также исследователями других геологических организаций получены многочисленные новые материалы, принципиально меняющие общую картину развития верхнепалеозойского магматизма Монгольской Народной Республики. Эти данные отражены на карте геологических формаций Монголии и проанализированы группой авторов В. И. Коваленко, Р. М. Яшиной, В. В. Ярмолюком, П. В. Ковалем, А. Т. Матреницким и др. в статье, опубликованной в 1981 г. [7] и других работах [20—22]. По их данным, в пределах центральной зоны Хангайского «ядра» ареала позднепалеозойских магматических пород широкое развитие имеют гранитоиды нормального и субщелочного состава, слагающие крупные массивы. Щелочные гранитоиды расположены преимущественно в западной, северной и южной периферии Хангайского сводового поднятия. В Восточной Монголии также известны массивы щелочных гранитоидов и имеются небольшие по размерам и немногочисленные массивы литий-фтористых гранитов и поля пегматитов. В последнее время массивы рудоносных литий-фтористых гранитов этого возраста выявлены и в западной части Монгольского Алтая, которые здесь пространственно связаны с гранитоидами нормального и субщелочного ряда.

В Северо-Монгольском поясе в составе осадочно-вулканогенной хануйской серии ранней — поздней перми широко развиты вулканы различного состава. А. А. Моссаковский и О. Томуртоого [10, 11] подразделяют эту серию на четыре согласно пластующиеся свиты (снизу вверх): 1) основных и средних эффузивов, 2) кислых эффузивов, 3) осадочно-вулканогенную и 4) свиту основных эффузивов. Нижняя свита основных и

средних эффузивов представлена покровами трахибазальтов, трахиандезитов, трахиандезитовых порфиритов и их лавобрекчиями. Свита кислых эффузивов сложена липаритами и трахилипаритами, комендитами, игнимбритами и туфами, среди которых заключены редкие покровы дацитов и андезитов. Осадочно-вулканогенная свита состоит из переслаивания туфов базальтового состава и кремнистых туфов с покровами базальтов, сочетающихся с субвулканическими телами долеритов, габбро и диабазов. Верхняя свита основных эффузивов представлена пироксен-плагноклазовыми базальтами, трахибазальтами и их туфами и туфолавами. Подчиненное положение имеют лавы дацитов и трахиандезитов.

Вулканиды хануйской серии (P_{1-2}) прорваны многочисленными массивами щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов, составляющих с щелочными вулканидами, трахитами и трахилипаритами и комендитами единую вулкано-плутоническую ассоциацию. По северной периферии этого пояса в Прихубсугулье располагаются массивы недонасыщенных кремнеземом щелочных пород (пуласкиты, фойялиты, трахиты, фонолиты, мариуполиты). Среди пермских вулканидов широтного Южно-Монгольского вулканического пояса также широко представлены щелочные вулканиды (комендиты, пантеллериты), участвующие в единых разрезах с базальтами, трахибазальтами и трахилипаритами. Здесь щелочные вулканоплутонические ассоциации проявлены в крупных вулканических полях с общим объемом вулканидов до первых тысяч кубических километров. В их составе базальты образуют лавовые плато, а щелочные породы связаны с крупными сложнопостроенными стратовулканами. В пределах последних наблюдается тесное совмещение в пространстве и во времени базальтов, трахитов, трахилипаритов и комендитов. В центральных частях таких эродированных стратовулканов располагаются (нередко крупные) массивы щелочных гранитов.

Таким образом, для позднепалеозойских магматических комплексов характерно преобладание в их составе представителей щелочных пород как в интрузивных (плутонических), так и в излившихся (вулканических) фациях. Породы известково-щелочного состава (преимущественно нормальные и субщелочные гранитоиды) слагают относительно небольшую по площади зону центрального «ядра». Такое соотношение составов магматических пород в структурах орогенного класса, с которыми связано развитие позднепалеозойского магматизма, характерно для завершающих стадий орогенных структур, связанного, по А. А. Моссаковскому, с коллизией, закрытием северной ветви океана Палеотетис. Эти выводы хорошо согласуются и с палеофлористическими данными М. В. Дуранте [22], которая в конце поздней перми отмечает проникновение ангарской флоры в Северный Китай, для которого ранее было характерно развитие катазиатской флоры.

Раннемезозойские магматические образования. На протяжении многих лет, начиная с 1968 г., раннемезозойские магматические образования весьма интенсивно изучались большой группой сотрудников совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции (интрузивные образования — В. И. Коваленко, П. В. Коваль, В. С. Антипин, А. В. Горегляд, М. И. Кузьмин и др., вулканические проявления — А. Я. Салтыковский, В. В. Кепежинская, Д. И. Фрих-Хар, А. И. Лучицкая и др.). По данным этих исследователей, все магматические проявления раннего мезозоя сосредоточены на востоке Монголии (на востоке Центральной и в Восточной Монголии), где они слагают фланговую (внешнюю) часть обширной зоны мезозойского магматизма, широко проявленного на громадной территории, имеющей общее меридиональное простирание и протягивающейся вдоль восточной окраины Азиатского континента на 12 тыс. км от Чукотки на севере до юго-восточного Китая и Индокитая на юге.

В Монголии выделяются два ареала развития мезозойских интрузивных образований общей площадью примерно 300 тыс. км². На долю мезозойских интрузий (‰ гранитоиды) приходится около 5,4% этой площади. Наиболее насыщена раннемезозойскими интрузивными телами (до 50% площади) центральная часть Хэнтэйского нагорья, где находят-

ся наиболее крупные батолитообразные массивы гранитов. Хэнтэйское нагорье составляет юго-западную часть более крупной структуры Даурско-Хэнтэйского сводового поднятия, к которому приурочен так называемый Монголо-Забайкальский ареал развития раннемезозойского магматизма. Изучение вещественного состава раннемезозойских гранитоидов показало, что Монголо-Забайкальский ареал имеет зональное строение. Оно выражено закономерным изменением состава (в первую очередь общей и минералогической щелочности) и фаций глубинности изверженных пород от внутренних к периферическим зонам ареала. Вырисовывается также сложный мозаично-блоковый характер внутренней структуры ареала мезозойского магматизма.

Раннемезозойские интрузивы составляют 85% площади всех мезозойских интрузивных тел и определяют общую картину их пространственного размещения. В пределах Монголо-Забайкальского (или Даурско-Хэнтэйского) ареала зона известково-щелочного магматизма практически совпадает с Хэнтэйским сводовым поднятием северо-восточного простирания («ядром» раннемезозойского магматизма). В его северо-восточной части преобладают массивы гранодиорит-гранитного геохимического типа. В осевой части Хэнтэйского поднятия развиты преимущественно мезоабиссальные интрузивные ассоциации, в ранних фазах которых преобладают амфибол-биотитовые гранодиориты, граниты и гнейсовидные биотитовые граниты. Поздние фазы мезоабиссальных гранодиорит-гранитных интрузивов представлены двухполевошпатовыми биотитовыми лейкогранитами. В направлении северо-западного и юго-восточного крыльев Хэнтэйского поднятия интрузивы мезоабиссального уровня глубинности сменяются гипабиссальными телами. Преобладающими породами в составе этих интрузивов являются порфириовидные роговообманково-биотитовые гранодиориты и граниты, а также граниты стандартного геохимического типа, обычно слагающие массивы простого строения. В юго-западной части известково-щелочного магматизма развиты гипабиссальные малоглубинные граниты (Улан-Баторская ассоциация). Ранние фазы внедрения интрузивов этой ассоциации представлены порфириовидными и равномернозернистыми биотитовыми гранитами стандартного геохимического типа. Поздние фазы сложены темнокварцевыми (морионовыми) лейкогранитами и литий-фтористыми редкометальными гранитами. Это наиболее изученная часть ареала мезозойского магматизма Монголии [14]. С северо-запада и юго-востока описанная широкая зона известково-щелочного магматизма обрамлена сравнительно узкой полукольцевой зоной развития магматизма повышенной щелочности, так называемого распыленного магматизма. Орхон-Селенгинская часть этой зоны характеризуется тем, что в ней наряду с приповерхностными гранитами стандартного геохимического типа среди пород ранних фаз внедрения встречаются кварцевые сиениты, субщелочные кварцевые диориты и монзониты, а в поздних фазах — субщелочные граниты и лейкограниты. Северо-западный фланг ареала раннемезозойского магматизма — Дээлтерская вулканоплутоническая ассоциация представлена кварцевыми сиенитами и гранитами ранних фаз внедрения, слагающих трещинные приповерхностные интрузивы и субвулканические аппараты, тесно ассоциирующиеся с трахитами и трахилипаритами могодской вулканогенно-осадочной толщи (T_3-J_1). Позднюю интрузивную фазу слагают аплитовидные граниты и аляскиты. Юго-восточное крыло описываемой зоны магматизма повышенной щелочности представлено Северо-Гобийской вулканоплутонической ассоциацией. К ней относятся такие известные массивы, как Дашибалбарский, Баян-Уланский и ряд других. Здесь развиты интрузивы гранитного и щелочно-гранитного состава и литий-фтористые граниты. В той же зоне «распыленного» магматизма повышенной щелочности располагаются системы приразломных прогибов — Орхон-Селенгинский, Дашибалбарский и Джаргалантуинский, которые обрамляют Даурско-Хэнтэйское сводовое поднятие. Эти прогибы в нижней части разреза сложены грубообломочными континентальными отложениями молассоидной формации конца среднего — позд-

него триаса (T_{2-3}), а в верхней части разреза — осадочно-эффузивной толщей, относящейся к рэту — лейасу. В составе вулканитов преобладают покровы базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, андезитовых порфиритов, их туфов и туфолов общей мощностью от 500—600 до 4000 м. Верхняя часть разреза этой вулканогенной толщи сложена дацитами, липаритами и трахилипаритами, залегающими в виде субвулканических и экструзивных тел. С ними тесно связаны описанные выше небольшие гипабиссальные массивы малой глубинности, прорывающие толщу основных вулканитов. Верхняя часть разреза вулканогенных пород обычно тесно связана с описанными выше интрузивными телами субщелочных гранитов и трахилипаритов, составляя единые вулканоплутонические ассоциации (Дээлтерская, Дашибалбарская, Баян-Уланская и др.). По данным В. В. Кебезинского, А. А. Салтыковского и Д. И. Фрих-Хара [9], среди вулканитов описываемой зоны преобладают трахиандезиты известково-щелочного состава.

Сравнение вещественного состава позднепалеозойских и раннемезозойских магматических образований позволяет отметить определенные черты их сходства и различия. Магматические породы известково-щелочного состава имеются как среди позднепалеозойских, так и среди раннемезозойских магматических образований. Однако характерным отличием первых является резкое преобладание в них пород щелочного состава и повышенной щелочности, сосредоточенных как в Северо-Монгольском, так и в Южно-Монгольском вулканическом поясе, имеющих огромное протяжение. Особенности палеогеографической обстановки развития позднепалеозойских структур и магматизма, особенно на ранней стадии в конце карбона и начале перми (чередование морских и континентальных фаций), свидетельствуют об островодужной обстановке их формирования.

Для раннемезозойских магматических образований характерно резкое преобладание в составе пород известково-щелочной серии над породами повышенной щелочности. Последние имеют весьма подчиненное значение и распространены в узкой полосе периферической зоны «распыленного» магматизма Монголо-Забайкальского ареала магматизма. Представители типичных щелочных пород, имеющих значительное развитие среди позднепалеозойских образований, такие, как пуласкиты, фаяйиты, фонолиты, мариполиты и др., среди раннемезозойских магматических пород отсутствуют.

Впервые петрохимические различия позднепалеозойских и раннемезозойских пород были частично выявлены С. П. Гавриловой и А. И. Луичицкой [2], которые также подчеркивают преобладание щелочных пород и пород повышенной щелочности среди разнообразного спектра позднепалеозойских магматических образований.

Мезозойские граниты отличаются от позднепалеозойских более широким развитием среди конечных членов возрастного ряда интрузивных образований гипабиссальных и приповерхностных аляскитов и литий-фтористых гранитов с редкометальной и оловянно-вольфрамовой минерализацией. Последним присущи и оловянно-вольфрамовые топаз-циннвальдитовые грейзены (цвиттеры).

В мезозойские эпохи гранитоидной активизации (ранне- и позднемезозойской) широким развитием пользуются известково-щелочные разновидности, наиболее характерны аляскиты и литий-фтористые граниты, для позднепалеозойской — щелочные граниты.

Соответственно ведущей для мезозойской эпохи гранитообразования является оловянно-вольфрамовая и редкометальная минерализация, сопровождающая лейкократовые и литий-фтористые граниты сводовых поднятий.

Позднепалеозойской эпохе гранитообразования свойственна редкометальная минерализация, связанная с лейкогранитами и аляскитами и редкометальными пегматитами, а также медно-молибден-вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые рудопроявления (с сопутствующей редкометальной минерализацией).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенная сравнительная характеристика позднепалеозойских и раннемезозойских структур и магматизма МНР позволяет прежде всего отметить четкое различие в пространственной ориентировке главнейших тектонических элементов этого возраста и связанных с их развитием магматических проявлений.

Для позднепалеозойских структур и симметричного зонального размещения различного состава магматических образований на всей территории МНР характерны широтные простирания, тесно связанные как с предшествующим планом и историей развития среднепалеозойских структур, так и с геодинамической обстановкой закрытия в поздней перми предполагаемой [10] широтной, северной ветви Палеотетиса (Внутренне-Монгольского моря).

В пространственном развитии раннемезозойских структур и магматизма Монголии наблюдается резкая асимметрия. Описанные крупные структурные формы и связанные с ними ареалы размещения магматических образований различного состава располагаются только в восточной части страны (на востоке Центральной и Восточной Монголии) и приурочены к внешней меридиональной зоне развития внутриконтинентального магматизма азиатской части крупнейшего Тихоокеанского тектонического пояса. Описанные соотношения позднепалеозойских и раннемезозойских структур позволяют довольно четко фиксировать время перестройки структурного плана в начале позднего триаса—карнийский ярус (датировка по морской фауне) или в конце среднего, начале позднего триаса—кейперский ярус (по флористическим данным). Эти данные хорошо увязываются с палеофлористическими материалами М. В. Дуранте [23], свидетельствующими о проникновении в поздней перми ангарских флор¹ на территорию Северного Китая (Наньшаня), ранее занятую катазиатской флорой. По-видимому, эта экспансия ангарской флоры связана с исчезнувшим (замкнувшимся) к этому времени Внутренне-Монгольским эпиконтинентальным морем (или Палеотетисом, по А. А. Моссаковскому), ранее разделявшим области разных флор.

Островодужный и континентальный орогенный характер формирования позднепалеозойских структур, наличие известково-щелочного и щелочного состава магматизма с преобладанием последнего свидетельствует о завершающей континентальной стадии развития позднепалеозойских структур северной ветви Палеотетиса.

Формирование раннемезозойских структур и магматизма в МНР произошло в континентальных условиях на ранее сформированной гранитной коре и было связано с началом (в позднем триасе) развития мезозойского внутриконтинентального этапа ревивации или гранитоидной активизации, сопровождаемого глыбово-складчатыми дислокациями и активным развитием внутрикорового (внутриплитного) внегеосинклинального гранитоидного магматизма и наземного вулканизма. Эти явления были связаны с мощным глубинным процессом преобразования земной коры восточной части Азиатского континента. Геодинамически этот процесс был связан с развитием азиатской части Тихоокеанского тектонического пояса, имеющего меридиональное простирание.

Следует отметить, что при общей резкой наложенности раннемезозойских структур на разновозрастный фундамент Восточной Азии, местами наблюдается наследование простираний мезозойскими структурами тектонического плана основания, как это имеет место в ряде регионов, а также наличие интенсивных позднемезозойских дислокаций, местами согласно деформировавших толщи верхнего палеозоя и раннего мезозоя, например в Верхоянской зоне, а на территории МНР—в Ноен-сомонском прогибе.

¹ Ангарская флора Наньшаня является аналогом татарской флоры Русской платформы (татарский ярус).

Литература

1. *Дуранте М. В.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976, с. 278.
2. *Гаврилова С. П., Лучицкая А. И.* Структурно-магматические и металлогенические особенности позднепалеозойского и раннемезозойского орогенного гранитоидного магматизма Монголии и сопредельных районов СССР.— В кн.: Редкометальная металлогения Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ротапринт ИМГРЭ, М., 1982, с. 68—94.
3. *Зоненшайн Л. П., Кипарисов Л. Д., Окунева Т. М.* Первая находка триасовых отложений в Монголии.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 5, с. 689—692.
4. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др.* Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 3—21.
5. *Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С.* О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, 1971, № 5, с. 54—64.
6. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики, 1 : 1500 000. М.: Изд-во ГУГК'а, 1979. 4 л.
7. *Коваленко В. И., Яшина Р. М., Ярмолюк В. В., Коваль П. В., Матреницкий А. Т.* Позднепалеозойский магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 12, с. 17—28.
8. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975, с. 308.
9. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983, с. 232.
10. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии. М.: Наука, 1975, с. 318.
11. *Моссаковский А. А., Томуртоого О.* Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976, с. 127.
12. *Нагибина М. С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 464.
13. *Нагибина М. С., Шувалов В. Ф., Мартинсон Г. Г.* В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 76—91.
14. Редкометальные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971, с. 239.
15. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 487.
16. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980, с. 222.
17. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 185.
18. *Томуртоого О.* Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии).— Геотектоника, 1972, № 3, с. 61—74.
19. *Томуртоого О.* Тектоника и история развития Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия). Автореф. канд. дис. М.: ГИН АН СССР, 1973, с. 24.
20. *Ярмолюк В. В., Дуранте М. В., Коваленко В. И., Аракелянц М. М., Горегляд А. В.* Возраст комендит-щелочно-гранитных ассоциаций Южной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с. 40—48.
21. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Горегляд А. В., Самойлов В. С.* Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение. Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1244—1248.
22. *Яшина Р. М., Матреницкий А. Т.* Петрохимия вулканических и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 26—42.
23. *Durante Marina.* Existence of an Upper Permian mixed Cathaysio-Angarian flora in Nanshan (North China).— Geobios, 1983, № 16, fasc. 2, Lyon, april 1983, p. 241—242.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
4.XI.1983

УДК 551.242.3(517.3)

РУЖЕНЦЕВ С. В., БАДАРЧ Г., ВОЗНЕСЕНСКАЯ Т. А.

ТЕКТОНИКА ЗААЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ (ХРЕБТЫ ГУРВАНСАЙХАН И ДЗОЛЕН)

Дается новая интерпретация региональной структуры хребтов Гурвансайхан и Дзолен и расшифровка строения и пространственного соотношения развитых здесь отложений. Выделяются четыре структурно-формационных вулканогенно-терригенных комплекса силур-девонского возраста, насыщенных телами серпентинитов и серпентинитового меланжа, с которыми ассоциируют габброиды и диориты. Эти комплексы образуют систему покровных чешуй. Установлено антиформное строение хр. Дзолен и более сложное — хр. Гурвансайхан. Внутренние структуры отдельных пластин отличаются большим разнообразием дислокаций. Общая вергентность нарушений в хр. Дзолен северная, хр. Гурвансайхан — южная.

На основе палинспастической реконструкции приводится история развития Заалтайской зоны, отличительной особенностью которой является отсутствие типичной офиолитовой ассоциации, а потому ранняя океаническая стадия ее становления имела своеобразное формационное выражение.

Варисская Заалтайская (Гобийско-Хинганская) зона протягивается на многие сотни километров через территорию МНР от Северо-Восточного Синьцзяна до Большого Хингана (рис. 1). В системе варисцид Южной Монголии она представляет собой заложившийся в силуре прогиб, который в центральном секторе (районе от Далан-Дзадгада — на востоке до Баянлэга — на западе) ограничен с севера полосой развития отложенной Гоби-Алтайской и Джинсетской зон [1, 3, 7]. Последняя в среднем палеозое являлась поднятием, которое характеризовалось широким распространением рифогенных известняков и аркозовых песчаников силура и девона. Начиная со среднего и до конца позднего девона здесь формировался комплекс непрерывно дифференцированных вулканитов (от субаэральных риолитовых туфов внизу до андезитов и андезито-базальтов вверх). Указанное поднятие отделяло Заалтайский прогиб от Гоби-Алтайского, отличающегося широким развитием офиолитов и выполненого силурийско-девонскими вулканогенно-осадочными отложениями [6]. С юга Заалтайская зона ограничена Гобийским Тянь-Шанем, строение которого до сих пор не вполне ясно. По имеющимся у нас данным, здесь распространены среднепалеозойские ($S-D_1$) терригенные (преимущественно аркозовые) толщи, на которых начиная со среднего девона формируется серия непрерывно дифференцированных известково-щелочных вулканитов (от риолитов и их туфов до андезито-базальтов), характеризующихся антидромным строением. В целом зона Гобийского Тянь-Шаня схожа с Джинсетской. Не исключено, что обе они представляли собой блоки с древней континентальной корой или их периферические части, переходные к офиолитовым прогибам.

Заалтайская зона сложена разнообразными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, широко представлены здесь офиолиты. Наиболее детально строение зоны изучено в пределах хребтов Гурвансайхан и Дзолен [2, 4, 5, 8, 10]. По литературным материалам, на территории обоих хребтов вскрыты главным образом силурийско-девонские отложения, образующие сложную покровно-складчатую структуру. По данным О. Д. Суетенко [8], в хребте Гурвансайхан выделяются следующие толщи: 1) спилитово-сланцевая (S_2-D_1 , 1000—3000 м), перекрытая терригенной гурвансайханской серией (D_{2-3} , 3000—4000 м) и 2) пестроцветная (D_3 , 500—600 м), состоящая из лав основного и среднего состава, яшм, туфов и туфотерригенных пород. На отложениях спилитово-

сланцевой толщи трансгрессивно с базальными конгломератами залегают терригенные породы (D_3-C_1 , 1000 м).

В расположенном южнее хр. Дзолен обнажаются близкие по составу образования [4, 5, 10]. Хребт имеет покровное строение. Автохтонные комплексы вскрыты вдоль северного и южного склонов хребта, аллохтон слагает его осевую часть, выполняя обширную синформу. Разрез северной автохтонной единицы следующий: в основании залегают пачка андезито-базальтов, туфов и туфобрекчий, известняков (D_1 , видимая мощность до 80 м), сменяющаяся вверх по разрезу толщей алевролитов, песчаников, туфов и туфотерригенных пород (D_{2-3}). В пределах южного автохтона разрез более сложный. Снизу вверх здесь обнажаются:

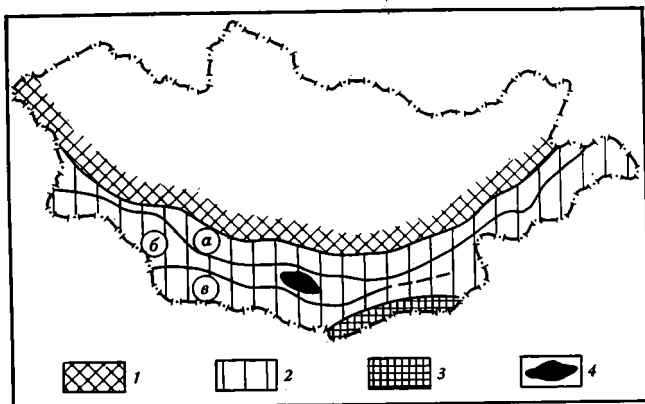


Рис. 1. Схема тектонической зональности Южной Монголии
1 — каледониды Западной и Центральной Монголии; 2 — варискиды Южной Монголии (а — Гоби-Алтайская и Джинсетская зоны, б — Заалтайская зона, в — зона Гобийского Тянь-Шаня); 3 — поздние варискиды (Солонкерская зона); 4 — территория хребтов Гурвансайхан и Дзолен

1) серпентинитовый меланж;

2) андезито-базальтовая толща (до 600 м) состоит из базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их туфов; среди последних присутствуют глыбы известняков со стратиграфическим диапазоном средний ордовик — нижний силур. На этом основании возраст всей толщи условно считается раннесилурийским;

3) олистострома (до 500 м) — полимиктовая глыбовая толща, содержащая обломки известняков силура—эйфеля, т. е. толща не может быть древнее эйфеля;

4) грубообломочная толща (до 800 м) — чередование вулканомиктовых песчаников, кремнистых алевролитов, туффитов, яшм. Последние содержат остатки радиолярий, указывающих скорее на позднесилурийский — раннедевонский их возраст;

5) андезито-яшмовая толща (D_{2-3} , до 1000 м) образована яшмами, туфами, андезитами и андезито-базальтами;

6) толща (1000—1500 м) кремнистых алевролитов, переслаивающихся с полимиктовыми песчаниками и гравелитами.

Аллохтон сложен двумя комплексами. В основании здесь расположена пластина терригенных пород. Выделяются две фации: олистостромовая и известняково-песчаниковая. В первой содержатся глыбы известняков верхнего силура—эйфеля. Вторая фация также по большей части имеет глыбовую природу. Состав глыб тот же. Однако считается, что в верхней части ее разреза эйфельские известняки нормально переслаиваются с терригенными отложениями. Выше залегают офиолитовый покров; в его основании расположен пласт серпентинитового меланжа. В районе массива Хадат-Ула описывается пластина гипербазитов и

габбро, выше которых залегают спилиты, диабазы и, наконец, яшмы. Возраст вулканитов и яшм считается раннепалеозойским. По направлению к западу от Хадат-Улы вулканогенно-яшмовая толща сминается в серию напряженных складок. В этом направлении возрастает ее метаморфизм. Здесь же отмечено сложное чередование зеленокаменных пород с рассланцованными алевролитами и кремнями.

Летом 1982 г. авторы настоящей статьи изучили геологическое строение Заалтайской зоны в хребтах Дзолен и Гурвансайхан. В принципе мы согласны со следующим основным выводом наших предшественников: оба хребта имеют крайне сложную чешуйчатую структуру, в пределах которой вторично спрессованы разнообразные среднепалеозойские толщи. В интерпретации же региональной структуры обоих хребтов, а также расшифровке строения и пространственного соотношения развитых здесь отложений у нас наметились принципиальные разногласия с Л. П. Зоненшайном и его соавторами.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В пределах хребтов Дзолен и Гурвансайхан существуют четыре структурно-формационных комплекса (снизу вверх): сланцевый (дзоленский), вулканогенно-терригенный (хадатулинский), «пестроцветный» (берхеулинский), вулканогенно-терригенный (гурвансайханский). Нижний комплекс представлен только в хр. Дзолен, три верхних — широко распространены в обоих хребтах (рис. 2). Все перечисленные комплексы насыщены более или менее многочисленными телами серпентинитовых сланцев и реже серпентинитового меланжа.

Дзоленский комплекс сложен преимущественно тремя типами пород: зелеными сланцами, сформировавшимися по основному или средним эффузивам, перекристаллизованными кремнями и светло-серыми рассланцованными кислыми туфами и туфотерригенными породами. Слои смяты в систему очень напряженных прямых или резко опрокинутых к северо-востоку складок. Часто они образуют систему чешуй. Особенности разреза комплекса не ясны. Полоса развития сланцев, совпадающая с водоразделом хребта, насыщена многочисленными тонкими просечками серпентинитов. Здесь же встречаются согласно ориентированные с простираем структур многочисленные небольшие тела катаклазированных амфиболовых габбро, диоритов и кварцевых диоритов.

В районе горы Хадат-Ула нами не отмечалось постепенное уменьшение степени метаморфизма сланцев к востоку. По нашим данным, последние смяты здесь в крутые чрезвычайно напряженные складки, дискордантно, с тектоническим контактом перекрытые яшмами хадатулинского комплекса (рис. 3).

Возраст сланцев не ясен.

Хадатулинский комплекс в районе массива Хадат-Ула имеет следующий разрез (снизу вверх, см. рис. 2, 3):

- 1) яшмы слоистые, содержат тонкие прослои вулканомиктовых песчаников и туфов (50—60 м);
- 2) шаровые лавы (спилиты и плагиопорфириты), красные или зеленые (150—200 м);
- 3) кислые витрокристаллокластические туфы, серые или бурые, вулканомиктовые песчаники, туфосилициты (200—250 м);
- 4) серпентинитовые сланцы, листовиниты.

Именно здесь Л. П. Зоненшайном и др. [4] описан офиолитовый разрез. По нашим данным, серпентиниты не подстилают, а лежат выше отложений хадатулинского комплекса и относятся к другой пластине. Между базальтами и ультрабазитами повсеместно расположена толща прениitizedированных кварц-плагиоклазовых обломочных пород и кислых туфов. Яшмы, якобы венчающие офиолитовый разрез, в действительности подстилают шаровые лавы. Как будет показано ниже, этот феномен вообще очень типичен для разрезов рассматриваемого региона.

Сходный комплекс отложений установлен в хр. Гурвансайхан, где он соответствует южной полосе спилит-сланцевой толщи О. Д. Суетенко или зеленосланцевой толще Л. П. Зоненшайна и О. Томуртоого [5]. В основании разреза расположен пласт рассланцованных серпентинитов (5—200 м), среди которых присутствуют единичные глыбы пироксенового габбро. Выше залегает толща рассланцованных спилитов (20—300 м), содержащая тонкие прослойки кислых туфов и яшм, и наконец, мощная (до 1,5 км) серия светло-серых пренингизированных туфотерригенных пород кварц-плагиоклазового состава.

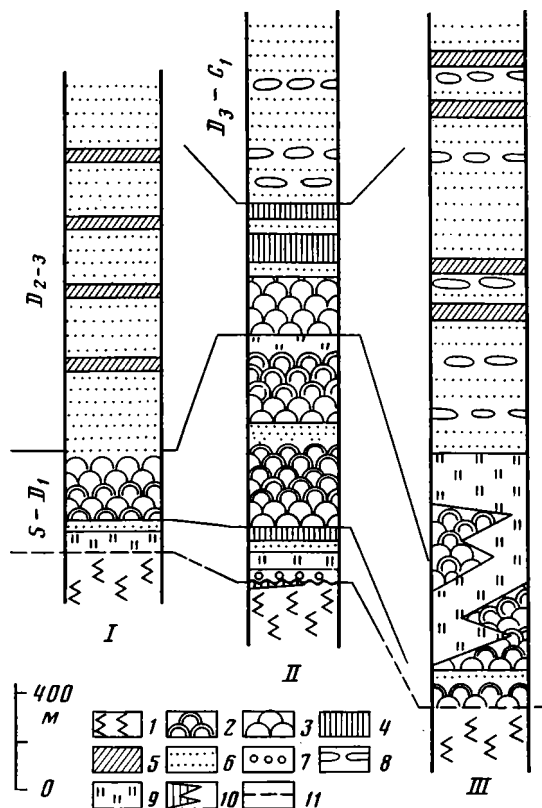


Рис. 2. Литолого-стратиграфические колонки Заалтайской зоны I — серпентиниты; 2 — базальты; 3 — андезитобазальты, андезиты; 4 — туфы среднего состава; 5 — кислые туфы, 6 — туфотерригенные породы, граувакки, алевролиты; 7 — конгломераты, гравелиты; 8 — микститы; 9 — яшмы; 10 — офикальциты; 11 — тектонические контакты. Комплексы: I — хадатулинский; II — берхеулинский (пестроцветный); III — гурвансайханский

Возраст комплекса не ясен. На основании сопоставления с палеонтологически доказанными отложениями берхеулинского комплекса нижнюю вулканогенную толщу мы условно считаем силурийско-нижнедевонской, верхнюю туфовую — средне-верхнедевонской.

Берхеулинский комплекс соответствует пестроцветной толще О. Д. Суетенко [8] и бэрхинской свите Л. П. Зоненшайна и О. Томуртоого [5]. В хр. Гурвансайхан он образует две широтные полосы — южную и северную. В хр. Дзолен отложения комплекса широко развиты в массиве Хадат-Ула. К участкам распространения берхеулинских пород приурочена основная масса серпентинитов района.

Наиболее полный разрез наблюдается в районе горы Берхе-Ула (южная полоса хр. Гурвансайхан). Здесь снизу вверх обнажаются:

- 1) серпентиниты с глыбами хромитов;

2) серпентинитовая брекчия (0,5—1 м), состоящая из округлых и угловатых зерен серпентина, окаймленных розовым карбонатом. Присутствуют обильные зерна рудных, образующих тонкие (1—2 мм) линзовидные выделения. Каждая линзочка прослеживается без какого-либо смещения как в пределах серпентинитового зерна, так и окаймляющего карбоната, что исключает предположение об осадочной природе указанной брекчии;

3) с постепенным переходом выше залегают офикальциты (1,5—2 м);

4) яшма (7—8 м) слоистая содержит тонкие (до 5—10 см) прослои полимиктовых песчаников, в которых присутствует обильная примесь зерен серпентина, офикальцита и рудных. Отдельные крупные (до 15 см) гальки серпентинитов встречаются непосредственно в яшмах. В последних собраны остатки радиолярий позднесилурийско-раннедевонского возраста (определение Б. Б. Назарова);

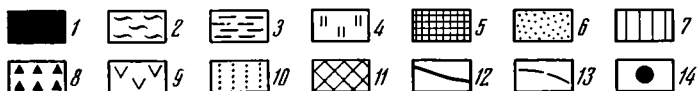
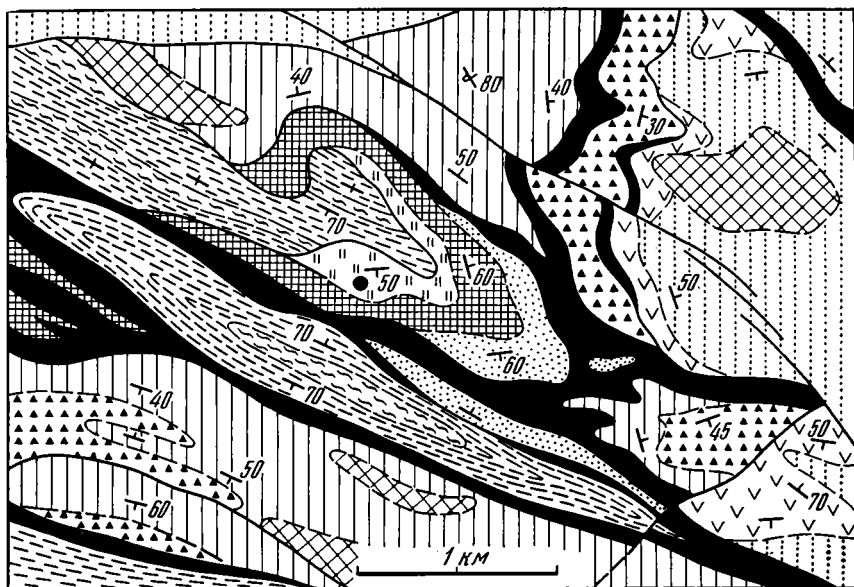


Рис. 3. Геологическая схема Хадатулинского массива

1 — серпентиниты, серпентинитовый меланж; 2—3 — дзюленский (сланцевый) комплекс (2 — рассланцованные основные эффузивы, 3 — рассланцованные кислые туфы и туфотерригенные породы); 4—6 — хадатулинский комплекс (4 — яшмы, 5 — базальты, 6 — туфотерригенные породы); 7—8 — берхеулинский (пестроцветный) комплекс (7 — яшмы, спилиты, туфы, 8 — олистострома); 9—10 — гурвансайханский комплекс (9 — основные и средние эффузивы, их туфы, яшмы, 10 — песчано-алевролитовая толща); 11 — габбро, диориты, плагиограниты; 12 — разломы; 13 — стратиграфические контакты; 14 — гора Хадат-Ула

5) горизонт (30—100 м) переслаивающихся полимиктовых (с обломками серпентинитов и офикальцитов) песчаников, туфов основного и среднего состава, глинисто-кремнистых сланцев, пелловых туфов и туффитов, туфосилицитов. Породы окрашены в фиолетовые, красные, голубые и зеленые цвета. Присутствуют линзы и сравнительно выдержанные горизонты фиолетовых шаровых миндалекаменных плагиопорфиритов;

6) шаровые лавы (700—1500 м) спилитов, черных, плотных, содержащих тонкие прослои туфов, полимиктовых песчаников, кремнистых туффитов и туфосилицитов. Очень характерны кремнисто-гематитовые породы, выполняющие промежутки между шарами, а также образующие систему небольших жил;

7) толща (200—400 м) пород, в целом аналогичная описанным в слое 5.

Примерно в 15 км западнее Берхе-Улы выше туфотерригенной толщи с постепенным переходом залегает мощная серия терригенных пород, содержащих остатки флоры верхнего девона — нижнего карбона. Преобладают полимиктовые песчаники. Однако сравнительно часто присутствуют горизонты гравелитов, конгломератов, микститов, состоящих из обломков всех подстилающих пород, а также глыб биогермных (коралловых, мшанковых) известняков и плагиогранитов.

Сходный разрез установлен вдоль северного склона Гурвансайхана. Пожалуй, единственным отличием является более широкое развитие здесь фиолетовых плагиопорфиритов, занимающих место спилитовой толщи.

В хр. Дзолен наиболее полный разрез вскрыт вдоль северного склона горы Хадат-Ула, где выше серпентинитов расположена толща яшм, пестроцветных туфов, туфосилицитов, грубых вулканомиктовых песчаников, содержащих горизонт (120—150 м) шаровых спилитов. Выше местами с тектоническим, местами нормальным стратиграфическим контактом залегает мощная серия ритмично переслаивающихся граувакк с прослоями микститов (олиостромовая фация Л. П. Зоненшайна).

Сходный разрез наблюдается в системе клиньев, протягивающихся южнее Хадат-Улы. Здесь выше пестроцветной толщи с отчетливым постепенным переходом наблюдаются ритмично переслаивающиеся граувакки, алевролиты, реже глинистые породы, также содержащие прослой известняковых микститов (известняково-песчаниковая фация). Как уже отмечалось, возраст последней считается эйфельским, олиостромы — возможно несколько более молодым. Положение граувакковой серии хр. Дзолен выше пестроцветных отложений, а также присутствие в ней исключительно обильного растительного детрита позволяет условно отнести ее к верхнему девону — нижнему карбону. В пользу этого свидетельствует также большое литологическое сходство дзоленских граувакк и нижнекаменноугольных терригенных пород Гурвансайхана. Отмечавшееся Л. П. Зоненшайном и др. [4] нормальное переслаивание песчаников и эйфельских известняков нашими данными не подтверждается.

Таким образом, возраст берхеулинского (пестроцветного) комплекса, по нашему мнению, охватывает диапазон от силура (скорее позднего) до раннего карбона включительно.

Гурвансайханский комплекс. Отложения комплекса пользуются наиболее широким распространением в рассматриваемом районе. В первом приближении его разрез включает две толщи: нижнюю — вулканогенно-яшмовую и верхнюю — туфотерригенную.

Нижняя толща лучше обнажена в пределах южного склона и восточного окончания хр. Дзолен, где представлена базальтами, андезито-базальтами, андезитами, их туфами, туфотерригенными породами, находящимися в сложных пространственных соотношениях с мощными слоистыми яшмами, частично надстраивающимися, а частично замещающими вулканиты по латерали. Местами к вулканогенно-кремнистой толще приурочены экзотические глыбы, в том числе известняковые. Результаты наших исследований не подтверждают точку зрения о существовании двух вулканогенных толщ в разрезе Южного Дзолена [4, см. рис. 3, слой 2 и 5]. По нашему мнению, «андезитово-яшмовая» толща вскрыта в ядрах антиклинальных складок, расположенных к югу от полосы развития «андезито-базальтов», являясь их возрастным и литологическим аналогом. На это указывает и то, что местами обе полосы пространственно смыкаются.

В пределах Северного Дзолена, а также в Гурвансайхане отложения нижней толщи распространены нешироко, обнажаясь в ядрах некоторых складок.

Возраст яшм на основании сборов остатков радиолярий считается в основном среднедевонским. Вулканиты могут быть раннедевонскими или даже несколько более древними.

Залегающая выше с постепенным переходом толща характеризуется однообразной пестротой состава. В основном это песчано-алевролитовые, темные, от массивных до ритмично-слоистых пачки, с более или менее значительной примесью тефры. Резко преобладают полимиктовые разности, состоящие из зерен плагиоклаза, пироксена, амфибола, реже кварца. Литическая часть представлена основными, средними и кислыми эффузивами, микрокварцитами, алевропелитами, кремнистыми алевролитами, габброидами, плагиогранитами. Наряду с песчаниками и алевролитами присутствуют гравелиты и мелкогалечные конгломераты того же состава. Алевролиты, главным образом плагиоклазовые, часто интенсивно пренитизированы. Присутствуют горизонты яшм.

Возраст толщи, выделяемой обычно под названием гурвансайханской серии (свиты), определяется как средне- и позднедевонский. Не исключено, что верхняя часть разреза является уже раннекаменноугольной.

Следовательно, сейчас в рассматриваемом районе более или менее определенно обоснован возраст берхеулинского и гурвансайханского комплексов. Нижняя, вулканогенно-осадочная их часть имеет в основном силур-среднедевонский, верхняя, терригенная или туфотерригенная—среднедевонский—раннекаменноугольный возраст. Возраст хадатулинского комплекса не ясен. На основании общего сходства его разреза с таковым гурвансайханского мы условно считаем нижнюю вулканогенную толщу силур-девонской, верхнюю терригенную—девонской. Сланцы дзоленского комплекса, возможно, являются метаморфизованным аналогом хадатулинских толщ, на что указывает сходство их состава; в то же время нельзя исключить и более древний их возраст.

СТРУКТУРА

Как уже отмечалось, структура хребтов Дзолен и Гурвансайхан характеризуется большой сложностью, что обусловлено присутствием здесь разнообразных в морфологическом отношении разрывных и складчатых дислокаций. Если изложенные выше данные о возрасте перечисленных формационных комплексов верны, то вывод наших предшественников о покровной природе структуры района единственно возможный. В противном случае крайне трудно объяснить совмещение отложений этих комплексов в узких, чередующихся на площади чешуях.

Критическим участком для понимания покровной структуры района является хр. Дзолен, точнее массив горы Хадат-Ула. Именно здесь было описано [4] замыкание обширной синформы, выполненной офиолитовым аллохтоном. Наши наблюдения (см. рис. 3) показали, однако, что в пределах массива расположено морфологически четко выраженное периклиналильное окончание, маркирующее общее антиклинорное строение хр. Дзолен. Именно здесь наиболее отчетливо намечается следующая последовательность в разрезе комплексов (снизу вверх): сланцевого (дзоленского), нижнего вулканогенно-терригенного (хадатулинского), пестроцветного (берхеулинского) и верхнего вулканогенно-терригенного (гурвансайханского).

К югу от осевой сланцевой полосы расположен еще один выход метаморфических пород, также рассматриваемый как останец сланцевого покрова. По нашим данным, указанный «останец» представляет собой систему куполов, в ядрах которых из-под отложений гурвансайханского вскрыты сланцы дзоленского и реже вулканиты, яшмы и песчаники хадатулинского комплексов. В подтверждение этой точки зрения можно сослаться на работу Г. Энжина [9], отмечающего на основании материалов О. Д. Суетенко и личных наблюдений наличие периклиналильных окончаний у синклиналильной в целом структуры, в пределах которых сланцы «аллохтона» падают под «автохтонные» отложения.

Сказанное показывает, что последовательность толщ, наблюдаемая в хр. Дзолен, в основе своей обратная той, которая предполагается Л. П. Зоненшайном и др. [4].

Таким образом, если принять покровное соотношение комплексов, следует признать общее антиклинорное (антиформное) строение хр. Дзолен (рис. 4). В его осевой части вскрыты наиболее глубинные (относительный автохтон) сланцевые толщи, перекрытые отложениями хадатулинского, берхеулинского и гурвансайханского типов (аллохтон). Последние слагают южный и северный склоны хребта, а также Хадатулинскую периклиналь. По направлению к северо-западу от массива Хадат-Ула происходит постепенное опрокидывание всей структуры к северо-востоку или северу. На западе хребта (район горы Номогон-Ула) сланцы осевой полосы уже выжаты к северу, где залегают выше терригенных пород гурвансайханской серии.

Внутренняя структура отдельных пластин отличается большим разнообразием дислокаций. Преобладают продольно ориентированные в запад — северо-западном направлении складки, сжатые или близкие к таковым. Различаются структуры, как сквозные по вертикали (смятие всего пакета пластин), так и дисгармоничные. Очень характерно присутствие продольных и диагональных разрывов. Первые связаны с конкретными складками и являются осложняющими взбросами, вторые секут всю структуру хребта и имеют сдвиговую природу.

Хребт Гурвансайхан имеет сходное, но более запутанное строение. Отличительной чертой его является полосовое чередование пород аллохтона. Большинство полос представляют собой чешуи, падающие под углом 40—75° к северу. Каждая из пластин сложена породами определенного комплекса. С юга на север это чешуи, образованные породами гурвансайханского, хадатулинского, берхеулинского, вновь гурвансайханского, берхеулинского и гурвансайханского типов (см. рис. 4). В пределах каждой из пластин слои смяты в систему сложных, часто напряженных, вплоть до изоклинальных складок. Наклон их осевых плоскостей в общем параллелен поверхностям сместителей, ограничивающих пластины. Напряженность структур здесь выше, чем в Дзолене. Часто система складок рассекается продольными сколами на изолированные клинья. Очень широко распространены серпентиниты (особенно в участках развития хадатулинских и берхеулинских отложений). Общая вергентность нарушений в отличие от Дзолена южная.

В хр. Гурвансайхан не столь ясно до-

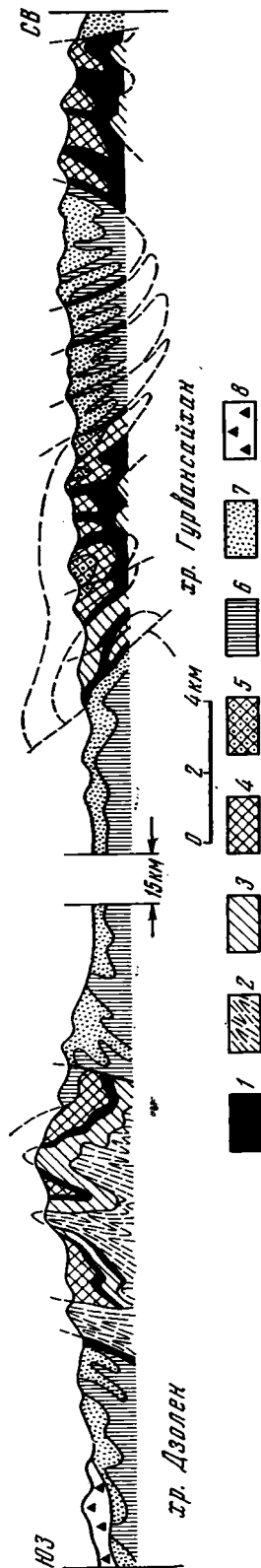


Рис. 4. Геологические профили через хребты Гурвансайхан и Дзолен
 1 — серпентиниты; 2 — дзоленский комплекс (PZ₂?); 3 — хадатулинский комплекс (PZ₂?); 4—5 — берхеулинский комплекс (PZ₂?); 6—7 — гурвансайханский комплекс; 8 — верхнепалеозойские отложения фотерригенные породы, D₃, 5 — терригенная толща, D₂-C₁; 6 — яшмы, эффузивы, S-D₃, 7 — терригенная толща, D₂-C₁); 8 — верхнепалеозойские отложения

складчатое соотношение аллохтонных комплексов. Так, например, породы хадатулинского и берхеулинского комплексов часто надвинуты на гурвансайханские, что не соответствует тому, что мы видим в хр. Дзолен. В этих условиях решающее значение имеет расшифровка структуры северной берхеулинской полосы. На западе это полоса распространения спилитов, туфов и песчаников, рассеченная тонкими согласными телами серпентинитов. С юга они подстилаются, а с севера перекрываются гурвансайханскими терригенными породами. По направлению к востоку структура становится шире, приобретая форму прямой антиклинали. В ее ядре широко представлены серпентиниты, в провесах кровли которых залегают сначала песчаники и яшмы, а затем спилиты и плагиопорфириты. И те и другие в пределах южного и северного крыльев структуры падают под песчано-алевролитовые отложения гурвансайханского комплекса. Сказанное подтверждает сделанный ранее вывод о том, что гурвансайханский комплекс представляет собой не автохтонный, а наиболее верхний аллохтонный элемент. Нарушение первичных соотношений связано с наложенным смятием и как следствие расчешуеванием образовавшихся ранее пакетов пластин.

Формирование покровно-складчатой структуры Заалтайской зоны было процессом длительным. По-видимому, в среднем карбоне произошло совмещение рассмотренных ранее среднепалеозойских структурно-формационных комплексов. Позднее весь пакет пластин был смят в систему сложных, напряженных покровных складок. Последние образуют конвергентные системы, опрокидываясь в хр. Дзолен к северу, Гурвансайхане — к югу. Хребет Дзолен имеет общее антимоρφное строение, в Гурвансайхане выделяются две антиформы, южная и северная, маркируемые основной массой развития серпентинитов и отложений хадатулинского и берхеулинского комплексов. Гурвансайханская туфотерригенная серия выполняет ядра синформ. Крупнейшая из них расположена в пределах южного склона хребта, а также пространственно совпадает с долиной, разделяющей хребты Дзолен и Гурвансайхан (см. рис. 4).

В позднем палеозое (возможно, раннем мезозое) формируется система диагональных северо-западных сдвигов. Указанные разломы неоднократно обновлялись в позднейшее время.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Палинспастические реконструкции, проведенные Л. П. Зоненшайном и др. [4], позволили воссоздать следующий палеотектонический профиль Заалтайской зоны. Условно было принято, что аллохтонные массы смешались с севера на юг. Соответственно с юга на север выделяются следующие структурные элементы: 1) гипотетический желоб, к северу от которого располагался склон островной дуги, сложенный терригенными с микститами отложениями (южная автохтонная единица); 2) островная дуга — андезито-базальтовая толща (южная автохтонная единица); 3) внутренний (северный) склон островной дуги — терригенные отложения (северная автохтонная единица); 4) окраинное море (океанический бассейн), в центре которого располагалось сложенное офиолитами поднятие (аллохтон); на его склонах шло накопление известняково-песчаных отложений, а у подножия — олистостром; 5) барьерный риф; 6) Центрально-Монгольский континентальный блок.

Следует показать, что сейчас в Заалтайской зоне нет основательных данных, позволяющих определить направление смещения шарьрируемых масс. Условно мы принимаем точку зрения наших предшественников, допуская южную вергентность такого смещения. Учитывая различия в интерпретации структуры района, реконструированный нами профиль будет иметь следующий вид: верхний аллохтонный комплекс будет соответствовать наиболее северному, автохтонный — южному элементам; иными словами, с юга на север здесь располагались хадатулинский, берхеулинский и, наконец, гурвансайханский комплексы. В случае северной

вергентности смещения аллохтона их взаиморасположение будет обратным.

На рис. 5 показано соотношение схематизированных разрезов отмеченных комплексов. Известная степень условности схемы связана с недостаточной фаунистической охарактеризованностью толщ, а также сравнительно ограниченной площадью района работ. Несмотря на то что при сопоставлении разрезов намечаются определенные несоответствия, в целом все они обладают рядом общих черт. 1. Все три комплекса формируются на ультрабазитовом основании. 2. В основании хадатулинского и берхеулинского комплексов залегает яшмово-терригенный горизонт; лишь выше него (с конца силура или начала девона) появляются основные массы лав: андезито-базальты и андезиты в гурвансайханском и берхеулинском, спилиты в берхеулинском и хадатулинском комплексах. 3. Островодужный вулканизм продолжался до середины позднего девона; наиболее полно он выражен в гурвансайханском комплексе (вулканогенно-яшмовая толща). Для берхеулинского и хадатулинского комплексов характерно развитие туфотерригенных пород. 4. Начиная с конца позднего девона и в раннем карбоне формируется мощная серия терри-

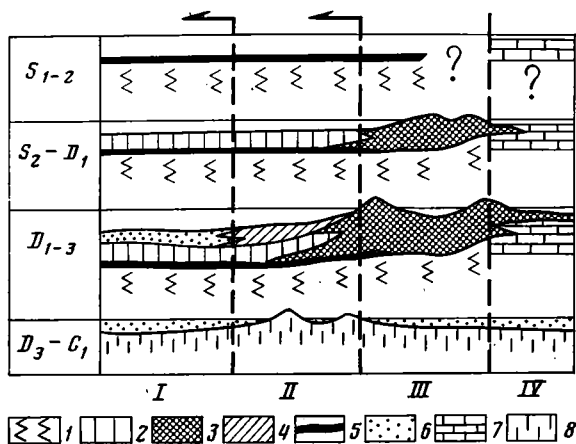


Рис. 5. Схема тектонического развития Заалтайской и Джинсетской зон Монголии

1 — серпентиниты, серпентинитовый меланж; 2 — базальты; 3 — андезитобазальты, андезиты, липариты и их туфы; 4 — вулканомиктовые песчаники, туфы и туфотерригенные отложения, олистострома; 5 — яшмы; 6 — терригенные и туфотерригенные отложения; 7 — известняки; 8 — предверхнедевонский комплекс пород. I—III — Заалтайская зона (I — хадатулинский, II — берхеулинский, III — гурвансайханский комплексы); IV — Джинсетская зона

генных пород. Некоторые черты сходства с рассмотренными имеет разрез расположенной севернее Джинсетской зоны. Начиная с ордовика до раннего девона включительно здесь развиты относительно маломощные известняки, часто биогермные, переслаивающиеся с аркозами. Начиная с раннего девона в известняках появляются прослои кислых и средних туфов, объем которых резко возрастает в среднем девоне. В среднем и позднем девоне формируется толща туфотерригенных пород, содержащих прослои пиллоу-лав, андезитов и андезитобазальтов, в раннем карбоне — мощная серия терригенных пород. Основные этапы известково-щелочного вулканизма и терригенного осадконакопления, таким образом, в Заалтайской и Джинсетской зонах совпадают.

Специфика Заалтайской зоны заключается в том, что слагающие ее отложения чаще формировались непосредственно на ультрабазитовом основании. Ультрабазиты, обычно интенсивно серпентинизированные, образуют подавляющую часть выходов пород офиолитовой ассоциации. Лишь изредка присутствует мономиктовый серпентинитовый меланж,

включающий глыбы ультрабазитов, пироксенового габбро, а также единичные глыбы хромитов. Трансгрессивное налегание яшмово-терригенного горизонта на серпентиниты доказано для берхеулинского комплекса. Продукты перемыва серпентинитовой подложки наблюдались нами среди песчаников в зоне перехода андезито-базальтов и перекрывающих туфотерригенных пород гурвансайханской серии. Есть основания предполагать такие же соотношения и для хадатулинского комплекса. Иными словами, между периодами вскрытия ультрабазитов и отложения на них яшм и терригенных пород существовал некоторый временной перерыв. По нашему мнению, возможно два объяснения таких соотношений. Необходимо предположить либо воздымание и размыв верхней части офиолитовой ассоциации, либо послыйный срыв, совпадающий с поверхностью раздела ультрабазит — габбро. Мы отдаем предпочтение второму варианту в первую очередь потому, что в пределах изучаемого региона отсутствуют сколько-нибудь значительные объемы обломочного материала, свидетельствующие о перемыве габброидов. В пользу корового срыва говорит также отсутствие в разрезе пространственно связанных с офиолитами базальтоидов.

Раскрытие в силуре Заалтайского прогиба происходило в результате расслоения и срыва верхней части древней (возможно, каледонской) офиолитовой ассоциации, что обусловило вывод на поверхность ультрабазитов, на которых и формируются терригенные, туфово-кремнистые и кремнистые осадки. В дальнейшем (по-видимому, с раннего девона) в пределах прогиба обособились две зоны: южная (хадатулинский и берхеулинский комплексы) и северная (гурвансайханский комплекс). В пределах южной накапливалась мощная толща спилитов, в северной — андезито-базальты, андезиты и их туфы, туфотерригенные, вулканомиктовые, в том числе и очень грубые отложения. Определенно можно говорить о латеральном замещении спилитов андезитоидами (плагиопорфиритами) к северу. Южная зона представляла собой депрессионную область, северная — вулканическое поднятие. Последнее характеризовалось расчлененным тектоническим рельефом, на что указывают большая гестрота и сложные пространственные соотношения отложений. Принципиальное значение имеет широкое распространение здесь глыбовых образований, в том числе существенно известняковых, состоящих из глыб ниже- и среднепалеозойских биогермных известняков. Не исключено, что такие известняки поступали в изобилии из расположенной севернее Джинсетской зоны, где органогенные (существенно коралловые и мшанковые) известняки слагают нижнюю часть разреза (до среднего девона). Сказанное подтверждает пространственную близость северной (гурвансайханской) части Заалтайского прогиба и Джинсетской зоны. В пользу этого свидетельствует также широкое проявление девонского среднего и кислого вулканизма в пределах Джинсетской зоны. По-видимому, рассматриваемое вулканическое поднятие формировалось на разных основаниях. Ее южная часть возникла на меланократовом (ультрабазитовом) фундаменте Заалтайской, северная — на миогеосинклинальных отложениях Джинсетской зон.

В конце среднего и позднем девоне в южной депрессионной зоне происходило накопление сложно построенной, исключительно пестрой в фациальном отношении толщи полимиктовых песчаников, разнообразных туфов и туфотерригенных осадков, туффитов, туфосилицитов (берхеулинский комплекс), маркирующих зону аккумуляции к югу от вулканического поднятия. Указанные отложения далее к югу (хадатулинский комплекс), по-видимому, замещались толщей однообразных, относительно тонких (песчано-алевролитовых) туфотерригенных пород.

В конце девона — начале карбона в пределах Заалтайской и Джинсетской зон формируется чехол однообразных полимиктовых мелководных терригенных отложений. Условия осадконакопления в это время не вполне ясны. В частности, не ясны источники сноса, поставлявшие большие объемы полимиктового, в значительной мере грауваккового материала. Очевидно, что в какой-то своей части он образовался за счет раз-

мыва внутренних вулканических поднятий. Однако большие массы могли поступать также извне, возможно из области каменноугольных поднятий Гоби-Алтайской зоны.

В среднем — позднем карбоне перечисленные толщи шарьируются, образуя пакет тектонических пластин, который в свою очередь сминается в систему покровных складок (анти- и синформ). Неоавтохтонный (PZ₃—MZ) чехол, представленный (по крайней мере частично) наземным вулканогенным комплексом, залегает на указанных отложениях с резким угловым несогласием. Сформировавшаяся в позднем палеозое структура была усложнена в связи с появлением системы диагональных сдвигов.

Суммируя сказанное, отметим следующие основные выводы.

1. Заалтайская зона представляет собой новообразованный прогиб, заложившийся в силуре в результате разрыва и раздвига древнего (по-видимому, раннепалеозойского) комплекса пород.

2. Здесь (по крайней мере в пределах хребтов Дзолен и Гурвансайхан) отсутствует типичная офиолитовая ассоциация. Широко представлены только ультрабазиты, перекрытые либо яшмово-терригенным горизонтом, либо известково-щелочными эффузивами и продуктами их перемыва. Габброиды встречаются лишь в виде единичных глыб в серпентинитах. Такие соотношения отдельных элементов разреза связываются нами с послыйным срывом верхней части древней офиолитовой ассоциации с ультрабазитового основания, в результате чего позднее было выведено в зону седиментации и непосредственно на нем формируются отмеченные выше осадки.

3. Аномальность разреза затрудняет применение схемы стадийности развития эвгеосинклинальных зон, базирующихся на выделении океанической, переходной (островодужной) и континентальной стадий. Во всяком случае ранняя **океаническая стадия** имеет весьма своеобразное формационное выражение, будучи представлена яшмами, туфосилицитами, вулканомиктовыми песчаниками (смесь аллохтонного — вулканогенного и гранитоидного и местного — ультрабазитового материала). По-видимому, эти отложения знаменуют период относительного тектонического покоя, сглаженности рельефа, малые темпы осадконакопления.

Переходная стадия характеризовалась более сложной обстановкой. В это время (D₁₋₂) на территории зоны существовали депрессионные участки, заполнявшиеся спилитами, и поднятия, сложенные непрерывно дифференцированными вулканитами, их туфами и туфотерригенными породами. Первые соответствовали локальным зонам растяжения, вторые — сжатия. В позднем девоне депрессионные участки заполнялись вулканотерригенными осадками, а в раннем карбоне возникает почти сплошной чехол полимиктовых терригенных пород. В это же время образуются многочисленные, однако небольшие по размеру тела габбро-плагиогранитной формации.

4. Позднепалеозойская складчатость обусловила скучивание перечисленных комплексов пород и на этом складчатом фундаменте образуется позднепалеозойско-мезозойский неоавтохтон.

Литература

1. Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниты Монголии и проблема Палеотетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 90—97.
2. Дубатовов В. Н., Дубатолова Ю. А., Ээнжин Г. Новые данные по стратиграфии и геологическому строению среднего палеозоя хр. Гурвансайхан. — В кн.: Проблемы стратиграфии и палеонтологии девона и карбона. Новосибирск: Недра, 1982, с. 119—145.
3. Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г. и др. Основные черты геологического строения и развития определительных частей Монгольского и Гобийского Алтая. — В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970, с. 114—129.
4. Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен. — Геотектоника, 1975, № 4, с. 28—44.
5. Зоненшайн Л. П., Гьмуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формиро-

- вания земной коры Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 135—144.
6. *Маркова Н. Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120 с.
 7. *Суворов А. И., Бадарч Г.* Заалтайский глубинный разлом и его роль в структуре герцинид юго-западной Монголии и смежных территорий.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 167—182.
 8. *Суетенко О. Д.* Строение герцинского геосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии.— Геотектоника, 1973, № 3, с. 102—115.
 9. *Ээнжиг Г.* К вопросу о покровной структуре хребта Дзолен (МНР).— Геотектоника, 1978, № 1, с. 84—93.
 10. *Ээнжиг Г.* Южно-Монгольская герцинская эвгеосинклинальная зона (хребет Дзолен — Мандал-Обо) в раннем девоне.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 87—98.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
4.XI.1983

УДК 551.243(517.3)

ХЕРАСКОВ Н. Н., БЛАЖКО В. М., ЖАМСРАН М.,
ЛАЗУТКИН В. П., ЧАГНАДОРЖ Д., ЭРХЭМБАТОР Н.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ МОНГОЛИИ

В статье рассматривается методика изучения небольших кольцевых структур с помощью массовых замеров трещиноватости. Делаются выводы о том, что кольцевые структуры ограничены кольцевыми разломами, что их формирование связано с вертикальными напряжениями и что их форма обусловлена вращательными движениями по кольцевому разлому. Это доказывается анализом сопряженных систем трещин в зонах кольцевых разломов. Связь кольцевых структур с гравитационными аномалиями и их выраженность в рельефе указывают на их новейшую природу, а анализ геологических данных позволяет говорить о длительном унаследованном развитии по крайней мере некоторых из них.

Изучение космических снимков земной поверхности показало, что наряду с линейными тектоническими структурами, давно картировавшимися, существует большое количество кольцевых структур. Последние характерны [1, 28, 30 и др.] для всех планет и их спутников в Солнечной системе, но широкое развитие линейных структур, почти полностью затухавших кольцевые, характерно только для Земли.

По космическим снимкам дешифрируются кольцевые структуры всякого различного диаметра (от первых километров до сотен и даже первых тысяч километров), выраженные с различной степенью четкости [4, 5]. На мелкомасштабных снимках, например типа «Метеор», можно выявить очень большое количество кольцевых структур, обычно слабо проявленных, причем если взять несколько снимков на одну и ту же территорию, то кольцевые структуры, отдешифрированные на разных снимках, часто не совпадают. Только наиболее четкие кольцевые структуры видны на снимках, полученных в разное время. Вероятно, причиной такого «непостоянства» слабо проявленных кольцевых структур служат не только ошибки в дешифрировании, но и многократное появление этих структур в процессе геологического развития, многократное наложение одних структур на другие и соответственно кратковременность существования многих кольцевых структур на фоне длительного орогенного развития регионов. Наряду с этим несомненно существуют долгоживущие кольцевые структуры [4, 5, 31], периодически подновляемые.

Следует отметить, что кольцевым структурам в настоящее время уделяется большое внимание, с ними связывают проявления магматизма и рудообразование, но, к сожалению, пока не появились публикации, в которых было бы дано конкретное описание структуры, ее морфологии, ее геофизической выраженности и соответственно ее глубинности. В разных работах упоминаются повышенная трещиноватость, разрывы и тектонические брекчии по кольцевым разрывным нарушениям [6, 19], описываются кольцевые дайки [7, 27, 29], рассматриваются кольцевые геофизические аномалии [3, 9, 16].

Дешифрирование мелкомасштабных космических снимков территории Монголии позволило выявить довольно большое количество кольцевых структур разных диаметров. Наиболее крупные структуры первого порядка достигают в поперечнике 300—400 км, обычно хорошо отражены на гравиметрических картах как относительными максимумами, так и (что чаще) относительными минимумами (см. рис. 4). В рельефе эти структуры обычно проявлены слабо, хотя отдельные дуговые геоморфологические элементы выявляются по снимкам и топографическим картам.

К структурам второго порядка следует отнести структуры диаметром около 100 км. Эти структуры обычно геоморфологически выражены более четко, подчеркиваются дугообразными долинами рек и ручьев, дугообразными водоразделами, часто дешифрируются несколько концентров. На гравиметрических картах эти структуры представляют изометричные аномалии, как отрицательные, так и (что реже) относительно положительные.

Следует отметить, что нередко кольцевые структуры первого и второго порядков ограничены частично или почти полностью линейными разрывными нарушениями разных направлений, слабо дугообразно изгибающимися, так что кольцевая структура представляет собой многоугольник, обычно с закругленными углами.

К структурам третьего порядка следует отнести структуры диаметром 30—40 км, они весьма многочисленны, нередко четко выражены геоморфологически и соответственно четко дешифрируются на космических снимках. Они составлены сочетанием дугообразных долин и западин или дугообразных водоразделов, или же сочетанием и тех и других. Нередко выделяется несколько концентрических разрывных нарушений. Структуры третьего порядка обычно отражены на гравиметрических картах в виде осложнений более крупных линейных и изометричных аномалий.

К структурам четвертого порядка относятся структуры диаметром около 10 км. Многие из них четко выражены в рельефе сочетанием дугообразных понижений в рельефе и водоразделов. В связи с мелким масштабом гравиметрической карты МНР они обычно не находят на ней отражения.

В 1978—1979 гг. авторами была сделана попытка с помощью полевых наблюдений изучить некоторые отдешифрированные кольцевые структуры Монголии. Были выбраны относительно небольшие структуры диаметром 10—30 км, поскольку такие объекты доступнее для полевых исследований.

Основным методом при изучении кольцевых структур были массовые замеры трещиноватости, позволяющие выявить характер трещиноватости вне структуры, по кольцу и внутри кольца. Следует отметить, что этот метод наиболее информативен в тех случаях, когда кольцевая структура находится внутри литологически и тектонически однообразного поля, так как характер трещиноватости сильно зависит от свойств горных пород. Так, в гранитоидах, например, интенсивность трещиноватости на порядок, а часто на два ниже, чем в эффузивах или терригенных породах. Все это затрудняет изучение крупных кольцевых структур с помощью массовых замеров трещиноватости.

При анализе трещиноватости проводились массовые замеры трещин в коренных обнажениях (около 500 замеров на станцию), а затем трещиноватость анализировалась по интенсивности (количество трещин на 1 м² обнажения — т/м²) и по направлениям.

На территории Монголии было выбрано для изучения шесть кольцевых структур (рис. 1), проявленных на снимках с различной степенью четкости.

Ханбогдинские кольцевые структуры (рис. 2), касающиеся друг друга, прекрасно дешифрируются на любых космических снимках [7, 27]. Они охватывают почти целиком вытянутый шток мезозойских гранитоидов, «обрезая» его края. Геоморфологически они выражены небольшим, но очень четким, интенсивно расчлененным поднятием на фоне слабо-всхолмленной равнины. С этими кольцевыми структурами связана довольно интенсивная обводненность на фоне почти безводной пустыни. Через большую западную кольцевую структуру проходит крупная трансрегиональная зона разрывных нарушений, дешифрирующаяся на сверхмелкомасштабных космических снимках. Следует отметить, что на мелкомасштабных снимках отчетливо видны не только линейные и кольцевые разрывные нарушения, но и граница гранитоидов с вышележащими эффузивами, останцы кровли и дайки внутри массива, причем дайки ча-

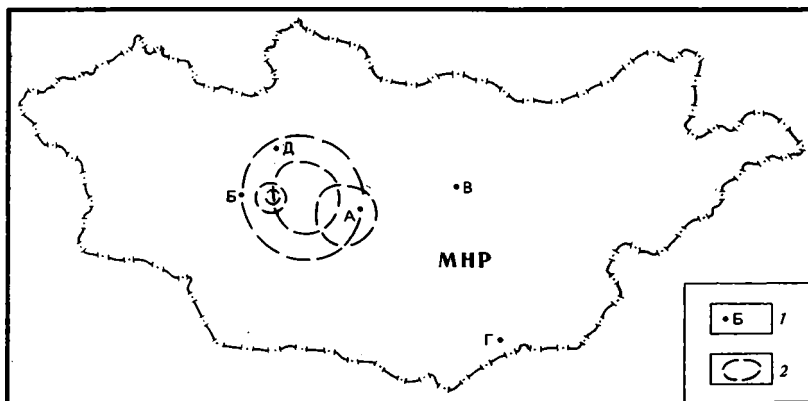


Рис. 1. Схема расположения кольцевых структур, рассматриваемых в работе

1 — мелкие кольцевые структуры: А — Дагендельская, Б — Орхонская, В — Манханская, Г — Ханбогдинские, Д — Тоссон-Узунгольская; 2 — крупные кольцевые структуры Хангайского нагорья

сто дугообразны и подчеркивают кольцевое строение западной структуры [7]. Большая кольцевая структура находит отражение на гравиметрической карте в виде отрицательной аномалии.

Ханбогдинские структуры были изучены наиболее подробно, на них разрабатывалась методика анализа трещиноватости, и они по интенсивности и ориентировкам трещиноватости наиболее показательны по сравнению с другими изученными структурами, что находит отражение и в четкой их выраженности на космических снимках.

Интенсивность трещиноватости в данном районе различна во вмещающих эффузивах и в гранитоидах, и поэтому сравнивалась трещиноватость только в гранитоидах, наиболее широко развитых в районе кольцевых структур. Интенсивность трещиноватости вне пределов кольцевой структуры в гранитах равна 2 т/м^2 . В пределах западного кольцевого разрывного нарушения интенсивность в гранитах в среднем достигает $7,7 \text{ т/м}^2$. По восточному кольцевому нарушению интенсивность в среднем в гранитах равна $7,0 \text{ т/м}^2$. Внутри кольцевых структур интенсивность трещиноватости вновь уменьшается, достигая в среднем в западной структуре в гранитах $0,3 \text{ т/м}^2$, а в восточной в одной точке — $3,0 \text{ т/м}^2$.

Таким образом, интенсивность трещиноватости в кольцевых разрывных нарушениях почти на порядок больше, чем фоновая и внутри кольцевой структуры.

Значительно меньше изменяется интенсивность трещиноватости в других изученных кольцевых структурах.

Дагендельская структура (рис. 3, А) располагается в обширном поле развития гранитов верхнего палеозоя. Северо-восточная половина структуры представлена дугообразным водоразделом Даген-Дель-Ула с четким дугообразным подножием, проходящим по кольцевому разрывному нарушению. На западе по этому нарушению проходит широкая западина, ограниченная с востока расплывчатым дугообразным водоразделом. Юго-восточная четверть структуры с трудом угадывается под четвертичными аллювиально-пролювиальными отложениями р. Ургун-Ширигийн-Гол. В центре структуры располагается округлая западина.

Для гранитов вне кольцевой структуры интенсивность трещиноватости в среднем равна $8,0 \text{ т/м}^2$, а по кольцевому разрывному нарушению она увеличивается до 14, достигая местами 29 т/м^2 , внутри кольца интенсивность падает до $2-3 \text{ т/м}^2$.

Тоссон-Узунгольская кольцевая структура (см. рис. 3, Д) располагается также среди громадного поля гранитов. Она представлена кольцевым водоразделом, подчеркнутым дугообразными долинами ручьев. Судя по небольшому количеству замеров интенсивность трещиноватости

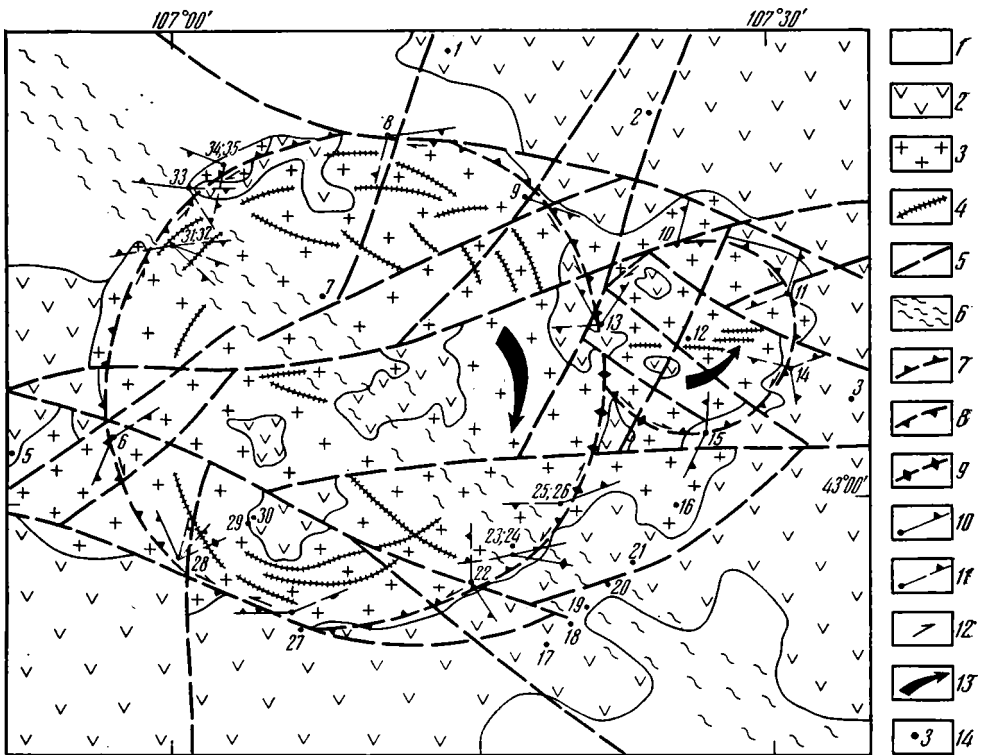


Рис. 2. Ханбогдинские кольцевые структуры (на рис. 1 обозначены буквой Г)
 1 — меловые пески и галечники; 2 — мезозойские эффузивы; 3 — мезозойские гранитоиды; 4 — дайки основных пород; 5—6 — разрывные нарушения: 5 — локальные, 6 — трансрегиональная зона разрывных нарушений; 7—9 — кольцевые разрывные нарушения с падением: 7 — от кольцевой структуры, 8 — внутрь кольцевой структуры, 9 — вертикальным; 10—11 — преобладающие простирания и падения трещин на станциях массовых замеров: 10 — трещин, сопряженных с трещинами, образующими кольцевое нарушение, 11 — радиальных и прочих трещин; 12 — предполагаемое направление смещений по кольцевой структуре в зоне станций массовых замеров; 13 — предполагаемое направление вращательных движений кольцевых структур; 14 — номера станций массовых замеров трещиноватости (густота трещиноватости по станциям в т/м^2 : 1 — 364; 2 — 17; 3 — 56; 5 — 336; 6 — 0,5; 7 — 0,4; 8 — 59; 9 — 46; 10 — 1,7; 11 — 15; 12 — 3,1; 13 — 4,2; 14 — 330; 15 — 236; 16 — 2,1; 17 — 49; 18 — 145; 19 — 103; 20 — 91; 21 — 223; 22 — 125; 23, 24 — 125; 25, 26 — 174; 27 — 1,7; 28 — 109; 29 — 0,2; 30 — 6,8; 31, 32 — 112; 33 — 241; 34, 35 — 10)

вне пределов кольцевой структуры в среднем равна 18 т/м^2 , по кольцевому водоразделу увеличивается до 41 т/м^2 , а в центре структуры падает до 3 т/м^2 .

Орхонская кольцевая структура (см. рис. 3, Б) дешифрируется в поле развития однообразной терригенной хангайской свиты среднего палеозоя. Кольцевое разрывное нарушение почти повсеместно выражено долинами крупных сайров. Только на юге в долине р. Орхон-Гол это нарушение видно фрагментарно на правом борту долины в виде западин. Во внутренней части кольцевой структуры наблюдается цепочка дугообразных водоразделов. В центральной части структуры вырисовывается еще одно кольцевое нарушение, выраженное дугообразными сайрами.

Вне кольцевой структуры напряженность трещиноватости в среднем равна 43 т/м^2 , а по кольцевому разрывному нарушению интенсивность вырастает в среднем до 151 т/м^2 . По цепочке дугообразных водоразделов интенсивность снижается в среднем до 45 т/м^2 , иногда, однако, достигая 152 т/м^2 . В центральной части структуры одна станция дала интенсивность всего 26 т/м^2 .

Наименее четко дешифрируется Манханская кольцевая структура (см. рис. 3, В), расположенная также в поле развития хангайской серии. В рельефе структура почти не выражена, но на космическом снимке вид-

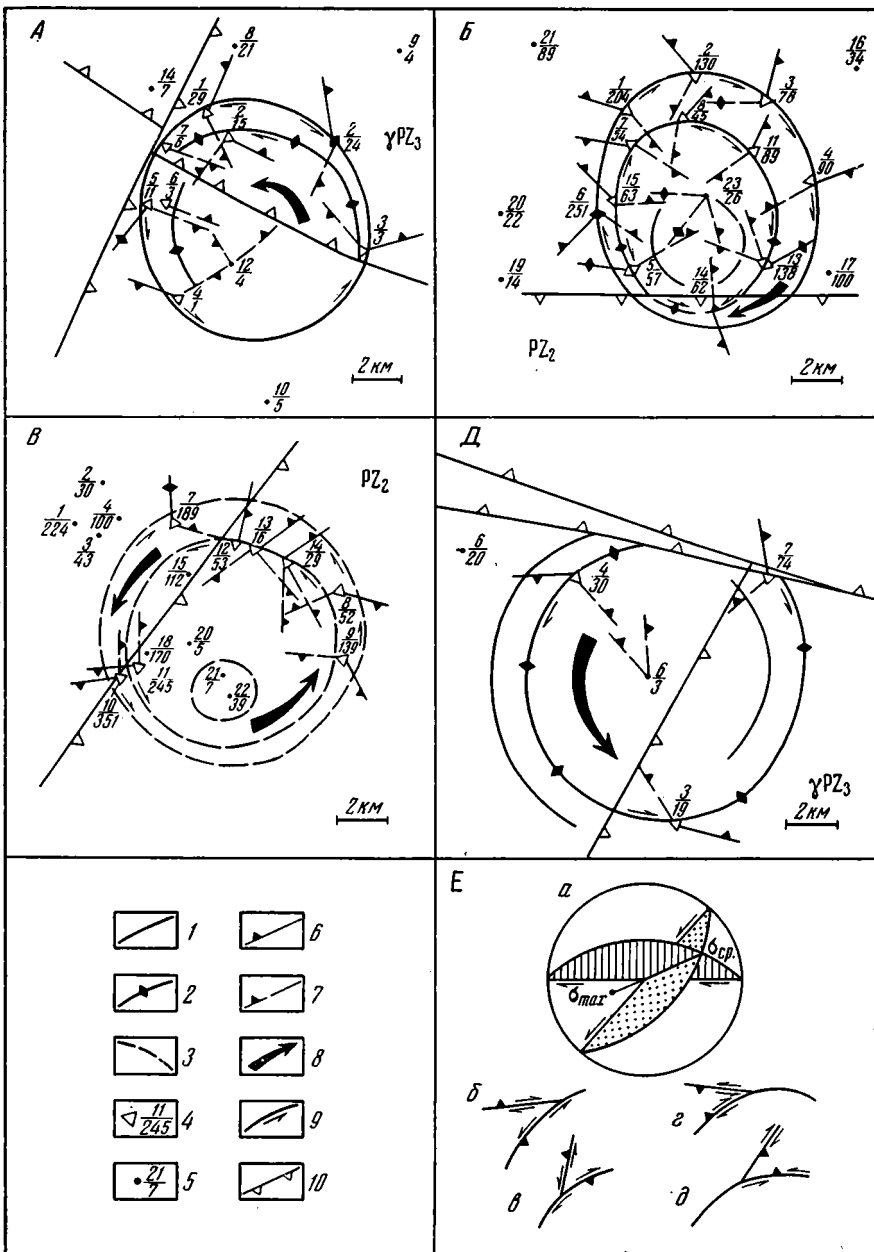


Рис. 3. Схемы характера трещиноватости на Дагендельской (А), Орхонской (Б), Манханской (В) и Тоссон-Узунгольской (Д) кольцевых структурах (расположение структур см. на рис. 1)

1—3—элементы кольцевых структур, выраженные: долинами, сайрами, западинами (1), дуговыми и кольцевыми водоразделами (2) и расплывчатыми формами рельефа (3); 4—станции замеров трещиноватости на кольцевых нарушениях с указанием номера точек (числитель), густоты трещиноватости (знаменатель) и падения системы трещин, параллельных кольцевому нарушению (треугольником); 5—номера точек и густота трещиноватости вне кольцевого нарушения; 6—7—простираение и падение систем трещин: 6—сопряженных с трещинами кольцевого нарушения, 7—радиальных и прочих трещин; 8—предполагаемое направление вращения кольцевых структур; 9—направление сдвиговой составляющей, определенной по сопряженным системам трещин на станциях массовых замеров; 10—разломы.

Е. Схема определения направления вращательных движений по сопряженным системам трещин в зонах кольцевых нарушений при воздымании кольцевых структур: а—идеализированное положение сопряженных систем трещин, осей эллипсоида напряжений и сдвиговых составляющих в верхнем полупространстве; б, в, г, д—различное положение сопряженных систем трещин в зоне кольцевого разрывного нарушения и соответствующие им направления вращения по кольцевым нарушениям

чы два концентрически расположенных кольцевых нарушения: расстояние между ними 0,8—1,5 км.

Интенсивность трещиноватости вне кольцевой структуры равна в среднем 100 т/м^2 , а между двумя концентрическими разрывными нарушениями в среднем равна 183 т/м^2 ; на западе в зоне разлома северо-восточного простирания интенсивность достигает 351 т/м^2 . Ближе к центру структуры за внутренним концентрическим разрывным нарушением интенсивность в среднем снижается до 91 т/м^2 , в центральной части структуры интенсивность трещиноватости еще больше снижается и достигает 31 т/м^2 .

Таким образом, во всех изученных кольцевых структурах наблюдается четкое увеличение интенсивности трещиноватости в зонах дешифрирующихся кольцевых разрывных нарушений.

Стресс-анализ трещиноватости в кольцевых структурах может пролить некоторый свет на динамику развития этих структур. Следует отметить, что в районе присутствуют главным образом трещиноватость и линейные разрывные нарушения, обязанные своим происхождением действию горизонтальных сил и объединяющиеся обычно в шесть систем, закономерно между собой взаимосвязанных [24].

По-видимому, в зонах кольцевых структур, конкретно в зонах кольцевых разрывов, часть таких систем активизируется при действии вертикальных сил, формирующих кольцевые структуры. В целом трещиноватость кольцевых структур является наложенной по отношению к линейным разрывным нарушениям, в основном более древним. Для выявления трещиноватости, связанной с формированием кольцевых структур, была разработана специальная методика.

Станции замеров трещиноватости располагались как в пределах кольцевых структур, так и за их пределами. Данные по ориентации трещин вне структуры суммировались и в процентах вычислялось количество трещин одинаковых азимутов падения с точностью до 10° . Эти данные характеризуют фоновую ориентировку трещин вне изучаемой структуры.

Данные из зон кольцевых разрывных нарушений суммировались по каждой станции отдельно, причем вычислялось в процентах количество трещин, имеющих азимутальное падение в одну и ту же сторону с точностью до 10° . В дальнейшем из данных по станциям кольцевых структур вычитались фоновые значения, причем в остатке оставались направления падения трещин, которые считались характерными для данной точки кольцевой структуры. Отрицательные результаты не учитывались.

Прежде чем перейти к анализу трещиноватости по изученным структурам, укажем, что для фона характерны шесть основных направлений трещин, а при вычитании фоновых значений из значений по станциям остается почти всегда три основных направления падения трещин (величина разности более 5%). Эти три системы не всегда являются дополнительными к фоновым, а нередко соответствуют основным направлениям падений трещин в фоновых станциях, но характеризуются значительно большей относительной интенсивностью.

Ориентировка трех вышеупомянутых систем обычно достаточно четко зависит от ориентировки кольцевого разрывного нарушения в районе рассматриваемой станции, причем простирание одной системы трещин соответствует простиранию этого разрывного нарушения, вторая система ориентирована под острым углом к первой и, как правило, имеет преобладающие падения трещин в противоположную по сравнению с первой системой сторону. Эти две системы можно рассматривать в качестве сопряженных, а считая, что действуют вертикальные напряжения, т. е. положение максимальной оси сжатия эллипсоида напряжений близко к вертикальному, можно определить направление горизонтальной составляющей движения по каждой системе трещин в отдельности.

Преобладающее действие вертикальных сил при формировании кольцевых структур доказывается изометричностью их формы и выраженностью в рельефе в виде округлых поднятий или западин.

Соответственно можно определить характер движения по трещинам, образующим кольцевое разрывное нарушение, а суммируя данные по ряду станций вдоль какого-либо кольцевого нарушения, определить горизонтальную составляющую движения по этому кольцевому нарушению или направление вращения кольцевой структуры в момент образования трещин (см. рис. 3, Б). Задача становится неразрешимой, если сопряженные трещины (системы) имеют падение в одну сторону.

Третья система трещин, выявляющаяся при вычитании фоновых значений, в той или иной мере отвечает радиальным направлениям данной кольцевой структуры. Различать вторую и третью системы удастся однозначно не всегда, особенно если «радиальная» система сильно отклоняется от направления радиуса. Тогда за вторую систему принимается система, имеющая направление падения, противоположное падению трещин, образующих кольцевое нарушение.

Описанная идеальная картина наблюдается далеко не всегда. Так, во многих случаях сопряженные первая и вторая системы имеют преобладающее падение в одну сторону, нередко направление движения, определяемое в отдельных случаях (на станциях), противоречит направлениям, характерным для большинства станций. В некоторых случаях наблюдаются не три системы трещин, характерных для изучаемого участка кольцевого разлома, а четыре и более. Все это указывает на то, что динамика движения в кольцевой структуре достаточно сложна и часто не укладывается в простую картину. Однако общую тенденцию движения в кольцевом разрывном нарушении при достаточном количестве замеров можно определить с достаточной степенью уверенности.

Все рассмотренные кольцевые структуры выражены положительными формами рельефа, в той или иной мере возвышаются над окружающей местностью, поэтому можно предполагать, что изученные кольцевые структуры воздымаются. Соответственно рассматривается динамика движения кольцевой структуры только для воздымающихся структур (см. рис. 3, Е: б, в). В Монголии встречаются и округлые понижения, ограниченные разрывными кольцевыми нарушениями. В связи с плохой обнаженностью такие структуры почти не доступны для наблюдения, однако теоретически в этих случаях вращательные движения структур должны быть в противоположном направлении (рис. 3, Е: г, д).

На основании приведенных выше теоретических представлений проведен анализ трещиноватости во всех шести кольцевых структурах.

Среди Ханбогдинских кольцевых структур (см. рис. 2) наиболее четко выражена и лучше изучена западная, большая, по кольцевому разрывному нарушению которой были выделены 16 станций, где проведены массовые замеры трещиноватости. В результате устанавливается вращательное движение структуры по часовой стрелке при общем поднятии. Только в пяти точках (6, 34, 35, 8, 29) устанавливается правостороннее смещение, противоположное левостороннему по кольцевой структуре. Это противоречие можно объяснить разнонаправленным движением узких линз, образованных разрывами, формирующими кольцевое разрывное нарушение при общем движении структуры в одном направлении.

Угол между сопряженными системами колеблется в широких пределах — от 20 до 80°, т. е. в одних участках кольцевой структуры преобладают вертикальные движения (угол невелик), а в других сдвиговые (угол 60—80°). Скорее всего это явление можно объяснить тем, что кольцевое разрывное нарушение представляет собой в целом достаточно широкую зону, и подвижки происходят по серии разрывов, а в каждом обнажении устанавливается движение только по одному из разрывов, движение по которому по своему характеру совпадают с движениями по зоне кольцевого разрывного нарушения в целом.

По восточной малой кольцевой структуре замеры проведены на пяти станциях, причем по четырем станциям устанавливается движение против часовой стрелки и только в одной точке (14) по сопряженным системам трещин определяется движение в противоположном направлении.

Судя по результатам дешифрирования, вращение по кольцевым раз-

ломам не достигало больших амплитуд, так как значительных смещений интрузивных границ не удалось отдешифрировать или откартировать. Ханбогдинские кольцевые структуры развивались длительное время, по крайней мере с момента окончательного становления интрузии в мезозое, когда формировались кольцевые дайки, и до современности, когда сформировалось поднятие.

По Орхонской кольцевой структуре (см. рис. 3, Б), расположенной внутри терригенной хангайской серии среднего палеозоя, проведено большое количество замеров трещиноватости. По пяти станциям, находящимся в западине, проходящей над кольцевым нарушением, устанавливается вращение структуры по часовой стрелке. Следует, однако, отметить, что в двух случаях (станции 2 и 6) разделение систем трещин на радиальные и сопряженные системы, образующие кольцевое нарушение, условно, так как радиальные системы сильно отклоняются от направления на центр структуры. На этих станциях возможны и обратные движения.

По кольцевому водоразделу, проходящему внутри структуры, замеры проведены на семи станциях и полученные данные противоречивы. По трем станциям (5, 8, 15) устанавливаются движения против часовой стрелки, т. е. в обратном направлении по сравнению с движениями, наблюдаемыми по кольцевому нарушению. По замерам на трех станциях (7, 11, 14) предполагается движение по часовой стрелке, а на одной станции (13), где после вычитания фоновой трещиноватости остались для анализа три системы, возможны движения и в ту, и в другую сторону. Вероятно, внутри кольцевой структуры в трещиноватости отражается история движения кольцевой структуры, испытывавшей в разное время вращательные движения в разные стороны.

В аналогичной терригенной толще располагается Манханская структура (см. рис. 3, В), в которой дешифрируются два концентрических, слабо выраженных в рельефе. Замеры трещиноватости на четырех станциях между двумя концентрическими позволяют интерпретировать образование систем трещин как связанных с движениями структуры против часовой стрелки. Правда, радиальные системы, установленные на двух западных станциях (10), не направлены к центру структуры. Интерпретация замеров трещиноватости вдоль внутреннего концентрического нарушения не противоречит движениям против часовой стрелки, но радиальные системы не направлены к центру структуры и их можно принять за системы, сопряженные с системами, образующими концентрическое нарушение; тогда не исключаются движения по внутреннему нарушению по часовой стрелке.

Дагандельская структура (см. рис. 3, А) располагается внутри поля развития гранитоидов. Вблизи кольцевого разрывного нарушения сделано 9 станций замеров трещиноватости. На пяти станциях (1, 3, 4, 5, 15) расположение систем трещин указывает на вращение структуры против часовой стрелки, по двум станциям (11, 13) можно предположить движение в обратном направлении, а на двух станциях (6, 7) системы трещин, сопряженные с кольцевым разрывом, не выделились.

Небольшое количество замеров трещиноватости было проведено также на Тоссон-Узунгольской кольцевой структуре (см., рис. 3, Д), расположенной также в поле развития гранитов. На трех станциях замеров, расположенных вблизи кольцевого нарушения, уверенно устанавливается вращение кольцевой структуры против часовой стрелки.

Подводя итоги анализа трещиноватости по шести кольцевым структурам можно сделать следующие выводы. Все изученные кольцевые структуры ограничены кольцевыми разрывными нарушениями, что отражается в резко повышенной трещиноватости горных пород по границе структуры. По всем структурам по анализу трещиноватости с той или иной степенью достоверности устанавливаются вращательные движения наряду с воздыманием. Во всех случаях имеются данные по замерам трещиноватости, противоречащие основной массе данных, что может указывать на дифференцированные во времени и пространстве движения в кольцевых структурах. Судя по отсутствию заметных смещений геоло-

гических границ по Ханбогдинским кольцевым структурам, вращательные движения повсеместно были небольшими. Однако данных об амплитудах вращения собрано явно недостаточно. Не проведен также сбор материалов и анализ зеркал и борозд скольжения по трещинам в зонах кольцевых разломов. Такие данные дали бы дополнительный материал для решения вопроса о характере движения по кольцевым структурам.

Следует отметить, что по всем структурам системы трещин, образующие кольцевое нарушение, имеют преобладающее направление падения то к центру структуры, то от него, т. е. изученные кольцевые структуры нельзя отнести ни к воронковидным, ни к конусовидным, они в целом цилиндрические.

Таким образом, кольцевые структуры представляют собой выражение на земной поверхности цилиндрического блока, движущегося в основном вертикально с небольшим поворотом по часовой стрелке или против часовой стрелки. Эти повороты и обусловили цилиндрическую форму вертикально движущихся блоков. Поскольку поликонцентрические кольцевые структуры нередко состоят из нескольких концентров, а эти концентры дешифрируются фрагментарно, то такие системы можно отдешифрировать в виде спиральных структур [25], что подтверждает предположение, что вращение обуславливает форму таких структур.

Опыт авторов по изучению кольцевых структур с помощью целенаправленных массовых замеров трещиноватости показал, что, во-первых, этот метод весьма универсален и продуктивен. Во-вторых, что по крайней мере большинство четко дешифрирующихся кольцевых структур представляет собой кольцевые зоны повышенной трещиноватости, т. е., вероятно, они представлены кольцевыми нарушениями. В-третьих, этот метод дает некоторое представление о кинематике образования кольцевых структур. К представлению о кольцевых разломах приходит большинство исследователей.

До массового дешифрирования космических снимков были известны некоторые типы кольцевых структур, выявляемые различными геолого-геофизическими методами. Это, во-первых, различные вулканоплутонические структуры — стратовулканы, кальдеры взрыва и проседания, неки, штоки, кольцевые дайки, трубки взрыва и т. д. [2, 11, 12, 15, 17, 23]. Весьма вероятно, что с эксплозивным вулканизмом связаны кольцевые структуры, относимые к астроблемам, для наиболее изученных из которых доказана длительная многостадийная история развития [8, 10, 13, 21], хотя и не отрицается большая роль в их формировании взрывных и криптовулканических процессов. Многочисленные овальные и кольцевые структуры связаны также с соляным диапиризмом и грязевым вулканизмом [28].

Во всех перечисленных выше структурах происходит в основном вертикальное перемещение вещества, преобладают вертикально действующие тектонические силы. Вероятно, для всех кольцевых структур характерны вертикальные силы, их образующие, в отличие от линейных структур, формирующихся под действием тангенциальных сил. Из вертикальных сил универсальную роль играют гравитационные силы и можно предположить, что эти силы играют основную роль при формировании кольцевых структур.

Вероятно, для того чтобы гравитационные силы начали формировать структуры, необходимо нарушить изостатическое равновесие земной коры. Это происходит в наиболее общем случае при изменении плотности горных пород на разных уровнях под действием глубинных флюидов, вызывающих в породах метаморфические изменения в широком понимании этого термина. В земной коре, по крайней мере в большей ее части, повсеместно наблюдается циркуляция глубинных растворов, вызванная притоком вадозных вод сверху и ювенильных растворов снизу, изменениями теплового потока по вертикали и горизонтали и другими причинами. Воздействие глубинных вод на горные породы, по которым они циркулируют, еще мало изучено и роль их на стадии диагенеза и раннего метаморфизма не совсем ясна. Несомненно на отдельных участ-

ках велика роль метасоматических изменений, приводящих нередко к формированию магматических комплексов. Процессы разогрева пород, метаморфизма, а тем более метасоматоза меняют плотность пород, меняется объем, ими занимаемый, что приводит к нарушениям изостатического равновесия и возникновению вертикальных тектонических сил, опусканию или «всплыванию» отдельных блоков. Перемещение магматических расплавов также отражается на изостатическом равновесии земной коры.

Под действием гравитационных сил двигаются, вероятно, в основном блоки изометричной формы. При движении они испытывают неравномерное сопротивление окружающих блоков, в связи с чем возникает вращательный момент, что в свою очередь приводит к слиянию разломов, ограничивающих блок в единый кольцевой разлом.

Таким образом, можно предположить, что кольцевые структуры формируются в результате нарушения изостатического равновесия, вызванного перемещением глубинных флюидов и магмы. В связи с этим становится

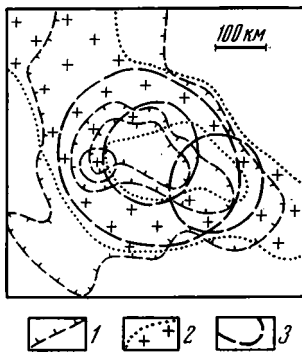


Рис. 4. Схема взаимоотношений Хангайских кольцевых структур с гранитоидами и гравиметрическими аномалиями

1 — изоаномалы силы тяжести (бергштрихи указывают в сторону минимума силы тяжести), 2 — гранитный пояс, 3 — кольцевые структуры, отдецифрованные по космическим снимкам

понятной хорошая отраженность рассматриваемых структур на гравиметрических картах (рис. 4), отраженность в виде кольцевых структур зон гранитизации как в складчатых областях, например в Монголии, на стыке Западного Саяна и Алтая, так и на древних платформах [20], причем в зонах повышенного метаморфизма устанавливается связь складчатых структур с кольцевыми, как крупными, достигающими диаметра более 100 км [5], так и мелкими, диаметром в несколько километров [19]. Однако обычно связь со складчатыми структурами не улавливается, но устанавливается связь кольцевых структур с прямолинейными разломами, а некоторые кольцевые структуры на самом деле представляют собой многогранники с закругленными углами, т. е. устанавливается взаимосвязь всех основных структур земной коры.

К гипотезе о механизме формирования кольцевых структур под воздействием глубинных источников вещества и энергии приходят многие исследователи [8, 13, 14, 20], однако детали этого механизма следует изучать на древних и современных объектах более детально.

Дешифрирующиеся кольцевые структуры находят, естественно, отражение в ландшафте, а следовательно, в основном связаны с новейшими движениями. Поэтому они хорошо отражены в аномалиях гравитационного поля, аномалиях теплового потока [3]. Это не значит, что все эти структуры новейшие, но во многих случаях они подновленные, как, например, Ханбогдинские. Некоторые кольцевые структуры могут развиваться длительно. Вероятно, формирование кольцевых структур происходит постоянно, однако доскладчатые структуры деформированы, уничтожены в процессе складчатости, а сохранившиеся до современности структуры сформированы после складчатости, скучивания, во время интенсивной гранитизации верхних слоев земной коры, т. е. на орогенном этапе развития различных регионов.

Хотя многое в характере развития и строения кольцевых структур остается неясным, проведенные исследования позволяют определенно утверждать, что кольцевые структуры существуют и широко развиты, что геологически кольцевые структуры представляют собой кольцевые зоны разломов или повышенной трещиноватости, что они отличаются аномальной трещиноватостью и что движения по кольцевым разломам не

только вертикальные, но и вращательные. Анализ трещиноватости показывает, что кольцевым структурам свойственны три системы трещиноватости, меняющие свое простираение от места к месту. Одна система формирует кольцевую структуру, вторая сопряжена с первой и располагается под острым углом, а третья является радиальной по отношению к кольцевой структуре.

Пока недостаточно ясна роль кольцевых структур в размещении полезных ископаемых. Специальных исследований на территории Монголии не производилось, однако анализ имеющихся материалов позволяет отметить, что некоторые рудные зоны связаны с кольцевыми структурами. Так, например, в Южно-Монгольской меднорудной зоне в Манданском рудном районе дешифрируется крупная кольцевая структура, причем известные месторождения располагаются по ее периметру в месте пересечения крупным разрывом северо-восточного простираения.

В Баян-Хонгорской зоне дешифрируется группа небольших кольцевых структур, секущихся разломами северо-западного простираения. В местах пересечения отмечается полиметаллическое оруденение.

В Харасайрском флюоритовом рудном узле, в рудном поле Хонгор все основные месторождения расположены в треугольном блоке, образованном радиальными разломами кольцевой структуры.

В Хара-Айракомском рудном узле дешифрируется крупная кольцевая структура, по периметру которой располагаются более мелкие кольца. В местах пересечения крупного кольца с мелкими располагается ряд месторождений флюорита.

Приведенные примеры могут только показать, что при прогнозных исследованиях следует обращать внимание на кольцевые структуры, хотя их роль в локализации месторождений полезных ископаемых пока не изучена.

Литература

1. Авдеев В. А., Никишин А. М. Эволюция планет земной группы и гигантские кольцевые структуры.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 10, с. 33—37.
2. Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. Сов. геология, 1965, № 10, с. 50—66.
3. Белодиков Н. И., Кузнецов О. Л., Зорькин Л. М. Закономерности формирования геофизических и геохимических полей.— Сов. геология, 1979, № 10, с. 94—104.
4. Брюханов В. Н., Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Кольцевые структуры Земли.— Природа, 1977, № 10, с. 54—65.
5. Брюханов В. Н., Еремин В. К., Можаяев Б. Н. Космические снимки в геологии.— Сов. геология, 1977, № 11, с. 86—94.
6. Василевский М. М., Стефанов Ю. М., Рычагов С. Н., Некрасова Ж. А. Структурно-вещественные парагенезы вулканогенных рудных районов, узлов и полей (к проблеме прогноза).— Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 60—75.
7. Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Дорфман М. Д. Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов. Монгольская Народная Республика. М.: Наука, 1981. 136 с.
8. Зайченко В. Ю., Кузнецов О. Л., Попсуй-Шапко Г. П. О природе кольцевых фотоаномалий, фиксируемых дистанционными методами.— Сов. геология, 1981, № 1, с. 98—105.
9. Закузенный В. И. Кольцевые структуры и их отражение в физических полях.— В кн.: Кольцевые структуры земной коры. Иркутск: Кн. изд-во, 1978, с. 35—46.
10. Комаров А. Г., Нечаев А. А., Шмелева К. Л. О происхождении Карской структуры.— В сб. Особенности геологического строения Северо-Востока европейской части СССР и Севера Урала. Т. 2. Сыктывкар, 1976, с. 38—56.
11. Корель В. Г. Магматизм и магнетитовое оруденение кольцевых вулканоплутоно-тектонических структур Алтае-Саянской складчатой области.— Тр. СНИИГИМС, 1979, вып. 245, с. 39—45.
12. Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана.— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6, с. 1465—1468.
13. Кузнецов О. Л. Кружева земной коры.— Наука и жизнь, 1982, № 4, с. 38—39.
14. Кутейников Е. С., Кутейникова Н. С. Что же такое кольцевые структуры.— Природа, 1981, № 6, с. 48—57.
15. Луцицкий И. В., Бондаренко П. М. Механизм образования концентрических структур над магматическими очагами (по экспериментальным данным).— Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 3—19.
16. Мартынова Г. И. Исследование структуры сети региональных нарушений земной коры по гравиметрическим данным.— Тр. ВСЕГЕИ, 1977, вып. 240, с. 187.

17. *Минина Е. А., Борисова Б. А.* Кольцевые и купольные морфоструктуры (на примере Алтае-Саянской горной страны).— В сб.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975, с. 18—27.
18. *Невский В. А.* Кольцевые разрывы и их роль в формировании эндогенных месторождений.— Геология руд. месторождений, 1973, № 5, с. 3—18.
19. *Нечаева И. А.* Множественные метеоритные взрывы как геологический фактор. М.: Недра, 1982. 56 с.
20. *Павловский Е. В., Глуховский М. З.* Проблема термотектогенеза.— Геотектоника, 1982, № 6, с. 38—52.
21. *Поляков М. М., Трухалев А. И.* Попигайская вулкано-тектоническая кольцевая структура.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 85—94.
22. *Резанов И. А.* Сверхглубокое бурение. М.: Наука, 1981, с. 158.
23. *Резвой Д. П., Алексеенко А. В., Марушкин И. А., Резвой П. Д., Солошенко И. И., Ткаченко В. В.* Концентрические структуры — новое в тектонике Южного Тянь-Шаня.— В сб.: Закономерности тектонических структур Средней Азии, Душанбе, 1981, с. 145.
24. *Херасков Н. Н.* Определение генезиса разломов на основе анализа сети разрывных нарушений в Западном Саяне и Туве (стресс-анализ).— Геотектоника, 1977, № 1, с. 52—56.
25. *Чурилин М. А.* Спиральные системы горных структур и некоторые приемы их выявления.— В сб.: Тектоника Сибири. Т. VIII. Новосибирск: Наука, 1980, с. 73—80.
26. *Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Блашко В. М., Херасков Н. Н.* Космогеологические наблюдения грязевулканической деятельности в Керченско-Таманской области.— В сб.: Тектоника и стратиграфия. Вып. 16. Киев, 1979, с. 98—101.
27. *Chrapov A. A., Vjamba Z., Korytov F. J.* O'kruhove plutono-tektonicke strukture Chan-Bogdo.— Geol. prurk, 1979, v. 21, № 10, p. 210—232.
28. *Meiz William D.* Venus: radar maps show evidence of tectonic activity.— Science, 1976, v. 192, № 4238, p. 438—442.
29. *Morton D. M., Baird A. K.* Petrology of the Paloma Valley ring complex, southern California Batholith.— J. Res. U. S. Geol. Surv., 1976, 4, № 1, p. 28—41.
30. *Smith Eugene J.* Comparison of the crater morphology size relationship for Mars, Moon, and Mercury.— Icarus, 1976, v. 28, № 4, p. 146—152.
31. *Vail John R.* Location and geochronology of igneous ring-complexes and related rocks in north-east Africa.— Geol. Jahrb, 1976, B, № 20, p. 435—439.

Центральная космоаэрологическая
экспедиция производственного
геологического объединения
«Аэрогеология»

Поступила в редакцию
3.VI.1983

УДК 551.25 (234.853)

САВЕЛЬЕВА Г. Н., ДЕНИСОВА Е. А.

**СТРУКТУРА И ПЕТРОЛОГИЯ МАССИВА СРЕДНИЙ КРАКА
НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

Разрез массива, принадлежащего офиолитовой ассоциации (снизу вверх — к контакту с габброидами), представлен лерцолитовой серией и сериями внешней оболочки: гарцбургитовой, дунитовой и полосчатой — дунит-верлит-пироксенитовой. Переходы между ними петрографически и структурно постепенные; в то же время внутренняя структура лерцолитовой серии резко дискордантна структурам серий внешней оболочки и их границам.

Предпочтительные оптические ориентировки породообразующих минералов, состав пород и минеральных парагенезисов характеризуют породы лерцолитовой и гарцбургит-дунитовой серий как мантийные тектониты; петроструктуры которых сформировались путем внутрикристаллического скольжения при подчиненной роли синтетектонической рекристаллизации во время высокотемпературного течения вещества. Вверх по разрезу возрастает степень истощения лерцолитов базальтоидными компонентами, и предельным реститом является дунит.

Отсутствие предпочтительных оптических ориентировок в породах полосчатой серии и особенности их состава свидетельствуют о кристаллизации из расплава по толеитовому тренду фракционирования компонентов. Роговообманковые габбро оторваны по времени от образования полосчатой серии.

Комплексное изучение структуры разреза и состава ультраосновных пород офиолитов, предпринятое нами на массивах Войкаро-Сыньинском [9] и Нурали [10], было продолжено на массиве Средний Крака, части крупнейшего тела ультрабазитов на западном склоне Южного Урала. Основное внимание в работе уделено характеристике главных закономерностей строения разреза, охватывающего существенно лерцолитовую, дунит-гарцбургитовую и дунит-верлит-пироксенитовую серии. Этот подход обусловлен тем, что данные, полученные на массиве Нурали, принципиально меняют существующие представления о строении и истории формирования ряда уральских габбро-ультрабазитовых массивов и вместе с тем позволяют обсуждать вопросы связи дифференциации вещества с его высокотемпературным пластическим течением, направленность эволюции вещества верхней мантии и условия образования геологических тел в подкоровой области.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА

Сложность тектонического строения района и принципиально различающиеся трактовки генезиса ультрабазитов породили многообразие точек зрения на историю геологического развития региона, что отражено в работах В. П. Логинова, Н. В. Павлова [5, 8], Г. А. Соколова [13, 14], Д. Г. Ожиганова [7], С. В. Москалевой [6], А. В. Клочихина, В. В. Радченко, А. В. Буряченко [4], Г. Л. Кашинцева, И. Е. Кузнецова, М. Т. Патхана, Г. Б. Рудника [3] и др. Именно здесь Г. А. Соколов предложил модель строения ультраосновных массивов с вертикальной зональностью в распределении петрографических фаций: гипсометрически нижняя зона массива сложена дунит-гарцбургитами, выше она сменяется гарцбургитовой зоной, а верхние части гребней сложены лерцолитами, представляющими верхнюю зону. Автор предполагал интрузивное внедрение ультрабазитов в палеозойские отложения *in situ*, и форма массива трактовалась как пологий лакколлит; именно поэтому гипсометрическая зональность интерпретировалась как магматическая

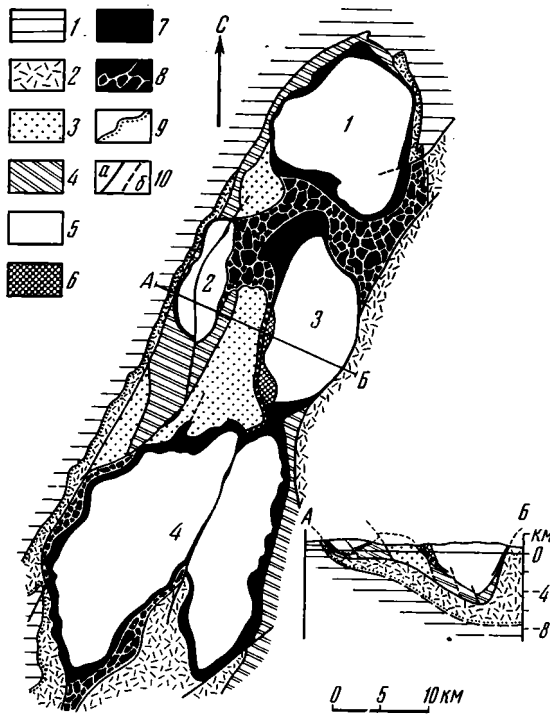


Рис. 1. Тектоническая схема массивов Крака (составлена с использованием материалов А. В. Клочихина, В. В. Радченко, Т. Т. Казанцевой)
 1, 2 — автохтон: 1 — ниже- и среднепалеозойские отложения, 2 — зилайрская серия; 3—4 — нижний покров аллохтона: 3 — силурийские отложения, 4 — ордовикские отложения; 5—8 — верхний покров аллохтона: 5 — перидотиты (1 — Северный Крака, 2 — Узянский Крака, 3 — Средний Крака, 4 — Южный Крака), 6 — габбро, 7 — серпентиниты, 8 — меланж; 9 — границы стратиграфического несогласия; 10 — разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б)

расслоенность при кристаллизации в камере, тем более, что между всеми зонами наблюдались постепенные переходы. Позднейшие исследования Т. Т. Казанцевой, М. А. Камалетдинова, Р. А. Гафарова [2 и др.], С. Г. Самыгина [12] показали, что ультрабазиты и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные породы раннепалеозойского возраста слагают пакет тектонических пластин, перекрывающих автохтонные терригенные толщи зилайрской серии ($D_{3fm}-C_{1t}$). Площадные развитие олистостром этой серии с блоками разнообразных раннепалеозойских пород, ультрабазитов и габбро, распространенных в эвгеосинклинальной области, а также палеореконструкции названных авторов показывают, что движение аллохтонных масс происходило в западном направлении в область прогиба, который формировался вдоль восточного крыла Башкирского антиклинория. Особенностью строения массивов Крака является то, что ультраосновные тела облекаются серпентинитами, переходящими в полимиктовый серпентинитовый меланж, который связывает ультрабазиты в единый сложнопостроенный покров (рис. 1).

СТРУКТУРА РАЗРЕЗА

В Кракинском покрове массив Средний Крака отличается наиболее полным и относительно хорошо сохранившимся разрезом, в котором преобладают шпинелевые лерцолиты, широко распространены гарцбургиты, присутствуют плагиоклаз-шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты, дуниты, верлиты, пироксениты, роговообманковые габбро и габбро-диабазы. Наиболее крупные петрографические группы пород, различающиеся структурными и морфологическими элементами, выделены в серии и

откартированы на всей площади массива (рис. 2). Овальное в плане тело относительно слабо серпентинизированных ультрабазитов окружено серпентинитами, которые имеют тектонические контакты (пологие в северной и крутые — в северо-восточной, юго-восточной и западной частях массива) с ордовикско-силурийскими вулканитами и песчаниками, метаморфизованными в зеленосланцевой фации; на востоке рассланцованные ультрабазиты по крутому нарушению контактируют с терригенными породами зилаирской серии. В юго-западной части массива габбро и габбро-диабазы участками превращены в амфиболиты (роговая обманка+плагноклаз+сфен+апатит±гранат); крупнозернистое ильменитовое габбро с гранатом встречено в меланже на северо-востоке и северо-западе массива.

Структурно в массиве выделены две части разреза: 1 — лерцолитовая серия обнажена на большей площади массива и сложена лерцолитами и гарцбургитами с относительно повышенным количеством диопсида, с линзами плагноклаз-шпинелевых лерцолитов и подчиненным количеством линз, «пропластков» гарцбургитов и дунитов; во всех породах отчетливы структуры пластического течения, дисконформные по отношению к залеганию границы со второй частью разреза; 2 — относительно меньший объем занимают породы, окаймляющие лерцолиты с запада и юга в виде псевдослоистой оболочки, в которой гарцбургиты, дуниты, верлиты и пироксениты последовательно сменяются в сторону контакта с вмещающими породами и слагают пластообразные тела (горизонты) с конформными границами и внутренними структурами. Залегание этих границ и структур ориентировано под крутым углом к направлению пластического течения в лерцолитах. Габброиды имеют интрузивный контакт с перечисленными породами, располагаясь также в виде «горизонта» за пироксенитами (см. рис. 2).

Залегание границ между выделенными структурными единицами преимущественно крутое с наклоном на восток. Исходя из этого, ширина выходов шпинелевых лерцолитов с линзами плагноклаз-шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов составляет 6000 м, ориентировочная мощность плагноклаз-шпинелевых лерцолитов в северо-западной части массива оценивается в 800 м, гарцбургитов — 200—750, дунитов — 200—1800 м, полосчатой серии: переслаивания клинопироксенитов, дунитов, верлитов с подчиненными прослоями, линзами оливковых вебстеритов и лерцолитов с резко переменным количеством пироксенов — 500—700 м, габброидов — до 700 м.

Все структурные горизонты ультраосновных пород связаны между собой постепенными переходами двух типов: 1 — дробное чередование пород в зонах перехода с нарастанием мощности и количества пропластков, линз каждой последующей петрографической разновидности, например гарцбургит → дунит, дунит → пироксенит; между горизонтами шпинелевых и плагноклаз-шпинелевых лерцолитов в западной части массива наблюдаются зональные оторочки дунитов и гарцбургитов вокруг линз плагноклаз-шпинелевых лерцолитов, а в горизонте плагноклазсодержащих пород присутствуют линзы дунитов и гарцбургитов; здесь же развиты жилы диопсидитов и вебстеритов; 2 — постепенное уменьшение содержания какого-либо минерала в породе, например диопсида в лерцолите, приводит к смене его гарцбургитом; последовательное уменьшение количества оливина дает всю гамму пород — от клинопироксеновых дунитов до оливковых пироксенитов. Наличие подобных переходов подтверждает единство всего разреза.

Мегаструктура существенно лерцолитовой части, выраженная ориентировкой полосчатых, линейно-плоскостных структур и плагноклазсодержащих лерцолитовых, гарцбургитовых, реже дунитовых линз, представляет собой фрагмент открытой лежачей складки течения меридионального простираания (см. рис. 2). В северной части массива структура имеет крутые западные падения на восточном крыле и более пологие в целом — на западном — с переходом к субвертикальным на крайнем западе. В южной части структурные элементы очерчивают широкую

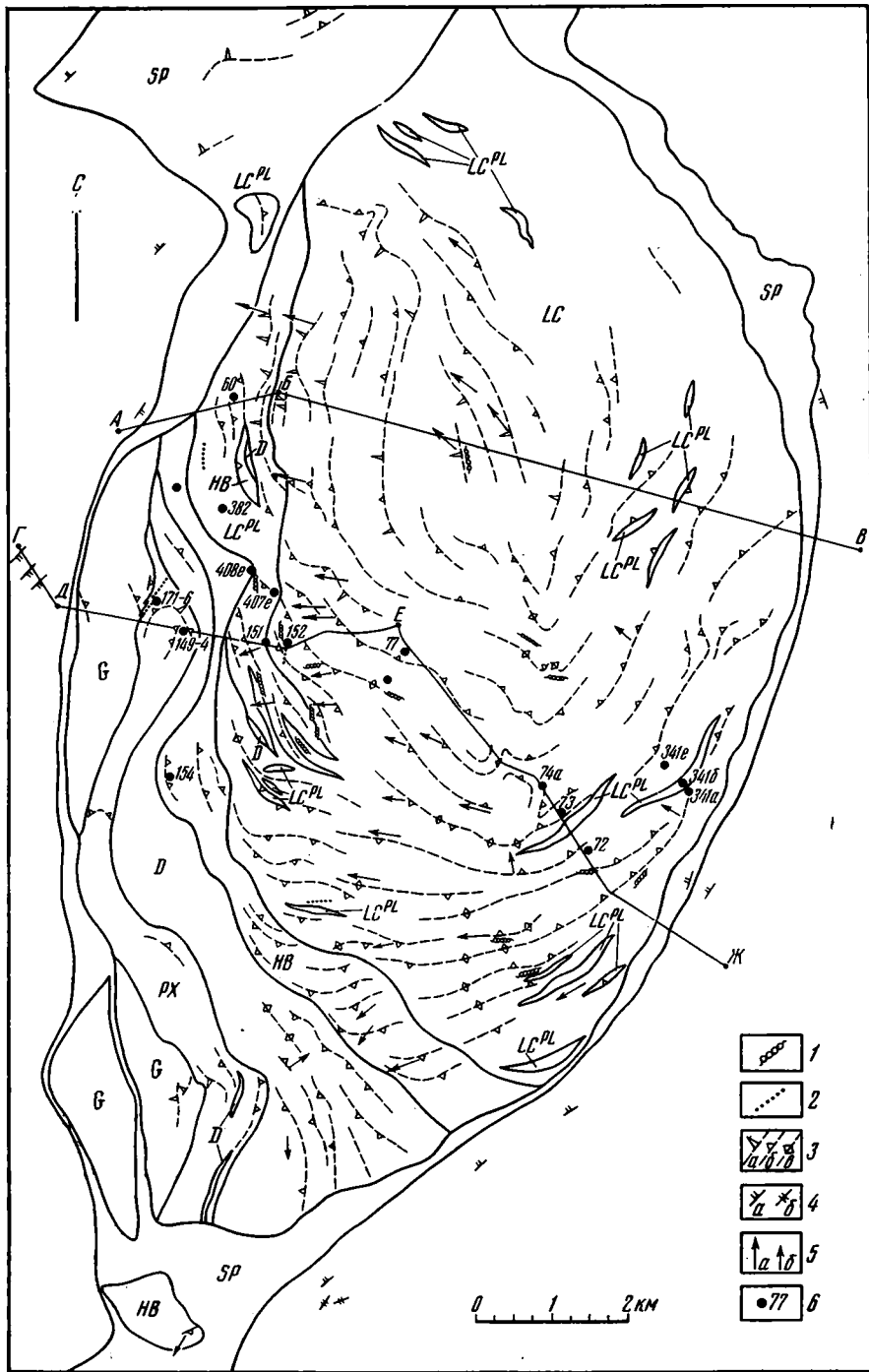


Рис. 2. Структурная карта массива Средний Крак

LC — лерцолитовая серия: шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, LC^{PL} — плагиоклаз-шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, HB — гарцбургиты, D — дуниты, гарцбургиты, PX — полосчатая дунит-верлит-клинопироксенитовая серия, G — роговообманковые габбро, габбро-диабазы, габбро-амфиболиты, SR — серпентиниты. 1 — жилы пироксенитов; 2 — дайки габбро; 3 — залегание полосчатости и минеральной уплотненности в ультраосновных и основных породах: 5—30° (а), 31—85° (б), 86—90° (в), 4 — залегание слоистости вмещающих пород и сланцеватости серпентинитов: 5—85° (а), 86—90° (б); 5 — склонение линейности: 5—30° (а), 31—85° (б); 6 — точки отбора проб

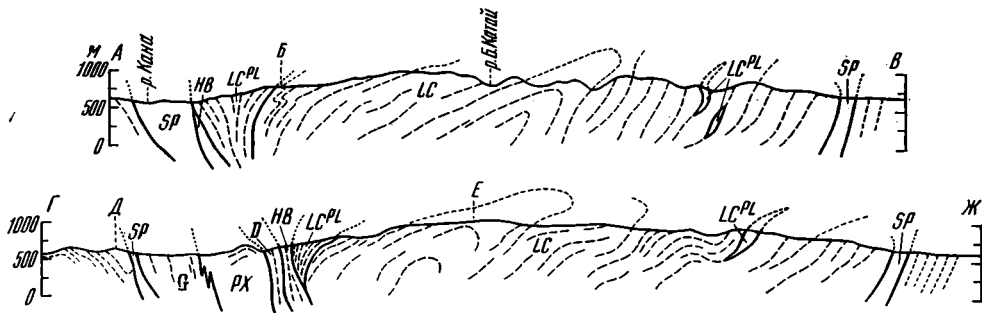


Рис. 2 (продолжение)

замковую область, осложненную местами второстепенными складками. Шарнир структуры испытывает значительные ундуляции — на севере он полого погружается к югу, а в южной части имеет крутое до субвертикального склонение. Осевая плоскость складки полого наклонена к западу, и в системе параллельных ей плоскостей располагается линейность, ориентированная нормально к шарниру.

Далее будет показано, что в пересечении структуры существенно лерцолитовой части разреза с востока на запад происходит закономерное изменение состава пород и первичных минеральных парагенезисов по мере приближения к границе с сериями внешней оболочки. Таким образом, петрографическая зональность лерцолитовой серии наложена на элементы крупной складки течения, что обусловлено дифференциацией вещества в процессе его рестирования.

Микроструктуры лерцолитовой части разреза имеют деформационную природу: среди их различных типов преобладают грубо- и крупнозернистые порфиروкластические, с четкой линейно-плоскостной ориентировкой минералов и переменным количеством необластов разных размеров. Крупные зерна оливинов, энстатитов и диопсидов несут многочисленные следы сильных внутризерновых деформаций: полосы излома, волнистое погасание, отражающее изгибы кристаллических решеток и т. д. Необласты деформированы значительно реже.

Петроструктурное изучение пород массива заключалось в выявлении и анализе предпочтительных ориентировок осей оптической индикатрисы оливина и энстатита. Ниже приведены ориентировки минералов в породах из разных частей разреза.

В плагиоклазовом гарцбургите (диопсида 3%) из восточной части выходов лерцолитовой серии получена следующая петроструктура оливина: лучше всего ориентирована ось Ng , ее 11%-ный точечный максимум составляет с линейностью угол 20° . Ось Np , перпендикулярная плоскостности и уплощенности, образует максимум (5%) и неполный пояс в плоскости, перпендикулярной максимуму Ng . В такой же пояс с 5%-ным максимумом вблизи плоскости плоскостности концентрируется и ось Nm . Энстатит ориентируется также: двувершинный максимум Ng (7%) расположен вблизи линейности, а Nm и Np образуют неполные пояса с максимумами: Nm вблизи плоскостности и Np перпендикулярно ей.

В гарцбургите (диопсида 1%) из западной части выходов лерцолитов получены столь же четкие и аналогичные ориентировки. В петроструктуре оливина вблизи линейности расположен 9%-ный точечный максимум $\bar{N}g$, в перпендикулярных ему поясах распределены оси Nm и Np с максимумами: перпендикулярным (Np , 9%) и субпараллельным (Nm , 5%) плоскости плоскостности. $\bar{N}g$ энстатита (11%) также располагается параллельно линейности, ориентировки других осей выражены хуже — они образуют неполные расплывчатые пояса в плоскости, перпендикулярной линейности.

Таким образом, установлены отчетливые предпочтительные ориентировки породообразующих минералов, связанные с линейными и плоскостными текстурами породы. Петроструктурные данные наряду с упо-

мянутыми свидетельствами внутрикристаллической деформации позволяют считать, что структура породы сформирована в процессе пластической деформации. Основным механизмом образования петроструктур было внутрикристаллическое скольжение по системе $\{0kl\}$ [100], что следует из анализа диаграмм [17]. Однако перпендикулярность Nr энстатита к полосчатости в одном из образцов свидетельствует э действии и такого механизма, как синтетоническая рекристаллизация. Очевидно, петроструктуры пород лерцолитовой серии образовывались под воздействием двух механизмов деформации при явном преобладании внутрикристаллического скольжения.

Условия деформаций менялись по разрезу, и относительная их оценка выглядит следующим образом.

1. В большей части разреза лерцолитов деформации релаксированы при пластическом течении вещества, осуществлявшегося в основном внутрикристаллическим скольжением дислокаций, что привело к возникновению крупнозернистых структур с плавноизвилистыми, ровными границами зерен, обладающих линейно-плоскостной ориентировкой. Типичны полосы излома в оливинах и незначительное количество необластов. Исходя из экспериментальных данных [15, 16 и др.], наблюдений и анализа аналогичных петроструктур, рассмотренных при характеристике пород Войкаро-Сыньинского и Нуралинского массивов [10, 11], температура таких деформаций оценена как субсолидусная для лерцолита (1100–900° С), скорость — как относительно низкая.

2. В нижней части разреза (наиболее удаленной от контакта с полосчатой серией) выделены зоны пород с нерелаксированными деформациями: изгибами крупных зерен, зубчатыми, мелкоизвилистыми их границами, — и очень мелкими необластами по периферии крупных оливинов и энстатитов, что свидетельствует о значительной скорости деформаций при тех же температурах.

3. В прослоях-линзах плагиоклазсодержащих лерцолитов возрастает количество необластов, создавая мозаичную структуру, т. е. механизм рекристаллизации играл существенную роль при пластическом течении вещества, формировавшем структуры этих пород. При условии сохранения значений температур, о чем свидетельствует близкий состав новообразованных минеральных ассоциаций, скорость деформаций в этих зонах была выше, чем в случае 1.

4. Максимальная скорость деформаций существовала, вероятно, при формировании порфириовидных бластокатаклизитов и бластомилонитов (размеры необластов 0,01–0,05 мм) лерцолитового состава, слагающих маломощные (сантиметры — десятки сантиметров) зонки в системе полосчатости на востоке массива.

5. Плагиоклазовые лерцолиты западного горизонта обладают порфиробластовыми структурами с переходами от мозаичных, с извилистыми контурами необластов и «просвечивающими» очертаниями крупных растянутых зерен до полигонально-зернистых, с ровными четкими границами изометричных необластов размерами 0,3–0,5 мм. Последний тип структур характеризует пластическое течение вещества со снятием напряжений путем рекристаллизации, чему способствует относительное повышение температуры.

Таким образом, при субсолидусном пластическом течении лерцолит-гарцбургитовой массы существовали локальные зоны, где деформации осуществлялись с более высокой скоростью, нежели в граничных слоях. Повышение скорости течения в этих зонах может быть связано: а) с понижением вязкости вещества — локальным возрастанием температур (появлением расплава?), б) локальным усилением стресса. Судя по тому, что относительно высокие скорости деформаций нередко фиксируются в плагиоклазсодержащих лерцолитах, можно полагать, что появление плагиоклаза связано с локальным разогревом, обеспечивающим протекание твердофазовой реакции «глиноземистый хромшпинелид+диопсид→анортит+железистый хромшпинелид с низким содержанием алюминия» или частичное плавление лерцолита. В отдельных случаях,

очевидно, имело место резкое локальное усиление стресса и соответственно скорости деформаций, не сопровождавшееся ростом температуры, что приводило к образованию бластокатаклазитов и бластомилонитов лерцолитового состава.

Следы массового пластического течения проявлены также в гарцбургитовом и дунитовом горизонтах. Для гарцбургитов характерны полосчатые текстуры; линейно-плоскостные ориентировки выражены гораздо слабее, чем в лерцолитах. Залегание полосчатости в гарцбургитах по отношению к границе с лерцолитовой серией меняется от согласного на западе массива до секущего — в его южной части. В то же время вдоль границы с дунитовым горизонтом полосчатость конформна этой границе и залеганию вкрапленных хромитов в дунитах. Подобная структура гарцбургитового горизонта со сменой ориентировки полосчатости, как бы опережающей смену вещественного состава зон, и петрографическое строение переходных зон между сериями описаны нами для Нуралинского массива [10] и, очевидно, характерны для разрезов подобного типа.

В полосчатых клинопироксен-оливиновых породах дунит-верлит-пироксенитовой серии остаточные деформации, обусловленные высокотемпературным массовым течением, отсутствуют. Резкое отличие структур этих пород от деформационных и угловое несогласие их с ориентировкой структур течения лерцолитовой части разреза приводят к выводу о различной истории формирования пород, с одной стороны, лерцолитовой, гарцбургитовой, дунитовой серий, и с другой — дунит-верлит-пироксенитовой.

В петроструктурном плане из полосчатой серии изучены образцы из породы с неравномернозернистой структурой, содержащей диопсид и энстатит в резко переменных количествах. Крупные оливины (1–3 до 6 мм) обнаруживают следы сильных остаточных деформаций: многочисленные полосы излома, границы которых перпендикулярны $N_g = [100]$, и волнистое мозаичное погасание. Мелкие зерна (0,15–0,05 мм) без следов деформаций цементируют крупные оливины. Петроструктурные диаграммы крупных оливинов характеризуются 3–5%ными максимумами, в распределении которых отмечается слабая приуроченность N_g и N_m к плоскости полосчатости. Ориентировка полос излома аналогична ориентировке оси N_g . Мелкие зерна слабо ориентированы — максимумы достигают 5%, при этом N_m близка к плоскости полосчатости, а другие оси располагаются к ней косо. Максимумы всех осей расположены в одной половине диаграммы, что отражает отсутствие закономерности в оптической ориентировке зерен. Энстатит в отличие от оливина имеет довольно четкую ориентировку осей оптической индикатрисы: сильный максимум N_g перпендикулярен полосчатости, остальные оси лежат в ее плоскости. Эта петроструктура аналогична полученной в полосчатом комплексе Нуралинского массива [1].

Таким образом, петроструктуры рассмотренных пород характеризуются слабыми до беспорядочными ориентировками оливинов как крупных, так и мелких. В то же время энстатит обладает четко выраженной закономерной ориентировкой, которая не может быть объяснена известными механизмами деформаций. Наиболее вероятно, что петроструктурные данные свидетельствуют в пользу магматического происхождения петроструктуры, однако на ранних этапах консолидации имели место сильные деформации (внутрикристаллическое скольжение), которые затронули крупные зерна оливина и частично энстатит, либо расплавом были захвачены деформированные зерна рестита. Мелкая генерация зерен и их слабая ориентированная петроструктура могут быть образованы двумя путями — они могут быть либо первично-магматическими, либо вторичными, обусловленными рекристаллизацией, которая носила статический характер. Решение этого вопроса возможно при более детальном изучении закономерностей изменения составов минералов от крупных зерен к мелким.

СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Состав пород и слагающих их минералов изучен по разрезу массива в наиболее полном пересечении (рис. 2, 3).

Первичный парагенезис **шпинелевых лерцолитов**, принадлежащих структурно нижним горизонтам: оливин + энстатит + диопсид + хромшпинелид — характеризуется сравнительно устойчивой железистостью силикатов $f=9-10$, высокими содержаниями Al_2O_3 и Cr_2O_3 в пироксенах, достигающими соответственно в энстатитах 5,34 и 0,59% и в диопсидах — 6,47 и 1,11%, при значительном количестве TiO_2 (до 0,37%), Na_2O (до 0,77%) в диопсидах и малом содержании тех же компонентов в энстатитах (соответственно 0,09 и 0,03%) (табл. 1, 2, 3)¹, очень низкими величинами железистости (26,1) и хромистости (15,6) в аксессуарных хромшпинелидах (табл. 4). В шпинелевых лерцолитах по направлению к гарцбургитовому горизонту установлена тенденция к уменьшению железистости оливина, энстатита и диопсида с одновре-

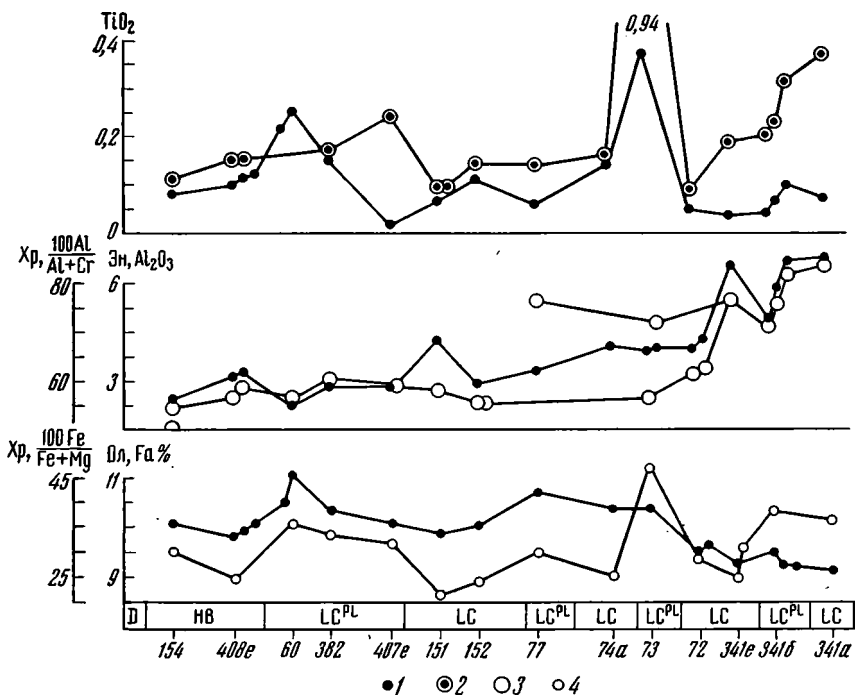


Рис. 3. Ковариации составов сосуществующих минералов в ультрабазитах массива Средний Крак. Содержания TiO_2 и Al_2O_3 даны в мас.%. Положения проб и буквенные обозначения см. на рис. 2

1 — хромшпинелид, 2 — диопсид, 3 — энстатит, 4 — оливин

менным снижением в пироксенах количества окиси хрома, алюминия, титана и натрия, а также ростом хромистости и железистости хромшпинелида; особенно сильно она проявлена в лерцолитах с переменным количеством диопсида, насыщенных плагиоклазсодержащими прослоями и линзами (см. рис. 3 и [10], рис. 4, 5).

Таким образом, состав минералов меняется асимметрично по отношению к внутренней структуре — фрагменту складки течения, и на крыльях ее обнажены породы, близкие по петрографическому составу, но различающиеся составами минералов.

В **плагиоклаз-шпинелевых лерцолитах** прослежена аналогичная направленность вариаций состава темноцветных минералов по разрезу (см. рис. 3, табл. 1—4); для плагиоклазов An_{71-96} закономерных изме-

¹ В таблицах приведены наиболее типичные анализы.

Таблица 1

Состав оливинов массива Средний Крак

Окисел	Плагиоклазовые лерцолиты			Баспагиоклазовые лерцолиты				Пироксениты			
	341б	407е	382	341а	341е		72	408е	149-4	171-6	
					1	2				1	2
SiO ₂	41,79	40,81	41,31	41,84	42,45	41,89	41,67	42,08	39,67	38,99	38,60
FeO	9,62	9,27	9,39	9,82	9,28	8,73	8,84	8,60	18,00	21,46	22,00
MnO	0,10	0,14	0,13	0,05	0,17	0,11	0,11	0,09	0,27	0,09	0,19
MgO	47,20	48,41	48,26	48,98	49,30	49,80	48,55	49,54	41,92	38,88	37,84
CaO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,09	0,19
NiO	0,30	0,34	0,33	0,41	0,40	0,49	0,39	0,41	0,06	0,07	0,09
Сумма	99,01	98,97	99,46	101,10	101,63	101,02	99,58	100,72	99,94	99,58	98,91

Количество ионов в пересчете на 4 (O)

Si	1,029	1,008	1,015	1,012	1,018	1,009	1,019	1,016	1,009	1,011	1,012
Fe	0,198	0,191	0,193	0,199	0,186	0,176	0,181	0,174	0,383	0,465	0,482
Mn	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,006	0,004	0,007
Mg	1,732	1,782	1,767	1,767	1,765	1,788	1,770	1,783	1,590	1,502	1,478
Ca	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,003	0,005
Ni	0,006	0,007	0,006	0,008	0,008	0,009	0,008	0,008	0,001	0,001	0,002
f	10,3	9,7	9,8	10,1	9,5	9,0	9,3	8,9	19,4	23,6	24,6

Состав энстатитов массива Средний Крака

Окисел	Плагиоклазовые лерцолиты (гарцбургиты)								Бесплагиоклазовые лерцолиты (гарцбургиты)												
	341б		407e	382		60				341a			341e			72		408a			
	1	2		1	2	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4		
SiO ₂	55,12	55,69	55,58	56,94	57,04	55,03	54,71	54,92	55,50	56,18	56,34	55,40	56,16	56,69	56,08	56,48	56,39	56,05	56,96	57,03	57,20
TiO ₂	0,10	0,05	0,14	0,06	0,08	0,07	0,08	0,07	0,06	0,08	0,06	0,09	0,05	0,06	0,07	0,06	0,00	0,05	0,07	0,07	0,03
Al ₂ O ₃	3,46	5,28	2,78	3,06	1,96	2,97	2,63	2,60	1,80	4,81	4,06	5,34	4,35	3,74	4,69	3,07	3,18	2,93	2,79	2,67	2,76
Cr ₂ O ₃	0,49	0,51	0,68	0,65	0,54	0,54	0,72	0,60	0,43	0,51	0,40	0,59	0,55	0,50	0,63	0,70	0,77	0,71	0,59	0,62	0,67
FeO	6,33	6,20	5,91	6,36	6,40	6,33	6,31	6,44	6,29	6,62	6,40	6,48	6,21	6,24	6,38	5,75	5,60	5,33	5,65	5,70	5,71
MnO	0,14	0,15	0,13	0,12	0,14	0,20	0,08	0,18	0,08	0,09	0,03	0,05	0,11	0,06	0,06	0,13	0,13	0,10	0,11	0,13	0,08
MgO	31,45	30,87	32,21	33,36	33,12	32,84	32,76	33,19	33,40	32,37	32,77	32,37	32,45	33,24	32,72	32,77	32,84	33,21	33,62	33,58	33,24
CaO	0,62	0,62	0,95	0,96	0,75	0,84	0,78	0,76	0,72	0,87	0,78	0,68	0,90	0,55	0,60	1,00	0,96	0,95	0,94	0,86	0,99
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,00	0,01	0,04	0,01	0,04	0,00	0,04	0,04	0,04	0,03
NiO	0,06	0,04	0,06	0,07	0,09	0,04	0,08	0,06	0,08	0,16	0,00	0,10	0,12	0,10	0,17	0,08	0,10	0,08	0,03	0,09	0,06
Сумма	97,89	99,41	98,44	100,59	100,13	98,92	98,19	98,85	98,38	101,74	100,88	101,13	100,93	101,22	101,41	100,09	99,99	99,45	100,80	100,79	100,78
f	10,2	10,1	9,3	9,8	9,8	9,8	9,8	9,6	10,3	9,9	10,1	9,7	9,5	9,9	9,0	8,7	8,2	8,6	8,7	8,8	8,8
Fs	10,1	10,0	9,2	9,7	9,7	9,6	9,6	9,7	9,4	10,1	9,7	9,9	9,5	9,4	9,7	8,8	8,5	8,1	8,4	8,6	8,6
En	88,7	88,7	88,9	88,4	88,8	88,8	88,9	88,8	89,2	88,2	88,7	88,7	88,7	89,5	89,1	89,2	89,6	90,1	89,8	89,7	89,5
Wo	1,2	1,3	1,9	1,9	1,5	1,6	1,5	1,5	1,4	1,7	1,6	1,4	1,8	1,1	1,2	2,0	1,9	1,8	1,8	1,7	1,9

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si IV	1,944	1,927	1,948	1,948	1,966	1,926	1,929	1,925	1,950	1,909	1,926	1,893	1,920	1,930	1,909	1,945	1,942	1,940	1,946	1,949	1,954
Al VI	0,056	0,073	0,052	0,052	0,034	0,074	0,071	0,075	0,050	0,091	0,074	0,107	0,080	0,070	0,091	0,055	0,068	0,060	0,054	0,051	0,040
Al	0,088	0,142	0,063	0,072	0,045	0,048	0,038	0,032	0,025	0,102	0,089	0,108	0,095	0,080	0,097	0,070	0,061	0,060	0,058	0,057	0,065
Cr	0,014	0,014	0,019	0,018	0,015	0,015	0,020	0,017	0,012	0,014	0,011	0,016	0,015	0,014	0,017	0,019	0,021	0,019	0,016	0,017	0,018
Ti	0,003	0,001	0,004	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	—	0,001	0,002	0,002	0,001
Fe	0,187	0,179	0,073	0,183	0,185	0,185	0,186	0,189	0,185	0,188	0,183	0,185	0,177	0,178	0,182	0,166	0,161	0,154	0,161	0,163	0,163
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,006	0,002	0,005	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004	0,004	0,003	0,003	0,004	0,002
Mg	1,653	1,592	1,682	1,663	1,702	1,712	1,722	1,734	1,750	1,640	1,670	1,648	1,654	1,687	1,660	1,682	1,686	1,713	1,712	1,710	1,692
Ca	0,023	0,023	0,036	0,035	0,028	0,031	0,029	0,029	0,027	0,032	0,029	0,025	0,033	0,020	0,022	0,037	0,035	0,035	0,034	0,032	0,036
Na	0,001	—	—	—	—	0,001	—	—	—	0,002	—	0,002	—	—	—	0,001	0,002	—	—	—	—
K	—	—	—	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,002	—	0,001	0,002	0,001	0,002	—	0,002	0,002	0,002	0,002
Ni	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	—	0,003	0,003	0,003	0,005	0,002	0,003	0,002	0,001	0,003	0,002

Примечание. Характеристика энстатитов: 341б: 1 — край крупного таблитчатого зерна, 2 — центр того же зерна; 407e — крупный таблитчатый энстатит; 382: 1 — центр крупного таблитчатого зерна, 2 — мелкое ксеноморфное зерно на границе с хромшпинелидом; 60: 1 — центр крупного деформированного зерна, 2 — участок того зерна, 3 — центр крупного зерна, 4 — край того же зерна; 341a: 1 — центр крупного зерна, 2 — край того же зерна, рядом с хромшпинелидом; 72: 1, 2 — крупные таблитчатые зерна (2 — с включениями хромшпинелида); 408a: 1 — крупное зерно с неравномерным распределением, 2 — центр крупного зерна, 3 — крайняя часть того зерна, 4 — мелкое (ксеноморфное) зерно.

Таблица 3

Состав диопсидов массива Средний Крак

Г Оксид	Плагноклазовые лерцолиты					Бесплагноклазовые лерцолиты					Пироксаниты				
	341б			407е	382	341а	341е	72	408а		149-4			171-6	
	1	2	3						1	2	1	2	3	1	2
SiO ₂	52,87	52,51	51,89	52,17	53,05	51,62	53,51	52,45	52,80	53,43	51,96	51,67	51,91	51,89	51,04
TiO ₂	0,20	0,31	0,22	0,24	0,17	0,37	0,18	0,09	0,15	0,15	0,18	0,16	0,18	0,18	0,25
Al ₂ O ₃	4,96	5,27	3,59	3,16	2,94	6,47	3,69	3,83	3,61	3,32	2,78	2,93	2,59	1,83	3,91
Cr ₂ O ₃	0,47	0,88	0,70	0,99	0,88	1,11	0,62	1,10	1,14	1,01	0,35	0,40	0,33	0,12	0,20
FeO	5,32	2,57	2,78	2,26	2,55	3,12	2,40	2,15	2,31	2,31	4,80	4,32	4,65	4,18	5,56
MnO	0,04	0,11	0,04	0,05	0,07	0,05	0,00	0,09	0,08	0,07	0,12	0,10	0,11	0,14	0,13
MgO	15,48	15,87	16,32	16,37	16,67	15,51	16,77	16,09	17,03	17,04	15,52	15,59	16,06	15,65	14,77
CaO †	22,61	21,62	21,92	22,83	22,75	22,94	23,62	23,17	22,82	22,61	22,91	22,71	22,75	23,49	22,41
Na ₂ O	0,00	0,64	0,51	0,39	0,40	0,77	0,28	0,57	0,49	0,47	0,12	0,14	0,16	0,05	0,15
K ₂ O	0,04	0,03	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,00	0,04	0,06	0,03	0,05
NiO	0,07	0,07	0,00	0,02	0,01	0,03	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Сумма	102,06	99,88	98,06	98,48	99,53	102,03	101,22	99,58	100,48	100,46	98,74	98,06	98,80	97,56	98,49

Количество ионов в пересчете на 6 (O)

Si	1,897	1,903	1,922	1,924	1,935	1,847	1,920	1,915	1,918	1,928	1,931	1,930	1,928	1,951	1,907
Al ^{IV}	0,103	0,097	0,078	0,076	0,065	0,153	0,080	0,085	0,081	0,072	0,069	0,070	0,072	0,049	0,093
Al ^{VI}	0,107	0,128	0,079	0,061	0,061	0,120	0,076	0,080	0,073	0,069	0,053	0,059	0,044	0,032	0,079
Cr	0,013	0,025	0,020	0,029	0,025	0,031	0,018	0,032	0,033	0,029	0,010	0,012	0,010	0,003	0,006
Ti	0,005	0,009	0,006	0,007	0,005	0,010	0,005	0,002	0,004	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,007
Fe	0,160	0,078	0,086	0,070	0,078	0,093	0,072	0,066	0,070	0,070	0,149	0,135	0,145	0,131	0,174
Mn	0,001	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	—	0,003	0,002	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004
Mg	0,828	0,857	0,901	0,900	0,907	0,827	0,897	0,875	0,918	0,917	0,860	0,868	0,889	0,877	0,822
Ca	0,869	0,839	0,870	0,902	0,889	0,879	0,908	0,906	0,884	0,874	0,912	0,909	0,905	0,946	0,897
Na	—	0,045	0,039	0,028	0,029	0,054	0,020	0,040	0,034	0,033	0,009	0,010	0,011	0,004	0,011
K	0,001	0,002	—	—	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	—	0,002	0,003	0,002	0,002
Ni	0,002	0,002	—	0,001	0,001	0,001	0,003	—	0,001	—	—	—	—	—	0,001
f	16,2	8,3	8,7	8,0	7,9	10,1	7,4	7,0	7,1	7,1	14,8	13,5	14,0	13,0	17,5
Fs	8,6	4,4	4,6	3,7	4,2	5,2	3,8	3,6	3,7	3,8	7,8	7,1	7,5	6,7	9,2
En	44,6	48,3	48,5	48,1	48,4	46,0	47,8	47,4	49,1	49,3	44,7	45,4	45,8	44,9	43,4
Wo	46,8	47,3	46,9	48,2	47,4	48,8	48,4	49,0	47,2	46,9	47,5	47,5	46,7	48,4	47,4

Примечание. Характеристика диопсидов: 341, б: 1 — ламелла в энстатите, 2 — центр крупного зерна, 3 — край зерна (2); 407е — мелкое зерно рядом с плагноклазом, 382 — мелкое зерно рядом с плагноклазом; 341а — центр крупного зерна; 341е — мелкое зерно в рекристаллизованном агрегате; 72 — мелкое зерно в агрегате с хромшпинелидом и энстатитом; 408а: 1 — крупное зерно среди оливина, 2 — мелкое зерно с хромшпинелидом; 149-4: 1 — центр крупного зерна, 2 — край зерна (1); 3 — мелкое зерно среди оливина; 171-6: 1, 2 — крупные таблитчатые зерна.

Состав хромшпинелидов массива Средний Крак

Оксид	Плагноклазовые лерцолиты (гарцбургиты)						Бесплагноклазовые лерцолиты (гарцбургиты)							
	3416			407a	382	K-60		341a	341a	72		408a		
	1	2	3			1	2			1	2	1	2	3
Al ₂ O ₃	52,09	47,78	42,58	33,62	33,33	31,32	30,36	55,07	54,05	42,02	40,73	36,41	35,81	35,98
Cr ₂ O ₃	14,68	18,99	23,70	36,05	35,33	36,93	37,09	15,11	16,26	29,65	30,72	34,84	35,43	34,69
TiO ₂	0,10	0,07	0,04	0,02	0,15	0,26	0,22	0,07	0,03	0,03	0,05	0,10	0,11	0,11
FeO	13,31	14,61	16,44	15,92	19,24	20,29	22,61	13,18	14,00	13,21	13,85	15,06	15,67	16,10
MnO	0,16	0,22	0,20	0,22	0,28	0,18	0,32	0,12	0,12	0,22	0,21	0,23	0,24	0,24
MgO	17,85	16,69	14,54	14,93	14,42	13,90	12,50	19,10	18,61	16,93	16,78	15,97	15,56	15,23
NiO	0,27	0,16	0,00	0,12	0,14	0,08	0,08	0,35	0,31	0,20	0,17	0,14	0,09	0,07
SiO ₂	0,00	0,00	0,10	0,04	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,11	0,00
K ₂ O	0,03	0,05	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05
Сумма	98,49	98,57	97,67	100,96	102,93	103,03	103,27	103,04	103,42	102,30	102,60	102,80	103,07	102,47

Количество ионов в пересчете на 24 катиона

Al	13,258	12,424	11,517	9,121	8,954	8,498	8,331	13,333	13,133	10,842	10,548	9,605	9,481	9,578
Cr	2,504	3,315	4,303	6,561	6,366	6,727	6,821	2,457	2,651	5,132	5,333	6,161	6,294	6,186
Fe ³⁺	0,212	0,235	0,180	0,208	0,626	0,693	0,768	0,186	0,216	0,026	0,093	0,208	0,199	0,208
Ti	0,013	0,013	—	0,055	0,027	0,041	0,040	0,042	—	—	0,013	0,013	0,013	0,014
Fe ²⁺	0,013	0,013	—	0,055	0,027	0,041	0,040	0,042	—	—	0,013	0,013	0,013	0,014
Fe ⁰	2,162	2,692	2,979	2,810	3,016	3,169	4,401	2,061	2,200	2,395	2,442	2,604	2,732	2,818
Mg	5,747	5,489	4,979	5,121	4,901	4,775	4,333	5,852	5,724	5,526	5,492	5,327	5,213	5,128
Mn	0,026	0,040	0,041	0,042	0,055	0,035	0,056	0,025	0,025	0,039	0,040	0,040	0,040	0,041
Ni	0,052	0,026	—	0,028	0,027	0,014	0,014	0,062	0,050	0,039	0,026	0,026	0,013	0,014
f	27,3	30,8	—	35,4	38,1	39,9	45,4	26,1	27,8	30,2	30,8	32,8	34,4	35,5
X _{Cr}	15,9	21,1	37,4	41,8	41,6	44,2	45,0	15,6	16,8	32,1	33,6	39,1	39,9	39,5
			27,2											

Примечание. Характеристика хромшпинелидов: 3416: 1—крупный ксеноморфный с плагноклазом, 2—малкий ксеноморфный с плагноклазом, 3—субидiomорфный в энстатите; 407a—ксеноморфный с плагноклазом; 382—ксеноморфный с плагноклазом; 60: 1—ксеноморфный в плагноклазе, 2—идиоморфный в олигине; 341a—крупный ксеноморфный с энстатитом; 341a—субидиоморфный в энстатите; 72: 1—идиоморфный в энстатите, 2—ксеноморфный в энстатите; 408a: 1—ксеноморфный с энстатитом, олигином, 2—ксеноморфный в энстатите, 3—идиоморфный с олигином, $f = 100G^{\circ}/Fe^{2+} + Mg$, $X_{Cr} = 100Cr/Cr + Al$.

нений состава по разрезу и зональных зерен не обнаружено. Составы минералов в граничащих плагиоклаз-шпинелевых и бесплагиоклазовых прослоях в случае с постепенными переходами оказываются близкими и различаются в основном слабо повышенной железистостью и хромистостью шпинелида в плагиоклазовых разновидностях, тогда как в линзах плагиоклазовых лерцолитов с резкими границами, окруженных дунитовой и/или гарцбургитовой каймами, сильно возрастает железистость всех минералов и количество окиси титана в них.

Эти факты в совокупности с данными по общему химическому составу пород и структурным соотношениям минералов свидетельствуют о различных путях формирования плагиоклазсодержащих лерцолитов: 1 — в результате вышеупомянутой реакции фазового перехода (глиноземистая шпинель + диопсид $\rightarrow \dots$) в прослоях, относительно обогащенных окисью алюминия, что минералогически выражалось в повышенном содержании в них высокоглиноземистого хромшпинелида; послойно-шлировая контрастность минерального и химического состава породы была сформирована до образования плагиоклаза и позднее усилилась; 2 — в результате частичного плавления и кристаллизации выплавки при движении лерцолитовых масс.

В гарцбургитах (менее 5% диопсида) оливины и пироксены близки по железистости аналогичным минералам шпинелевых лерцолитов верхних структурных горизонтов: $f_{ol}=8,9-9,5$, $f_{en}=8,2-8,9$, $f_{di}=7,1-7,3$ (см. табл. 1—3). В энстатитах установлены стабильно низкие содержания Al_2O_3 (2,08—2,93%), варьирующие содержания Cr_2O_3 (0,38—0,71%); в диопсидах количество этих окислов повышается, возрастает также содержание TiO_2 (0,12—0,15%) и Na_2O (0,32—0,49%). Хромшпинелид отличается самой высокой хромистостью среди шпинелидов всех бесплагиоклазовых перидотитов разреза при слабоповышенной железистости (32,8—36,7) (см. табл. 4).

Во всех разновидностях лерцолитов и гарцбургитов установлено значительное уменьшение количества Al_2O_3 и Cr_2O_3 от ядер крупных зерен пироксенов к каймам и необластам на 15—40 отн.%, уменьшение TiO_2 и Na_2O фиксируется только в диопсидах. Хромшпинелиды в крупных ксеноморфных зернах имеют наиболее магнезиальный и глиноземистый состав, для мелких субидiomорфных и скелетных зерен в плагиоклазе и идиоморфных в оливине (в одном и том же образце) установлено повышение хромистости и железистости.

Вариации состава всех минералов взаимосвязаны в конкретных парагенезисах различных генераций. Температуры установления минеральных равновесий рассчитывались по хром-алюминиевому термометру в парах энстатит-диопсид [18]. В шпинелевых и плагиоклаз-шпинелевых лерцолитах для групп: ядро — краевая часть, необласть — в разных образцах они составляют соответственно, °C: 1100—980, 1000—900, 950—890, в гарцбургитах 1060—1000.

Поскольку формирование необластов и структур пород в целом обусловлено пластическим течением вещества, то, очевидно, правомерен вывод о том, что конечные температуры установления минеральных равновесий отражают условия деформаций. Заключение о высокотемпературных условиях деформаций согласуется с отсутствием водосодержащих минералов, синхронных по образованию ранним деформациям в перидотитах.

В верлитах и пироксенитах с изменчивыми количественными соотношениями оливина и клинопироксена установлены высокие значения железистости оливина (19,4) и диопсида (13,5—14,8), возрастающие к контакту с габбро соответственно до 23,6—24,6 и 13,0—17,5 (см. табл. 1, 3). В оливинах резко понижено количество NiO и появляется CaO (до 0,19%) по сравнению с оливинами лерцолитов и гарцбургитов. Для пироксенов ряда авгит-диопсид с относительно низкими содержаниями Al_2O_3 и Cr_2O_3 установлен тренд фракционирования компонентов, обратный наблюдаемому в гарцбургитах: наиболее железистые пироксены со-

держат максимальные количества Al_2O_3 , Cr_2O_3 и TiO_2 , снижающиеся в магнезиальных разновидностях.

Габбро пироксен-роговообманковые и габбро-диабазы имеют широкий интервал колебаний железистости (30–40) и содержаний SiO_2 : рост кремнекислотности сопровождается увеличением железистости при слабых вариациях и низких содержаниях TiO_2 и щелочей. В целом породы отвечают кварц-нормативному толеиту, кристаллизовавшемуся после фракционирования оливина из расплава.

Таким образом, на основании микрозондовых анализов сосуществующих оливинов, энстатитов, диопсидов и хромшпинелидов установлено:

- направленное изменение состава минералов от наиболее «глубоких» горизонтов лерцолитов вверх по разрезу к гарцбургитам и далее к дунит-верлит-пироксенитам внешней оболочки лерцолитового тела;
- закономерные вариации состава различных генераций минералов по всему разрезу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный материал по строению разреза, структурам и составу пород и минералов приводит к следующим выводам.

Структура и состав минералов лерцолитов характеризует их как мантийное вещество, слабо обедненное базальтоидными компонентами. По разрезу от структурно нижних горизонтов — лерцолитов — к дунитам, т. е. от ранних пород к поздним, происходит слабое снижение кремнекислотности и железистости пород, уменьшение Al_2O_3 , CaO в породе и в пироксенах, перераспределение хрома из пироксенов в рудный минерал. Таким образом, степень истощения лерцолитов нарастает к контакту с гарцбургитовым и дунитовым горизонтами, которые представляют собой все более истощенные ультраосновные массы, где предельным релитом является дунит. Непрерывный характер переходов: лерцолит → гарцбургит → дунит, — с дробным чередованием пород на границах и нарастанием объема каждого последующего члена говорит в пользу такого представления.

Перестройка состава, структур минералов и пород происходила при непрерывном и неравномерном высокотемпературном пластическом течении вещества, представляя по существу синдеформационную дифференциацию исходного лерцолита.

Начиная от уровня верлитов-пироксенитов изменяется направленность накопления компонентов: скачкообразное увеличение кремнекислотности пород сопровождается ростом железистости с накоплением в них сначала кальция (пироксениты), а затем алюминия, щелочей, титана и фосфора (габброиды). Резкие различия трендов фракционирования компонентов в рядах: лерцолит → гарцбургит → дунит и верлит (дунит) → пироксенит → габбро свидетельствуют о разных способах и условиях их формирования. При этом конформность структур областей релитования (гарцбургит-дунитовый и дунитовый горизонты) и магматической кристаллизации (верлит-пироксениты) рассматривается как отражение пространственного и временного единства процессов формирования этих частей разреза.

Структурное и вещественное сходство разрезов массива Средний Крак и рассмотренного нами ранее Нуралинского массива несомненно, и частные различия лишь дополняют общую картину их строения и эволюции. В истории формирования этих существенно лерцолитовых разрезов, входящих в состав офиолитовой ассоциации, выделен ряд главных этапов.

1. На раннем из фиксируемых этапов происходило массовое пластическое течение лерцолитов при температурах $1000^\circ C$ и более и общем давлении более 700 МПа, обеспечивающем устойчивость парагенезиса — глиноземистая шпинель + диопсид; дифференциация лерцолитового материала обуславливала развитие структурно-вещественных не-

однородностей — послойно-шлировой контрастности минералогического и химического составов породы.

2. По мере подъема масс и снижения общего давления формировались: а) плагиоклаз-шпинелевые лерцолиты — вследствие реакции твердофазового перехода; б) плагиоклаз-диопсидовые сегрегации, обогащенные титаном, щелочами, с оболочками дунитового состава — в результате частичного плавления лерцолита. Последний тип преобразований, по-видимому, является естественным продолжением метаморфической дифференциации, возникающей прежде всего на участках с подготовленным к процессу плавления химическим составом, — обогащенных алюминием, титаном, щелочами. Вязкое течение вещества и движение мобилизата, отраженное ориентировкой линейности в лерцолитах, происходило нормально (или под крутым углом) к границе с гарцбургит-дунитовой зоной.

3. Реститовая гарцбургит-дунитовая зона, секущая структуры течения раннего этапа, образовывалась, по-видимому, при оформлении края лерцолитового тела, выводящегося из мантии в кору. С этими событиями неразрывно связано отделение базальтоидного расплава и последующая его кристаллизация в виде полосчатой дунит-верлит-клинопироксенитовой серии.

4. Внедрение габбро, принадлежащего, судя по структурам и составу, гипабиссальным образованиям, разделено перерывом во времени от формирования полосчатой серии. Представляется вероятным, что габброиды являются продуктами дифференциации базальтоидной магмы, отделенной из лерцолитов, возможно, более глубоких горизонтов. Кристаллизация магмы шла в присутствии водосодержащего флюида, на что указывает наличие первичного амфибола в верлитах, пироксенитах, габбро.

Таким образом, в габбро-ультрабазитовом разрезе офиолитовой ассоциации массива Крака совмещены породы, представляющие ряд автохтонных продуктов частичного плавления мантийного вещества и аллохтонные магматические образования. Они формировались на разных глубинах и различными способами, но в то же время в связи с общим тектоническим событием — выплавлением базальтов в области формирования коры океанического типа.

5. Выведение в кору и ранние перемещения в ней габбро-ультрабазитового тела сопровождалось: а) массовой петельчатой серпентинизацией ультраосновных пород, б) образованием гранатовых амфиболитов по роговообманковому габбро и габбро-диабазам и развитием локальных зон течения в ультрабазитах в условиях амфиболитовой фации. При последующем шарьировании все породы испытывали разнообразные, неравномерно проявленные (в линейных зонах) диафорические преобразования в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Авторы выражают глубокую благодарность А. В. Пейве за постоянную поддержку в работе и Н. Л. Добрецову, А. Л. Книпперу и А. А. Савельеву за критическое прочтение статьи.

Литература

1. Денисова Е. А. Дунит-верлит-пироксенитовые серии лерцолитовых массивов Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 3, с. 660—664.
2. Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале. — Геотектоника, 1971, № 1, с. 96—102.
3. Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Патхан М. Т., Рудник Г. Б. Гипербазитовый массив Южный Крака (Южный Урал). — Вест. Моск. ун-та, Сер. геол., 1976, № 6, с. 59—67.
4. Клочихин А. В., Радченко В. В., Буряченко А. В. Геология и петрохимия гипербазитов массивов Крака (Южный Урал). — В сб.: Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, 1973, с. 129—138.
5. Логинов В. П., Павлов Н. В. Массив Южный Крака. — В сб.: Путеводитель Кемпирсайской экскурсии второго уральского петрографического совещания. Свердловск, 1966, с. 15—22.
6. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.

7. *Ожиганов Д. Г.* Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение.— В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 242—249.
8. *Павлов Н. В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов.— Тр. Ин-та геол. наук. М.: Изд-во АН СССР, 1949, вып. 103, № 13. 87 с.
9. *Савельева Г. Н.* Структура и петрология Войкаро-Сыньинского массива.— В кн.: Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983, с. 26—53.
10. *Савельева Г. Н., Денисова Е. А.* Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале.— Геотектоника, 1983, № 2, с. 42—57.
11. *Савельева Г. Н., Щербаков С. А., Денисова Е. А.* Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 16—26.
12. *Самыгин С. Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал).— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980, вып. 343, с. 29—63.
13. *Соколов Г. А.* Геолого-геохимические исследования хромитоносного массива Южный Крака.— Тр. Ломоносовского ин-та АН СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1938, вып. 9, с. 5—64.
14. *Соколов Г. А.* Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения.— Тр. Ин-та геол. наук. М.: Изд-во АН СССР, 1948, вып. 97, 127 с.
15. *Carter N. L.* Static deformation of silica and silicates.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 23, p. 5514—5540.
16. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, № 10, p. 853—876.
17. *Nicolas A., Poirier J. P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. I.— N. Y.: John Wiley and Sons, 1976, 444 p.
18. *Mysen B. O., Boettcher A. L.* Melting of hydrous mantle: II.— J. Petrol., 1975, v. 16, № 3, p. 549—593.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
24.I.1984

УДК 551.263.03(234.9)

ШЕКИНСКИЙ Э. М., ИСАЕВ Б. М.,
АЛИ-ЗАДЕ С. А., КЕНГЕРЛИ Т. Н.

ХАОТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО СКЛОНА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Рассмотрены морфология и положение в разрезе хаотических комплексов северного склона Юго-Восточного Кавказа, повсеместно сопровождающих тектонические покровы мелового этапа тектогенеза в пределах миогеоантиклинали Бокового Хребта. В составе хаотических комплексов выделяются олистостромы, олистолиты и тектонически меланжированные образования. Делается вывод об их генетической близости в отношении единства источника обломочной массы и механизма образования. Однако существуют различия в способе транспортировки, переработки и консолидации. Указывается на необходимость критического пересмотра традиционно сложившихся представлений о строении региона и в связи с этим переоценки перспектив поисков различных видов полезных ископаемых.

Хаотические комплексы предшествующих геологических эпох давно привлекают внимание многих геологов специфичностью и многообразием форм проявления. Будучи впервые описаны во флишевых толщах Швейцарских Альп Ф. Кауфманом под названием «дикого флиша», впоследствии подобные образования были выявлены и в других складчатых поясах Земли.

Для обозначения их природы Е. Гринли использовал термин «автокластический меланж» [19], а Г. Флорес ввел понятие «олистостром» [18]. Эти термины в настоящее время широко используются в близких к первоначальным значениям и характеризуют четко ограниченные в пространстве конседиментационные, но инородные вмещающим осадкам свалы хаотически расположенного несортированного материала (олистостромы), либо аналогичные тектонически дезинтегрированные массы пород, расположенные непосредственно перед фронтом и в подошве шарьяжей без переотложения обломочного материала в бассейне осадконакопления (тектонический меланж).

Материалы исследований последних лет, в которые большой вклад внесли советские геологи [2, 11—13, 16], убеждают в генетической близости указанных хаотических комплексов и их формировании за счет разрушения фронтальных частей надвигов и тектонических покровов в процессе миграции в пределы перифронтальных депрессий. Причем эти геологические формы часто находятся в сложной взаимосвязи, продолжая друг друга в пространстве и времени, что отражает единство тектонических и седиментационных процессов в развитии геосинклиналей.

Большой Кавказ, являясь составной частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса, представляется сложнопостроенным складчато-шарьяжным сооружением и характеризуется разнообразием и богатством тектонических форм. Новейшие исследования [1, 7, 10] подтвердили широкое развитие в его пределах разновозрастных шарьяжей и олистостромовых комплексов, о наличии которых на Юго-Восточном Кавказе имеются скудные и отрывочные данные. Если мы располагаем сведениями о тектонических покровных пластинах южного склона, связанных с миоценовым этапом тектогенеза [4—6, 8, 14], то хаотические комплексы региона, интерпретируемые как олистостромы и тектонический меланж, практически никем не описаны. Лишь Н. Б. Вассоевич приравнял к дикому флишу разрез нардаранской свиты нижнего мела Северо-Восточного Азербайджана [3], а В. Е. Хаин [17] и другие

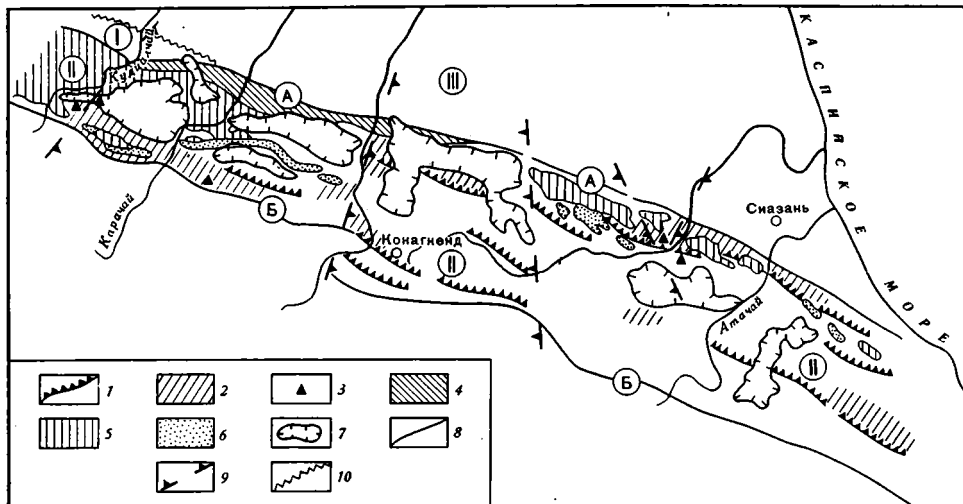


Рис. 1. Тектоническая схема полосы развития хаотических комплексов северного склона Юго-Восточного Кавказа

Тектонические ступени (цифры на схеме): I — Судурская, II — Шагдаг-Хизинская (автохтон), III — Кусарская. Автохтон: 1 — гребневидные антиклинали, 2 — зоны размещения олистостромов, 3 — крупные олистолиты. Аллохтон: 4 — зона корней, 5 — покровные пластины; 6 — тектонический меланж. Неоавтохтон: 7 — чашеобразные синклинали верхнего турона — дания. Разрывные нарушения: 8 — региональные взбросо-надвиги общекавказского простираия (А — Сиазанский, Б — Шагдаг-Гермаианский), 9 — сбросо-сдвиги антикавказского простираия; 10 — границы ступеней (там, где они не совпадают с разрывами)

отмечали развитие известняковых конгломератобрекчий в грубом флише неокома данной зоны.

Альпийское развитие Юго-Восточного Кавказа, как и всего Большого Кавказа, завершилось становлением его современной ступенчато-блоковой структуры. При этом тектонические ступени соответствуют исторически сложившимся структурно-формационным зонам, разграниченным со времени своего заложения глубинными разломами и ограниченными ими чешуями, которые в отдельных случаях и на различных этапах тектогенеза играли роль корневых зон шарьяжей.

В последние годы на северном склоне Юго-Восточного Кавказа, в пределах миогеоантиклинали Бокового Хребта, выявлены крупные тектонические покровные пластины и хаотические структуры, образовавшиеся в результате тангенциального сокращения земной коры в меловой этап тектогенеза [9]. Данный процесс явился результатом интенсивных подвижек в зоне Самур-Сиазанского глубинного разлома, сопровождавшихся надвиговыми перемещениями в южном направлении. Разлом в современной структуре играет роль тектонического шва между Судурской и Шагдаг-Хизинской ступенями южного крыла миогеоантиклинали (рис. 1).

Судурская ступень представляет собой узкую (средняя ширина около 5 км), непротяженную (до 50 км) синклинорную зону выходов массивных хомогенных и органогенно-рифогенных мраморизованных известняков верхней юры и карбонатных флишоидов неокома, перекрытых местами известняково-глинистыми породами верхнего мела и третичными образованиями. В основании карбонатных массивов на дислоцированных песчаниках и аргиллитах средней юры трансгрессивно залегают толща нижнеоксфордских гипсоносных песков и песчаников. Расположенные в пределах ступени складки характеризуются линейностью и коробчатым строением.

Образования Кусарской ступени, сформировавшейся в среднем плиоцене как наложенный прогиб, нивелируют структурный план Судурской ступени и юго-восточнее меридиана р. Кудиалчай «судурские» из-

известняки выступают узкой полосой в рубцовой зоне шарьяжа вдоль Самур-Сиазанского глубинного разлома.

Шахдаг-Хизинская ступень также имеет в общем синклинорное строение и прослеживается на 170—180 км от меридиана р. Усуччай на северо-западе до Каспийского побережья на юго-востоке. Ширина ступени обычно выдерживается в пределах 15 км, сокращаясь на крайнем западе до 5 км.

В пределах ступени четко выделяются четыре литолого-фациальные группы пород различного возраста — средне- и верхнеюрская, нижне- и верхнемеловая, отражающие различные этапы развития данной зоны. Контакты между первыми тремя группами пород в основном тектонические, но там, где наблюдается нормальный стратиграфический разрез, каждый последующий осадочный комплекс трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, перекрывает предыдущий. При этом юрские образования обнажаются в замках запрокинутых на юг гребневидных брахиантиклиналей, а отложения неокома слагают их крылья и синклинальные чаши при преобладающем пологом наклоне слоев на северо-восток.

Средняя юра (аален — байос) видимой мощностью 400—450 м представлена аргиллитами и песчаниками раннеальпийского ложа Бокового хребта. Верхнюю юру образует формация терригенного флиша (видимая мощность 800—850 м) — чередование конгломератов, гравелитов, песчаников и аргиллитов при подчиненном положении последних.

Нижнемеловые отложения подразделяются на две толщи — карбонатно-терригенную флишевую и глинистую. Флишевая толща берриаса — валанжина (до 450 м) трансгрессивно залегает на различных горизонтах средней и верхней юры. При переходе к готериву постепенно возрастает роль известковистых глин и аргиллитов, и в последующем интервале нижнего мела, включая апт (общая мощность до 900—950 м), они занимают доминирующее положение, чередуясь с редкими пропластками известняков и мергелей.

Для нижнемелового комплекса характерно наличие многочисленных олистостромовых горизонтов и отдельных олистолитов, представляющих собой продукты разрушения верхнеюрских известняков «судурской» фации во фронтальной части Самур-Сиазанского надвига. Скачок интенсивности надвигания способствовал в середине мела перекрытию консолидированных толщ северного крыла Шахдаг-Хизинского прогиба аллохтонными известняковыми пластинами с образованием хаотических комплексов тектонически переработанных пород аллохтона и автохтона в подошве и лобовой части шарьяжа.

Верхнемеловые флишеидные отложения выполняют пологие брахи-синклинали, расположенные цепочкой вдоль северного борта Шахдаг-Хизинской ступени и наложенные на элементы как автохтона, так и аллохтонных пластин и корневой зоны шарьяжа (см. рис. 1).

Конседиментационные олистостромы и олистолиты. Олистостромовые образования нижнемеловых толщ Шахдаг-Хизинской ступени представляют собой значительной мощности свалы хаотически расположенных, несортированных, в большинстве случаев плохо окатанных галек и валунов, глыб и небольших блоков «судурских» известняков и в резко подчиненном количестве более древних или синхронных времени накопления пород вмещающего комплекса с цементирующим карбонатно-глинистым материалом. Отдельные обломки, валуны, глыбы, блоки и крупные пластины тех же известняков, либо мелкие фрагменты конгломератобрекчий (отторженцы олистостромов) в виде олистолитов «засоряют» основную массу осадков.

Рассмотрение разрезов Шахдаг-Хизинской зоны позволило изучить и описать олистостромовые образования как во флишевых, так и в терригенно-глинистых толщах нижнего мела (в виде линз, пластов, горизонтов). При этом по составу обломочного материала выделяются олистостромы моногенные и полигенные, а по внутреннему строению — конгломератобрекчий и тиллитовидные конгломераты. Наиболее наглядно

указанные разновидности олистостромов характеризуются в разрезах р. Карачай и ее правого притока р. Назирчай, где они представлены выдержанными по простиранию и мощности горизонтами, занимающими вполне определенное стратиграфическое положение¹.

Глубокий врез р. Назирчай вскрывает мощную олистостромовую толщу в фации дикого флиша, стратифицированную в интервале перехода от валанжина к готериву (рис. 2). Образования верхнего валанжина, представленные флишевым чередованием песчаных известняков, мергелей, редко алевролитов и аргиллитов, приведены здесь в тектонический контакт с отложениями средней юры по Шахдаг-Гермианскому разлому, моноклинально падают на север под углами 60–65°, имеют мощность до 30 м и стратиграфически выше них наблюдается следующий разрез:

1. Олистостромовая толща, состоящая из чередования собственно олистостромовых горизонтов и разделяющих их стратифицированных слоев. Последние представлены флишоидными пачками (0,5–0,3 м), мощность и количество которых сокращается вверх по разрезу. Олистостромовые горизонты, мощностью 1,5–5,0 м, сложены полигенными конгломератобрекчиями. Обломки угловатые, часто неправильной формы, плохой и средней окатанности. Размеры их колеблются в широких пределах от 1–2 см до 2–3 м в поперечнике. Поверхности обломков достаточно хорошо отполированы, со следами трения (царапины, борозды, вмятины), плотно пригнаны друг к другу, а незначительные пустоты между ними заполнены карбонатно-глинистым цементом и вторичным кальцитом. Основную массу обломочного материала составляют «судурские» известняки, в значительных количествах наблюдаются валуны

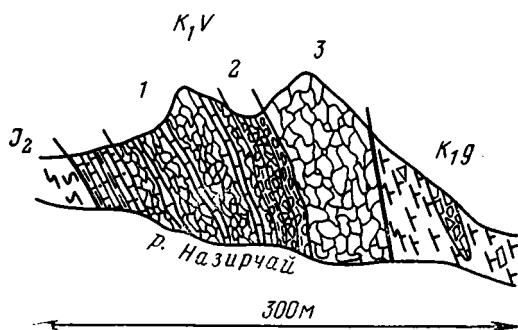


Рис. 2. Разрез олистостромовой толщи на р. Назирчай. Цифрами обозначена последовательность пачек, описанных в тексте

подстилающих пород. Это, в частности, крупные обломки гравелитов и конгломератов берриаса (хорошо окатанные и сортированные голыши серых аргиллитов, зеленоватых песчаников и известняков в светлой карбонатной матрице), песчаных и пелитоморфных плотных известняков валанжина. Наблюдаются отдельные обломки среднеюрских аргиллитов. Слоистость в конгломератобрекчиевых горизонтах практически отсутствует. Конгломератобрекчия иногда срезают поверхность межolistostромовых отложений, а последние заполняют неровности кровли олистостромовых горизонтов, часто прислоняясь и облекая отдельные крупные валуны. Мощность 98 м.

2. Олистостромовая толща, сложенная в основном конгломератобрекчиями с отдельными горизонтами тиллитовидных конгломератов. В конгломератобрекчиях наблюдается грубая слоистость, отражаемая наличием линз и горизонтов мелко- и среднегалечных разностей в основной крупнообломочной массе.

Среди обломков доминирующее положение занимают «судурские» известняки, а обломки подстилающих пород постепенно исчезают. Роль цементирующего компонента играют темные зеленоватые известковистые аргиллиты, что указывает на формирование данного интервала уже в готеривском бассейне седиментации. Для отдельных горизонтов характерно значительное количество глинистого цемента, составляющего 10–15% общей массы.

¹ Назирчайский разрез приведен в работе В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова [17] без генетической характеристики олистостромового комплекса.

Обломки здесь сравнительно лучше окатаны, имеют в основном уплощенную форму и размеры их не превышают 1 м по длинной оси. Аргиллиты располагаются вокруг разнообразно ориентированных валунов и галек, имеют достаточно выраженную текстуру течения и придают горизонтам тиллитовидный облик. Мощность 23 м.

3. Моногенная олистостромовая конгломератобрекчия, сложенная обломками исключительно «судурских» известняков. Обломки угловатые, плохоокатанные, со следами транспортировки и трения, плотно притерты друг к другу, либо разделены тонкой рубашкой кальцита или аргиллита. Наиболее крупные глыбы достигают размеров 2,5×5,0 м и более. Мощность 55 м.

Стратиграфически выше наблюдаются темно-серые, зеленоватые известковистые аргиллиты, прислоненные с азимутальным и угловым несогласием, вероятно по разлому, к кровле олистострома. В аргиллитах фиксируется маломощный пласт (до 4 м) конгломератобрекчий, выклинивающийся по падению. Еще одна олистостромовая линза мощностью 25 и протяженностью до 500 м заключена в аргиллитовых толщах готерива несколько восточнее по простиранию отложений у родника Гамгам.

Описанная олистостромовая толща, объединяющая пачки 1–3, прослеживается в восточном направлении на 1,5 км и латерально замещается флишевыми образованиями. В западном направлении дикий флиш тектонически выклинивается через 2 км, не достигая вреза р. Карачай. Здесь обнажается уже 60–70-метровый олистостромовый горизонт, расположенный стратиграфически выше, в аргиллитах готерива. Обломочный материал практически представлен только голяшами, валунами, глыбами и отдельными блоками «судурских» известняков, сцементированными глинистой массой вмещающих толщ. Карачайский олистостром прослеживается по простиранию на 10–12 км. Его суженное (до 8–10 м) северо-западное окончание мы наблюдаем на р. Агчай (правый приток р. Кудиялчай), а восточному выклинивающемуся языку олистострома, вероятно, отвечает 4-метровый пласт известняковой конгломератобрекчии в отложениях готерива по р. Назирчай. В междуречье рек Карачай — Агчай олистостром совместно с вмещающими аргиллитами перекрывается пластиной Аггядугского тектонического покрова.

Горизонты, пласты и линзы моногенных олистостромовых конгломератобрекчий различной мощности и протяженности характерны для средней (терригенно-глинистой) части разреза неокома, будучи широко развиты также в бассейнах рек Вельвеличай и Гильгильчай. В то же время полигенные разности более широко представлены в диком флише низов неокома, который обнажается на реках Гильгильчай, Агчай, Нардаранском ущелье, Бегимдагском поднятии. И если Нардаранский разрез в общих чертах аналогичен Назирчайскому (пачке 1), то в других местах олистостромовые горизонты и пласты занимают подчиненное положение.

Разрез нижнего мела Шахдаг-Хизинской ступени насыщен отдельными обломками, валунами, блоками и пластинами «судурских» известняков, достигающими иногда гигантских размеров. Мелкими обломками и валунами (от нескольких сантиметров до первых метров в поперечнике) «замусорены» в основном глинисто-аргиллитовые отложения готерива — апта. Имея сглаженную, овальную и удлиненную форму, они часто группируются в отдельных интервалах, либо равномерно распределены в осадочной толще. Отмечаются также крупные известняковые блоки, достигающие по продольной оси нескольких десятков метров. Примерами являются известняковый утес во флишевых отложениях, подстилающих пачку 1 (урочище Пиргамгам на правобережье р. Назирчай), и огромные экзотические глыбы в разрезе неокома, четко выраженные в рельефе склонов долин рек Агчай (у с. Джек), Гильгильчай, Агчай. Отличаясь напряженной тектоникой и сложным чешуйчато-надвиговым строением, полоса, расположенная вдоль северного борта Шахдаг-Хизинской зоны, характеризуется наличием отдельных

крупных пластин (олистоплаков) «судурских» известняков в разрезе дикого флиша. Так, на реке Гильгильчай известняковый плитообразный моноблок, участвуя в разрезе неокома, надвинут на фаунистически охарактеризованные [3] гофрированные аргиллиты, мергели и известняки валанжина — готерива. В стратиграфически выше- и нижерасположенных толщах отмечается еще целый ряд мелких линз и горизонтов олистостромов и многочисленных олистолиты. Имея в общем чашеобразное строение, пластина флексурно погружается на север, а на юге перекрывает антиклиналь, сложенную в ядре песчаниками и аргиллитами средней юры. При толщине до 80 м, ширине 1,5—1,6 км и протяженности 8—10 км пластина к краям постепенно утоньшается, брекчируется, принимая типичный олистостромовый облик. Это мы наблюдаем как в поперечном (фронтальная и тыловая части пластины на р. Гильгильчай), так и в продольном (район с. Гюлех) направлениях. Пластина значительно меньших размеров (мощность 25—30, протяженность до 500 м) обнажается среди аргиллитов готерива выше по разрезу близ с. Дашлы-Джалган (рис. 3).

Хаотические образования во фронте покровных пластин. Другой разновидностью хаотических структур являются тектонически брекчированные породы во фронтальной части тектонических покровов, образованных мощными «судурскими» известняками и наложенных на флишевую и глинистую автохтонные серии неокома Шахдаг-Хизинской ступени (см. рис. 1). Максимум амплитуды тектонического перекрывания достигает 7—10 км. В результате последующего разрушения и размыва первичный шарьяж распался на ряд крупных и мелких покровных пластин, либо огромных клиппов, в лобовой части и подошве которых часто

наблюдается хаотический комплекс пород, напоминающий олистостромы. Аналогичные тела конгломератобрекчий залегают среди автохтонных толщ и на некотором удалении перед фронтом шарьяжа. В то время как конседиментационные олистостромы залегают согласно с вмещающей толщей неокома, подстилаясь и перекрываясь различными ее горизонтами, и совместно с ней дислоцированы, указанные хаотические образования имеют приповерхностный характер, несогласно располагаясь на гофрированных подстилающих образованиях, не прослеживаются в глубь разреза автохтона и, таким образом, являются непосредственно

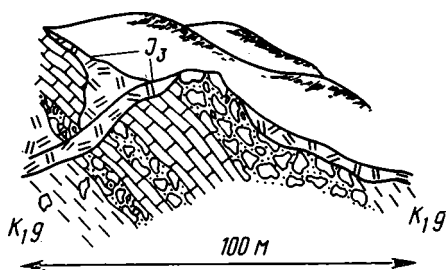


Рис. 3. Пластина олистостромовых известняков и конгломератобрекчий (конседиментационный покров) в нижнемеловых аргиллитах близ с. Дашлы-Джалган на левобережье р. Гильгильчай

составной частью первичного шарьяжа. Подобные комплексы мы встречаем во фронте покровных пластин как на западе (Джек, Аггядук, Сюхюб), так и на востоке (Чирахкала, Чархана, Бешбармак).

Тектонически переработанные породы перед фронтом Сюхюбского покрова (рис. 4) прослеживаются в субширотном направлении на 17—18 км и достигают в поперечнике 0,8—1,5 км. В своем нижнем течении р. Назирчай вскрывает моноклинально падающие на север (40—50°) монотонные аргиллиты готерива — баррема, на эродированной поверхности которых размещена мощная (до 300 м) толща конгломератобрекчий. Обломочный материал варьирует от мелкой крошки до крупных глыб и блоков и представлен в основном «судурскими» известняками, в массе которых затерты редкие останцы подстилающих глин неокома, служащих одновременно доминирующим компонентом цементирующей матрицы. В последней присутствует также перетертый в муку карбонатный материал. Часто трещины в обломках и промежутки между ними заполнены вторичным кальцитом. В результате последующего размыва меланжированный шлейф в своем восточном окончании оказался от-

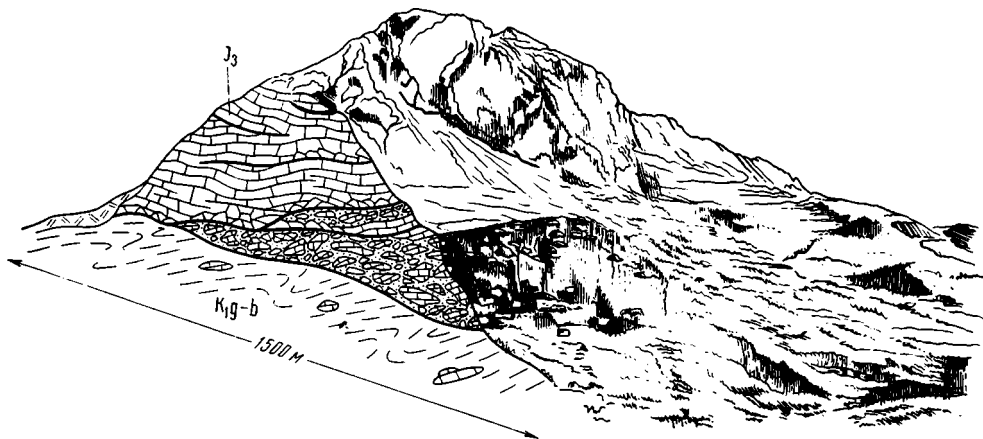


Рис. 4. Тектонически меланжированные породы во фронте Сюхюбского покрова (на заднем плане Сюхюбский утес)

торгнутым от покровной пластины и в виде удлиненного языка вклинивается в полосу развития нижнемеловых аргиллитов (см. рис. 1).

Еще одним примером является хаотическая зона дробления во фронте Чирахалинского покрова, образующего Карасангырский хребет на левобережье р. Гильгильчай. Как и в предыдущем случае, роль пластичного основания тектонического меланжа играют нижнемеловые аргиллиты, моноклинально покружающиеся на север, под покровную пластину. Шлейф конгломератобрекчий продолжает покровную пластину на юг при максимальной мощности 50–60 м. В местах размыва обнажается автохтонная глинистая серия, а меланжированные породы в виде останцев слагают небольшие высоты. Обломочный материал представлен окатанной и угловатой галькой, валунами и глыбами (со следами транспортировки и трения) известняков аллохтона, а также пелитоморфных известняков, мергелей, известковистых песчаников и аргиллитов автохтонного комплекса. Обломочный материал достаточно плотно схвачен карбонатно-глинистым цементом. В направлении к аллохтону в средней части конгломератобрекчиевого шлейфа наблюдается переход к более однородной массе тектонически обработанного и перемешанного материала «судурских» известняков и нижнемеловых аргиллитов, которая, являясь, вероятно, подошвенным хаотическим комплексом, обнажилась в результате дезинтеграции лобовой части покрова.

Аналогичный подошвенный хаотический комплекс развит и юго-восточнее р. Гильгильчай, где покровные пластины полностью разрушены либо представлены отдельными останцами (например, Бешбармакский клипп). Шлейфы тектонически переработанных пород фронтальной части покровов представлены более широко и иногда геоморфологически выражены протяженными грядами грубообломочного материала среди глинистых толщ (например, в районе ущелья Чархана на юго-востоке). Они как бы трассируют начальное положение лобовой части первичного шарьяжа и сохранились как реликты последнего в массе автохтона.

Процесс формирования хаотических комплексов. Можно получить достаточно полное представление о процессе формирования хаотических комплексов, анализируя имеющийся материал об их морфологии и положении в разрезе. Контролирующим фактором, по крайней мере послесреднеюрского развития региона, являлся Самур-Сианзанский глубинный разлом, вдоль которого происходило уступообразное сочленение Судурской шельфовой зоны северной суши и более глубокого Хизинского бассейна. Дальнейшее углубление моря в меловой период, связанное с общим тангенциальным сокращением земной коры Кавказа (с образованием компенсационных прогибов), не препятствовало сохранению вдоль указанного разлома структурного выступа, который в виде неширокой мелководной кордильеры расчленил бассейн осадконакопления надвое с флишевой седиментацией в южной части и флишондной — в

северной. При этом импульсивная тектоническая активность зоны надвига, сопровождавшая поддвижение Хизинского блока под Судурский, способствовала гравитационной неустойчивости известнякового уступа.

В короткие, но интенсивные периоды тектонических подвижек, отражающиеся на поверхности сильнейшими сейсмическими толчками, происходило дробление и обрушение огромных масс известняков, которые сползали по крутому подводному склону и захоронялись в нормально-осадочных толщах в виде олистостромов. Часто в бассейн попадали мощные и протяженные известняковые пластины, представляющие собой конседиментационные тектонические покровы — олистоплаки (как на р. Гильгильчай). Подводно-оползневая транспортировка обвальных обломков и крупных пластин «судурских» известняков сопровождалась захватом и переработкой многочисленных фрагментов оползневой склона. В начальные «пароксизмальные фазы» [2] срывались и захоронялись в диком флише относительно консолидированные породы валанжина и более древние образования, что привело к полигенности олистостромового материала. Последовавшее в готериве изменение состава нормально-осадочного комплекса (с флишевого на менее консолидированный глинистый) с перекрытием подстилающих отложений предопределило моногенность обломочного состава олистостромов с участием материала вмещающих толщ в основном в составе цемента.

Восстановление профиля равновесия склона седиментационного бассейна после каждой очередной фазы тектонических подвижек способствовало нормальному осадконакоплению. Однако это не мешало продолжавшейся, но значительно менее интенсивной дезинтеграции известнякового массива кордильеры в субаэральных либо мелководных условиях. Результатом явилась «замусоренность» осадочных толщ продуктами этого процесса — олистолитами «судурских» известняков. Наличие в межоллистостромовых осадочных толщах отдельных фрагментов полигенных конгломератобрекчий есть результат подводного разрушения и вторичного переотложения материала полигенных олистостромов или сводов подводных антиклинальных поднятий.

Следует отметить обратную зависимость в размещении олистостромов и олистолитов в разрезе нижнего мела Шахдаг-Хизинской ступени. Олистостромы в своей массе присущи в основном низам разреза (валанжин — готерив), в то время как отдельные олистолиты преобладают в глинистых толщах верхнего готерива — нижнего апта. Таким образом, фиксируется сокращение интенсивности и частоты «пароксизмальных фаз» во времени.

Спонтанный скачок тектонической активности, происшедший при переходе от раннего к позднему мелу и связанный с возрождением действия глубинного поддвигового механизма в полосе Самур-Сиазанского разлома, привел к срыву и надвиганию «судурских» известняков на юг [9]. При этом гипсоносные пески, расположенные в основании карбонатных массивов, представляли собой компетентную подстилку, по которой скользили, дисгармонично сминаясь, известняковые пластины. Этот процесс сопровождался обрушением и оползанием большого объема материала лобовой части шарьяжа, который совместно с ним мигрировал либо захоронялся в его подошве. Длительное горизонтальное движение при высоких давлениях со стороны перекрывающих аллохтонных масс привело к интенсивному тектоническому перемешиванию обрушившегося карбонатного материала с породами автохтона, в основном перетертыми в «муку» или мелкую крошку под вспахивающим воздействием подошвы аллохтона. В данном случае это чисто тектонический осадочный меланж или автокластический меланж (по Е. Гринли).

Верхнемеловой (турон — даний) неавтохтонный комплекс трансгрессивно запечатывает совместный структурный план олистостромосодержащего автохтона и шарьированных на последний известняковых пластин с меланжированным комплексом по фронту. Таким образом, четко ограничивается верхний возрастной предел становления покровоолистостромообразования, что хорошо согласуется с данными А. В. Пейве

[15], который выделяет австрийскую фазу тектогенеза в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса, приведшую к закрытию (часто аллохтонному перекрытию) геосинклинальных прогибов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ изложенного материала приводит к выводу о генетической близости хаотических комплексов северного склона Юго-Восточного Кавказа в отношении единства источника обломочной массы (доминирующее положение «судурских» известняков) и спускового механизма ее образования («пароксизмальные» тектонические фазы). При этом грубообломочный материал формировался в результате дезинтеграции и обрушения фронтального уступа Самур-Сиазанского надвига на протяжении длительного отрезка времени под воздействием как тектонических, так и денудационных процессов. Однако способ транспортировки, переработки и консолидации хаотических образований в корне различен: подводно-оползневые, конседиментационные олистостромы и олистолиты в первом случае и тектонически переработанные и перемещенные, аллохтонно залегающие меланжированные шлейфы во фронте и подошве покровных пластин во втором.

Впервые установленные в геологическом строении миогеоантиклинали Бокового хребта хаотические комплексы, сопровождающие тектонические покровы и сформировавшиеся в меловой этап тектогенеза, свидетельствуют о возможном широком их развитии в пределах всего горного сооружения Большого Кавказа. Они совместно с интенсивно развитыми шарьяжами и хаотическими образованиями других этапов тектогенеза придают региону облик единого складчато-шарьяжного сооружения (с точки зрения его общего строения и истории формирования) в цепи идентичных структур Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Отсюда возникает необходимость критического пересмотра традиционно сложившихся представлений о строении данной и сопредельных территорий с привлечением внимания геологов-съемщиков к обнаружению возможных шарьяжных и хаотических структур. Это позволяет по-новому оценить перспективы региона на различные полезные ископаемые.

Литература

1. Ажгирей Г. Д. и др. Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.
 2. Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 239 с.
 3. Вассоевич Н. Б. Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома Северо-Восточного Азербайджана.— Докл. АН СССР, 1938, т. 21, № 3, с. 135—140.
 4. Вассоевич Н. Б., Хаин В. Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 76—80.
 5. Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М.: Недра, 1966. 188 с.
 6. Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на Юго-Восточном Кавказе.— Сов. геология, 1958, № 7, с. 62—84.
 7. Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
 8. Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. Об условиях образования Баскальского покрова на Юго-Восточном Кавказе.— В кн.: Материалы по тектонике и региональной геологии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзербССР, 1968, с. 136—151.
 9. Исаев Б. М. и др. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа.— Геотектоника, 1981, № 1, с. 70—84.
 10. Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 139 с.
 11. Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис.— Геотектоника, 1978, № 5, с. 18—33.
 12. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981.
 13. Лукьянов А. В., Леонов М. Г., Щерба И. Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах.— Литология и полез. ископаемые, 1975, № 4, с. 40—49.
 14. Мирчинк М. Ф., Шурыгин А. М. Формирование структуры третичных и меловых отложений Юго-Восточного погужения Кавказа. М.: Наука, 1972. 160 с.
 15. Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— Геотектоника; 1967, № 5.
 16. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
 17. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзербССР, 1957, с. 5—179.
 18. Flores C. Discussion. Wold Petrol. Congr. 4th. Roma, 1955.
 19. Greenly E. The geology of Anglesey.— Mem. Gr. Brit. Geol. Surv., 1919, 980 p.
- Управление геологии
АзербССР

Поступила в редакцию
29.VII.1983

УДК 551.248.2(571.66)

ФЛОРЕНСКИЙ И. В., ТРИФОНОВ В. Г.

**НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА И ВУЛКАНИЗМ
ВОСТОЧНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ КАМЧАТКИ**

Новейший вулканизм Камчатки приурочен к депрессионным структурам. Восточная вулканическая зона — перекомпенсированный плиоцен-четвертичный прогиб. Вулканизм зоны, ареальный на плиоцен-среднечетвертичном этапе, с середины среднего плейстоцена концентрируется в ее осевой части. Здесь развивается 130-километровая эшелонированная система сбросов, раздвигов и сбросодвигов, свидетельствующая о растяжении зоны с небольшой левосдвиговой компонентой. Система разломов обеспечивает подъем магматического вещества из переходного слоя кора — мантия и дополняется вулканотектоникой, отражающей жизнь периферических магматических очагов в более высоких горизонтах земной коры. Геодинамическая дисгармония между мантийным и коровым структурными этажами (сжатие на глубине и растяжение в коре) указывает на структурно-динамическую расслоенность литосферы, с чем может быть связано и одновременное существование глубинных и периферических магматических очагов в пределах единой вулканической зоны.

Камчатка привлекает исследователей не только перспективами изучения различных аспектов современного вулканизма, но и возможностью непосредственно наблюдать зависимость между вулканизмом и новейшей тектоникой. В этом плане важное значение имеет анализ приуроченности четвертичных вулканов к тем или иным элементам современной структуры Камчатки.

На Камчатке (рис. 1) выделяются три главные зоны (пояса) сосредоточения четвертичного вулканизма: зона Срединного хребта в его северной части, зона Центральной Камчатской депрессии и Восточная вулканическая зона, включающая вулканические районы Восточной и Южной Камчатки. Все они приурочены к областям прогибания, которые выделяются на фоне поднятия полуострова в целом [9, 12, 20]. В пределах вулканических зон породы складчатого основания, слагающие обрамляющие поднятия, опущены и не выходят на поверхность. В Срединном хребте вулканическая зона располагается в грабенообразной структуре на сводовой части Срединно-Камчатского антиклинория. В Центральной Камчатской депрессии она приурочена к северной, наиболее прогнутой части депрессии. Вулканические проявления Восточной зоны сосредоточены в прогибе, который с запада ограничен горстообразным поднятием Восточных хребтов, а с востока — поднятиями Восточных полуостровов.

Приуроченность вулканизма к зонам прогибания связана, видимо, с длительно существующим здесь режимом растяжения, тогда как в структурах сжатия (горст-антиклинальные поднятия обрамления) проявления четвертичного вулканизма практически отсутствуют. Анализ истории развития новейшего вулканизма показывает, что вовлечение части вулканического пояса в поднятие ведет к прекращению вулканических проявлений на таком участке [9]. Это объясняется сменой режима растяжения режимом сжатия и в связи с ней невозможностью поступления магматического материала на поверхность. Наглядными примерами тому служат хребет Тумрок, массив Николки, Козыревско-Быстринский хребет — области широкого распространения плиоценового вулканизма, с вовлечением которых в четвертичное поднятие вулканизм полностью прекратился. Таким образом, зоны четвертичного вулканизма представляют собой разобщенные участки обширных плиоценовых вулканических

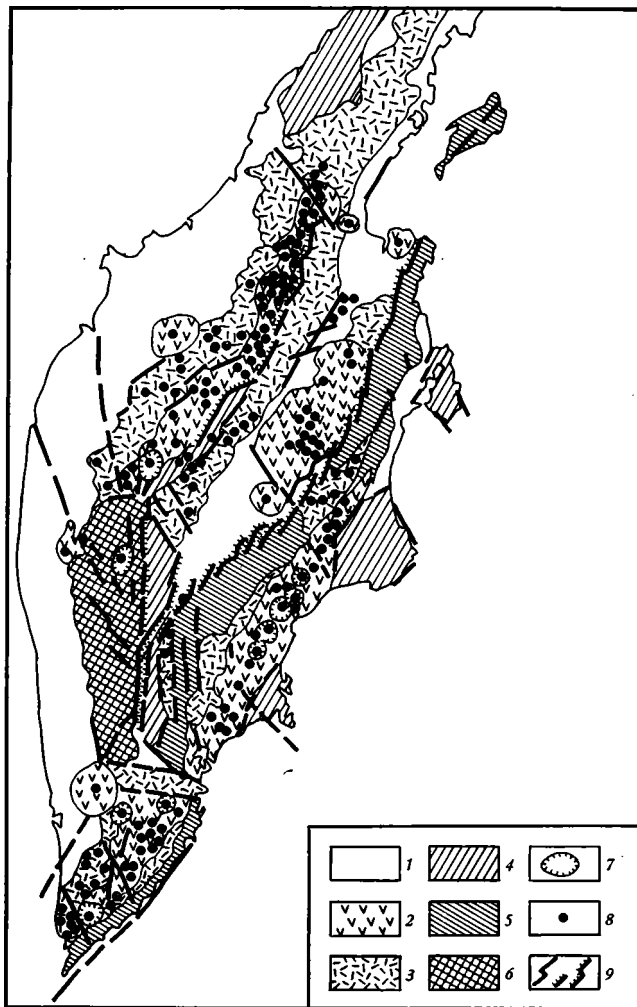


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Камчатки
 1 — четвертичные рыхлые осадки; 2 — четвертичные вулканические образования; 3 — неогеновые вулканические образования; 4 — мел-палеогеновые дислоцированные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи; 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи преимущественно мелового возраста; 6 — домеловые метаморфические толщи; 7 — главные кальдеры; 8 — вулканы; 9 — разрывные нарушения

поясов, сохранившие до настоящего времени тенденцию к прогибанию с преобладающим общим режимом растяжения.

Соотношения между вулканизмом и тектоникой рассмотрены на примере Восточной вулканической зоны (пояса), где разнообразны формы четвертичного вулканизма и устанавливается их связь с проявлениями как региональной тектоники, так и вулканотектоники. Излагаемые результаты получены в итоге многолетних полевых исследований И. В. Флоренского, в которых в 1979 г. принимал участие В. Г. Трифонов. Наиболее изученный участок представлен на рис. 2.

Эволюция вулканизма и вулкано-тектонические структуры. Эволюция вулканизма Восточной зоны и ее отдельных участков достаточно хорошо изучена [4, 5, 9, 13, 15]. Наиболее древние образования зоны представлены шапинской свитой слабо дислоцированных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, датироваемых ранним плиоценом [19]. Они выходят на поверхность на западной периферии зоны в области сочленения ее с поднятием Валагинского хребта. Первичные вулканические формы этого времени не сохранились. Первые сохранившиеся вулкани-

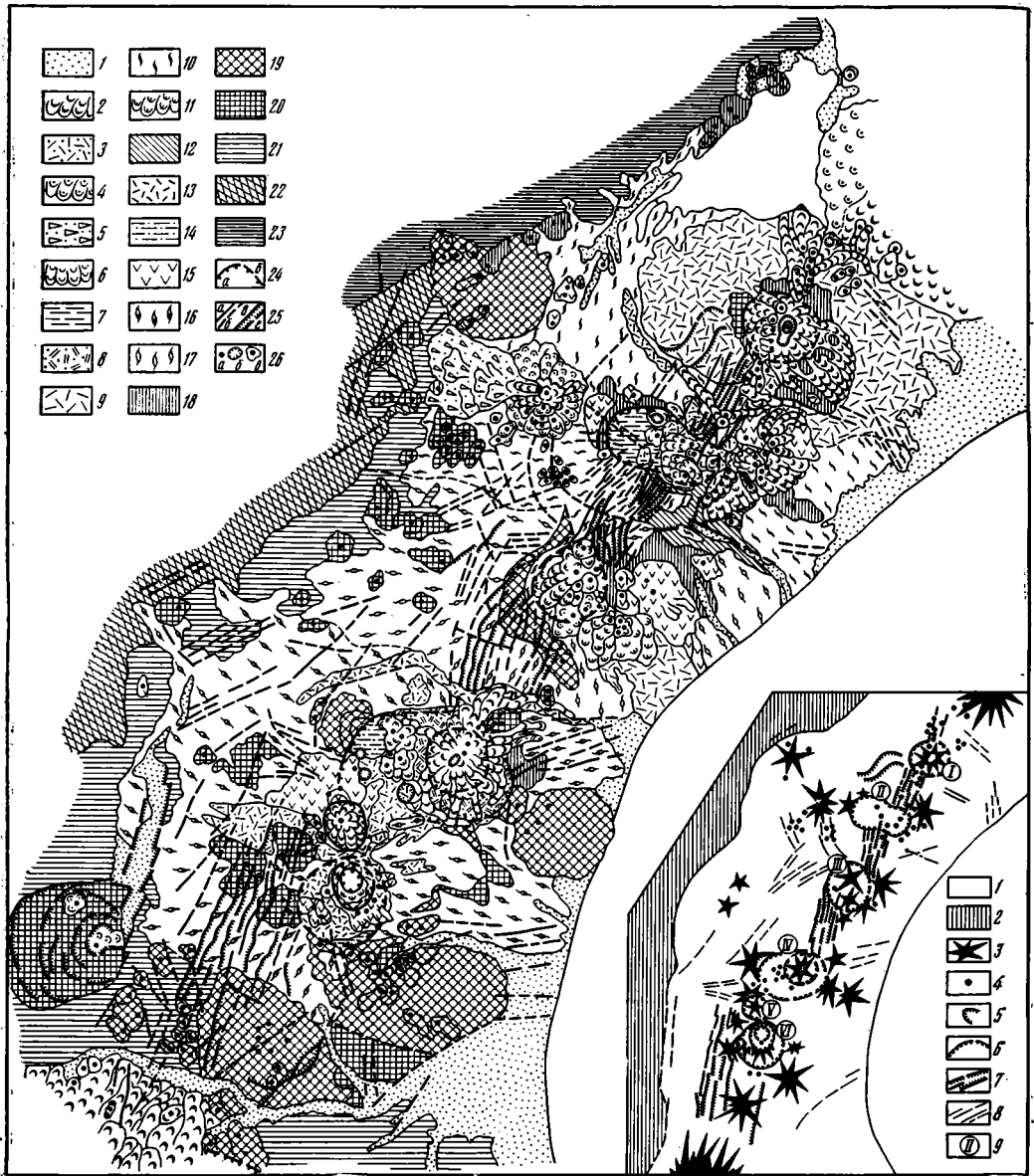


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Восточной вулканической зоны Камчатки; на врезке — схема новейшей структуры Восточной вулканической зоны Камчатки

1, 2 — голоцен: 1 — современные аллювиальные, озерные и морские отложения; 2 — лавовые потоки базальтов, андезито-базальтов и андезито-дацитов. 3—6 — верхний плейстоцен — голоцен: 3 — пемзовые туфы пирокластических потоков; 4 — лавовые потоки базальтов и андезито-базальтов; 5 — отложения направленного взрыва; 6 — лавовые потоки андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов. 7—13 — верхний плейстоцен: 7 — озерные отложения (Q_3^{3-4}); 8 — агломеративные туфы пирокластических покровов, связанные с образованием кальдеры Малого Семячика (Q_3^4); 9 — пемзовые пирокластические покровы, связанные с образованием кальдер Крашенинникова и оз. Карымского (Q_3^4); 10 — платонгнимбриты, связанные с образованием Узон-Гейзерной кальдеры (Q_3^3); 11 — андезиты, дациты и липариты экструзивных куполов и лавовых потоков (Q_3^3); 12 — толща чередования пемзовых туфов и лав дацитового и липаритового состава, инъецированная дайковым комплексом (Q_3^{2-3}); 13 — пирокластический покров, связанный с образованием кальдеры Однобокового (Q_3^1). 14, 15 — средний — верхний плейстоцен: 14 — полифазальный комплекс вулканогенно-осадочного заполнения кальдер ($Q_2^3-Q_3^3$); 15 — лавы и туфы базальтового состава (Q_{2-3}). 16—18 — средний плейстоцен: 16 — платонгнимбриты, связанные с образованием кальдер Половинки и Стены-Соболиного (Q_2^2); 17 — платонгнимбриты, связанные с образованием кальдеры Большой Семячик (Q_2^1); 18 — лавы и туфы базальтового и андезито-базальтового состава (Q_2). 19 — нижний — средний плейстоцен; разрушенные стратовулканы преимущественно

ческие постройки относятся к позднему плиоцену — эоплейстоцену (сторожевская свита). Они представлены сильно разрушенными существенно лавовыми щитообразными вулканами или их фрагментами, а также останцами вулканических плато, сформированными процессами, связанными с ареальным вулканизмом. Возраст вулканитов определяется преобладанием обратного намагниченных пород. Это преимущественно базальты и андезито-базальты, хотя имеются указания на присутствие и обратного намагниченных кислых пород — туфов и игнимбритов.

Ранне- и среднеплейстоценовый этап развития является продолжением предыдущего и характеризуется распределением эруптивных центров по всей площади вулканического пояса и преимущественно основным, базальтовым и андезито-базальтовым составом продуктов, поставляемых на поверхность. Формируются крупные стратовулканы (Жупановские Востряки, Пирог, вулканы хр. Борт, Унана и др.), которые в настоящее время сильно разрушены эрозией и гляциальными процессами. Они, как и образования предшествующего времени, относятся к так называемому докальдерному комплексу вулканитов. Лавы этих вулканов перекрываются более молодыми, среднеплейстоценовыми, игнимбритами, а постройки их часто оборваны кальдерообразующими сбросами.

Следующий крупный возрастной этап в развитии Восточного пояса (средний плейстоцен — настоящее время) имеет качественно иной характер. Ему свойственны наряду с базальтовым вулканизмом мощные проявления кислого вулканизма и формирование вулкано-тектонических депрессий. Начало приходится на вторую половину среднего плейстоцена [5, 9], когда формируются наиболее древние кальдеры изученного участка Восточной вулканической зоны, приуроченные к его южной части (Половинки, Стены-Соболиного, Большого Семячика) и парагенетически связанные с ними поля так называемых платоигнимбритов. Последние заняли значительные площади, перекрыв более древние вулканические образования, которые выступают в виде отдельных разобщенных останцов на поверхности игнимбритовых плато. Возраст игнимбритов определяется по соотношению с ледниковыми отложениями и не противоречит абсолютным датировкам ($0,3 \pm 0,2$ млн. лет) калий-аргоновым методом и не более 0,18—0,20 млн. лет уран-ториевым методом [5].

Образовавшиеся кальдеры представляют собой вулкано-тектонические депрессии размером 9—11 км в поперечнике. Можно полагать, что такая крупная депрессия, как Стены-Соболиного, достигающая 21 км в поперечнике, состоит из двух слившихся самостоятельных кальдер, место сочленения которых перекрыто более молодыми образованиями. Вулкано-тектонические депрессии имеют четко выраженный наложенный характер: борта их срезают различные по возрасту и генезису вулканические постройки предшествовавшего этапа [8]. Большинство исследователей эти депрессии трактуются как структуры обрушения, связанные с опустошением промежуточных коровых очагов кислой магмы в про-

шественно базальтового состава. 20 — верхний плиоцен — нижний плейстоцен; останцы стратовулканов и отдельные лавовые покровы преимущественно базальтового состава. 21, 22 — верхний плиоцен: 21 — вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы сторожевской свиты; 22 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы шапнинской свиты. 23 — дислоцированные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы мел-палеогенового возраста. 24 — кольцевые разломы кальдерных депрессий, установленные (а) и предполагаемые (б). 25 — разрывы без заметных смещений, достоверные (а) и предполагаемые (б), и сбросы, достоверные (в) и предполагаемые (г). 26 — центры вулканических извержений: кратеры стратовулканов (а), маары (б), шлаковые конусы и одноактные небольшие вулканы (в). На врезке: 1 — прогиб, заполненный верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями; 2 — горстообразное поднятие Восточных хребтов, сложенное дислоцированными мел-палеогеновыми породами; 3 — главнейшие стратовулканы Восточной вулканической зоны; 4 — шлаковые конусы и отдельные небольшие вулканы; 5 — взрывные кратеры; 6 — кальдерообразующие сбросы; 7 — сбросы, сбросораздвиги и редко сдвигосбросы, образующие зону растяжения; 8 — прочие разрывы; 9 — главнейшие кальдеры: I — Крашенинникова, II — Узон-Тейзерная, III — Большого Семячика, IV — Стены-Соболиного и Малого Семячика, V — Карымского, VI — Половинки, Однобокого и Карымского

цессе мощных игнимбритообразующих извержений. Сбросы, ограничивающие кальдеры, обычно прекрасно выражены в рельефе и видимая амплитуда смещения по ним — не менее 400 м. Местами сбросы перекрыты более молодыми вулканическими образованиями и положение их устанавливается предположительно. Вулкано-тектонические депрессии выполнены сложным комплексом полигенетических отложений, в котором существенную роль играют озерные осадки, датированные по материалам диатомового и спорово-пыльцевого анализов концом среднего — началом верхнего плейстоцена [9].

Новая вспышка кислого вулканизма и кальдерообразования падает на вторую половину позднего плейстоцена. В это время сформировались кальдеры северной части Восточной зоны — Крашенинникова (9×9 км) и Узон-Гейзерная ($7,5 \times 15$ км). Последняя состоит, видимо, из двух кальдер — Узон и Гейзерной. На юге рассматриваемого участка кальдеры этого времени располагаются внутри кальдер предшествующего этапа и имеют меньшие по сравнению с ними размеры (4—9 км в поперечнике). Таковы кальдеры Однобокого, Академии наук (Карымского озера), Малого Семячика. В результате вложения создаются специфические телескопированные структуры. Так, в Карымском районе последовательно вложены одна в другую три разновозрастные кальдеры [5] (см. рис. 2).

С позднплейстоценовыми кальдерами связаны поля пирокластических отложений — преимущественно неспекшихся туфов. Спекшиеся разности занимают подчиненное положение. Исключением является кальдера Узон, пирокластические отложения которой представлены в основном типичными игнимбритами. Возраст туфов и игнимбритов определяется: по переслаиванию их с верхнеплейстоценовыми моренами; по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов озерно-аллювиальных отложений, выполняющих кальдеры; по коррелятным прослоям пеплов в датированных верхнеплейстоценовых отложениях Центральной Камчатской депрессии [9]. Определения абсолютного возраста подтверждают отнесение пирокластических пород к верхнему плейстоцену: 28—48 тыс. лет трековым методом для пемзовых туфов района оз. Карымского [5]; 39,4 тыс. лет радиоуглеродным методом для игнимбритов кальдеры Узон. Кальдерообразование в восточной зоне продолжается и в голоцене. В пределах изученного района самой молодой является кальдера вулкана Карымского (3×6 км), возраст которой, определенный радиоуглеродным методом, составляет около 8000 лет [5].

Параллельно с проявлениями кислого эксплозивного вулканизма со среднего плейстоцена до голоцена продолжалось формирование стратовулканов. С конца среднего плейстоцена их распределение в пределах зоны начинает подчиняться строгому структурному контролю: в подавляющем большинстве случаев они располагаются внутри кальдерных депрессий, формируя посткальдерные комплексы. В случае телескопированных кальдер один и тот же комплекс может быть «посткальдерным» по отношению к более древним кальдерам и «докальдерным» по отношению к более молодым. Продукты стратовулканов представлены широким диапазоном пород — от базальтов до дацитов. В большинстве кальдер (Половинки, Однобокого, Малого Семячика, Большого Семячика, Крашенинникова, Карымского) вулканизм в посткальдерное время проявился интенсивно, и в них возникли один или несколько крупных стратовулканов. Однако некоторые кальдеры либо оказались лишены посткальдерной эруптивной деятельности (кальдера оз. Карымского), либо она представлена только совокупностью кислых экструзий (Узон-Гейзерная). Исключением из общего правила приуроченности верхнеплейстоцен-голоценовых стратовулканов к кальдерным депрессиям является вулкан Таунищи, расположенный западнее кальдеры Узон.

На севере рассматриваемого участка Восточной зоны в позднем плейстоцене — голоцене проявился трещинный базальтовый вулканизм, наложившийся на кальдеру Крашенинникова. Он представлен цепочками шлаковых конусов, расположенных на трещинах северо-восточного простирания.

Анализ распределения вулcano-тектонических структур и вулканических проявлений позволяет отметить следующее. 1. На плиоцен-среднеплейстоценовом этапе существования Восточного пояса вулканизм распределялся по всей его площади. 2. Начиная со второй половины среднего плейстоцена, вулканические центры стягиваются к осевой части пояса. 3. Вулкано-тектонические депрессии (кальдеры), располагаясь в осевой части, ложатся на линию северо-восточного простираения [7, 10, 13, 20]. 4. Намечается омоложение кальдер вдоль осевой линии с юга на север. 5. Кальдеры располагаются примерно на одинаковых расстояниях (20—25 км) друг от друга, что объясняется соотношением плотностей расплава и вмещающих пород, вязкостью и мощностью конвектирующих слоев [17]. 6. С конца среднего плейстоцена осуществляется строгий структурный контроль за расположением вулканов — они помещаются в кальдерах и, таким образом, приурочиваются к той же осевой зоне вулканического пояса. 7. Структурный контроль кальдерами последующих проявлений вулканизма приводит к образованию отдельных вулканических узлов, на которые распадается осевая зона. Каждый вулканический узел характеризуется предельной высотой отдельных вулканов, которая определяется глубиной залегания очага, согласно механизму гидростатической модели [15]. Так, предельная высота вулканов, расположенных в кальдере Крашенинникова, — 1800 м, в Узон-Гейзерной кальдере — 1100 м, массива Большого Семьячика — 1400 м, Малого Семьячика — 1500 м, вулкана Карымского — 1500 м, вулканов в депрессии Половинки — 1100 м. Близкие предельные высоты вулканов на всем рассматриваемом участке зоны (1100—1800 м) свидетельствуют о примерно одинаковой глубине залегания их магматических очагов, приуроченных к единому магмогенерирующему слою.

Тектоника. Восточный вулканический пояс является прогибом, в пределах которого породы складчатого основания не выходят на поверхность. Глубина залегания их неизвестна, однако имеются данные о положении фундамента в прилегающей части Кроноцкого залива на глубине около 100 м ниже уровня моря [14]. Вместе с тем вулканический пояс представляет собой горную страну, возникшую в результате аккумуляции вулканических продуктов, и поэтому его следует рассматривать как перекомпенсированный прогиб [20].

В осевой части вулканического пояса на всей площади рассматриваемого района прослеживается зона разломов шириной 10—12 км (см. рис. 2). Общее простираение зоны — северо-восточное, согласное с простираемением вулканического пояса. Она состоит из отдельных сегментов: Жупановско-Карымского, Мало- и Большесемьячинского, Большесемьячинско-Узонского, Узонско-Крашенинниковского и Крашенинниковско-Кроноцкого. Эти сегменты располагаются кулисообразно друг относительно друга, образуя эшелонированную систему, причем простираение разломов каждого сегмента, будучи северо-северо-восточным, не соответствует полностью общему простираению зоны. В целом система сегментов составляет левый кулисный ряд, который предполагает наличие небольшого левого сдвига вдоль оси ряда. Детально изучались Жупановско-Карымский и Узонский участки зоны разломов и полученные результаты экстраполировались с помощью аэрофотоснимков.

На Жупановско-Карымском участке разломы являются типичными сбросами, амплитуды смещений по которым до 5 м. Угол падения плоскостей сместителя достигает 70°. Отдельные разломы прослеживаются на расстояния от 3 до 15 км. В целом они образуют грабенообразную структуру шириной до 18 км. Ясно выражена группа разломов западного борта грабена, тогда как восточное его обрамление представлено лишь двумя разломами, секущими восточное подножие вулкана Жупановские Востряки.

Северный участок зоны (район кальдер Узон и Гейзерная) дает более представительный материал. Составляющие его разломы относятся к нескольким типам.

Трещины-раздвиги без видимых вертикальных смещений, но с горизонтальной амплитудой до 0,5 м, выражены в рельефе рвами длиной до 1—2 км.

Сбросы, морфологически выраженные уступами, прослеживаются на расстоянии 3—4 км; видимые амплитуды вертикальных смещений до 3—4 м, падение плоскости сместителя от 50 до 80°.

Сбросораздвиги — микрограбены, с относительно опущенным одним из бортов; уступ одного борта достигает высоты 3—5 м, у подножия его располагается ров шириной 1—2 м, уступ второго борта составляет $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$ первого уступа. Подобная морфология указывает на присутствие как вертикальной, так и раздвиговой составляющих движений. Это позволяет отнести структуры к сбросораздвигам с вертикальной амплитудой 2—3 м и горизонтальной до 1 м.

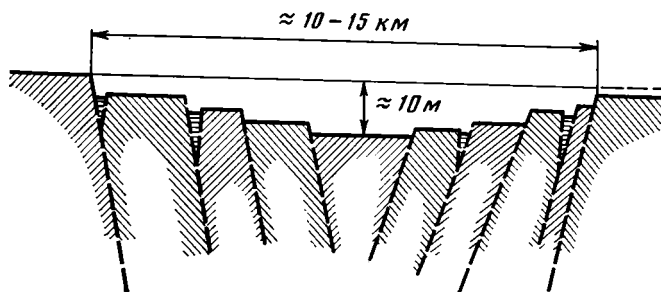


Рис. 3. Схематический профиль поверхности плато Широкого (район Узон-Гейзерной кальдеры). Пояснения в тексте

Левые сбросораздвиги, выраженные небольшими, до 1—2 м, уступами, которые смещают верховья водотоков на 2—3 м по горизонталям влево. Они обнаружены только на плато Широком.

Все перечисленные разломы практически не освоены эрозионной сетью — они идут вкрест или под острым углом к простиранию водотоков. Перемещения по разломам можно наблюдать и непосредственно в обнажениях. Так, в борту плато Широкого, обращенном к долине р. Шумной, зафиксированы смещения до 6 м пластов лав и туфов. Здесь же, в долине р. Шумной, видны приуроченные к разломам базальтовые дайки мощностью до 2 м. По-видимому, с этим дайковым комплексом связаны базальты, залегающие в верхах разреза плато Широкого. Отдельные разломы зоны прослеживаются на расстояния от 3—4 км на плато Широком до 9—10 км в районе сопочки Дуга. Местами они настолько многочисленны, что расстояние между ними часто составляет всего 150—200 м. В целом разломы образуют структуру типа грабена со ступенчатыми бортами (рис. 3). Ширина грабена 10—15 км, суммарная амплитуда опускания дна 10—15 м.

Общая протяженность зоны разломов в осевой части Восточного вулканического пояса в пределах рассматриваемого участка составляет около 130 км. Разломы, как уже отмечалось, очень молодые, о чем свидетельствует их прекрасная морфологическая выраженность и слабая освоенность эрозионной сетью. Они рвут лавы, игнимбриты и туфы, относящиеся к разным горизонтам среднего и верхнего плейстоцена, и перекрывают голоценовыми вулканитами. Поэтому мы относим большую часть разломов к концу среднего — позднему плейстоцену. Но заложение зоны произошло раньше, до массовых проявлений кислого эксплозивного вулканизма, поскольку в ее южной части, на Жупановско-Карымском участке, можно видеть сгущение сетки разломов на выступах доигнимбритовых (досреднеплейстоценовых) пород за счет присутствия более древних нарушений. Вместе с тем зона продолжает жить в голоцене. На это указывает четкая приуроченность к разломам зоны цепочек голоценовых шлаковых конусов, наложенных на кальдеру Крашенинникова, а также

морфология сложных массивов Малого Семячика и Крашенинникова, образованных рядами конусов стратовулканов, которые формируются в результате миграции их питающих каналов вдоль трещин зоны.

Развитие зоны разломов во времени определяется не возобновлением заложившихся ранее нарушений, а постоянным образованием новых разрывов. Имеет место общее омоложение зоны с юга на север. Так, на ее отрезке севернее Большого Семячика значительная часть нарушений рвет молодые отложения верхнего плейстоцена (игнимбриты, озерные отложения и экструзивные купола Узон-Гейзерной депрессии, туфы кальдеры Крашенинникова), в то время как на юге одновозрастные отложения (туфы кальдер Однобокого, оз. Карымского, Малого Семячика) почти не затронуты тектоническими нарушениями.

Общая грабенообразная структура зоны разломов, наличие типичных сбросораздвигов и раздвигов позволяет трактовать ее как зону растяжения. Некоторые исследователи [6] сравнивают ее с рифтами типа Исландского. Однако структурное положение и история формирования Восточно-Камчатской зоны разломов принципиально иные. Растяжение здесь ограничено территориально и, по-видимому, имеет значительно меньшую величину, чем в рифтовой зоне Исландии.

Единая зона растяжения Восточной Камчатки осложнена проявлениями вулканотектоники. Все кальдеры Восточного пояса приурочены к зоне растяжения. Они наложены на нее и расчленяют ее на отдельные сегменты. При этом древние разломы срезаются кольцевыми сбросами обрамления кальдер, а более молодые прослеживаются в их пределах, что свидетельствует о длительной жизни зоны, эпизодически нарушаемой возникновением вулканотектонических структур.

Кальдеры служат границами сегментов разломной зоны, образующих левый кулисный ряд. Возможно, под кальдерами или на их месте существовали аналоги левосдвиговых трансформных зон. Их слабым поверхностным отражением могут быть небольшие тектонические нарушения в районах кальдер, поперечные к общему простиранию зоны разломов. Горизонтальная амплитуда смещения одного сегмента относительно другого уменьшается с юга на север: от 12 км в районе кальдеры Половинки и Стена-Соболиного до 1,5 км в районе кальдеры Узон-Гейзерная. Это можно связать с омоложением зоны с юга на север.

Начиная со среднего плейстоцена, зона растяжения контролирует все вулканические проявления, которые стягиваются к осевой части вулканического пояса. Распределение эруптивных центров в пределах зоны растяжения неравномерно: они локализируются в кальдерах, как наиболее ослабленных участках, благоприятных для поступления вещества на поверхность. Таким образом, имеет место пространственное совмещение региональной зоны разломов, кальдер и позднеплейстоцен-голоценовых вулканов. Это дает возможность полагать, что со среднего плейстоцена зона растяжения становится основным поставщиком магматического вещества на поверхность. Магма либо прямо поступала на поверхность из глубинных очагов по трещинам растяжения с образованием зон шлаковых конусов и крупных стратовулканов, либо предварительно локализовалась в крупных периферических коровых очагах, опустошение которых вело к образованию кальдер. Тогда же, в среднем плейстоцене [11], активизировались тектонические движения, приведшие к интенсивному воздыманию Восточных хребтов и усилению растяжения в осевой части парагенетически связанного с ними компенсационного прогиба Восточной вулканической зоны. Совпадение во времени этих вулканических и тектонических событий указывает на единство глубинного механизма, приведшего к интенсификации формирования крупных структур и активизации вулканической деятельности. Пространственная и временная связь разрывообразования и вулканизма свидетельствует о том, что условия поперечного растяжения, проявленные в морфологии разломов на земной поверхности, господствуют во всей верхней части литосферы до переходного слоя от коры к мантии, к которому приурочены основные магматические очаги [3, 18]. Вместе с тем на больших глубинах, как по-

казывает изучение механизмов очагов землетрясений [1, 2], под Восточным вулканическим поясом господствуют условия сжатия, поперечного или косоориентированного к простиранию пояса. Это можно рассматривать как проявление геодинамической дисгармонии между коровым и мантийным этажами, т. е. структурно-динамической расслоенности литосферы региона [16].

Итак, вулканические четвертичные пояса Камчатки приурочены к областям прогибания с преобладающим синхронным режимом поперечного растяжения. В осевой части Восточного вулканического пояса выделяется региональная зона растяжения. Она выражена зоной сбросов, трещин растяжения, сбросораздвигов и сбрососдвигов, образующих структуру типа грабена. Зона распадается на сегменты, кулисообразно расположенные друг относительно друга, что позволяет предполагать наличие левосдвиговой компоненты движений вдоль оси зоны. В современном виде зона разломов оформилась в среднем—позднем плейстоцене. К ней тяготеют все кальдерные депрессии Восточного вулканического пояса, часто имеющие телескопированное строение. В кальдерах сосредоточены проявления позднеплейстоцен-голоценового вулканизма. Приуроченность кальдер и вулканов к разломной зоне свидетельствует о том, что со второй половины среднего плейстоцена эта зона растяжения становится основным поставщиком магматического вещества на поверхность, тогда как в плиоцен-раннечетвертичное время вулканизм проявлялся на всей площади прогиба.

Зона растяжения обеспечивает общий подъем магматического вещества из глубоких горизонтов (переходного слоя кора—мантия), где расположены главные магматические очаги, а вулканотектоника отражает жизнь периферических магматических очагов, расположенных в более высоких горизонтах земной коры. Омоложение разломов, составляющих зону, и кальдерных депрессий с юга на север свидетельствует о распространении зоны в этом направлении. В голоцене разломы становятся прямыми магмовыводящими каналами в северной части пояса, где формируются зоны шлаковых конусов, наложенные на кальдеру Крашенинникова.

Намечается геодинамическая дисгармония между мантийными и коровыми структурными этажами (режим сжатия на глубине и растяжения в более высоких горизонтах). С такой структурно-динамической расслоенностью литосферы может быть связано и положение одновременно (в геологическом смысле) существующих в пределах единого вулканического пояса глубинных и периферических магматических очагов.

Таким образом, структурно-динамическая обстановка под вулканическим поясом существенно сложнее, чем это могло бы вытекать из простого поддвига океанической плиты под островную дугу.

Литература

1. *Аверьянова В. Н.* Глубинная сейсмоструктура района островных дуг на северо-западе Тихого океана. Новосибирск: Наука, 1979. 290 с.
2. *Балакина Л. М.* О распределении напряжений, действующих в очагах землетрясений северо-западной части Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 11, 1959, с. 59—63.
3. *Балеста С. Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
4. Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 262 с.
5. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура). М.: Наука, 1980. 299 с.
6. *Ермаков В. А., Милановский Е. Е., Таракановский А. А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 3, с. 3—20.
7. *Заварицкий А. Н.* Линейное расположение вулканов Камчатки.— В кн.: XVII Междунар. геол. конгр., тез. докл. М.—Л.: Гостеолиздат, 1957, с. 137.
8. *Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н.* Четвертичные кальдеры Камчатки.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 55—66.
9. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
10. *Леглер В. А.* Горизонтальные тектонические движения и расположение вулкани-

- ческих центров в Восточном хребте Камчатки. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский: Дальневосточное книжное изд-во, 1974, с. 23.
11. Мелекесцев И. В., Брайцева О. А. Соотношение четвертичных тектонических движений и вулканизма Камчатки.— Геология и геофизика, 1971, № 7, с. 137—141.
 12. Огородов В. Н. Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки.— В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. Т. 2. М.: Наука, 1966, с. 130.
 13. Святловский А. Е. Вулканические и вулкано-тектонические структуры, их взаимосвязь и эволюция.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974, с. 247—234.
 14. Селиверстов Н. И., Надежный А. М., Бондаренко В. И. Особенности строения дна заливов Восточной Камчатки по результатам геофизических исследований.— Вулканология и сейсмология, 1980, № 1, с. 38—43.
 15. Селянгин О. В. Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов, Камчатка.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977, с. 187—201.
 16. Тектоническая расслоенность литосферы неотектонических подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 228 с.
 17. Ушаков С. Н., Крас М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 192 с.
 18. Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 25—37.
 19. Шанцер А. Е., Гентнер А. Р., Егорова И. А. и др. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 73—83.
 20. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 144 с.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
26.IX.1983

УДК 551.241(729.1)

ФОНСЕКА Е., ЗЕЛЕПУГИН В. Н., ЭРЕДИА М.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОФИОЛИТОВОЙ
АССОЦИАЦИИ КУБЫ

Рассмотрен офиолитовый пояс Кубы и показана дифференцированность его строения по простиранию. В западных районах Кубы разрез офиолитовой ассоциации отвечает классическому разрезу океанической коры. С запада на восток пояса уменьшается роль верхних членов офиолитовой ассоциации вплоть до полного исчезновения комплексов океанических базальтов и параллельных даек диабазов, что объясняется тектоническим срывом верхних частей океанической коры. Отмечаются также различия по простиранию и в химическом составе отдельных офиолитовых комплексов: офиолитовые габброиды блока Камагуэй обнаруживают повышенную щелочность, которая отличает и все постофиолитовые магматические продукты данного блока.

История изучения отдельных членов офиолитовой ассоциации Кубы, в основном ультрамафитов, началась с работ Л. Рутгена [22], Дж. Льюиса [19] и Ч. Шухерта [23], которые рассматривали ультраосновные породы в качестве нормальных интрузивных тел соответственно эоценового, верхнеюрского, палеозойского возрастов. В дальнейшем идея об интрузивном происхождении ультрабазитов была поддержана Г. Фуррасолой-Бермудесом и др. [15]. Однако, начиная с 50-х — 60-х годов, с работ М. Козари [17] и Ч. Дюкло [13] получила развитие другая точка зрения, согласно которой ультрабазиты считались выжатыми в холодном состоянии блоками мантии или частями палеозойского массива, и их возраст отождествлялся с возрастом мантии или по крайней мере был доюрским. Время их тектонического становления определялось возрастом главных тектонических фаз на Кубе. Дальнейшее развитие эта точка зрения получила в работах А. Л. Книппера [6, 18], П. Матсона [21], А. А. Моссаковского и Х. Ф. Альбеара [8], М. Л. Сомина и Г. Мильяна [11] и др. При этом, начиная с А. Л. Книппера, все последующие исследователи стараются дать характеристику офиолитовой ассоциации в целом, включая габброиды и диабазы. А. Л. Книппер [6] и П. Матсон [21] рассматривают данную ассоциацию как разрез океанической коры. М. Л. Сомин [11], основываясь на отсутствии находок базальтов и кремнистых пород среди офиолитов, высказывает сомнение по поводу проведения аналогий между офиолитами Кубы и образованиями больших океанических структур.

Настоящая работа направлена на сравнительную характеристику офиолитов различных районов Кубы, а также на восполнение существовавшего до сих пор пробела в деле изучения верхнего члена офиолитовой ассоциации — недифференцированных базальтов.

Офиолитовый пояс Кубы при ширине его от 3 до 30 км протягивается в соответствии с вытянутостью острова с северо-запада на юго-восток более чем на 1000 км (рис. 1). Как большинство офиолитовых поясов мира, он приурочен к границе мио- и эвгеосинклинальных зон [10]. По простиранию он образует отдельные звенья, заключенные в пределах основных геологических блоков, на которые делится остров. С запада на восток выделяются блоки: Пинар-дель-Рио, Гавана — Матансас, Лас-Вильяс, Камагуэй, Ольгин, Ориенте, разделенные впадинами, выполненными палеоген-неогеновыми морскими осадками.

Пинар-дель-Рио. В блоке Пинар-дель-Рио офиолитовая ассоциация проявлена главным образом в эвгеосинклинальной зоне Байа Онда. Здесь в ее составе выделены следующие комплексы (рис. 2): 1) серпен-

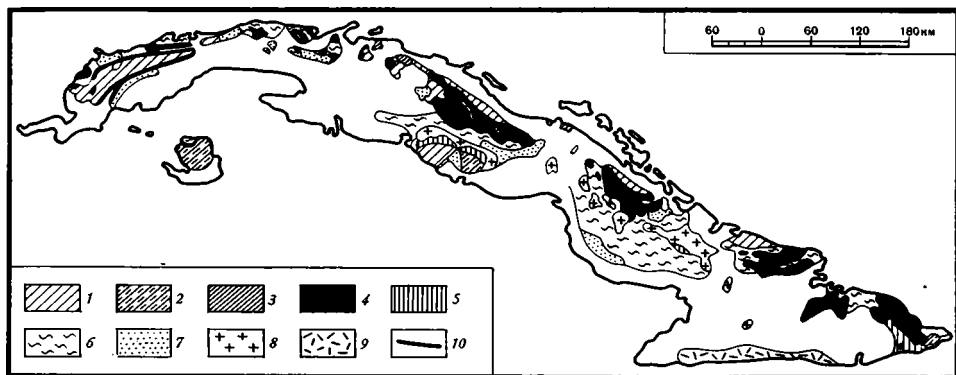


Рис. 1. Схема размещения доверхнеэоценовых формационных комплексов Кубы по [11] 1—3 — комплексы многоэпиклиальной зоны: 1 — юрско-меловой неметаморфизованный, 2 — юрско-меловой метаморфизованный, 3 — комплекс основания; 4—9 — комплексы эпигеосинклиальной зоны: 4 — офиолитовый, 5 — мафические метаморфические, за исключением связанных с офиолитами, 6 — докампанский вулканогенно-осадочный и кампан-маастрихтский молассовый нерасчлененные, 7 — палеоцен-среднеэоценовый вулканогенно-осадочный; 8 — меловой гранитоидный, 9 — среднеэоценовый вулканогенно-осадочный, 10 — крупные разрывы

тинизированные и меланжированные ультрамафиты дунит-гарцбургитовой формации, 2) полосчатые и амфиболитизированные габбро, габбро-диабазы, троктолиты, 3) диабазы, 4) афировые недифференцированные базальты. Данные комплексы имеют друг с другом тектонические контакты и падают в северных румбах под различными углами: от пологих до субвертикальных. Разрез их не отличается постоянством и в одних случаях начинается с базальтов, завершаясь серпентинитами (южная часть офиолитового пояса), что дало основание А. А. Моссаковскому и Х. Ф. Альбеару [8] предположить перевернутый разрез офиолитов в лежащей опрокинутой складке, в других — начинается серпентинитами и заканчивается базальтами (северная часть офиолитового пояса). При этом средние комплексы местами отсутствуют, и базальты непосредственно тектонически контактируют с ультрамафитами. Все это свидетельствует о том, что данная ассоциация представляет собой в настоящее время серию тектонических чешуй, расположение которых друг относительно друга местами отвечает классическому разрезу офиолитов [9], местами последовательность нарушена.

Ультрамафитовый комплекс зоны Байя Онда наиболее выдержан по простиранию. В его составе выделяются массив Кахальбана и серпентинитовый меланж. Площадь массива около 50 км², контакты тектонические. В зоне контакта ультрамафиты расланцованы и милонитизированы. По геофизическим данным (материалы А. Максимова, И. Медякова и др.), массив представляет собой пластину мощностью около 1,5 км. Он сложен в основном гарцбургитами, в меньшей мере лерцолитами, дунитами, пироксенитами. Все породы в различной степени серпентинизированы. Меланж Байя Онда протягивается полосой субширотного простирания на восток от массива Кахальбана на расстояние около 50 км. Полоса меланжа состоит из узких линзовидных в плане тел различной мощности, залегающих субсогласно с простиранием вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Наиболее крупное тело центральной полосы меланжа имеет длину около 40 км при видимой мощности от 150 до 1000 м. Протяженность мелких тел составляет первые десятки-сотни метров при мощности до сотни метров. Состав меланжа типичен: серпентинитовая масса с включенными в нее глыбами и блоками (в отдельных случаях до 100 м) серпентинизированных массивных перидотитов, в меньшей мере габбро, диабазов (нередко в виде даек) и базальтов. Отмечающиеся дайки диабазов нигде не рвут вмещающие меланж породы, что свидетельствует о формировании их до тектонического переме-

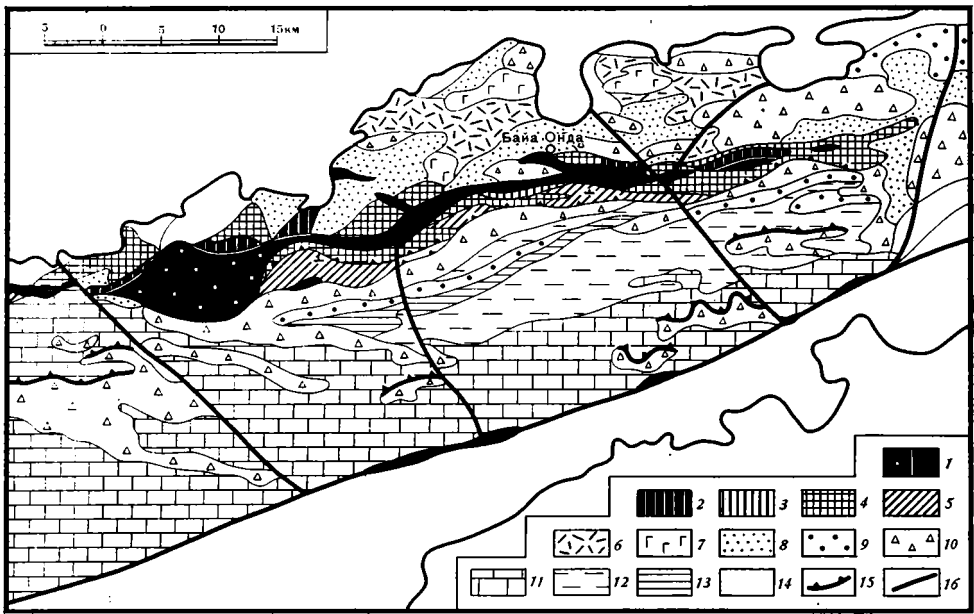


Рис. 2. Схема строения восточной части провинции Пинар-дель-Рио (составили В. Н. Зелепугин, Е. Фонсека, Л. Диас по материалам А. Н. Варварова, Э. Линареса и др. и собственным данным)

Эвгеосинклинальный комплекс формаций. Офиолитовая ассоциация (1—5): 1 — ультрамафиты (*a* — массив Кахальбана: гарцбургиты, в меньшей мере дуниты и пироксениты, серпентинизированные, *b* — серпентинитовый меланж), 2 — габбро полосчатые, амфиболлизированные, габбро-диабазы, 3 — площади развития диабазовых даек, 4 — афировые базальты, кремни, известняки пелитоморфные (свита Энкрусиада K_1), 5 — кремни, аргиллиты, алевролиты (свита Киньонес K_{1-2}). **Островодужная ассоциация (6—7):** 6 — контрастная формация туфов дацитового состава — порфировых базальтов с пачками песчаников, гравелитов, конгломератов (свита Ороско $K_2^{сн-а}$), 7 — габбро массивное (K_2); 8 — флиш: песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, известняки, мергели (свита Виа Бланка $K_2^{ср-м}$); 9 — юрская моласса: калькарениты, гравелиты, конгломераты (свита Какарахикара $K_2^м$); 10 — олистостромовая толща: известковистые алевролиты с блоками осадочных и магматических пород доэоценового возраста (P_{1-2}). **Многеосинклинальный комплекс формаций.** 11 — известняки пелитоморфные, битуминозные, органогенные, глинистые, филлиты, алевролиты (свиты Артемиса, Эсперанса, Кастьяно — $J_3-J_3-K_1$), 12 — известняки пелитоморфные с прослоями и линзами калькаренитов, мергелей, кремней (свита Польер K_1), 13 — кремни, песчаники, алевролиты, аргиллиты (свита Каналете K_{1-2}); 14 — неоген-четвертичные образования; 15 — надвиги; 16 — основные разломы

щения. Степень рассланцованности серпентинитовой массы и «сглаженности» углов включенных в нее обломков и глыб увеличивается по направлению к контактам.

Габброидный комплекс офиолитовой ассоциации зоны Баия Онда не имеет сплошного развития и образует отдельные небольшие по протяженности (3—7 км) линзовидные в плане тела на западе и востоке территории, повсеместно тектонически контактируя с серпентинитами. Мощность тел, как правило, колеблется от 100 до 800 м. В составе комплекса преобладают полосчатые и амфиболлизированные средне- и мелкозернистые габбро и габбро-диабазы. Троктолиты отмечены лишь в глыбах в серпентинитовом меланже.

Комплекс диабазовых даек развит очень незначительно, образуя небольшие по мощности (до 100 м) линзовидные в плане тела протяженностью не более 5 км (обычно серия тел в первые сотни метров), приуроченные к контактам габброидов или серпентинитов с базальтами. Внутреннее строение этого комплекса хорошо видно в одном из обнажений к западу от массива Кахальбана, где рой параллельных даек диабазов прорывает полосчатые габбро-амфиболиты. В интервале 30 м в габбро заключено около 20 даек мощностью от 10—20 см до 2 м, сложенных мелкозернистыми и среднезернистыми диабазами. Наряду с ни-

ми отмечены единичные поперечные дайки, которые главным образом секут первые, но местами в свою очередь секутся дайками основного роя, что свидетельствует о близком времени их образования.

Комплекс афировых недифференцированных базальтов (свита Энкрусихада в соответствии со стратиграфической схемой Г. Фуррасолы и др. [16]) постоянно пространственно ассоциирует с серпентинитами и образует сравнительно узкую (1—2,5 км) субширотную полосу, расположенную в основном к югу (на западе территории — к северу) от главной зоны серпентинитового меланжа. Границы комплекса, как правило, тектонические. Комплекс сложен афировыми зеленокаменноизмененными базальтами, характеризующимися подушечной, шаровой или глыбово-подушечной отдельностью, и агломератовыми лавобрекчиями базальтов. Последние преобладают. С базальтами комплекса в разрезе свиты Энкрусихада постоянно ассоциируют кремнистые породы, пелитоморфные известняки, аргиллиты, алевролиты, мелко- и тонкообломочные вулканогенно-осадочные породы. Кремнистые породы (местами типичные радиолариты) образуют мощные (до 50—70 м и более) пачки, тяготея в основном к верхней части разреза свиты. В отдельных случаях в пачках кремнистых пород содержатся прослои лав и агломератовых лавобрекчий базальтов мощностью 2—4 м. Известняки, нередко черного цвета за счет значительной примеси органического вещества, образуют отдельные прослои (до 5 м мощностью) и сравнительно мощные (около 50 м) пачки внутри толщи агломератовых лавобрекчий. Алевролиты, как и кремни, в основном приурочены к верхам разреза свиты, залегая на кремнистых породах, где образуют пачки до 20—30 м. Толща базальтов и ассоциирующих с ними осадочных пород смята в регионе в изоклиналильные складки с крутыми падениями осевых плоскостей складок. В связи с изоклиналильной складчатостью горды часто имеют опрокинутое залегание, что затрудняет составление разрезов толщи. Наиболее полный разрез свиты Энкрусихада составлен в 10—15 км к юго-западу от г. Байа Онда — по р. Лас-Полас. Общая мощность свиты по данному разрезу 930 м. Из них на долю базальтов приходится 45% объема свиты, на кремни 26, на известняки 19, на алевролиты 10%. Возраст комплекса по фауне фораминифер из ассоциирующих с базальтами известняков определен как апт — альб [24]. Однако в ряде случаев известняки в разрезе имеют с базальтами тектонические контакты. Поэтому вопрос о возрасте базальтов нельзя считать решенным. Требуется датировка радиоларий из кремнистых прослоев. Возможно, базальты являются доаптскими — по аналогии с регионом Лас-Вильяс (см. ниже).

По соотношению щелочей $K_2O/(Na_2O + 0,7K_2O) \ll 0,1$, устойчиво низкому отношению Fe_2O_3/FeO (0,4—0,7), а также по перечисленным выше геологическим характеристикам базальты комплекса относятся к формации натриевых базальтов [7], начинающей ряд вулканогенных эвгеосинклиналильных формаций в данном регионе [14, 24]. Комплекс натриевых базальтов Пинар-дель-Рио обнаруживает большое сходство с раннесилурийским мугоджарским комплексом Урала, а также с базальтами офиолитовой ассоциации Новой Гвинеи — Папуа и Ньюфаундленда.

В целом в составе офиолитовой ассоциации блока Пинар-дель-Рио присутствуют все необходимые составляющие классического разреза офиолитов [9], сопоставляемого с океанической корой. При этом наибольшее развитие в регионе получили нижний и верхний «слой» разреза, меньшее — второй «слой» (полосчатые габбро и габбро-амфиболиты) и совсем незначительное — третий (рой параллельных даек диабазов).

Гавана — Матансас. В блоке Гавана — Матансас разрез офиолитов в общих чертах аналогичен предыдущему. Верхнее структурное положение здесь занимают апогарцбургитовые серпентиниты, ниже которых расположены габбро, диабазы и базальты [8, 12]. Однако, как указывает М. Л. Сомин [11], до сих пор не выяснено, является ли данный разрез перевернутым в лежащем крыле опрокинутой складки, либо он состоит из самостоятельных тектонических чешуй, отвечающих отдель-

ным «слоям» офиолитовой ассоциации. Отличия во внутреннем строении офиолитовой ассоциации данного блока по сравнению с Пинар-дель-Рио заключаются: 1) в большей дифференциации комплекса габброидов и в появлении в его пределах, с одной стороны, троктолитов, с другой — небольших тел плагиоклазитов и кварцевых диоритов, 2) в более ясной выраженности комплекса диабазовых даек, мощность которого, по данным бурения, составляет свыше 200 м (скважины Мадруга 4 и Вегас 1), и 3) в меньшей мощности (не более 400 м) базальтов и в почти полном отсутствии ассоциирующих с ними осадочных пород.

Лас-Вильяс. В блоке Лас-Вильяс офиолиты распространены в трех структурно-формационных зонах: Санта-Клара, Маникарагуа и Эскамбрай [11]. Рассмотрим лишь офиолиты зоны Санта-Клара, где они имеют наиболее полный разрез. Здесь снизу вверх расположены: 1) ультрамафитовый комплекс, 2) габброидный комплекс, 3) диабазы параллельных даек, 4) базальты. Между первыми тремя комплексами контакты тектонические, между третьим и четвертым существует зона постепенного перехода. В целом породы офиолитовой ассоциации тектонически контактируют со всеми прочими образованиями, имея в большинстве случаев южные, реже северные падения.

Ультрамафитовый комплекс сложен серпентинизированными и меланжированными гарцбургитами, серпентинитами без реликтов материнских пород, реже пироксенитами и аподунитовыми серпентинитами. Комплекс прослеживается в северо-западном — юго-восточном направлении на расстоянии свыше 140 км, образуя сложнопостроенный, местами с пережимами, осложненный складчатостью и разрывными нарушениями пояс (рис. 3) шириной от 1—2 до 25 км в раздувах (массив Санта-Клара). По данным детально изучавшего данный район А. Л. Книппера [6], настоящий комплекс следует относить к серпентинитовому полимиктовому меланжу, внутри которого по составу присутствующих в нем обломков глыб можно выделить три тектонических чешуи: северную (преобладают обломки изверженных пород), центральную (характерны огромные блоки — массивы известняков) и южную (обломки преимущественно вулканогенных пород и метаморфических сланцев). Мощность комплекса 1—2 км.

Габброидный комплекс представлен оливинowymi габбро, троктолитами, полосчатыми амфиболитизированными габбро, плагиогранитами (последние отнесены к комплексу условно ввиду своего структурного положения внутри офиолитов и местами наличия переходов к плагиоклазитам). Комплекс не имеет сплошного развития внутри офиолитового пояса, будучи приурочен лишь к его восточной части (см. рис. 3), где занимает структурное положение между серпентинитами и диабазами, образуя линейные тела длиной до 10—15 км при видимой мощности 1—5 км, вытянутые в соответствии с простираем полосы серпентинитового меланжа. Простираем полосчатости в габброидах соответствует простираем их контакта с серпентинитами. Отмечаются постепенные взаимопереходы между разностями габбро. Массивы габброидов интенсивно тектонически переработаны, в связи с чем действительную их мощность определить трудно. Условно она принимается нами в интервале 100—1000 м.

Диабазовый комплекс сложен сериями параллельных даек мелкозернистых и средне-, реже крупнозернистых диабазов. Комплекс представлен в блоке Лас-Вильяс очень широко, образуя как бы «оторочку» ультрамафитового комплекса, развитую повсеместно на всем простираем офиолитового пояса, контактируя с серпентинитами как с север, так и с юга. Протяженность тел, составленных диабазовыми дайками, достигает 20—30 км при видимой их мощности 1—5 км. Внутреннее строение таких тел определяется наличием серий даек диабазов разной зернистости и различной мощности (от 0,2 до 6—7 м), при этом контактирующие дайки могут иметь одинаковую и разную, как правило, зернистость, в отдельных случаях с хорошо выраженной зоной закалки. Местами дайки состоят из агломератовых брекчий диабазов. Зоны,

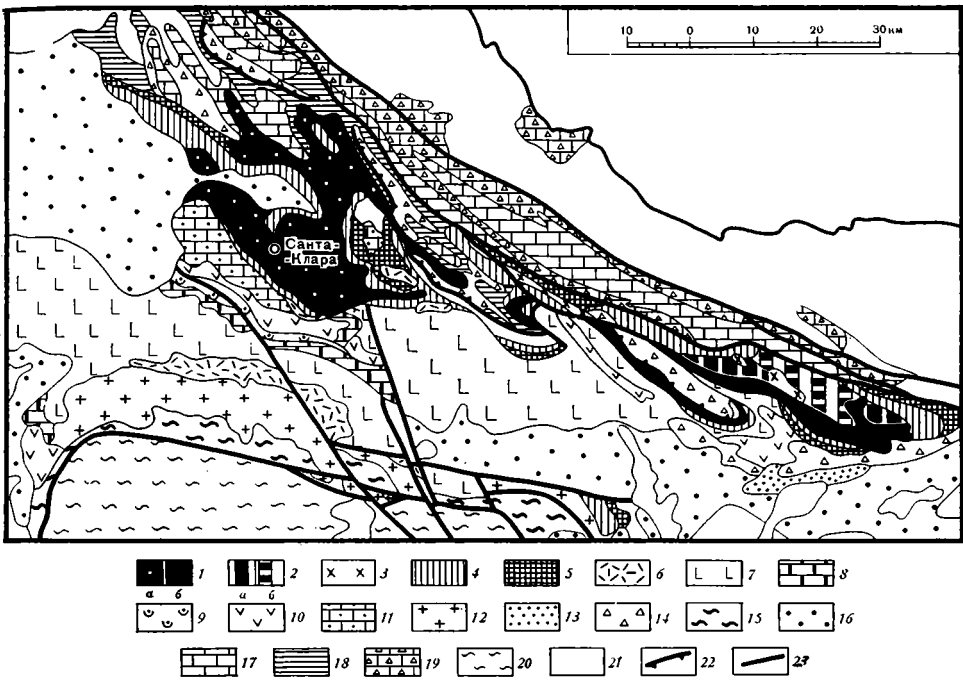


Рис. 3. Схема строения провинции Лас-Вильяс (составили В. Н. Зелепугин, Е. Фонска, Л. Диас по материалам Канчева и др. А. В. Довбни и др. и собственным данным) **Эвгеосинклинальный комплекс формаций. Офиолитовая ассоциация (1—5):** 1 — ультрамафиты (а — гарцбургиты серпентинизированные, б — серпентинитовый меланж), 2 — комплекс габброидов (а — габбро, амфиболовое габбро, полосчатое габбро, б — оливковое габбро, троктолиты), 3 — кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, 4 — диабазы, 5 — афировые базальты с редкими прослоями кремней (свита Сагуа-ла-Чика K_1^{pe} ?). **Островодужный комплекс формаций (6—12):** 6 — контрастная базальт-липаритовая формация, пачки песчаников, алевролитов (свита Лос-Пасос K_1^h (?)), 7 — андезит-базальтовая формация (свиты Магагуа, Кабангуан — K_1^{ap-al}), 8 — известняки, калькарениты, туфопесчаники (свита Провинсиаль K_2^{cm}), 9 — туффиты, туфопесчаники, мергели (свита Сейбабо K_2^{cm-t}), 10 — последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая формация, конгломераты, песчаники, алевролиты (свиты Аримао, Бруха, Ла Рана, Дагомаль — K_2^a), 11 — известняки, песчаники, туфы кислого состава (свиты Пальмарито, Которро — K_2^{cp-m}), 12 — гранитоиды Маникарагуа (тоналит-гранодиоритовая формация); 13 — флишoidная толща: песчаники, алевролиты, мергели, конгломераты ($K_2^{cm-m} - P_1$); 14 — олистростромовые образования — аргиллиты и мергели с блоками осадочных и магматических пород ($P_1^2 - I_2^2$); 15 — метаморфизованные эвгеосинклинальные образования (комплекс Мабухино); 16 — комплекс молассоидных формаций наложенных впадин: мергели, известняки, конгломераты, песчаники, алевролиты ($K_2^{cp-m} - P_3$). **Миогеосинклинальный комплекс формаций:** 17 — пелитоморфные, микрокристаллические и глинистые известняки, песчаники, алевролиты, кремни (группа Капитолио, свиты Троча, Маргарита и др. — $J_3 - K_1^{pe}$), 18 — кремни, известняки, аргиллиты (свиты Санта-Тереза, Кармита — K_1^{ap-al}), 19 — известняковые брекчии и конгломераты, алевролиты, мергели (свиты Хумагуа, Сагуа — $P_1^2 - P_2^2$), 20 — метаморфизованные миогеосинклинальные образования гор Эскамбрэй ($J_3 - K_1$); 21 — неоген-четвертичные образования; 22 — надвиги; 23 — основные разломы

составленные подобными дайками, достигают мощности 50—70 м. Простираение даек обычно субпараллельно контактам с серпентинитовым меланжем. Мощность диабазового комплекса 700—1500 м.

Базальтовый комплекс (выделенная нами свита Сагуа-ла-Чика в пределах группы Суррапандиа по С. Хаттену) развит не повсеместно, образуя внешнюю прерывистую относительно маломощную «оторочку» диабазов (см. рис. 3). Комплекс представлен афировыми зеленокаменно-измененными недифференцированными базальтами, среди которых изредка отмечаются отдельные прослой кремней и аргиллитов. Осадочные породы составляют не более 15% мощности свиты. Базальты в ряде случаев характеризуются подушечной отдельностью, в целом очень монотонны, изредка имеют миндалекаменную текстуру. Весьма характерно наличие в них даек мелко- и тонкозернистых диабазов. Контакт ба-

зальтов с диабазовым комплексом постепенный. Он представляет собой зону перехода до 300—500 м мощностью, в которой снизу вверх постепенно растет роль базальтов, от 10 до 20% в нижней части зоны до 60—70% в ее верхней части. В связи с этим разделение базальтового и диабазового комплексов довольно сложно. Наиболее полный разрез базальтового комплекса составлен по р. Сагуа-ла-Чика, где его мощность достигает 600 м. Возраст базальтов условно принимается нами как неоком, так как они лежат в разрезе ниже апт-альбских вулканитов свиты Матагуа и предположительно готерривских вулканогенных пород свиты Лос-Пасос. Так же как и базальты зоны Байа Онда, по своим петрохимическим параметрам (малое количество щелочей, низкое калиево-натровое отношение, высокое содержание MgO) и приведенной выше геологической характеристике базальтовый комплекс офиолитовой ассоциации блока Лас-Вильяс относится к формации натриевых базальтов.

Таким образом, в составе офиолитовой ассоциации в блоке Лас-Вильяс присутствуют все необходимые составляющие классического разреза офиолитов. Однако по сравнению с блоком Пинар-дель-Рио характер разреза несколько изменился: 1) в ультрамафитовом комплексе отсутствуют массивные перидотиты, 2) габброидный комплекс имеет меньшее относительное развитие по площади, но он более дифференцирован, 3) очень большое развитие получил диабазовый комплекс параллельных даек, 4) относительно снизилась роль базальтового комплекса. Кроме того, для офиолитового разреза в данном блоке характерна нормальная последовательность комплексов ассоциации.

Камагуэй. В блоке Камагуэй офиолитовая ассоциация состоит из трех комплексов: ультрамафитового, габброидного, диабазового. По данным М. Л. Сомнина [11], ультрабазит-габбровая часть офиолитов лучше всего сохранила признаки первичной «стратифицированности». Разрез офиолитов имеет нормальное залегание. Нижняя его часть представлена расслоенными дунитами и гарцбургитами, к подошве которых приурочена хромитовая минерализация. Степень меланжирования и серпентинизации ультрабазитов в центральной части блока невелика и значительно увеличивается к краевым его частям. Ультрамафиты вверх по разрезу сменяются полосчатыми троктолитами и габбро, среди последних отмечаются слои анортозитов. Верхняя часть разреза сложена сильно редуцированным диабазовым комплексом. Контакты между комплексами тектонические.

Итак, данный разрез офиолитов от соседнего блока Лас-Вильяс отличается очень незначительным развитием диабазового «слоя» и полным отсутствием базальтов.

Ольгин. В блоке Ольгин офиолитовый разрез представлен двумя нижними комплексами — ультрамафитовым и габброидным. Характер разреза и положение его в структуре блока достаточно детально изучены А. Л. Книппером [5, 6]. Остановимся лишь на основных моментах.

Ультрамафитовый комплекс сложен очень интенсивно меланжированными серпентинитами с редкими реликтами перидотитов. По существу он представляет собой мощную (до 20 км) и достаточно протяженную (80 км) зону мономиктового, реже полимиктового серпентинитового меланжа (рис. 4). Среди глыб и блоков, достигающих десятков и сотен метров в поперечнике, в мономиктовом меланже преобладают породы офиолитовой ассоциации (преимущественно серпентинизированные перидотиты, полосчатые амфиболитизированные габбро, изредка габбро-диабазы и диабазы). В полимиктовом меланже в большом количестве встречаются блоки известняков и вулканогенно-осадочных пород, не относящихся к офиолитовой ассоциации. Степень меланжирования и рассланцевания серпентинитов в блоке Ольгин наибольшая по сравнению с другими регионами Кубы. Особенностью ультрамафитового комплекса блока Ольгин, как указывает А. Л. Книппер [6], является наличие двух этапов становления серпентинитовых тел: предмаастрихтского (основного) и ниже-среднеэоценового, когда были сформированы серпентини-

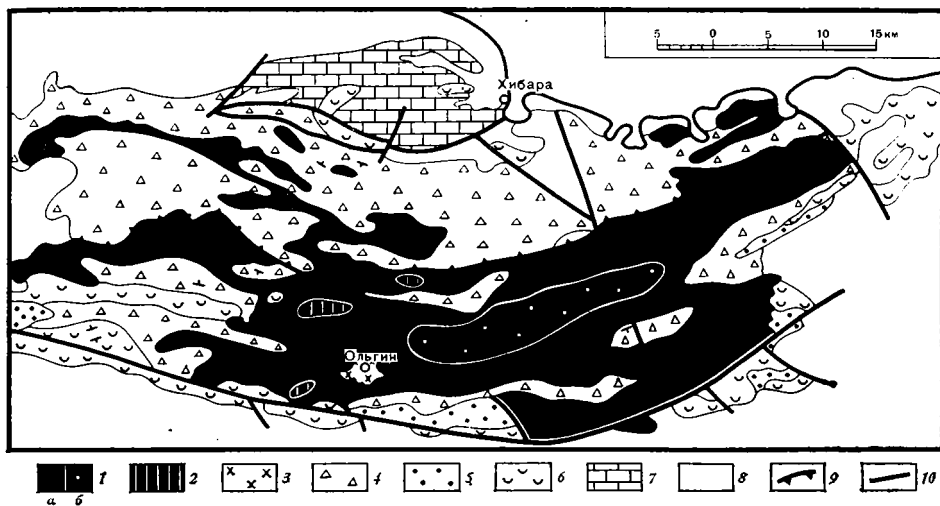


Рис. 4. Схема строения района Ольгин—Хибара (составили В. Зелепугин, Е. Фонсека, М. Эредиа по материалам Наги и др. и собственным данным)

Эвгеосинклинальный комплекс формаций. Офиолитовая ассоциация (1—3): 1 — серпентинитовый меланж (а — мономиктовый, б — полимиктовый, свита Иберия), 2 — габбро-диабазы, амфиболовое габбро, 3 — диориты, кварцевые диориты; 4 — олистостромовые образования: известковистые алевриты, песчаники, мергели с крупными блоками вулканогенных пород, известняков, серпентинитов (свиты Иберия, Ягуахай — $K_2^{m-p_1}$); 5 — морская моласса: конгломераты, мергели, пемзовые туфы (свита Аткос P_1); 6 — *островодужные* (?) образования: песчаники, туфы кислого состава, туффиты, известняки, мергели, субвулканические тела липаритодацитов (свита Вигия $P_1^2 - P_2^2$). **Миогэосинклинальный комплекс формаций.** 7 — рифовые и микрокристаллические известняки с прослоями кремней, доломиты (свиты Хибара и Хобаль — K_{1-2}^{a-p-m}); 8 — неоген-четвертичные образования; 9 — надвиги; 10 — основные разломы

товые протрузии, прорывающие палеоцен-среднеэоценовую молассу (по нашим данным, в том числе олистостромовые образования).

Габброидный комплекс представлен очень незначительно, образуя мелкие (площадью 2—5 км²) изолированные тела амфиболовых (амфиболлизированных) габбро, габбро-диабазов, диоритов и кварцевых диоритов в серпентинитовом меланже. При этом до сих пор не выяснено, представляют ли они собой останцы подошвы габбрового «слоя», либо являются крупными блоками в меланже. Поэтому выделение габброидного комплекса достаточно условно.

Таким образом, офиолитовый разрез блока Ольгин отличается от соседнего блока Камагуэй: 1) отсутствием диабазового слоя, 2) значительной редуцированностью габбрового слоя, 3) высокой степенью меланжирования и серпентинизации ультрамафитов.

Ориенте. В блоке Ориенте офиолитовая ассоциация состоит из трех комплексов: ультрамафиты, габброиды, диабазы. В западной и восточной частях блока отмечаются различия в строении и составе.

В западной части представлены первый и третий комплексы. Ультрамафитовый комплекс образует здесь массив Майари площадью около 850 км². Форма массива пластинообразная [2], мощность тела около 1—1,5 км, контакты, как и во всех других блоках, тектонические. Массив сложен в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, полосчатыми широко-такситовыми дунит-гарцбургитами, реже пироксенитами и лерцолитами. Восточная часть массива сложена мономиктовым серпентинитовым меланжем. Диабазовый комплекс развит лишь в северо-западной части массива. Он сложен серией параллельных даек мелкозернистых и среднезернистых диабазов. Мощность даек в основном колеблется от первых десятков сантиметров (тонкозернистые диабазы) до 2—5 м (среднезернистые диабазы). Изредка наблюдаются зоны закалки. Мощность слоя диабазовых даек около 500 м. Они полого падают

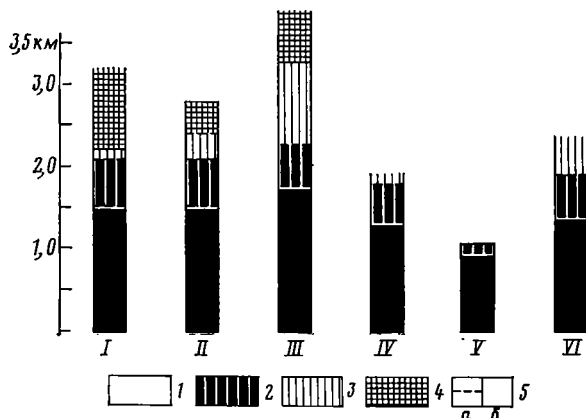


Рис. 5. Сопоставление схематических разрезов офиолитовой ассоциации по регионам Кубы

I—VI — регионы Кубы (с запада на восток): I — Пинар-дель-Рио, II — Гавана — Матансас, III — Лас-Вильяс; IV — Камагуэй, V — Ольгин, VI — Ориенте
 1—4 — комплексы офиолитовой ассоциации: 1 — ультрамафитовый, 2 — габброидный, 3 — диабазовый, 4 — базальтовый; 5 — границы между комплексами: а — с установленной мощностью, б — с предполагаемой

под ультрамафитовый массив (т. е. разрез офиолитов перевернут). Контакт с ультрамафитами тектонический.

В восточной части Ориенте представлено два нижних комплекса: ультрамафитовый и габброидный, которые совместно образуют единый крупный массив Моа-Баракоа. Площадь массива около 1500 км². Контакты субгоризонтальные, тектонические. Отличительной чертой массива является пестрый его состав: гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты. Все породы связаны постепенными переходами. Мощностью ультрамафитового комплекса около 1000 м.

Габброидный комплекс представлен крупными (1—3×10—15 км) массивами, состоящими из нормальных и оливинowych габбро, лерцолитов, троктолитов и анортозитов, приуроченными к подошве ультрамафитовой пластины. Тела габбро в одних случаях целиком расположены в ультрамафитовом массиве, в других — в краевой его части. Контакты с ультрамафитами тектонические. От вмещающих вулканогенно-осадочных пород габброиды отделены узкой (100—150 м) зоной серпентинитового меланжа [6]. Мощность комплекса составляет около 500 м.

Таким образом, для блока Ориенте характерен неполный перевернутый разрез офиолитов, верхнее структурное положение в котором занимают ультрамафиты. От соседнего к западу блока Ольгин он отличается: 1) наличием диабазового слоя параллельных даек, 2) значительным развитием габбрового слоя, 3) присутствием крупных массивов слабосерпентинизированных ультрамафитов.

Итак, в пределах офиолитовой ассоциации с запада Кубы, где находится наиболее полный офиолитовый разрез (по строению и характерным особенностям его компонентов сопоставимый с разрезом океанической коры), на восток, исключая крайний восточный блок Ориенте¹ уменьшается роль верхних членов офиолитового разреза вплоть до полного их исчезновения (рис. 5). Эту особенность можно объяснить либо увеличением степени эродированности выходов океанической коры в этом направлении, либо тектоническим срывом верхней ее части на востоке. Если действительно первое предположение и процессами эрозии уничтожено свыше 1000 м разреза, представленного базальтами, диабазами и отчасти габброидами, то следовало бы ожидать существенное увели-

¹ Блок Ориенте, видимо, является чужеродным образованием в структуре Кубы, отличаясь своим глубинным строением, что нашло отражение на карте гравитационного поля [1], где ему соответствует резко выраженная положительная аномалия.

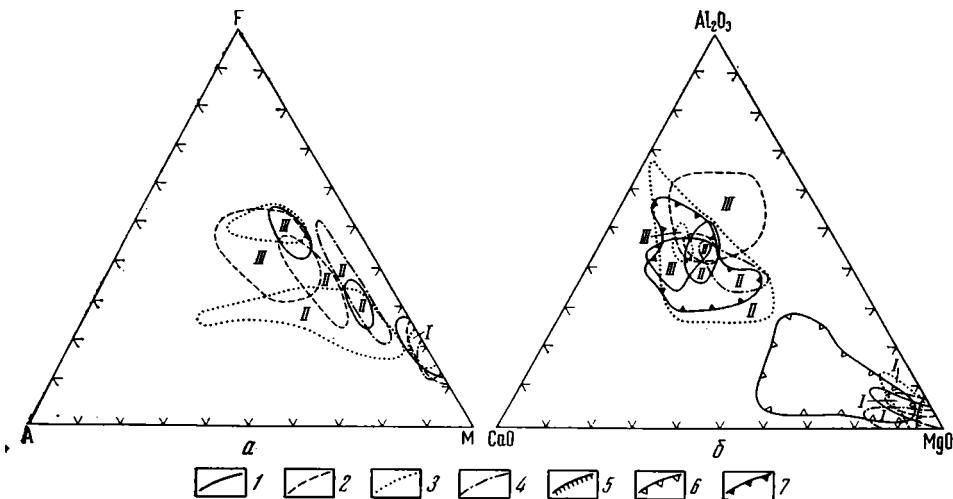


Рис. 6. Диаграммы соотношений AFM (а) и CaO—Al₂O₃—MgO (б) для офиолитов Кубы

I—III — составы пород офиолитовых комплексов Кубы: I — перидотиты, гарцбургиты, дуниты, верлиты (в том числе в разной степени серпентизированные), II — габбро, амфиболитованное габбро, полосчатое габбро, троктолиты, оливковое габбро, III — диабазы, базальты.

1—4 — контуры полей составов пород офиолитовых комплексов различных районов Кубы: 1 — Пинар-дель-Рио, 2 — Лас-Вильяс, 3 — Камагуэй — Ольгин, 4 — Майари — Баракоа; 5—7 — поля составов пород офиолитовых комплексов по Колману: 5 — метаморфические перидотиты, 6 — ультраосновные кумуляты, 7 — основные кумуляты

чение к востоку мощности маастрихт-палеогеновой молассы и изменения ее состава в сторону повышения основности. Однако ни того ни другого не происходит. Поэтому наиболее приемлемым следует считать второе предположение. Действительно, как следует из приведенного выше описания, контакты между отдельными комплексами («слоями») офиолитовой ассоциации, как правило, тектонические. При этом некоторые средние слои, заключенные внутри офиолитового разреза (диабазовый в Пинар-дель-Рио, габбровый в Лас-Вильяс), значительно редуцированы. По существу офиолитовый разрез каждого блока представляет собой серию шарьированных тектонических пластин, в той или иной мере нарушающих первичный разрез океанической коры. Движения, приведшие к шарьированию, носили дифференцированный характер: в западных блоках привели к более менее равномерному перемещению всех составляющих океанической коры, в восточных — к перемещению главным образом нижних слоев разреза коры.

Остановимся вкратце на сравнительной петрохимической характеристике офиолитов различных районов Кубы. Для этого используем диаграммы A—F—M и CaO—Al₂O₃—MgO (рис. 6). На диаграммах вместо четырех последовательных комплексов офиолитовой ассоциации показано три. Диабазовый и базальтовый, как очень близкие по химическому составу и генезису, рассматриваются совместно. Для сравнения выбраны следующие регионы: Пинар-дель-Рио, Лас-Вильяс, Камагуэй — Ольгин (объединены ввиду незначительного количества анализов по району Ольгина), Ориенте.

Ультрамафитовые комплексы всех регионов обнаруживают большое сходство, практически попадая в одно поле составов на обеих диаграммах (небольшое различие в содержании кальция и алюминия выявляется лишь между ультрамафитами Камагуэя — Ольгина и Ориенте: первые менее кальциевые, вторые менее глиноземистые). При этом выясняется, что ультрамафиты Кубы относятся к двум генетическим группам, по Р. Колману [4]: метаморфическим перидотитам и ультраосновным кумулятам. Поля габброидов и диабазов-базальтов значительно оторваны от ультрамафитов (см. рис. 6, б) и попадают в поле основных куму-

лятов, по Р. Колману [4]. Такая разорванность, вероятно, свидетельствует об отсутствии единой магматической серии офиолитов и наличии таковой среди пород основного состава.

При сопоставлении габброидных комплексов обращает на себя внимание щелочная направленность дифференционного тренда габброидов Камагуэя (см. рис. 6, а). Это обстоятельство заинтересовывает в связи с тем, что данная щелочная направленность сохраняется и для постофиолитовых (островодужных) вулканитов Камагуэя, среди которых в основном островодужной серии нами выделяется формация трахибазальтов-трахитов. Эта же направленность проявлена и в интрузивном магматизме Камагуэя, где выделена габбро-сиенитовая формация [20]. Таким образом, магматическая индивидуальность блока Камагуэй начинает проявляться еще в продуктах офиолитовой серии на этапе образования океанической коры. В таком случае нельзя пространственно разрывать формирование офиолитовых и молодых магматических серий. Итак, в связи с вышесказанным, во-первых, следует предположить гетерогенное строение океанической коры, во-вторых, говоря о горизонтальных движениях тектонических пластин, составляющих океаническую кору, мы должны считать, что в них с той же амплитудой перемещения участвовала и вулканогенная толща, сформированная на океанической коре, либо перемещения пластин были незначительны и островодужные вулканиты сформировались на месте их залегания.

Вероятно, отмеченная гетерогенность в строении и составе офиолитового пояса по его простиранию отвечает существовавшей ранее сегментированной природе данной части Северо-Американской континентальной окраины, на что для Карибского региона и некоторых других районов указывали М. Карр и др. [3], выделявшие, по сейсмическим данным и вулканизму, поперечные к простиранию окраин сегменты протяженностью в несколько сотен километров, что соизмеримо с рассмотренными выше блоками.

Приведенный в работе материал может помочь в расшифровке инициальной стадии развития эвгеосинклинали в регионе и может быть использован при палеотектонических реконструкциях.

Литература

1. Авдеев А. И., Ушаков С. А. Гравиметрическая карта в редукции Фая Карибского моря. М-б 1: 4 000 000. Севастополь, 1977.
2. Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты геологического строения Восточной Кубы.— Бюл. МОИП. Отд. геод., 1964, т. 39, вып. 1, с. 10—21.
3. Карр М. Дж., Стойбер Р. Е., Дрейк Ч. Л. Сегментированная природа некоторых континентальных окраин.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 120—131.
4. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
5. Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническое положение ультрабазитов в северо-западной части провинции Ориенте.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 42—57.
6. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
7. Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 319 с.
8. Моссаковский А. А., Альбеар Х. Ф. Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласс.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 100—118.
9. Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты, современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
10. Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы. Масштаб 1: 1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М.: Наука, 1967, с. 7—31.
11. Сомин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 220 с.
12. Шейн В. С., Клещев К. А. Строение и формирование шарьяжей Больших Антилл.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 904—906.
13. Ducloz Ch., Vuagnat M. A propos de l'age des serpentinites de Cuba.— Arch. Sci., 1963, v. 15, fasc. 2, p. 309—332.
14. Fonseca E., Zelepuguin V. Asociación de basaltos sódicos en la región occidental de Cuba (provincia de Pinar del Rio). Resúmenes del Primer Simposio Sociedad Cubana de Geología. La Habana, 1982, p. 77.

15. *Furrazola-Bermúdez G., Judoley C. M., Mijailovskaya M., Miroliubov Y. S., Novojat-sky I. P., Nuñez Jimenez A., Solsona J.* Geología de Cuba. La Habana, 1964. 239 p.
16. *Furrazola-Bermúdez G., Sánchez-Arango J., García R., Basov V. A.* Nuevo esquema de correlacion estratigráfica de las principales formaciones geológicas de Cuba.— La Minería en Cuba, 1978, v. 4, № 3, p. 25—38.
17. *Kozary M. T.* Ultramaficas in thrust zones, in North-western Oriente, Cuba.— In: Congr. Geol. Internac. XX. a Sesi3n. Resúmenes de los trabajos presentados. Mexico, 1956, p. 138—139.
18. *Knipper A. L., Cabrero R.* Tectonic position of ultramafic bodies of Cuba.— In: VI Conf. Geol. Caribe, Margarita, Venezuela, 1972, p. 167—170.
19. *Lewis J. M.* Geología of Cuba.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1932, v. 16, No 6, p. 533—555.
20. *Mari T., Eguipko O., Pérez M.* Hallazgo de gabroides con feldespató potásico (sub-alcalino) en el anticlinóiro de Camagüey y su significado petrológico.— Ser. Geol., C. I. G., La Habana, 1982, No 4, p. 32—45.
21. *Mattson P.* Middle Cretaceous nappe structures in Puerto-Rico ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, No 1, p. 21—37.
22. *Rutten L. M. R.* Cuba de Antillen en de zudelijke Molukken.— K. Akad. Wetensch., Amsterdam, Versl., Afd., Nat., 1922, v. 31, p. 213—225.
23. *Schuchert C.* Historical Geology of the Antillian Caribbean Region. N. Y.: John Willey and Sons Inc., 1935, 811 p.
24. *Zelepuguin V., Fonseca E., Díaz de Villavilla L.* Asociaciones vulcanógenas de la provincia de Pinar del Río.— Ser. Geol. C. I. G. La Habana, 1982, No 6, p. 42—74.

Центр геологических исследований
Гавана
ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
23.V.1983

УДК 551.242.2

БОЧАРОВА Н. Ю., МИРЛИН Е. Г., ПОПОВ К. В.

**О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ
ОКЕАНИЧЕСКИХ РИФТОВ И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ**

Рассматривается геометрия осевых зон срединно-океанических хребтов, определяемая взаимным расположением океанических рифтовых зон и трансформных разломов. Проведен анализ ее параметров: расстояний между разломами, длин их активных частей и углов между простиранием рифтовых зон и нормалью к трансформным разломам — в широком диапазоне скоростей раздвижения плит. Определены статистические характеристики распределения длин активных частей трансформных разломов для медленно и быстро раздвигающихся хребтов. Сделаны выводы о влиянии термического режима литосферы на конфигурацию осевых зон срединно-океанических хребтов.

Рифтовые зоны в океанах имеют сложную конфигурацию в плане благодаря большому количеству смещающих их трансформных разломов. Эти два типа структур в тектонике литосферных плит рассматриваются как различные категории границ плит: в рифтовых зонах происходит их раздвижение и наращивание поверхности литосферы, а вдоль трансформных разломов осуществляются сдвиговые смещения без ее новообразования. Взаимное расположение рифтовых зон и трансформных разломов определяет, таким образом, геометрию оси раздвижения океанических литосферных плит. При этом простирание трансформных разломов совпадает с направлением их перемещения. На определенном участке границы раздвижения ее геометрия характеризуется тремя параметрами: расстоянием между трансформными разломами L , длиной их активной части l , заключенной между прилегающими отрезками рифтовых зон, и углом α между простиранием рифтовой зоны и нормалью к трансформному разлому, который характеризует отклонение простирания разлома от ортогонального по отношению к оси спрединга (рис. 1).

Несмотря на то что причина возникновения большого количества трансформных разломов на срединно-океанических хребтах уже давно привлекает внимание исследователей, в настоящее время нет единой картины распределения указанных количественных характеристик геометрии оси раздвижения во всех океанах. Анализ этих параметров в широком диапазоне скоростей раздвижения плит представляет большой интерес, поскольку они тесно связаны с процессом образования и эволюции океанической литосферы. В связи с этим цель настоящей работы — выявление общих закономерностей взаимного расположения рифтовых зон и трансформных разломов в Мировом океане.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА

Для определения указанных параметров геометрии оси раздвижения литосферных плит требуется достаточно качественный исходный материал и прежде всего детальные батиметрические карты срединно-океанических хребтов. На этих картах отдельные разломы и зоны разломов выделяются в виде узких протяженных линейных структур: долин и сопряженных гребней, располагающихся под углом к простиранию основных морфоструктур срединных хребтов. Часто к ним приурочены отдельные подводные горы. Надежная индикация трансформных разломов возможна также на основе анализа распределения сейсмичности: в них она приурочена только к активному участку, а отрезки разломов, находящиеся за пределами активной части, как правило, асейсмичны. Ха-

рактрно при этом, что сейсмичность трансформных разломов по ряду признаков отличается от сейсмической активности рифтовых зон. Если в разломах преобладают сдвиговые смещения, то в рифтовых зонах чаще всего отмечаются нормальные сбросы. Кроме того, землетрясения в разломах, как правило, более сильные, чем в смежных океанических рифтовых зонах.

Трансформные разломы находят отражение в гравитационном и магнитном полях. Вдоль них наблюдаются гравитационные ступени и смещения осей полосовых магнитных аномалий на расстояние, равное смещению рифтовых зон. Иногда к трансформным разломам приурочены самостоятельные гравитационные и магнитные аномалии. Они образуются за счет того, что разломы служат подводщими каналами, по которым к поверхности поступают более плотные и магнитные породы.

По степени детальности исходные геолого-геофизические материалы по гребням срединно-океанических хребтов могут быть разделены на три категории. К первой относятся данные о строении океанических рифтовых зон и трансформных разломов, полученные в последние годы с помощью новых технических средств исследований: подводных обитаемых и буксируемых аппаратов в сочетании с батиметрическими съемками с использованием узколучевых эхолотов, а также стандартных морских геофизических исследований. В этом случае положение границ между плитами и количественные характеристики геометрии границ определяются с большой точностью, достигающей первые сотни метров, а углы между разломами и осями рифтов — с точностью около 3° . К сожалению, такого рода детальные глубоководные и другие геофизические исследования в полном объеме проведены лишь в трех районах мировой системы срединно-океанических хребтов: на гребне Срединно-Атлантического хребта (САХ) близ 37° с. ш. (проект FAMOUS) [8, 9, 28], на гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) близ 21 и 23° с. ш. (проект RITA) [14, 15], а также в осевой зоне Красного моря вблизи 18° с. ш. (проект ПИКАР) [2]. Кроме того, на гребнях срединно-океанических хребтов в ряде районов были проведены исследования с использованием сонаров бокового обзора, также дающих очень детальную картину конфигурации границ плит. К таким районам относятся: участки гребня хребта Рейкьянес на 60 — 62° с. ш. [32], САХ на 45° с. ш. [22], трансформные разломы Чарли-Гиббс [31] и Курчатова [30].

Вторая категория материалов включает батиметрические и геофизические карты районов детальных исследований — полигонов. В настоящее время число таких полигонов, расположенных на гребнях срединно-океанических хребтов, составляет 38, из них в Атлантическом — 19 полигонов, в Тихом — 16 и в Индийском — 3. При проведении геофизических съемок на таких полигонах (эхолотный промер, магнитометрия, гравиметрия) расстояние между галсами составляет, как правило, 5—20 км, что позволяет в конечном итоге построить батиметрические и геофизические карты масштаба 1 : 500 000—1 : 100 000. Примером такого рода работ могут служить морские геофизические съемки разломов Ян-Майен [6], Чарли-Гиббс [26], Хейс [16], Атлантис [3], Океанограф [27], Романш [19], Чейн [19], Сан-Паулу [11] в Атлантическом океане, гребня хребта Хуан де Фука [34], разлома Уилкса [21] в Тихом океане, разломов Оуэн [1], Витязя [1] в Индийском океане. При наличии карт полигонов длины активных частей разломов и расстояние между ними определяются с погрешностью около $\pm 3,5$ км. При этом ошибка в определении азимутов простираций сегментов рифтовых зон и трансформных разломов достигает $\pm 3^\circ$.

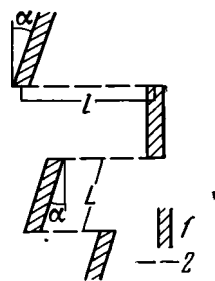
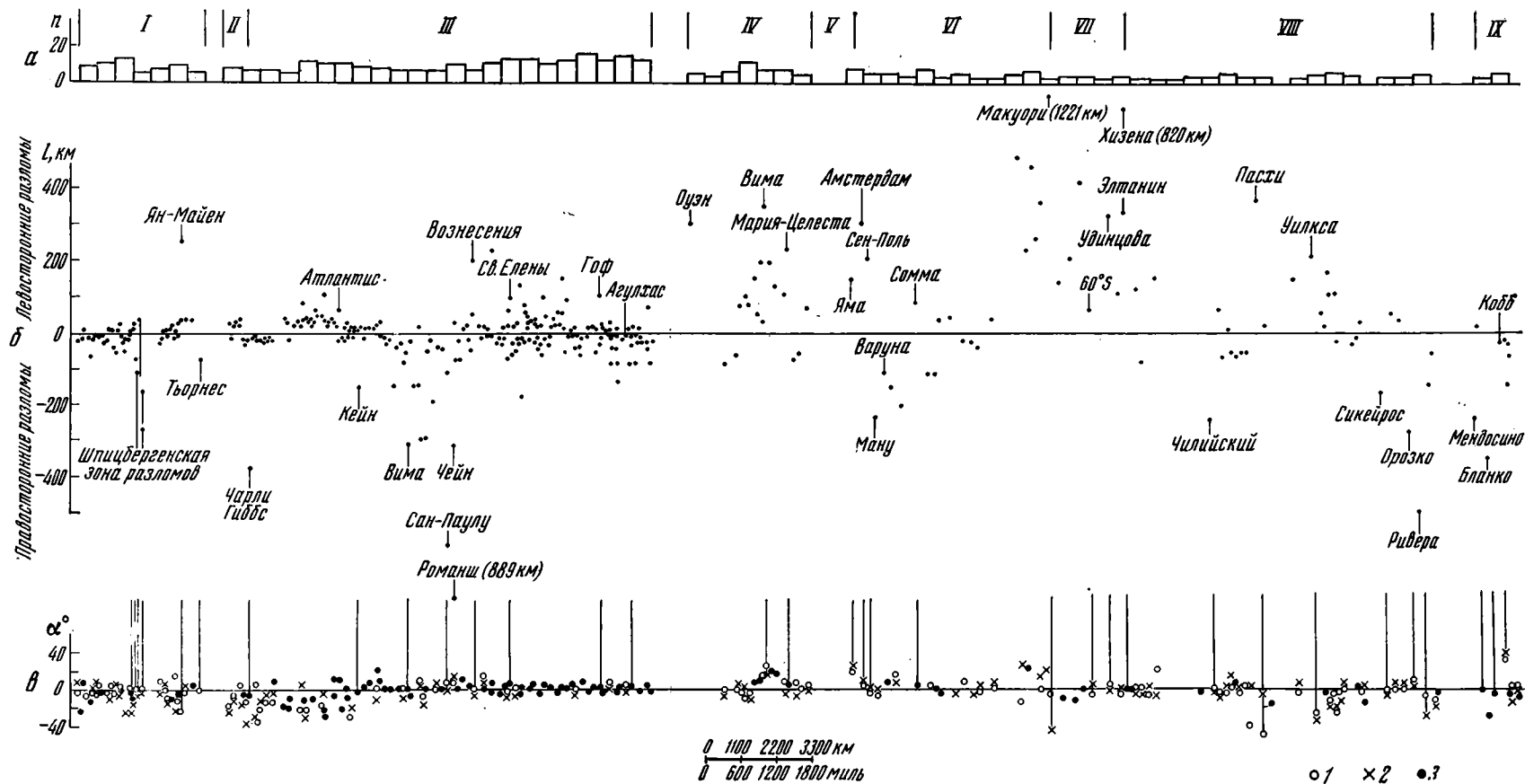


Рис. 1. Геометрия оси раздвижения океанических литосферных плит и ее количественные характеристики. Стрелки указывают направление раздвижения плит
1 — рифтовые зоны, 2 — трансформные разломы



К третьей категории исходных материалов могут быть отнесены батиметрические карты масштаба 1:2 000 000 и 1:5 000 000. Такого рода относительно мелкомасштабные карты имеются на Арктический [20] и Норвежско-Гренландский [18] бассейны, Атлантический [33] и Индийский [1] океаны, на юго-западную часть Тихого океана [24]. Из-за относительно редкой сети профилей средняя погрешность планового положения изобат на таких картах составляет ± 8 км. По этой причине по мелкомасштабным картам могут быть выделены лишь относительно длинные трансформные разломы с длиной активной части более 8—10 км. При построении мелкомасштабных карт (расстояние между профилями съемки меняется от 15 до 100 км и более) проведение изобат в условиях сложного рельефа в определенной степени зависит от представлений авторов о морфологии рифтовых зон. Так довольно часто предполагается, что трансформные разломы перпендикулярны рифтовым зонам, хотя анализ детальных карт указывает на многочисленные исключения из этого правила. По этой причине наименее уверенно по мелкомасштабным картам определяются угловые соотношения между рифтовыми зонами и трансформными разломами. Исходя из сопоставления батиметрических и магнитометрических данных, полученных независимо по одному из регионов Арктического бассейна [13], неопределенность в установлении простирания трансформных разломов может достигать $\pm 6^\circ$. При исследовании геометрии оси раздвижения в Индийском океане в дополнение к мелкомасштабным батиметрическим картам нами были использованы сводные структурные схемы [10, 23] и таблицы отдельных параметров трансформных разломов [12].

В последнее время появился еще один вид геофизических материалов, характеризующих рельеф дна океанов, а именно — результаты измерения гравитационного поля над океанами со спутников. Примером является карта, составленная по данным измерений высотного положения поверхности океана, выполненных со спутника «Сисат». Данная карта построена пока еще в недостаточно крупном масштабе, чтобы использовать ее для количественных определений характеристик геометрии оси раздвижения плит, однако качественно она подтверждает основные закономерности рельефа дна, выявленные при батиметрических съемках.

На основе рассмотрения всех упомянутых материалов по гребням мировой системы срединно-океанических хребтов нами определены параметры 360 активных трансформных разломов типа хребет — хребет. Среди них 50 располагаются в Северном Ледовитом океане, 212 — в Атлантическом, 45 — в Индийском и 53 — в Тихом. Количественные характеристики каждого из разломов были занесены в каталог трансформных разломов, в котором указывались также данные об исходном материале (масштаб батиметрических и геофизических карт, густота профилей на них, сейсмичность и др.), погрешность в определении того или иного параметра геометрии оси раздвижения, рассчитанные азимуты движения плит и некоторые другие сведения.

Рис. 2. Количественные параметры, характеризующие взаимное расположение океанических рифтовых зон и трансформных разломов вдоль мировой системы срединно-океанических хребтов

a — количество трансформных разломов на каждые 300 миль длины (550 км) срединно-океанического хребта; *b* — длина активной части разломов; *v* — углы α между простиранием рифтовой зоны и перпендикуляром к трансформному разлому: 1 и 2 — для различных точек пересечения разлома с осями рифтов (1 — для пересечения с северной или восточной частью хребта от разлома, 2 — с южной или западной частью хребта); 3 — значения углов в обоих случаях пересечения совпадают. Знак «+» соответствует углу сочленения разлома с рифтом меньше 90° , знак «—» больше 90° . Срединные хребты: I — Гаккеля, Книповича, Мона, Исландский (Кольбенсей); II — Рейкьянес; III — Срединно-Атлантический; IV — Аравийско-Индийский; V — Центрально-Индийский; VI — Австрало-Антарктическое поднятие; VII — Южно-Тихоокеанское поднятие; VIII — Восточно-Тихоокеанское поднятие; IX — Горда, Хуан де Фука, Исследователя

На гребнях хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане и САХ этот параметр изменяется от 35 до 100 км, причем число разломов на каждые 300 миль (~550 км) длины гребня хребта составляет 5—15. Наиболее густо разломы расположены в Южной Атлантике (рис. 2, а). Следует, правда, оговориться, что из-за относительно слабой изученности южной части САХ в будущем при более детальном исследовании возможны корректировки в распределении параметров оси раздвижения. В северной части Атлантики имеется участок гребня срединного хребта, где вообще не обнаружено трансформных разломов. Этот участок простирается на 550 км от 60° с. ш. до побережья Исландии. В северо-западной части Индийского океана на Аравийско-Индийском хребте плотность трансформных разломов на каждые 300 миль гребня изменяется от 4 до 11, т. е. близка той, которая наблюдается в Атлантическом океане. Малая изученность Африканско-Антарктического и Западно-Индийского хребтов не позволяет охарактеризовать трансформные разломы в юго-западной части Индийского океана. Что же касается Австрало-Антарктического поднятия (ААП), Южно-Тихоокеанского поднятия (ЮТП) и ВТП, то на них плотность разломов на каждые 300 миль гребня хребтов в среднем в 2—3 раза меньше, чем в Атлантическом и северо-западной части Индийского океана (см. рис. 2, а). Отметим, что указанное различие в распределении количества трансформных разломов коррелирует с другими отличиями, наблюдающимися в рассматриваемых регионах. В Северном Ледовитом и Атлантическом океанах и северо-западной части Индийского океана полускорости раздвижения плит колеблются от 0,7 до 3,0 см/год, в то время как в юго-восточной части Индийского океана и в Тихом океане полускорости изменяются от 3 до 8 см/год. Соответственно в первом случае срединные хребты отличаются значительно большей расчлененностью рельефа, чем во втором.

ДЛИНЫ АКТИВНЫХ ЧАСТЕЙ РАЗЛОМОВ

По этому параметру хребты Северного Ледовитого, Атлантического океанов и северо-западной части Индийского океана также отличаются от хребтов юго-восточной части Индийского и Тихого океанов (см. рис. 2, б). В Арктике, Атлантике и северо-западной части Индийского океана среди всех выделенных разломов 60% составляют малые разломы с длиной активной части от 10 до 40 км. По причинам, указанным выше, очень короткие трансформные разломы с длиной менее 8 км, как правило, недостаточно надежно выделяются на батиметрических и геофизических картах и в связи с этим интервал 0—40 км на гистограмме разделения длин активных частей (см. рис. 3, а) показан пунктиром. Разломы с длиной активной части свыше 150 км встречаются в этих океанах крайне редко и составляют всего лишь 5% от общего количества. В Арктическом бассейне к ним принадлежат Шпицбергенский (длина активной части 115 км) и Ян-Майенский (250 км) разломы. В Атлантическом океане кроме разлома Чарли-Гиббс, располагающегося в его северной части и имеющего длину активного отрезка 380 км, наиболее крупные разломы находятся вблизи экватора. К ним относятся разломы: Вима (длина активной части 315 км), Сан-Паулу (593 км), Романш (890 км), Чейн (315 км) и Вознесения (204 км). В северо-западной части Индийского океана к наиболее крупным разломам относятся: Оуэн (длина активной части 300 км), Вима (300 км), Арго (130 км), Мария-Целеста (230 км).

В Тихом океане малые разломы с длиной активной части 10—40 км составляют менее 30%. К наиболее крупным активным трансформным разломам Тихого океана принадлежат: Бланко (длина активной части 352 км), Мендосино (250 км), Ороско (280 км), Ривера (более 500 км), Уилкса (213 км), Пасхи (370 км), Чилийский (250 км), Менарда (250 км), Элтанин (333 км), Удинцева (324 км), Маккуори (1220 км).

Среди всех разломов мировой системы срединно-океанических хребтов 48% составляют левосторонние и 52% правосторонние разломы, т. е. количество разломов обоих типов в первом приближении одинаково. Обращает на себя внимание, что в Северном Ледовитом и Атлантическом океанах вдоль отдельных сегментов срединно-океанических хребтов происходит смена типов разломов. Так, в Северном Ледовитом океане от юго-восточной оконечности моря Лаптевых до Исландии преобладают правосторонние трансформные разломы. К юго-западу от Исландии примерно до разлома Кейн доминируют левосторонние, а еще южнее, вплоть до разлома Вознесения, вновь преобладают правосторонние разломы. На Австрало-Антарктическом и Восточно-Тихоокеанском поднятиях большую часть (66%) составляют левосторонние разломы.

Нами проанализирован также такой параметр геометрии оси раздвижения плит, как отношение l/L . На хребтах обоих типов с малыми и большими скоростями раздвижения плит это отношение примерно в 70% случаев меньше единицы. Максимальные значения этого отношения: 16,0 и 22,9 относятся к разлому Вима Z и прилегающим частям рифтовых зон в Атлантическом океане.

Представляет интерес тот факт, что гистограммы распределения длин активных частей разломов на медленно и быстро раздвигающихся хребтах (рис. 3) с большой точностью можно аппроксимировать степенными зависимостями вида $N = N_0 (l/l_0)^{\beta}$, где N — число разломов с длиной активной части l , l_0 — фиксированная длина активной части, принятая равной 20 км, N_0 — число разломов с длиной активной части l_0 .

Параметры аппроксимации гистограмм для медленно и быстро раздвигающихся хребтов приведены в таблице. Большие коэффициенты корреляции k и малые величины дисперсий σ_{β} свидетельствуют о высокой степени приближения формы распределения длин активных частей разломов к степенному закону, причем важно отметить то обстоятельство, что медленно и быстро раздвигающиеся хребты отличаются по параметру степенного закона β почти в 2 раза. Таким образом, можно сделать предположение о том, что данный параметр, как и средняя плотность разломов на единицу длины хребта, характеризует подверженность литосферы к разрывообразованию и сдвигу при данной скорости раздвижения плит.

УГЛОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ РИФТОВЫМИ ЗОНАМИ И ТРАНСФОРМНЫМИ РАЗЛОМАМИ

Эти характеристики также различаются на быстро и медленно раздвигающихся срединно-океанических хребтах. Угол α между простиранием рифтовой зоны и нормалью к трансформному разлому в Северном Ледовитом океане изменяется от 0 до почти 40°. В северной части Атлантического океана от Исландии до разлома Кейн разломы, как правило, не перпендикулярны оси раздвижения плит (см. рис. 2, в). Как и в Северном Ледовитом океане, значения α для некоторых разломов здесь достигают 40°. В южной части Атлантического океана значения α

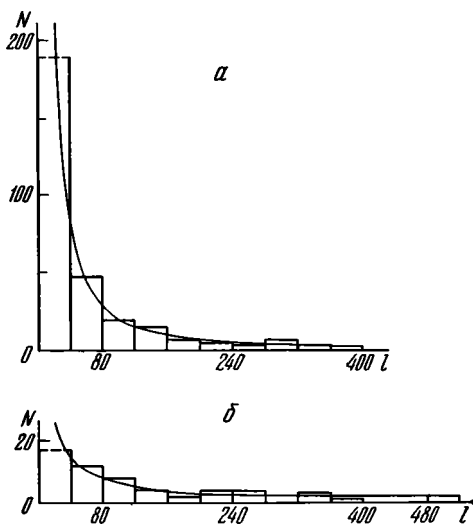


Рис. 3. Гистограммы распределения длин активных частей разломов на медленно [$S < 3$ см/год] (а) и быстро [$S > 3$ см/год] (б) раздвигающихся хребтах и их аппроксимация степенными зависимостями

$S < 3$ см/год				$S > 3$ см/год			
β	k	t_β	σ_β	β	k	t_β	σ_β
-1,54	-0,98	-15,6	0,099	-0,89	-0,9	-6,7	0,133

Примечание. S — скорость раздвижения плит, k — коэффициент корреляции, t_β — значимость β , σ_β — дисперсия β .

малы и трансформные разломы почти ортогональны оси хребта, хотя в этом регионе дальнейшая детализация рельефа осевой зоны может уточнить закономерности изменения этого угла. Такое поведение угла α находится в хорошем соответствии с распределением скоростей раздвижения плит: в Арктическом бассейне и Северной Атлантике они не превышают 1,3 см/год, а в южной части океана увеличиваются до 2,5 см/год. В северо-западной части Индийского океана, где полускорости спрединга также невелики и составляют 1,0—1,3 см/год, значения углов α в 30% случаях превышают 10°. Иная картина в распределении углов α наблюдается на высокоскоростных хребтах: ААП, ЮТП и ВТП. Здесь значения углов, как правило, не превышают 10—15° и лишь в единичных случаях α достигают 40°. К таким разломам относятся разломы Маккуори и Пасхи.

Каждый из трансформных разломов характеризуется двумя углами α , относящимися к различным точкам пересечения разлома с осями рифтовых зон. Для большинства разломов (для 80% всех разломов) различие в углах не превышает 10°. Максимальное различие в углах в двух точках пересечения одного и того же разлома с рифтом составляет 45°. Эта максимальная величина относится к разлому 23° ю. ш. (вблизи Тройного сочленения у острова Пасхи в Тихом океане). В большинстве случаев на срединных хребтах углы сочленения разлома с рифтом превышают 90°, т. е. угол α чаще всего имеет отрицательный знак. Особенно хорошо эта закономерность выражена на срединных хребтах Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики (см. рис. 2, *в*), где такие углы составляют около 50% (при этом около 30% приходится на случаи, когда трансформный разлом пересекает рифтовую зону под прямым углом).

ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ВЫЯВЛЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ

Анализ распределения количественных характеристик геометрии оси раздвижения плит в Мировом океане показывает, что они явно зависят от скорости спрединга. На гребнях срединно-океанических хребтов, расположенных вдоль дивергентных границ плит, раздвигающихся с небольшими скоростями ($S < 3$ см/год), расстояние между трансформными разломами в среднем изменяется от 35 до 110 км (за исключением аномальных областей типа Исландии и прилегающих к ней районов). На этих хребтах преобладают относительно короткие разломы с длиной активной части до 40 км, которые составляют 60% от общего количества разломов. В большом числе случаев короткие разломы образуют с рифтовыми зонами углы, отличающиеся от прямых на 10—40°. На гребнях быстро раздвигающихся хребтов ($S > 3$ см/год) расстояние между трансформными разломами изменяется от 50 до 500 км, хотя в 80% случаев расстояние между разломами составляет 100—200 км. При этом на таких хребтах доминируют протяженные трансформные разломы с длиной активной части свыше 40 км, которые составляют свыше 70% от общего количества разломов. Протяженные разломы во многих случаях пересекают рифтовые зоны под углами, близкими к 90°, хотя и имеются исключения из этого правила.

Каковы же причины, обуславливающие столь своеобразное, ступенчатое в плане строение океанических рифтовых зон и различия в геометрии

рии оси раздвижения плит при различных его скоростях? П. Фогтом и его соавторами [7] было высказано предположение, что специфическая структура оси раздвижения океанических плит, представляющая собой сочетание разрывов (рифтов) и сдвигов (трансформных разломов), отвечает принципу минимума энергии и поэтому является наиболее стабильной и энергетически более выгодной. По мнению этих исследователей, преобладание сейсмической активности в поперечных смещениях по сравнению с рифтовыми зонами связано с тем, что разрыв океанической литосферы при ее растяжении энергетически более целесообразен именно вдоль зигзагообразной линии. Поскольку в пределах гребня хребта пластичная литосфера находится на весьма небольших глубинах, разрывы типа нормальных сбросов образуются лишь в самой верхней части литосферы. Если же срединно-океанический хребет не перпендикулярен направлению раздвижения плит (такой хребет называется «косым»), то литосфера под его гребнем будет остывать и затвердевать до большей глубины, так как он растягивается медленнее в направлении, перпендикулярном гребню. Для того чтобы разломать эту мощную литосферу, требуется большая работа, чем в случае нормального хребта, перпендикулярного направлению раздвижения плит.

Исходя из того что зигзагообразная конфигурация разрыва оси раздвижения литосферных плит отвечает принципу минимума энергии, можно сделать вывод о том, что лишь малая часть общей энергии, затрачиваемой на образование структуры: разрыв—сдвиг, относится к хрупким сдвигам, вдоль которых концентрируется сейсмическая активность. Отсюда следует предположение относительно связи между термическим режимом литосферы, а следовательно, ее пластичностью и реологическими свойствами — с одной стороны, и соотношением между длиной разрывов и сдвигов, т. е. геометрией оси раздвижения — с другой. При повышенном разогреве литосферы более вероятным становится образование длинных сдвигов, т. е. трансформных разломов большой длины, разделяющих относительно длинные отрезки разрывов — рифтов. Напротив, если литосфера на гребне хребта характеризуется слабым разогревом, то в ней более вероятным становится образование большого количества разрывов — рифтов, смещенных вдоль многочисленных, относительно коротких сдвигов — трансформных разломов. Это теоретическое предположение в общем подкрепляется установленными фактами: на срединных хребтах с большими скоростями раздвижения, где литосфера в оси характеризуется повышенными температурами [29], доминируют относительно длинные трансформные разломы, соединяющие протяженные отрезки рифтовых зон. Противоположная картина наблюдается на гребнях срединных хребтов с малыми скоростями спрединга, где литосфера в оси более холодная. Здесь выявлено множество коротких трансформных разломов, смещающих соответственно более короткие отрезки рифтов. Из этих теоретических соображений и наблюдаемых фактов также вытекает, что параметр β является важной обобщенной количественной характеристикой термического режима и реологических свойств океанической литосферы в оси спрединга.

Подтверждением определяющего влияния термического режима литосферы на геометрию оси раздвижения плит является также факт резкого уменьшения или полного отсутствия трансформных разломов в районах с повышенным разогревом литосферы — «горячих точек». Пожалуй, наиболее ярким примером в этом отношении является аномальная часть САХ вблизи Исландии, и в особенности северная часть хребта Рейкьянес. К северу от 60° с. ш. ось хребта ориентирована под углом примерно 30° к направлению раздвижения плит. При этом весьма детальные геологические исследования позволили установить, что трансформные разломы в этой части хребта отсутствуют [5]. Помимо отсутствия трансформных разломов и «косой» ориентировки по отношению к вектору раздвижения плит хребет Рейкьянес в своей северной части отличается другими чертами, которые делают его аномальным. Гребень хребта высоко приподнят, его глубина уменьшается по мере приближения к

Исландии, в оси отсутствует рифтовая долина, несмотря на малую скорость разрастания дна. Отсутствие рифтовой долины весьма сближает его с высокоскоростными хребтами, осевые зоны которых характеризуются наличием приподнятого горста. Аналогичный горст имеется и на гребне хребта Рейкьянес. Аномальные характеристики северной части хребта Рейкьянес объясняются близостью ее к «горячей точке» Исландии, где литосфера характеризуется аномально высоким разогревом [4]. Таким образом, предположение об аномальном термическом режиме этого хребта и связанном с этим отсутствием трансформных разломов и «косым» спредингом подтверждаются на основе анализа фактических данных.

Термический режим литосферы, от которого в значительной степени зависит геометрия оси раздвижения плит, также находит отчетливое отражение в распределении сейсмической активности. Чем выше разогрев литосферы, тем более вероятными становятся пластические деформации при ее растяжении и тем меньшей становится сейсмическая активность. Эта закономерность, действительно, наблюдается в глобальном распределении сейсмичности на гребнях срединно-океанических хребтов с различными скоростями спрединга. Сейсмичность ВТП в целом меньше, чем сейсмическая активность САХ. Так, по оценкам [25], на каждые 1000 км длины САХ приходится в среднем восемь землетрясений и менее, чем одно землетрясение на каждые 1000 км длины ВТП. Кроме того, изучение сейсмичности хребта Рейкьянес показало, что в северо-восточном направлении при приближении к Исландии от 56° с. ш. до побережья острова количество землетрясений на единицу длины гребня хребта уменьшается примерно в 3 раза [17]. Эта закономерность связана, вероятней всего, с аномально высоким разогревом литосферы вблизи Исландии и находится в хорошем соответствии с особенностями геометрии оси раздвижения на этом хребте: отсутствием трансформных разломов и «косым» спредингом.

Что же касается другой характеристики геометрии оси раздвижения — угла α , то он также, по-видимому, связан с термическим режимом литосферы. Возможно, что наблюдаемые различия в углах α на быстро и медленно раздвигающихся хребтах связаны с различной способностью литосферы приспосабливаться к изменениям направления движения плит в зависимости от степени ее разогрева. Дальнейшие, более детальные исследования океанических рифтовых зон позволят уточнить закономерности изменения этого параметра и его связь с реологическими свойствами литосферы.

Литература

1. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. Москва: ГУГК, 1975, с. 20—55.
2. Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—12.
3. Литвин В. М., Марова Н. А., Руденко М. В. Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. III. М.: Наука, 1984, с. 28—40.
4. Мирлин Е. Г. Кайнозойская тектоника плит Исландского региона Северной Атлантики.— В кн.: Магнитные аномалии и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1981, с. 175—197.
5. Мирлин Е. Г. Геоморфологические особенности осевых зон срединно-океанических хребтов.— Океанология, 1979, т. XIX, вып. 1, с. 77—83.
6. Удинцев Г. Б., Литвин В. М., Беляев А. В., Канаев В. Ф., Марова Н. А., Руденко М. В. Геоморфология дна океана.— В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет (строение дна океана). М.: Наука, 1977, с. 7—28.
7. Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океаном.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 481—550.
8. Ballard R. D., van Andel Tj. H. Morphology and tectonics of the inner rift valley at lat. 36°50' N on the Mid-Atlantic Ridge.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, p. 507—530.
9. Ballard R. D., Bryan W. B., Heirtzler J. R., Keller G., Moore J. G., van andel Tj. Mannetd submersible observations in FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge.— Science, 1975, v. 190, № 4210, p. 103—108.
10. Bock G. Focal mechanism of an earthquake from the Southern Ocean.— Tectonophysics, 1981, v. 79, p. 137—141.
11. Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the Equatorial Atlantic.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 23, p. 4104—4116.

12. *Burr N. C., Solomon S. C.* The relationship of source parameters of oceanic transform earthquakes to plate velocity and transform length.—*J. Geophys. Res.*, 1978, v. 83, B3, p. 1193—1205.
13. *Coles R. L., Hannaford W., Haines G. V.* Magnetic anomalies and evolution of the Arctic.—In: *Arctic Geophysical Review*, ed. Sweeney, Pub. Earth Physical Branch, 1978, p. 51—66.
14. CYAMEX Scientific Team. (*J. Francheteau, H. D. Needham, P. Choukroune, T. Juteau, M. Seguret, W. Normark, R. Ballard, P. Fox, A. Carranza, D. Cordoba, J. Guerrero, and C. Rangin*). First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21°N (Project RITA): General results.—*Marin Geophys. Res.*, 1981, v. 4, p. 345—379.
15. CYAMEX Scientific Team and *L. Pastouret*. Submersible Structural study of the Tamayo Transform Fault: East Pacific Rise at 23°N (Project RITA).—*Marine Geophys. Res.*, 1981, v. 4, p. 381—401.
16. *Feden R. H., Fleming H. S., Perry R. K., Phillips J. D.* The Mid-Atlantic Ridge at 33°N; the Hayes fracture Zone.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 1975, v. 26, p. 292—298.
17. *Franeis T. J. G.* The seismicity of the Reykjanes Ridge.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 1973, v. 18, p. 119—124.
18. *Gronlie G., Talwani M.* Geophysical Atlas Norwegian—Greenland Sea. Vema Research Series IV, Lamont—Doherty Geological Observatory, Palisades, N. Y., 1978, p. 2—26.
19. *Heezen B. C., Bunce E. T., Hersey J. B., Tharp M.* Chain and Romanche fracture zones.—*Deep-Sea Res.*, 1964, v. 11, p. 11—33.
20. *Heezen B. C., and Tharp M.* Map of the Arctic Region.—Prepared by the Cartographic Division of the American Geographical Society, 1975.
21. *Kureth C. L. Jr., Rea D. K.* Largescale oblique features in inactive transform fault, the Wilkes fracture zone near 9°S on the East Pacific Rise.—*Marine Geophys. Res.*, 1981, № 5, p. 119—137.
22. *Laughton A. S., Searle R. C.* Tectonic processes on slow spreading ridges.—In: *Mouruc Ewing Symposium*, 1979, v. 2, p. 15—32.
23. *McKenzie D., Sclater J. G.* The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous.—*Geophys. J. Roy. Astronm. Soc.*, 1971, № 25, p. 437—528.
24. *Molnar P., Atwater T., Mammerickx J., Smith S. M.* Magnetic Anomalies, Bathymetry and the Tectonic Evolution of the Pacific since the Late Cretaceous.—*Geophys. J. Roy. astronom. Soc.*, 1975, № 40, p. 383—420.
25. *Norjfhrop J., Mattex W. A.* Seismicity of the East Pacific Rise.—*Transact. Amer. Geophys. Union*, 1972, v. 53, № 11, p. 1044.
26. *Olivet J. L., Le Pichon X., Monti S., Sichter B.* Charlie—Gibbs fracture zone.—*J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, № 14, p. 2059—2072.
27. *Phillips J. D., Fleming H. S., Feden R. H., King W. E., Perry R. K.* Aeromagnetic study of the Mid-Atlantic ridge near the Oceanographer fracture zone.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, p. 86, p. 1348—1357.
28. *Ramberg I. B., van Andel Tj. H.* Morphology and tectonic evolution of the rift valley at lat. 36°30' N, Mid-Atlantic Ridge.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, p. 577—586.
29. *Sclater J. G., Francheteau J.* The implicatitons of terrestrial heat flow observations on current tectonics geochemical model of the crust and upper mantle of the Earth.—*Geophys. J. Roy. astronom. Soc.*, 1970, № 20, p. 509—542.
30. *Searl R. C., Laughton A. S.* Sonar studies of the Mid-Atlantic Ridge and Kurchatov fracture zone.—*J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, № 33, p. 5313—5328.
31. *Searle R. S.* Side-scan sonar studies of North Atlantic fracture zones.—*J. Geol. Soc. L.*, 1979, v. 136, p. 283—292.
32. *Shih J. S. F., Atwater T., McNutt M.* A near-bottom geophysical traverse of the Reykjanes Ridge.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 1978, v. 39, p. 75—83.
33. *Uchipu E.* Bathymetric atlas of the Atlantic, Caribbean and Gulf of Mexico, Woods Hole Oceanographic Institution, 1971, p. 1—10.
34. *Vogt P. R., Byerly G. R.* Magnetic anomalies and basalt composition in the Juan de Fuca—Gorda Ridge area.—*Earth and Planet. Sci. Letters*, 1976, v. 33, p. 185—207.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию
29.III.1984

УДК 551.242.2(267.5)

ЕЛЬНИКОВ И. Н., ЗОНЕНШАЙН Л. П.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КРАСНОГО МОРЯ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В результате проведения сейсмических исследований установлено, что по строению осадочного чехла акваторию Красного моря можно разделить на южную и северные провинции. Южная часть моря (южнее 20° с. ш.) обладает четкой зональностью. Эвапоритовые отложения в строении осадочного чехла миоценового возраста развиты по бортам впадины и отсутствуют в центральной полосе шириной 50 км. Здесь прослеживаются эпизодически плиоцен-четвертичные осадки в виде мозаичных пятен.

В северной части моря эвапоритовая толща развита почти повсеместно. В ней существуют лишь отдельные «окна», где эвапориты отсутствуют и на дне обнажаются базальты. В целом строение осадочной толщи отражает историю раскрытия Красного моря, находясь в полном соответствии со спредингом океанического дна.

В Красном море на протяжении последних 20 лет были осуществлены многие сейсмические исследования методом отраженных волн [8, 9, 12]. Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) проводилось с целью выяснения строения осадочной толщи, подстилающей дно Красного моря.

Как известно, впадина Красного моря возникла в позднем кайнозое в результате раскола континентов и раздвижения Аравии и Африки. Вдоль Красного моря протягивается современная рифтовая зона, в которой происходит наращивание новой океанической коры. В поперечном сечении в периферической части Красного моря с обеих сторон протягиваются полосы шельфа шириной до 70 км, занятые банками, коралловыми рифами и островами (например, Дахлак и Фарасан). К центру моря поверхность дна опускается, образуя всхолмленное пространство так называемого главного трога Красного моря (в среднем на глубинах 500—600, но иногда до 1000 м). На рис. 1 нанесены изобаты 200 и 1000 м. Они примерно очерчивают положение главного трога. Самая центральная часть Красного моря, или его осевой трог, имеет ширину около 50 км. Он заключен внутри изобаты 1000 м.

Осевой трог, или осевая зона, рифта характеризуется сложным и сильно расчлененным рельефом. По простиранию Красного моря строение осевой зоны меняется. К югу от 19° с. ш. формы рельефа зоны и соответствующие им структурные элементы имеют четкую линейную ориентировку, прослеживаясь выдержанно по простиранию рифта. К северу от 19° с. ш. в осевой зоне появляются разобщенные глубокие (иногда до 2000 м и больше) впадины (Атлантис II, Тетис, Нереус и др.), получившие широкую известность благодаря концентрирующимся в их пределах горячим рассолам и металлоносным осадкам. Эти впадины показаны на рис. 1.

Предшествующими сейсмическими исследованиями было установлено, что по краям Красного моря ниже поверхности дна на глубинах 300—400 м залегает отражающий горизонт, который был назван отражателем, или рефлектором S.

При глубоководном бурении с судна «Гломар Челленджер» [11] в нескольких скважинах была пройдена верхняя толща и вскрыты залегающие под ней породы. Верхняя толща представлена плиоцен-четвертичными осадками: слаболитифицированными фораминиферовыми и птероподовыми илами. Ниже рефлектора S скважины вошли в толщу эвапоритов миоценового возраста. Эвапориты были также вскрыты рядом глубоких скважин вблизи берегов и на островах Красного моря [12]. Мощность эвапоритов достигает 3000—4000 м, в их основании местами

залегают базальты. По возрасту они охватывают весь миоцен и, возможно, верхний олигоцен. Верхи эвапоритовой толщи, относящиеся к концу миоцена, одновозрастны мессинским солям Средиземного моря. В это время Красное море сообщалось со Средиземным. Ни на одном из профилей НСП подошва эвапоритовой толщи Красного моря не прослеживается. Но внутри нее распознаются многочисленные диапирового типа структуры, которые близко подходят к рефлектору *S* или своей кровлей выходят на его поверхность.

В настоящей статье излагаются результаты сейсмических исследований, проведенных Красноморской экспедицией Института океанологии АН СССР зимой 1979/80 гг. [5] с борта НИС «Профессор Штокман». Работы методом НСП осуществлялись как в области детального изучения Красноморского рифта в районе 18° с. ш. [2, 5], так и при региональных пересечениях вдоль бортов Красноморского рифта и поперек его к югу и северу от района 18° с. ш. Строение осадочной толщи в районе 18° с. ш. будет освещено в следующей статье.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Аппаратурный комплекс и методика обработки профилей несколько отличались от стандартных наблюдений НСП, проводимых в экспедициях Института океанологии [4]. Работы НСП производились при движении судна со скоростью около 20 км/ч. Источником упругих колебаний служил пневматический излучатель с объемом рабочей камеры 3 дм³. Излучатель буксировался на глубине 7—10 м от поверхности воды, что обеспечивало излучение упругих волн с частотным спектром в диапазоне 30—100 Гц.

В качестве приемной системы применялись три стандартных секции маслонаполненной пьезокосы. Длина секций составляла 100 м с базой пьезоприемников типа ПДС-7, равной 90 м. Пьезоприемники были собраны по треугольной схеме чувствительности. Коса буксировалась на глубине 15 м и была удалена от судна на 200 м. Выход двух секций пьезокосы подавался на вход асинхронного коррелятора [1], после которого визуализация электрических импульсов осуществлялась методом переменной плотности на регистраторе ФАК-II. С третьей рабочей секции полезные сигналы поступали, как правило, на регистратор дискретного действия — РДД, на котором запись производилась на электрохимическую бумагу также методом переменной плотности. Длительность развертки полезных

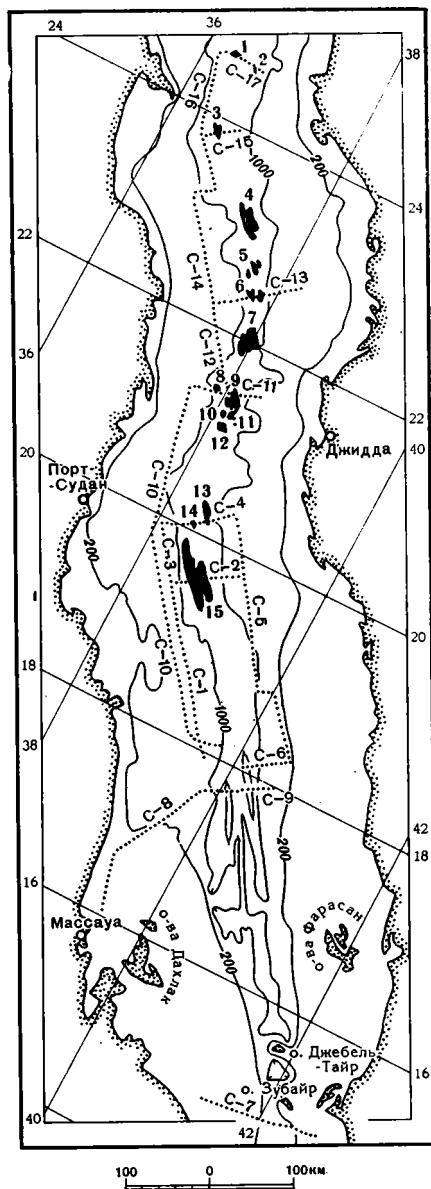


Рис. 1. Схема расположения профилей НСП. Изобаты проведены для 200 и 1000 м. Точки — положение профилей. Залито черным — впадины с горячими рассолами. Номера отвечают впадинам: 1 — Кебрит, 2 — Гипсовая, 3 — Вима, 4 — Нереус, 5 — Тетис, 6 — Хадарба, 7 — Хотйба, 8 — Вальдивия, 9 — Атлантис II, 10 — Чейн, 11 — Дискавери, 12 — Шагара, 13 — Порт-Судан, 14 — Вулкано, 15 — Суакин (названия по [6])

сигналов составляла для ФАК-II — 6 с, для РДД — 2 или 4 с. Запись волн давления осуществлялась с применением полосовой фильтрации. Для ФАК-II частотный диапазон составлял 30—100, для РДД — 50—100 Гц.

В отдельных случаях (во время обработки интересных в геологическом отношении участков профилей) регистрация упругих колебаний осуществлялась как системой асинхронного накопления, так и автоматизированной системой сбора информации ГАЛС [3]. При этом сейсмическая информация на систему ГАЛС поступала с четырех секций пьезокосы. В этом случае к трем секциям добавлялась еще одна, которая обычно служила в качестве буксира. В дальнейшем записи, сделанные системой ГАЛС, обрабатывались в береговом вычислительном центре с получением разрезов по методу общей глубинной точки — ОГТ с четырехкратным суммированием.

ПОЛОЖЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ НСП

На рис. 1 показано местоположение региональных разрезов НСП. Основной объем профилирования был выполнен на западном борту Красноморского рифта. Здесь отработан практически непрерывный профиль вдоль простирания рифта от 16 до 25° с. ш. протяженностью 1100 км (профили С-8, С-10, С-12, С-14 и С-16). В интервале между 18 и 20° с. ш. параллельно ему на удалении около 10 км к востоку выполнен еще один профиль длиной 270 км (профили С-1 и С-3). На восточном борту рифта был пройден лишь один профиль (С-5) протяженностью 320 км между 18 и 20° с. ш.

Осевая зона рифта пересечена девятью поперечными разрезами (с юга на север: С-7, С-9, С-6, С-2, С-4, С-11, С-13, С-15 и С-17). Три из них относятся к южной части моря, а шесть — к северной, где пересекают впадины с горячими рассолами: Суакин, Порт-Судан, Атлантис, Хадарба, Вима и Кебрит.

В совокупности с выполненным ранее сейсмопрофилированием полученные разрезы дают достаточные основания для суждения о строении осадочной толщи и ее изменениях как вкрест, так и по простиранию Красноморского рифта.

Вначале мы рассмотрим продольные разрезы, так как они дают полную характеристику осадочной толщи бортов рифта, а затем обратимся к характеристике поперечных разрезов.

ПРОДОЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ

На всей серии профилей, отработанных в периферической части впадины Красного моря, волновая картина на записях имеет общие специфические черты (рис. 2). Характерной особенностью ее является регистрация на сейсмических записях интенсивной отраженной волны *S* на временах 0,3—0,5 с после прихода отражения от поверхности дна. В интервале между регистрацией отраженной волны от дна моря и волной *S* в некоторых случаях удается выделить другие волны. Но они очень маловыразительны в энергетическом отношении. Годографы их в большинстве случаев сливаются с годографами от последующих пульсаций воздушной полости пневмоисточника. Тем не менее отчетливо можно проследить тенденцию несогласного расположения годографов от границ, залегающих выше рефлектора *S*, с годографом волны *S*.

Форма записи годографа волны *S* неоднородна по своей структуре. Ей присущи три вида записи. На отдельных интервалах (сравнительно редких) годограф волны становится точечным, ширина его достигает 0,1 с. Энергетически он очень хорошо выражен. В других местах, также достаточно редких, годограф волны превращается в непрерывную линию с очень хорошей фазовой корреляцией. Третий вид формы годографа *S* является промежуточным: отмечается фазовая корреляция, но не строгая, не такая четкая, как при втором виде записи. Несмотря на различ-

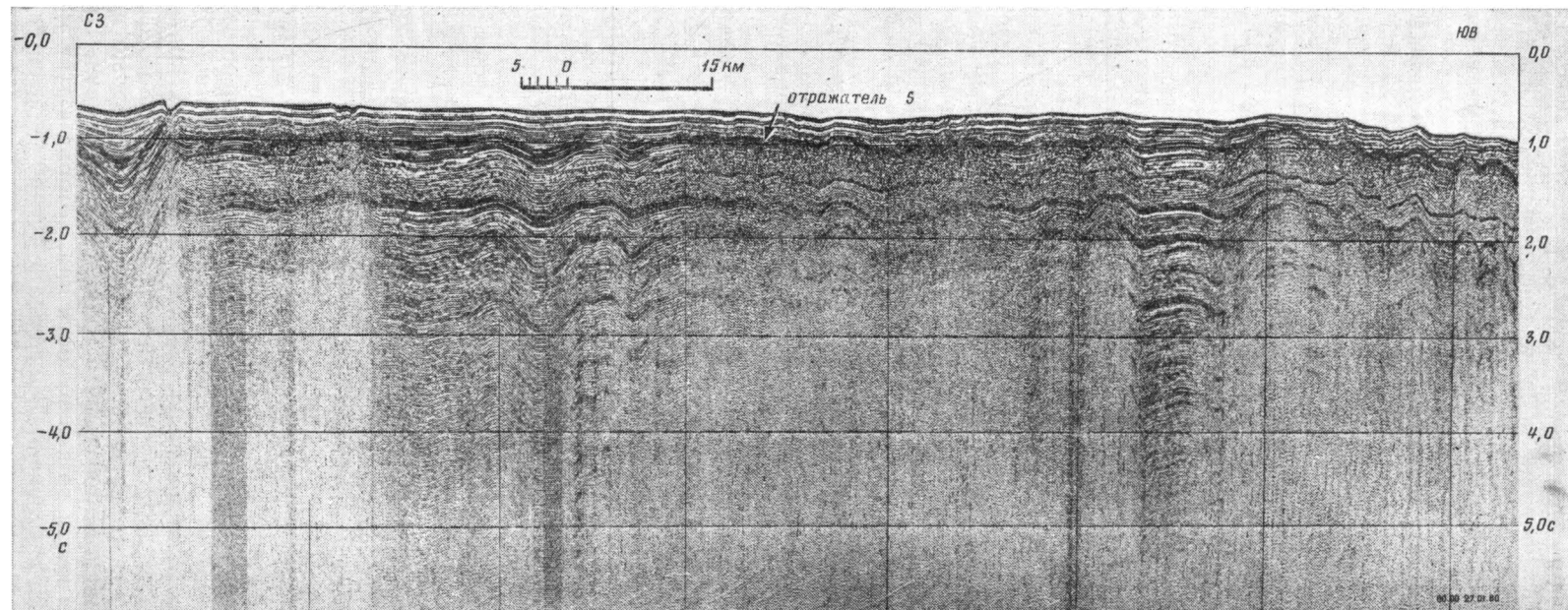


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза по профилю С-1, иллюстрирующий различные формы записи поверхности *S*. В левой части разреза зафиксирован солевой шток, поднимающийся к поверхности дна моря

ные формы вида годографа волны S , корреляция ее очень уверенная вследствие большой интенсивности волны.

Интересно, что волновое поле на сейсмических записях в зависимости от вида годографа волны S обладает характерными чертами. Так, в случае точечного годографа волны S на меньших временах волновое поле также рассыпается в виде отдельных точек. На больших временах оно также приобретает точечный вид, но часто возможно выделение осей синфазности криволинейной формы. При втором виде записи годографа волны S с четкой фазовой корреляцией на больших временах выделяются многочисленные оси синфазности также с хорошей фазовой корреляцией. Годографы их располагаются почти согласно с годографом волны S . Появляются многочисленные полнократные и частичнократные отраженные волны. При третьем виде записи годографа волны S характерных особенностей волнового поля не наблюдается.

Несомненно, что нарушение структуры волнового поля связано с определенными особенностями глубинного строения региона. Исходя из общих геологических соображений и учитывая результаты глубоководного бурения, эти особенности могут быть объяснены следующим образом. По-видимому, отражающую поверхность S следует рассматривать как кровлю некоторой толщи, разнородной по составу, но образовавшейся примерно за один и тот же промежуток времени. В таком случае разные формы записи годографа волны S соответствуют участкам с различным фациальным составом. Следовательно, точечный годограф волны S можно интерпретировать, как полученный от кровли соляных штоков или диапиров, годограф с четкой фазовой корреляцией — от осадочных отложений, а на остальных участках — от кровли ненарушенных эвапоритовых отложений.

С этих позиций объяснялись особенности в характере структуры волнового поля на всех региональных профилях и при построении разрезов вкладывался определенный физический смысл в изображение рефлектора S . Рассыпание волнового поля выше годографа волны S можно объяснить проникновением солей в вышележащие осадки. Наличие годографов отраженных волн ниже годографа волны S с хорошей фазовой корреляцией, по-видимому, соответствует мощным осадочным депрессиям в эвапоритовой толще с четкой слоистостью.

При построении сейсмических разрезов скорость распространения волн принималась условно равной 2 км/с как для верхней толщи над рефлектором S , так и для нижней. По-видимому, выбранное значение скорости для плиоцен-четвертичных осадков соответствует действительности. Что же касается эвапоритовых отложений, то, вероятно всего, величина скорости здесь значительно занижена. И следовательно, мощность осадков в пределах эвапоритового слоя на сейсмических разрезах также занижена.

Сводный разрез западного борта: профили С-16, С-14, С-12 и С-10 (см. рис. 3, а). Профиль С-16 расположен между впадинами Кебрит и Вима. Он проходит на глубинах около 1000 м. Участок профиля до пикета ПК11.23 ориентирован с севера на юг. Затем следует поворот на 90° и на участке до ПК09.55 глубина моря увеличивается до 1500 м. Здесь профиль проходит по наиболее глубокой части рифта в его центральной части. На всем протяжении профиля С-16 повсеместно прослеживается отражающий горизонт S на глубине 100—120 м от поверхности дна. Рельеф границы S по профилю очень сложный. Здесь практически повсеместно развиты диапировые структуры самой разной формы. Над некоторыми из них (пикеты 40, 75 и 100—120 км) хорошо прослеживаются зоны проникновения солей в вышележащие осадки. Причем зоны прослеживаются почти до поверхности дна, которая в этих местах очень нарушена и резко расчленена. В интервале 40—60 км имеется массивный столообразный выступ границы без осадочных депрессий. Крупная депрессия с большой толщей осадков прослежена в начале профиля до расстояния 6 км. Причем профиль захватывает только ее небольшую часть.

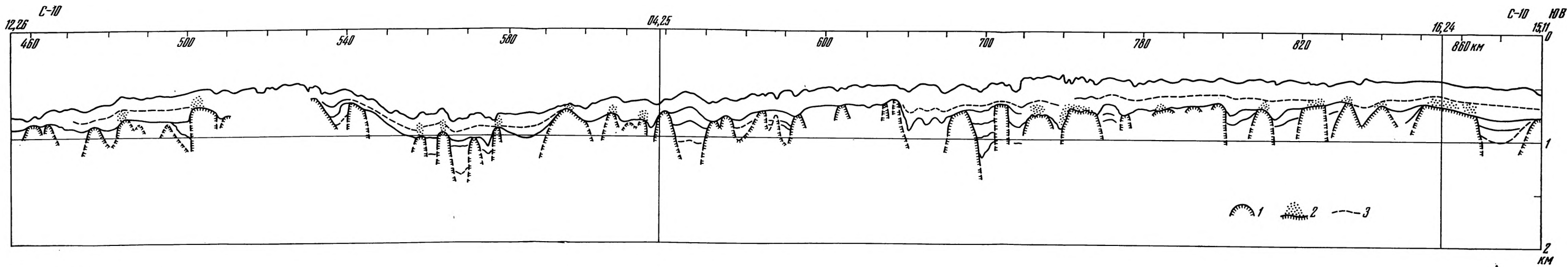
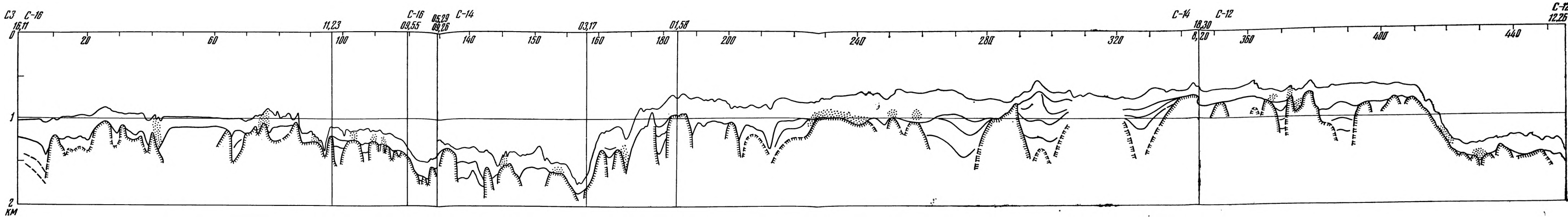
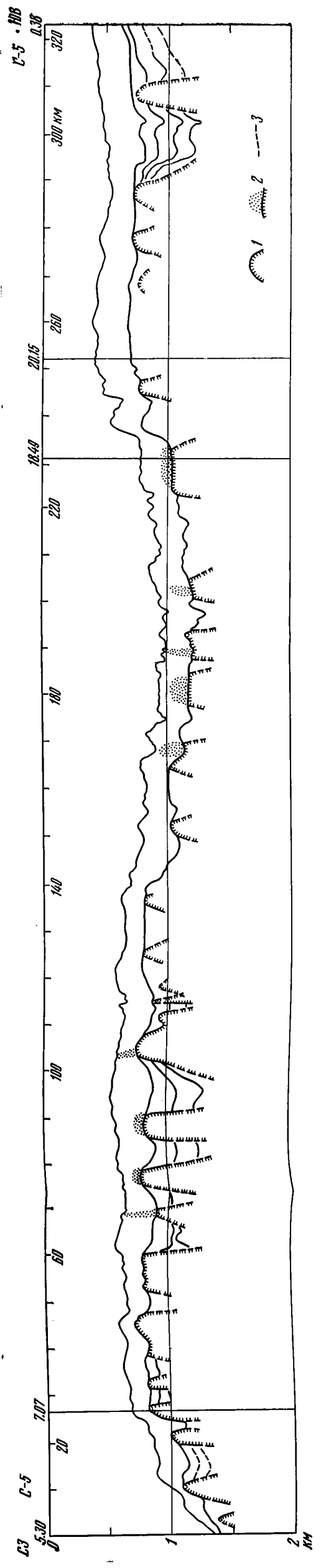
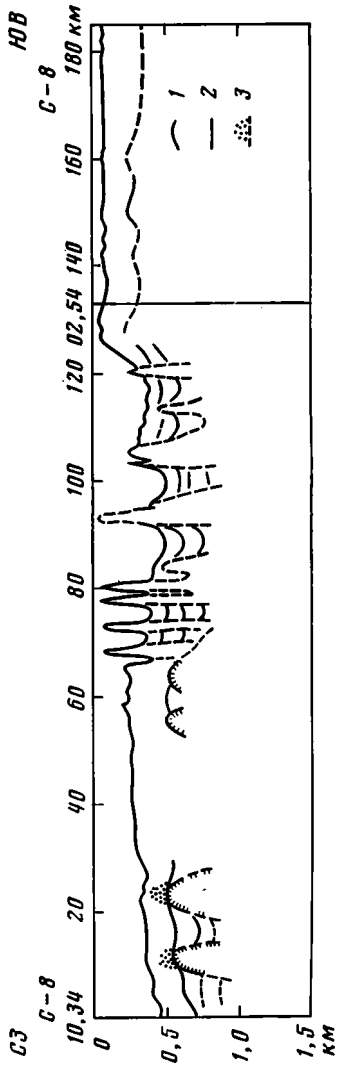
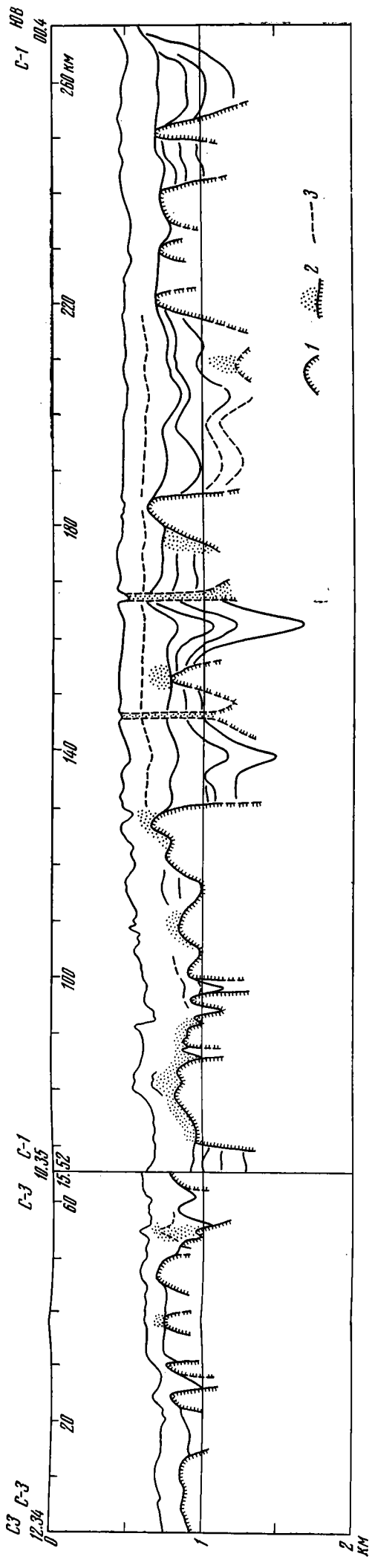


Рис. 3. Сейсмические разрезы вдоль бортов впадины Красного моря. Профиля: а — С-16, С-14, С-12 и С-10; б — С-3 и С-1, в — С-8, г — С-5. 1 — предполагаемые диапировые структуры; 2 — предполагаемые зоны проникновения солей в вышележащие осадки; 3 — неуверенные границы раздела

1 2 3



Далее на юго-запад профиль С-16 сменяется профилем С-14. Начальная часть его до ПК03.17 расположена в осевой части рифта с глубиной моря более 1,5 км. Затем от ПК03.17 до ПК01.58 профиль проходит вверх по склону. После этого оставшаяся часть профиля ориентирована в юго-западном направлении и располагается в пределах верхней ступени рифта, где глубина моря составляет 700—800 м. Поверхность дна моря в осевой части и на склоне имеет изрезанную форму. Граница *S* здесь прослеживается на всем протяжении профиля и находится на глубине 100—150 м от дна. Она еще в большей степени расчленена, чем дно моря. На 130 км кровля диапировых структур подходит почти ко дну глубокой трещины. Весьма вероятно, что здесь происходит проникновение соли в водную толщу. В районе 170 км один из соляных диапиров очень близко подходит к поверхности дна (40 м). С ним непосредственно соседствует глубокая трещина глубиной 500 м. Над этой трещиной в рельефе дна также имеется впадина глубиной 130 м.

Далее по профилю между ПК01.58—18.34 в верхах эвапоритовой толщи выделяется несколько довольно обширных осадочных депрессий. Глубина их достигает 500 м и более. В интервале 290—300 км наглядно видно, как вследствие воздействия солевого штока снизу горизонтально-слоистая структура осадочного бассейна превращается в коробчатую. Отражающий горизонт *S* залегает на глубине 300 м, в отдельных местах он образует глубокие каньоны (до 600 м).

Профиль С-14 в районе ПК18.30 непосредственно смыкается с профилем С-12, который до 410 км расположен в пределах верхней ступени впадины, а затем спускается вниз по склону к впадине Атлантис II. Глубина залегания горизонта *S* по всему профилю небольшая и составляет 150—200 м, везде отмечается наличие соляных штоков. В районе 440 км один из соляных диапиров подходит очень близко к поверхности дна, всего около 50 м. В интервале 300—350 км выделяется сложнопостроенная зона. По периферийной части она ограничена глубокими осадочными депрессиями в эвапоритовой толще.

По профилю С-10 рефlector *S* прослеживается повсеместно в среднем на глубине 250—300 м от поверхности дна. В отдельных местах здесь выделяется неуверенно очень слабая по отражательным способностям граница в толще плиоцен-четвертичных осадков, залегающих выше границы *S*.

На всем протяжении профиля примерно одна треть разреза занята солевыми штоками. Как правило, они очень больших размеров, ширина их составляет 3—5 км. Между ними встречаются осадочные депрессии в эвапоритовой толще. Средняя глубина депрессий составляет 300 м. В интервале 720—760 км глубина залегания границы *S* заметно увеличивается и составляет более 400 м. Между 590 и 600 км граница очень близко подходит к поверхности дна. Здесь возможен выход солей в водную среду.

По профилю часто выделяются коробчатые структуры в эвапоритовой толще. По своей форме они очень напоминают антиподы депрессий-карманов (т. е. «карманы наоборот»). Образование их можно объяснить последующим воздействием солей на подошву осадочных депрессий, в результате чего произошло воздымание и образование коробчатой структуры.

Сводный сейсмический разрез по профилям С-3 и С-1 (см. рис. 3, б). Горизонт *S* по профилю С-3 залегает на небольшой глубине — 100—120 м. В интервале 50—60 км граница *S* опускается на глубину 400 м и имеет очень неровную поверхность. В этом месте видно внедрение солей в плиоцен-четвертичные осадки на высоту 300 м. Интересно, что здесь внедрившиеся соли как бы сформировали границу в осадках, которая хорошо выделяется на записях. Это, по-видимому, связано с внедрением большого количества солевого вещества.

Средняя глубина залегания границы *S* по профилю С-1 составляет 300 м. В плиоцен-четвертичных отложениях неуверенно выделена одна отражающая граница, которая залегает практически согласно с поверх-

ностью дна и находится на глубине 120—150 м. В северной части профиля эта граница не выделяется.

В интервале 70—130 км эвапоритовая толща практически непрерывно представлена соленосными отложениями в виде диапиров и штоков, которые выходят непосредственно на поверхность *S*. Здесь мощность плиоцен-четвертичных осадков в отдельных местах между штоками солей достигает 500 м. В низах верхней толщи в ряде мест прослеживается отражающая граница, которая как бы обтекает резкие изломы границы *S*. Отмечены многочисленные внедрения солей в вышележащую толщу осадков.

Примечательной особенностью средней и юго-восточной части разреза по профилю С-1 является оконтуривание двух обширных осадочных бассейнов в эвапоритовой толще. Бассейны разделяются штоком соли в районе 180 км. Максимальная мощность осадков обнаружена в первом бассейне, где величина ее достигает 800 м. В этом осадочном бассейне отложения пронизаны двумя солевыми штоками, по которым возможно выдавливание солей к поверхности дна.

Как видно из рис. 1, профили С-1 и С-3 располагаются параллельно участку профиля С-10 с ПК04.25—16.24. Интересно сравнить сейсмические разрезы, полученные по этим профилям с точки зрения возможности корреляции структур в верхней части эвапоритовой толщи. Как можно видеть из описанных ранее разрезов, для этих частей профилей такая корреляция, к сожалению, отсутствует. Следовательно, можно заключить, что размеры структур эвапоритовой толщи составляют первые километры. Как правило, они не превышают 10 км.

Сейсмический профиль С-8 (см. рис. 3, в) начинается вблизи острова Харат, пересекает мелководную шельфовую часть моря и спускается на верхнюю ступень рифта с глубинами моря около 500 м. Сейсмический разрез по профилю можно подразделить на три части, которым присущи специфические черты в глубинном строении. Северо-восточная часть профиля (0—65 км) по строению осадочной толщи типична для бортов Красноморского рифта. Здесь четко фиксируется горизонт *S*, залегающий на глубине 200—300 м, почти согласно с поверхностью дна. При приближении к коралловым островам граница *S* резко погружается под них. В верхах эвапоритовой толщи выделены структуры типа диапиров и осадочные депрессии между ними.

Средняя часть профиля (65—125 км) имеет сложный изрезанный подводный рельеф поверхности дна. Примечательной особенностью его является наличие больших коралловых банок, возвышающихся над дном моря на 300—400 м. Глубина над ними составляет 20—50 м. Вершины находятся на тех же глубинах, что и южная часть профиля. В пределах банок волновое поле рассыпается на отдельные импульсы, которые не коррелируются. Между островами четко регистрируются поддонные отраженные волны. Осадочные депрессии имеют глубины не менее 400 м. Определить более точно мощность осадков в депрессиях не удастся из-за наличия интенсивных кратных донных волн.

Юго-восточная часть профиля (125—185 км) расположена над мелководной частью моря с глубинами 50—60 м. Здесь волновая картина на сейсмической записи не выразительна и в основном напоминает записи, полученные над коралловыми банками. На сейсмограммах преобладают кратные отраженные волны от поверхности дна. На глубине 200—300 м от дна выделен горизонт с незначительной отражающей способностью. Тем не менее, прокоррелировать его оказалось возможным вследствие несогласного его залегания по отношению к поверхности дна моря. На больших временах выделяются довольно протяженные оси синфазности, но они расположены согласно с годографами от поверхности дна моря и, возможно, их появление связано с регистрацией кратных донных отражений.

Профиль С-5 (см. рис. 3, г) расположен на восточном борту впадины и ориентирован почти параллельно профилям С-1, С-3 и С-10, находящимся на западном борту рифта. По профилю С-5 граница *S* прослежи-

вается повсеместно уверенно. Глубина залегания ее составляет 250—350 м. Рельеф горизонта *S* не очень сложный, в общем он следует за поверхностью дна. Выше по разрезу в плиоцен-четвертичных осадках отражающих границ выделить не удалось.

В верхней части эвапоритовой толщи распространены осадочные депрессии и штоки солей. Максимальная глубина депрессий достигает 400—500 м. Довольно обширный осадочный бассейн обнаружен в самой конечной части профиля. Здесь снизу зафиксировано внедрение массивного диапира, который еще не достиг границы *S*. При внедрении в бассейне образовались коробчатые структуры, которые затем были прорваны диапиром.

Сравнивая строение верхней части эвапоритового слоя восточного борта с западным, можно видеть, что явление диапиризма здесь менее развито. На восточном обрамлении рифта в основном преобладают солевые штоковые образования. Проникновение солей в вышележащие осадки здесь также происходит в меньших масштабах. Рельеф границы *S* более плавный. На сейсмических записях форма годографа волны *S* представлена промежуточным типом, корреляция ее уверенная.

ПОПЕРЕЧНЫЕ ПРОФИЛИ

Краевые части временных поперечных профилей, относящиеся к бортам рифта, по своей волновой характеристике практически ничем не отличаются от аналогичных разрезов продольных профилей.

В более внутренних частях поперечных профилей, относящихся к осевой зоне рифта, волновая картина существенно меняется. У самой оси рифта часто преобладают волны, отраженные от многочисленных неровностей рельефа. Отмечаются многочисленные участки перекрытия криволинейных годографов первых отражений. Кратные отражения, как правило, отсутствуют. Все это говорит об отражении волны непосредственно от сильно расчлененного коренного базальтового ложа. При этом надо иметь, однако, в виду, что разрешающая способность метода НСП составляет 0,05 с, т. е. при скорости в осадках равной 2 км/с метод может обнаружить осадки с мощностью не менее 50 м. Отсутствие осадков с сейсмической точки зрения предполагает тем самым отсутствие осадков мощностью менее 50 м.

В стороны от узкой осевой зоны, на нижних тектонических ступенях, характер сейсмической записи часто меняется. Появляются четкие регистрации волн, отраженных от горизонтальной поверхности дна. Обычно в интервале 0,07—0,25 с после прихода донной волны фиксируются волны, отраженные от первой границы раздела в осадочной толще, и на временах 0,1—0,3 с регистрируются вторые отражения. Эти последние во многом напоминают отражения от дна на оси рифта. Они отвечают расчлененному базальтовому фундаменту.

Изменение строения осевой зоны рифта рассмотрим по профилям последовательно с севера на юг (рис. 4).

Профиль С-17 пересекает впадину Кербит — самую северную из глубоких впадин Красного моря. Ее максимальная глубина составляет всего 1300 м. Она имеет изометричную форму, выступая как «провал» в соленосной толще. На разрезе горизонт *S* прослеживается повсеместно под впадиной. Чехол молодых красноморских осадков утонен до 100 м, а непосредственно под впадиной на записях регистрируется соляной шток.

Профиль С-15 пересекает впадину Вима глубиной 1600 м. Под ней, как и под впадиной Кербит, непрерывно протягивается горизонт *S*. Глубина его залегания 50—100 м. На западном борту впадины кровля горизонта *S* очень близко подходит к поверхности дна и здесь возможно поступление соли в воду.

Профиль С-13 относится к пересечению впадины Хадарба — одной из достаточно крупных и глубоких (>2500 м) впадин. Ее ширина составляет около 20 км и, как многие другие впадины, она образована двумя котловинами, разделенными центральным сильно расчлененным подня-

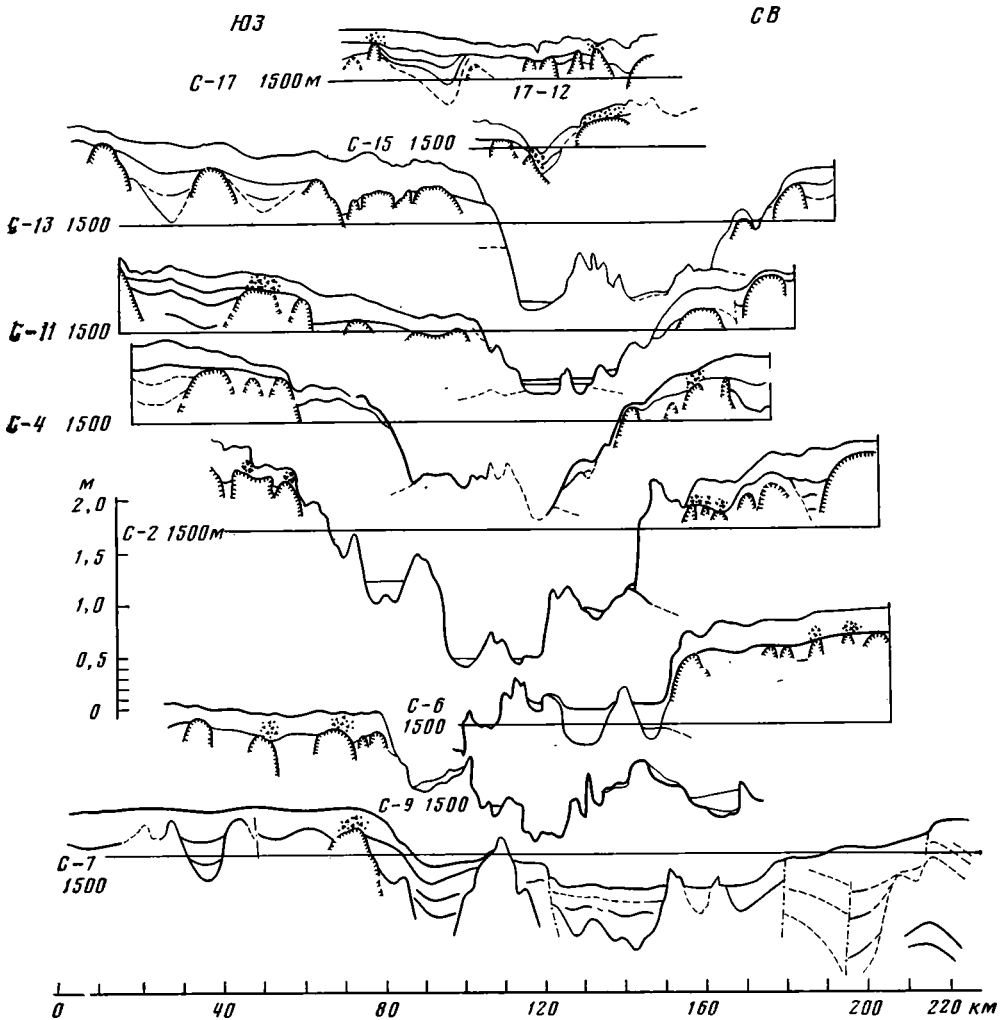


Рис. 4. Сейсмические разрезы по профилям, пересекающим впадину Красного моря в субширотном направлении. Условные обозначения см. рис. 3

тием. Рефлектор *S* не прослеживается в пределы впадины. Он выходит примерно на уровне 1300—1400 м на поверхность дна. Внутри впадины в котловинах фиксируются осадки мощностью до 100 м, а центральное поднятие лишено осадков и, по-видимому, сложено молодыми базальтами.

Профиль С-11 (рис. 5) пересекает одну из самых любопытных впадин северной части Красного моря — впадину Атлантис II. Именно здесь горячие рассолы достигают максимальной температуры 65°С и именно в этой впадине сконцентрированы наиболее богатые рудой металлоносные осадки. Разрез сечет впадину почти строго поперек. На профиль также попадает небольшая впадина Вальдивия на глубине 1600 м. Дно впадины Атлантис II находится на глубине 2100—2200 м. В ней также наблюдается центральное поднятие, разделяющее впадину на две котловины, горизонт *S* выходит на дно по бортам впадины на глубине 1500 м, соленосная толща во впадине не прослеживается. Отдельные осадочные депрессии с плиоцен-четвертичными отложениями наблюдаются по бортам впадины, а в центре ее, по данным НСП, осадки отсутствуют. Глубинное бурение (скв. 226) вскрыло всего 5 м металлоносных базальтов, ниже залегают обычные базальты. Базальты были также драгированы Г. Л. Кашинцевым с западного склона центрального поднятия. На записях НСП отчетливо видны отражения от поверхности с горячими рас-

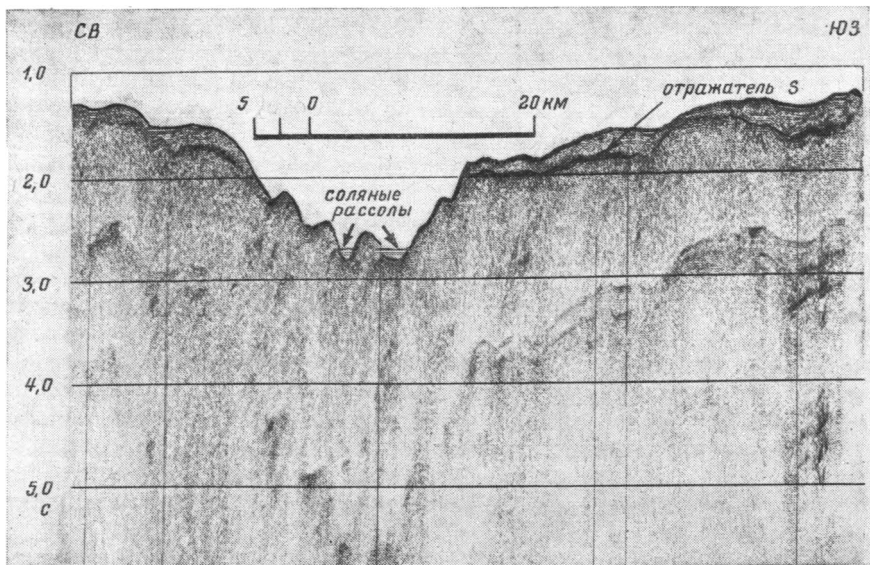


Рис. 5. Временной сейсмический разрез по профилю С-11 через впадину Атлантис II

солами на глубине 2100 м. Сейсмопрофилирование вдоль впадины Атлантис II (южная часть профиля С-12, а также данные [12]) показывает, что эта впадина со всех сторон окружена эвапоритовой толщей. Она отсутствует лишь в самом центре впадины, оконтуренном примерно изобатой 2100—2150 м.

Профиль С-4 скорее относится уже к южной части моря. Он пересекает впадину Порт-Судан и менее крупную впадину Вулкано. Разделяющий эти две впадины горстовый выступ можно трактовать как центральное поднятие. На этом профиле хорошо видно, как мощность верхней плиоцен-четвертичной толщи постепенно сокращается при движении от краев рифта к его оси: от 250—350 до 100 м. В более внутренних частях впадины эти осадки обнаружены лишь в редких депрессиях. Рефлектор S на глубине около 1500 м выходит на дно, а вся эвапоритовая толща выклинивается на бортах впадины.

Профиль С-2 пересекает самую глубокую (2850 м) из впадин — впадину Суакин. По своей морфологии эта впадина аналогична типовому профилю южной части Красного моря. Она ограничена по краям солевыми склонами, где выклинивается эвапоритовая толща, а внутри нее прослеживается серия тектонических ступеней, наклоненных в сторону от оси рифта. На опущенных площадках регистрируются осадочные депрессии, мощность осадков сокращается сначала от 150 м, а ближе к центру — до 100 м и менее. По оси впадины хорошо фиксируется центральное поднятие, лишенное осадков и сложенное базальтами.

Профили С-6 и С-9 относятся к району 18° с. ш., детально изученному при полигонных работах. Судя по этим профилям, равно как и по многочисленным разрезам, полученным при съемке полигона, вырисовывается следующая картина строения осадочной толщи. Эвапориты со свойственными им диапировыми структурами подстилают верхние террасы на глубине 500—700 м. Они перекрыты 250—400-метровой толщей плиоцен-четвертичных осадков. Центральная полоса рифта шириной 45—50 км лишена эвапоритов. Соленосная толща обрывается так называемыми соляными склонами высотой до 800 м. В центральной части рифта прослеживаются тектонические ступени, которые в виде гигантской лестницы спускаются сбросовыми уступами к оси рифта. Поверхность ступеней наклонена в сторону от оси и покрыта осадочными линзами. Мощность плиоцен-четвертичных осадков на более верхних тек-

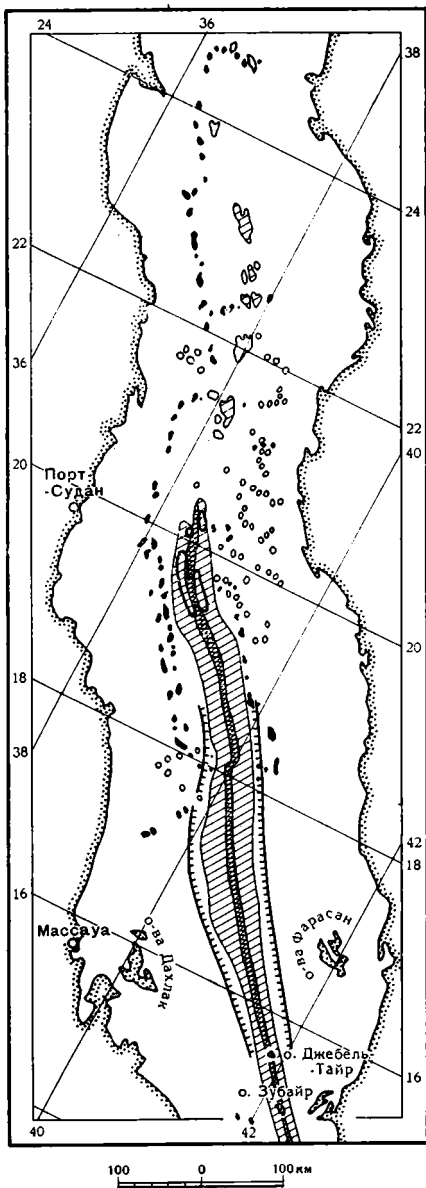


Рис. 6. Схема распространения эвапоритов и диапиров в Красном море. Косая штриховка — зона отсутствия эвапоритов; перекрестная штриховка — зона отсутствия плиоцен-четвертичных осадков (мощностью менее 70 м); зубчатая линия — граница океанической коры, сформированной во вторую фазу спрединга в последние 3—5 млн. лет (по магнитным данным); кружки — диапиры, выявленные ранее по [11]; залито черным — диапиры, выявленные впервые

осадочная толща мощностью до 300 м. Но внутри нее выделяется еще более узкая — всего 4—5 км шириной — осевая зона рифта, вообще лишенная заметных скоплений осадков, во всяком случае, где их мощность меньше 50 м.

В целом три зоны, обнаруживаемые в поперечном сечении южной части Красноморского рифта, хорошо совпадают с тектонической зональ-

тонических ступенях составляет 150—200 м, на более нижних — 100 м, а в самой осевой зоне рифта шириной 4—5 км осадки отсутствуют. Это доказано при спусках подводного аппарата «Пайсис». Самые молодые базальты слагают серию вулканических построек, образующих центральное поднятие шириной 1—1,5 км [2].

Профиль С-7 располагается вблизи южного окончания Красноморского рифта, южнее 15° с. ш. На продолжении осевой зоны рифта здесь находятся вулканические острова Джебель-Тайр и Зубайр. Профиль С-7 проходит южнее этих островов. В центре моря здесь еще намечается довольно глубокая — до 800—900 м — широкая депрессия, однако рифта уже нет. Рефлектор S и, следовательно, эвапориты обнаруживаются лишь в западной части профиля. В его центральной части развита осадочная толща мощностью до 600 м, залегающая на сильно расчлененном и разбитом разломами основании. Отдельные выходы этого основания на поверхность дна, образующие невысокие — 100—150 м высотой подводные горы, можно трактовать как молодые подводные вулканические аппараты, продолжающие к югу на дне моря вулканическую цепь островов Джебель-Тайр и Зубайр.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Из описания экспериментальных данных следует, что по строению осадочного чехла, в особенности по распространению эвапоритов и покрывающих их плиоцен-четвертичных осадков, дно Красного моря распадается на ряд областей как в продольном, так и в поперечном направлении.

Четко обособливаются южная и северная части моря (рис. 6). Южная часть моря — к югу от 20° с. ш. (южнее впадины Порт-Судан) обладает хорошо выраженной зональностью в строении осадочного чехла. Эвапориты развиты по бортам впадины Красного моря и отсутствуют в центральной полосе шириной около 50 км и протяженностью не менее 750 км.

В этой центральной полосе развита только верхняя, плиоцен-четвертичная осадочная толща мощностью до 300 м. Но внутри нее выделяется еще более узкая — всего 4—5 км шириной — осевая зона рифта, вообще лишенная заметных скоплений осадков, во всяком случае, где их мощность меньше 50 м.

В целом три зоны, обнаруживаемые в поперечном сечении южной части Красноморского рифта, хорошо совпадают с тектонической зональ-

ностью рифта. Краевые части, подстилаемые эвапоритами, отвечают более древним участкам рифта, сформированным в первую фазу спрединга, до 5 млн. лет [7], а его центральная часть, лишенная эвапоритов, более молодому ложу рифта, созданному во вторую фазу спрединга за последние 3—5 млн. лет. Узкая осевая зона, лишенная осадков, совпадает с полосой самого молодого вулканизма и самого последнего растяжения на протяжении 0,5 млн. лет [2]. Следовательно, строение осадочной толщи в первую очередь отражает историю раскрытия Красного моря, находясь в полном соответствии со спредингом океанического дна.

Необходимо вместе с тем подчеркнуть, что контур новой океанической коры, созданной в последнюю фазу спрединга (т. е. за 3—5 млн. лет), как он очерчивается по магнитным аномалиям [10], не совпадает с контуром развития эвапоритов: почти всегда самые древние из идентифицируемых аномалий находятся уже в пределах поля развития эвапоритов. Тем самым с обеих сторон рифта прослеживаются узкие бордюры, в которых миоценовые эвапориты подстилаются более молодыми базальтами (моложе 5 млн. лет). Это парадоксальное на первый взгляд обстоятельство объясняется пластичностью соли: в начальные стадии раскрытия рифта базальты изливались под солью, а при разрыве соляной толщи соль быстро затекала на базальты, «залечивая» разрывы. Не случайно, что в пределах этих бордюров происходит понижение рельефа и, значит, утонение эвапоритовой толщи.

В северной части Красного моря эвапоритовая толща развита почти повсеместно. В ней существуют лишь отдельные разрывы, «окна», где эвапориты отсутствуют и на дне обнажаются базальты. Такие окна немногочисленны, они отвечают впадинам Атлантис II, Хадарба, Тетис и Нереус. Внутри других впадин, несмотря на их глубокое положение, эвапоритовый слой остался неразорванным. Это хорошо видно на примере впадин Вима и Кебрит (профили С-15 и С-17).

Принципиальное различие южной и северной частей Красного моря состоит в том, что на юге мощный эвапоритовый слой из-за раздвига оказался разорванным, а в северной — нет. Имеющиеся окна отмечают первые начинающиеся разрывы, которые в будущем, если раздвижение будет продолжаться, приведут к появлению непрерывных выходов базальтового ложа, как это имеет место в южной части моря.

Рефлектор *S* является маркирующим горизонтом, который распространен по всему обрамлению Красноморского рифта. Глубина залегания его примерно одинакова и составляет в среднем 300—400 м, постепенно уменьшаясь в северном направлении до 150—250 м. Судя по несогласному залеганию плиоцен-четвертичных отложений, следует сделать вывод о горизонте *S* как границе перерыва в осадконакоплении Красноморского региона.

Эвапоритовая толща неоднородна по составу. Примечательными ее особенностями являются осадочные отложения, заполняющие отдельные бассейны и депрессии глубиной до 700—800 м в верхней части разреза. Очень характерны диапиры. Они являются подвижным элементом, который в значительной степени формирует рельеф границы *S*, и солевая тектоника отражается в рельефе поверхности дна. Выявленные диапирные структуры нанесены на рис. 6. Размеры структур, обнаруженных в верхах эвапоритовой толщи, составляют первые километры. Соль проникает в вышележащие плиоцен-четвертичные отложения к поверхности дна моря двумя способами: путем внедрения небольшими порциями, по-видимому, по микротрещинам или подъемом больших диапировых масс по зонам разрывных нарушений.

Литература

1. *Воюцкий В. С.* Способ регистрации сейсмических колебаний с накоплением сигналов.— Прикладная геофизика, вып. 33. Гостоптехиздат, 1962, с. 29—43.
2. *Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.— Геотектоника, 1981, № 2, с. 3—22.
3. *Коган Л. И.* Автоматизация сбора и обработки информации морских геофизиче-

- ских исследований.— В сб.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1975, с. 221—235.
4. Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П., Лунарский Г. Н. Непрерывное сейсмическое профилирование.— В кн.: Геофизика океана, Т. 1. М.: Наука, 1979, с. 26—35.
 5. Монин А. С., Войтов В. И., Ястребов В. С. Красноморская экспедиция Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР (операция ПИКАР).— Океанология, 1980, т. XX, № 4, с. 743—748.
 6. Bäcker H., Lange K., Richter H. Morphology of the Red Sea Central Graben between Subair and Abul Kizaan.— Geol. Jb., 1975, D13, p. 79—123.
 7. Girdler R. W., Styles P. Two stage Red Sea floor spreading.— Nature, 1974, v. 274, p. 7—11.
 8. Knott S. T., Bunce E. T., Chase R. L. Red Sea seismic reflection.— In: Irvine T. N. (Ed.) The World rift system. Canada Geol. Survey, 1966, p. 66—114.
 9. Phillips I. D., Ross D. A. Continuous seismic reflections profiles in the Red Sea.— Royal Soc. London Philos. Trans., Ser. A., 1970, v. 267, p. 143—152.
 10. Roeser H. A. A detailed Magnetic survey of the Southern Red Sea.— Geol. Jb., 1975, D 13, p. 131—153.
 11. Stoffers P., Ross D. A. Sedimentary history of the Red Sea.— In: Whitmarsh R. B., Weser O. E., Ross D. A. et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 23. Wash.: US Government Printing office, 1974, p. 543—578.
 12. Ross D. A., Schlee I. Shallow structure and geologic development of the Southern Red Sea.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, p. 3827—3848.

Институт океанологии
им. П. П. Ширшова АН СССР
Южное отделение

Поступила в редакцию
9.II.1983

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24(4—191)

БЕЛОВ А. А., РУДАКОВ С. Г.

ГЕМЕРИКУМ— СЕГМЕНТ РИФТОГЕННОГО БАСЕЙНА ПАЛЕОТЕТИСА (О МОНОГРАФИИ П. ГРЕЦУЛЫ, ВЫШЕДШЕЙ В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ ТЕХНИЧЕСКОЙ И ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ «АЛЬФА» В г. БРАТИСЛАВА, ЧЕХОСЛОВАКИЯ, 1982. 263 с.)

Недавно в издательстве «Альфа» (г. Братислава, Чехословакия) вышла монография известного исследователя Западных Карпат П. Грецулы — «Гемерикум — сегмент рифтогенного бассейна Палеотетиса»¹, в которой автор подводит итоги своих более чем 20-летних исследований.

Монография посвящена геологии Гемерикума, представляющего один из трех главных тектонических элементов Центральных массивов Западных Карпат, в пределах которого широко развиты регионально метаморфизованные комплексы нижнего — среднего палеозоя. В книге подробно рассмотрены вопросы стратиграфии, магматизма, метаморфической эволюции и тектоники нижне- и среднепалеозойских комплексов. Несомненным достоинством монографии представляет насыщенность ее разнообразным фактическим материалом, наличие которого позволило предложить интересные интерпретации, касающиеся как фациальной изменчивости разрезов по площади, так и изменений характера магматизма в связи с его геотектоническим положением. Подробно рассмотрены микро- и макроструктурные явления, характеризующие метаморфическую эволюцию комплексов. На фоне регионально метаморфизованных пород автору удалось показать распространение продуктов термального метаморфизма, а также предположить возможные причины их появления.

Поскольку Спишко-Гемерское Рудогорье представляет одну из важнейших металлогенических областей Чехословакии, очень большое практическое значение имеет приведенная в монографии характеристика разных типов рудной минерализации с анализом их генезиса, возраста и тектонического положения.

В главе «Литостратиграфия» охарактеризована воловецкая серия (объединяющая гельницкую и раковецкую серии предшествующего деления), возрастной диапазон которой точно не установлен и находится в пределах кембрия — раннего карбона, автор предпочитает ее ограничить силуром — ранним карбоном. Основанием для этого служат палинологические данные и радиометрические измерения. Нижняя граница серии не известна. По принятию в Словакии разграничению воловецкую серию относят к нижнему палеозою, на который с резким угловым несогласием налагают верхнепалеозойские орогенные образования, начиная с верхнего визе. В главе подробно описываются три свиты воловецкой серии и их распространение и отличия в каждом из восьми варисских тектонических покровов Гемерикума. Последние различаются также палеовулканическими проявлениями, гранитоидами, метаморфизмом пород и рудными месторождениями.

В тектонических главах приведен обширный фактический материал о внутренней покровно-складчатой структуре Гемерикума, представляющего собой в целом альпийский покровный элемент. Надо сказать, что разделение альпийских и варисских покровов очень сложная проблема, потребовавшая от исследователя П. Грецулы больших усилий. Весь рассматриваемый район был покрыт геологической съемкой масштаба 1 : 10 000, сопровождаемой бурением и горными выработками. Опыт этого исследования показал, что в районах подобной сложности для получения удовлетворительных результатов работы должны вестись в масштабе не мельче 1 : 25 000.

Изучая степень и характер деформированности пород, автор выделяет несколько тектонических стилей, зависящих как от механических свойств пород (литологии и т. д.), так главным образом и от их положения в кинематическом поле напряжений (в лобовых или тыловых частях покровов и т. д.). Распределение тектонических стилей и их изменение помогают автору в расшифровке сложнейшей структуры Гемерикума. Несогласное перекрытие слабосмятым карбонатным мезозоем пакета шарьяжей, закономерно деформированных и с закономерно изменяющимися тектоническими стилями позволило отделить варисские покровы от альпийских.

Одним из главных выводов исследования является доказательство рифтогенной природы палеозойского Гемерского бассейна. Автор широко привлекает геофизические и геохимические данные, способствующие аргументации этого вывода. В частности, подробнее обсуждена геохимия различных магматических продуктов, отражающих эволюцию рифта. В последней автор выделяет ряд стадий, различающихся ходом седимен-

¹ *Grecula P.* Gemerikum — segment riftogenného bazénu Paleotetydy. Bratislava: Alfa, 1982.

тации и характером магматических проявлений. Рифтовая фаза развития Гемерикума, по П. Грецуле, очень длительна, она начинается в силуре, а океаническая кора в бассейне появляется в конце девона — начале карбона. При этом в финальной стадии (D_3 — C_1) в пределах океанического пространства уже имеется срединно-океанический хребет и одновременно начинается субдукция на границах со смежными континентальными блоками. В главе, посвященной палеогеографическим и палеотектоническим реконструкциям, упоминаются абиссальные равнины и другие элементы, аналогичные современным океанам. По мнению рецензентов, в предложенной модели имеются и некоторые противоречия. Весь материал, приведенный в монографии, нарисованные схемы свидетельствуют скорее всего о структуре, сильно отличной от современных океанов и близкой окраинным морям или ограниченным рифтогенным бассейнам на континентальной окраине. В противном случае, если принять существование в конце девона — начале карбона значительного океанического пространства, то его появление надо будет предполагать значительно раньше и времени для его закрытия потребуются значительно больше. Тут было бы уместно сравнить положение и историю развития Гемерикума с близлежащими районами Альп, Карпат, Мораво-Силезией, что в монографии не сделано.

Надо заметить, что в последнее время в геологической литературе нет недостатка в обобщающих работах по истории Средиземноморского пояса и океанических бассейнов, существовавших на его месте в прошлом. В отличие от этих работ в монографии П. Грецулы рассматривается лишь материал Гемерикума, но всесторонне и весьма подробно. В этом ее главная ценность, поскольку она может служить одним из опорных районов для региональных обобщений. Вместе с тем здесь заключен и один из ее главных недостатков: Гемерикум назван элементом Палеотетиса, но его соотношения с другими фрагментами этой области не обсуждаются, не рассматривается положение Гемерикума внутри Палеотетиса. Возможно, что автор сознательно на данном этапе уклонился от рассмотрения широких региональных вопросов, оставив их на будущее.

Замыкание гемерского бассейна Палеотетиса и формирование на его месте континентальной коры произошло в несколько фаз, начавшись в раннем карбоне и закончившись в поздней перми. Они включали деформации горных пород, развитие термальных ореолов с метаморфизмом, гранитизацией, плутонизацией, локальными интрузиями и минерализацией в процессе субдукции, обдукции и коллизии океанической и континентальной кор.

Книга П. Грецулы содержит результаты многолетних и глубоких исследований и является крупным вкладом в познание тектонической эволюции крайнего запада Карпатского региона в палеозое. Она представляет несомненный интерес для широкого круга читателей разных геологических специальностей.

Заканчивая рецензию следует отметить прекрасное качество издания и имеющееся в конце книги обширное резюме (55 с.) на английском языке, что значительно облегчает пользование ею иностранному читателю.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
30.XI.1984

ХРОНИКА

УДК 551.24 (729.1)

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ОФИОЛИТОВ НА КУБЕ

В последние годы в изучении геологии Кубы достигнут большой прогресс благодаря тесной кооперации исследований кубинских геологов и специалистов СССР, Польши, Болгарии, Венгрии. В первую очередь это касается офиолитов, которые являются ключевым комплексом пород для понимания геологической истории Кубы, а также в отношении важнейших полезных ископаемых (никель, хром, медь, полиметаллы).

Этот прогресс был продемонстрирован в докладах на XXVII сессии Международного геологического конгресса в августе 1984 г.; в Москве, а также во время работы второй подкомиссии IX Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран «Ранние стадии развития геосинклиналей и их офиолитовый комплекс» на Кубе 13—23 ноября 1984 г. Работа подкомиссии с участием 20 специалистов Кубы, ВНР, НРБ, СССР и ЧССР была организована Институтом геологии и палеонтологии Академии наук Кубы при участии Центра геологических исследований при Министерстве основной промышленности Кубы. Она включала научные заседания и полевые работы в Западной Кубе.

На научных заседаниях 13—14 ноября было заслушано пять докладов кубинских специалистов и 10 докладов ученых других стран.

В докладе Х. Оро «Геологическое строение Кубы» были выделены четыре главных комплекса пород, залегающих в покровных соотношениях: миогеосинклинальные карбонатно-терригенные (J—K₁); метаморфический комплекс (горы Эскамбрай, Пинос, юго-восточная Куба); офиолиты, образующие протяженный пояс вдоль всего острова; вулканические островодужные серии мелового возраста. Вулканы тесно ассоциируют с офиолитами, образуя совместные покровы. Комплексы неавтохтона — моложе среднего эоцена — представлены преимущественно мелководными терригенно-карбонатными отложениями. На юге Восточной Кубы распространены палеогеновые вулканы островодужного типа.

Самые древние породы (910—945 млн. лет по K—Ar-датировкам) встречаются в виде мелких блоков на севере острова. Древнейшие фаунистически датированные отложения — серия черного флиша Сан-Каэтано нижнесреднеюрского возраста. Такой же возраст предполагается для большей части метаморфических пород в горах Эскамбрай и на о-ве Пинос. Базальтовый магматизм начался в юре, островодужный осуществлялся в несколько этапов — от более древних на западе к более молодым на востоке, гранитоиды преимущественно палеогеновые (60—70 млн. лет).

В докладе Г. Мильяна «Метаморфические комплексы Кубы» охарактеризованы четыре их типа: 1) метаморфизованная в фации зеленых сланцев (иногда с кросситом) серия Сан-Каэтано вдоль разлома Пинар; 2) зонально-метаморфизованная в дистенсиллиманитовой серии карбонатно-терригенная толща на о-ве Пинос, предположительно юрского возраста; 3) метаморфиты гор Эскамбрай, характеризующиеся обилием глаукофановых сланцев и эклогитов, а также обратной метаморфической зональностью; 4) низкотемпературный комплекс пумпеллиит-лавсонитовой субфации на крайнем востоке Кубы. В подошве покровов вулканических и офиолитов, перекрывающих комплексы 3 и 4, присутствуют амфиболиты низких давлений. Возраст зонального метаморфизма комплексов 3 и 4 считается молодым (K₂—P), но эта оценка вызвала дискуссию.

В докладе Н. Л. Добрецова «Глаукофановый метаморфизм и офиолиты» была подчеркнута большая роль очень высоких давлений, достигающих 25—30 кбар в коэзитовых эклогитах, ассоциирующих с глаукофановыми сланцами Альп и Южного Урала. Была показана необходимость построения более сложных моделей, чем классическая модель субдукции, для объяснения их генезиса. При сопоставлении типичных примеров нахождения глаукофановых сланцев и эклогитов в офиолитовых комплексах Урала, Гималаев и Альп с комплексом гор Эскамбрай было высказано предположение, что обратная метаморфическая зональность в последних кажущаяся и создана серией тектонических чешуй высокометаморфизованных пород, надвинутых на зеленосланцевый комплекс юры.

Ф. Федюк дал краткую характеристику кросситсодержащих пород северного обрамления Чешского массива и из галек Пеннинской зоны Западных Карпат.

Р. Флорес в докладе «Тектонические фазы на западной Кубе» обосновал две главные фазы тектогенеза — внутримастрихтскую и среднеэоценовую (или кубинскую), каждая из которых фиксируется накоплением олистостром и последующим перерывом и угловым несогласием. Однако во время дискуссии и в ходе обсуждения результатов полевых работ приводилось много фактов в пользу существования раннемеловой (доальбской) фазы, которая особенно важна для тектоники Карибского бассейна.

Э. Фонсека охарактеризовала геологическое строение и состав офиолитов провинции Пинар-дель-Рио, в том числе геохимические особенности дайкового комплекса и пиллоу-лав, которые она отнесла к толентам типа срединно-океанических хребтов. В дискуссии была показана большая вероятность того, что в дайковом комплексе и лавах присутствуют также и островодужные толеиты.

В остальных докладах были отражены общие и локальные проблемы офиолитов, связанные с особенностями строения национальных территорий. В докладе Н. Л. Добрецова, Э. Г. Конникова и др. (СССР) были охарактеризованы рифейско-раннепалеозойские офиолиты Западного и Восточного Саяна, характеризующиеся разным тектоническим положением и составом. Офиолитовые вулканы Западного Саяна представлены ассоциацией толеитов типа срединно-океанических хребтов с высокотитанистыми «внутриплитными» базальтами или реже — с островодужными толеитами. Во втором случае вулканы обнаруживают четкую эволюцию от океанических толеитов через марианит-бонинитовую серию к островодужным вулканитам. Подчеркнута роль марианит-бонинитовой серии в строении многих офиолитов и возможность их нахождения на Кубе.

Проблемы интерпретации метаморфизованных офиолитов рассмотрены в докладе Е. Кожухаровой (НРБ) о структурном положении и этапах изменения ультрабазитов в Родопском массиве. Было высказано предположение, что все серпентиниты однотипны и представляют собой обдуцированные на активную окраину в несколько этапов пластины океанической коры, в дальнейшем подвергшиеся метаморфизму. Намечены шесть этапов изменения ультрабазитов, из которых наиболее ранними считаются гидротермальные изменения и серпентинизация. В дискуссии было подчеркнуто, что продукты этих низкотемпературных процессов не могли сохраниться при последующем метаморфизме, достигающем амфиболитовой и эклогитовой фации.

К. Колчева, М. Желязкова-Панайотова (НРБ) и Н. Л. Добрецов (СССР) в совместном докладе охарактеризовали эклогиты Центральных Родоп, образующие линзовидные тела в двухслюдяных гнейсах. Условия равновесия реликтового эклогитового парагенезиса оценены как $T=780^{\circ}\text{C}$, $P=20$ кбар. Намечено три последовательных этапа диафтореза эклогитов. Высказано предположение, что они попали в кору вдоль надвигов, либо являются метаморфизованными олистолитами.

К. Падера (ЧССР) показал, что геохимия изотопов в ультрабазитах и эклогитах Чешского массива подтверждает их мантийную природу.

В трех докладах были рассмотрены особенности тектоники Центральноальпийского сектора, обнаруживающего много аналогий с Кубой. З. Баала (ВНР) дал обзор геологического строения и мезозойско-кайнозойских реконструкций эллинд-балканид, Восточных и Западных Карпат, Восточных и Южных Альп, высказал ряд интересных соображений о механизме обдукции офиолитов. З. Мисарж и др. (ЧССР) сопоставили сходные по возрасту офиолиты района Летовице Саксо-Тюрингской зоны Чешского массива, степень метаморфизма которых варьирует от зеленых сланцев до амфиболитовой фации, марианско-лазенского комплекса, Совых гор, Староместского и Центрально-Саксонского поясов. Высказано предположение, что они характеризуют обстановку окраинного моря. Я. Вайс (ЧССР) связал офиолиты контактной зоны Чешского массива и Карпатской системы с базальтовым слоем коры.

Полевые работы были проведены с 15 по 21 ноября в провинции Пинар-дель-Рио и в районе Гавана — Матанас. В провинции Пинар-дель-Рио, в районе г. Байа Онда и Кахальбана был продемонстрирован тектонически нарушенный разрез офиолитов. Верхняя пластина — однородные и полосчатые (с полосами пироксенитов, дунитов и габбро) перидотиты с сильно деформированными серпентинитами и серпентинитовым меланжем в подошве подстилается комплексом параллельных даек с двумя или более генерациями (диабазы, затем пироксениты, двупироксеновые диабаз-порфириды секутся более поздними андезитобазальтами), а также мелкозернистыми верхними габбро с дайками диабазов. С офиолитами тесно ассоциируют и, по-видимому, тектонически их подстилают островодужные вулканы среднеголового возраста. Перемятые серпентиниты и серпентинитовый меланж слагают также отдельные полосы к югу от офиолитовой зоны, где подстилают верхнемеловой флиш Виа Бланка и еще южнее — пластины юрских пород. Последние представляют параавтохтон и сложены ранне- и среднеюрскими черными турбидитами Сан-Каэтано (которые в южной части метаморфизованы до филлитов и метапесчаников), верхнеюрско-неокомскими известняками.

Серпентинитовый меланж включает все члены офиолитового разреза, а также карбонатные и кремнистые породы свит Польер и Камалете мелового возраста, которые слагают самостоятельный покров между офиолитами и юрскими отложениями. На юге в меланже появляются метаморфиты — зеленые и глаукофановые сланцы, амфиболиты, эклогиты.

С серпентинитовым меланжем тесно ассоциируют олистостромы. К северу от полосы офиолитов они образуют отдельные горизонты в кампан-нижнемаастрихтском флише Виа Бланка. К югу от офиолитовой зоны развита более молодая — раннеэоценовая олистострома, в которую включены блоки серпентинитового меланжа.

В районе Гавана — Матанас были показаны соотношения, характерные для офиолитовой зоны и ее северного обрамления, — пластины апогарцбургитовых серпентинитов (местами ассоциирующие с брекчиями перидотитов, габбро, пироксенитов и диабазов) с серпентинитовым меланжем в подошве перекрывают пластины, сложенные островодужными вулканидами. Эти пластины залегают на кампан-нижнемаастрихтском флише Виа Бланка, содержащем горизонты олистостром, и, очевидно, являются останками покровов.

При обсуждении материалов, представленных в поле и в докладах кубинских геологов, был отмечен значительный успех в изучении кубинских офиолитов, достигнутый в последние годы. Вместе с тем были выделены главные проблемы, дальнейшая разработка которых необходима для расшифровки палеогеодинамического значения офиолитовых комплексов Кубы. Вопросы, которые требуют дополнительного обсуждения и изучения, могут быть сформулированы следующим образом.

1. Наличие в офиолитах нескольких типов вулканитов и генераций даек наряду со срединно-океаническими, включающих верхнеюрско-неокомские вулканиты островодужного типа.

2. Наличие не менее трех этапов деформаций и покровообразования при выведении офиолитов и создании покровной структуры, фиксируемых калий-аргоновыми датировками глаукофановых сланцев (108—120 млн. лет), олистостромовыми пачками в кампан-маастрихтском флише, раннеэоценовой олистостромой.

3. Повсеместная тесная связь меловых островодужных вулканитов с пластинами офиолитов, возможно, свидетельствующая о формировании альбско-верхнемеловых островных дуг на деформированном океаническом фундаменте и, следовательно, наличии доальбской (альпийской) фазы внутриокеанической деформации, характерной для всего Тетиса.

4. Недостаточная разработанность стратиграфии параавтохтона, а также отсутствие точной стратиграфии, номенклатуры и схемы последовательности покровов, затрудняющих корреляцию свит разных покровов и палинспастические реконструкции.

5. Отсутствие палеомагнитных данных, без которых невозможны обоснованные геодинамические реконструкции.

Разрешение этих вопросов требует более детального изучения вещественного состава вулканитов, комплекса параллельных даек и габбро, метаморфических пород, ассоциирующих с офиолитами (прежде всего эжлогитов и глаукофановых сланцев), а также детальных комплексных структурно-геологических, биостратиграфических, седиментологических и палеомагнитных исследований, желательно при кооперации со специалистами и лабораториями других социалистических стран.

В практическом отношении изучение офиолитов должно способствовать освоению месторождений никеля в корах выветривания, хрома — в ультрабазитах, меди, свинца и цинка — в офиолитах и островодужных вулканитах.

Подкомиссия выразила благодарность Институту геологии и палеонтологии АН Кубы и Центру геологических исследований при Министерстве основной промышленности Кубы за хорошую организацию работ и теплый прием.

Добрецов Н. Л., Лордкипанидзе М. Б.

Поправка

В статье М. И. Жемеричко «К вопросу образования разрывных нарушений континентальных эпиплатформенных рифтов», опубликованной в журнале Геотектоника, № 1, 1985, в приведенной формуле пропущено обозначение горизонтального давления σ_r . Формула должна иметь выражение:

$$\sigma_{\perp} = \frac{4\sigma_0 + \sigma_r [\cos \varphi + 2 \sin^2 (45^\circ + \varphi/2) \operatorname{tg} \varphi]}{\cos \varphi - 2 \cos^2 (45^\circ + \varphi/2) \cdot \operatorname{tg} \varphi} + \sigma_{\parallel}$$

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ

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

Адрес редакции

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

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Т. М. Кроткова*

Сдано в набор 07.05.85 Подписано к печати 17.06.85 Т-00888 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+вкл. Усл. кр.-отт. 19,5 тыс. Уч.-изд. листов 12,7 Бум. л. 4,0
Тираж 1685 экз. Зак. 4448

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

Цена 1 р. 40 к.
Индекс 70228

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

Казимиров А. Д. ПОКРОВЫ ВОСТОКА КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И ИХ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ГОМОЛОГИ. 12 л. 1 р. 80 к.

В книге впервые показано широкое распространение в исследованном районе крупноамплитудных покровных структур. Приведены подробное описание и формационный анализ слагающих их отложений, рассмотрен вопрос о времени и направлении перемещения аллохтонных масс. На основании различия в возрасте становления структур выделены две системы покровов: Эконайская и Корякская.

Издание предназначено для тектонистов.

Лутц Б. Г. МАГМАТИЗМ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ РАННЕЙ ЗЕМЛИ 19 л. 2 р. 90 к.

В книге детально исследованы магматические комплексы подвижных складчатых поясов раннего докембрия. На древних щитах выделены разновозрастные группы подвижных поясов, отвечающие крупным общемировым геотектоническим циклам, проведена тектоническая типизация их внутренних элементов. Обособлены магматические комплексы вулканических, плутонических, метаморфически преобразованных и реоморфизованных пород. Древнейшие магматические комплексы сопоставлены с фанерозойскими и современными магматическими формациями.

Работа рассчитана на геологов, геофизиков, тектонистов, петрологов, геохимиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Коммунистическая, 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289, 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ВАЛЛЕВ А С
ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116
В 437