

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1974

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1974

СОДЕРЖАНИЕ

К 250-летию Академии наук СССР	3
А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий, А. Е. Шлезингер. Роль ученых АН СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты	6
М. С. Марков, А. А. Моссаковский, Ю. М. Пушаровский, Г. П. Хомизури, Н. А. Штрейс. Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых Академии наук СССР	27
М. В. Муратов. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей	36
В. В. Белоусов. Об эндогенных режимах материков	47
Г. И. Каляев. Тектонический режим и структурно-исторические элементы раннего докембрия	55
Ю. П. Булашевич, В. Н. Башорин. Схема проницаемых разрывных нарушений земной коры Северо-Западного Казахстана по данным распределения гелия в подземных водах	67
Н. А. Логачев. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны	74
Е. А. Величко. Крупные тектонические структуры в океанической коре как показатель поздней стадии ее развития	94
Т. И. Фролова, Г. Б. Рудник, В. В. Орленок. Основные черты строения и эволюция Южных Антил и моря Скоша	99
В. И. Макаров, В. Г. Трифонов, Ю. К. Щукин. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках	114

Рецензии

Ю. А. Косыгин, Л. М. Парфенов. Проблемы тектоники Арктики и Антарктики	133
--	-----

GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1974

CONTENTS

To the 250-th anniversary of the USSR Academy of Sciences	3
A. L. Yanshin, R. G. Garetzky, A. E. Shlesinger. The role of scientists in the Academy of Sciences of the USSR in the evolution of the theory of platforms and some of its modern aspects	6
M. S. Markov, A. A. Mossakovsky, Yu. M. Puscharovsky, G. P. Khomizuri, N. A. Shtreis. Fundamental concepts in the theory of geosynclines in the papers by the scientists of the Academy of Sciences of the USSR	27
M. V. Mouratov. Structure and evolution of median massifs in geosynclinal folded areas	36
V. V. Belousov. On the endogenetic regimes of the continents	47
G. I. Kaliaev. The tectonic regime and structural-historical elements of the Early Precambrian	55
Yu. P. Bulashevich, V. N. Bashorin. Scheme of permeable strike — slip dislocations in the crust of North-Western Kazakhstan according to the data on the distribution of helium in underground waters	67
N. A. Logachev. Volcanism and tectonics of the Kenyan rift zone	74
E. A. Velichko. Large tectonic structures in the oceanic crust as an indicator of the late stage in its evolution	94
T. I. Frolova, G. B. Rudnik, V. V. Orlenok. Fundamental features in the structure and evolution of the South Antilles and the Scott Sea	99
V. I. Makarov, V. G. Trifonov, Yu. K. Schukin. Representation of the deep structures of folded areas on space photographs	114

Reviews

Yu. A. Kosygin, L. M. Parfenov. Problems of tectonics in the Arctic and Antarctic	133
---	-----



К 250-ЛЕТИЮ АКАДЕМИИ НАУК СССР

Постановление партии и правительства о праздновании 250-летнего юбилея Академии наук СССР показывает, насколько высоко в нашей стране оцениваются заслуги ученых, активно участвующих вместе со всем советским народом в строительстве коммунистического общества.

Российская Академия наук, созданная в 1724 г. в Петербурге, с самого начала своего существования включила в орбиту своей деятельности исследования в области «геогнозии», охватывавшей в то время широкий круг геологических и географических вопросов. Сперва работы были направлены на изучение минералов и горных пород, с одной стороны, и на изучение отдельных, главным образом отдаленных и не исследованных областей государства — с другой. Это был век великих Академических экспедиций охвативших исследованиями огромные пространства страны — от Молдавии до Камчатки. Материалы, собранные в экспедициях, дали толчок к развитию многих отраслей современной геологии. Основные геологические данные к середине XVIII столетия были систематизированы и обобщены в трудах нашего великого соотечественника М. В. Ломоносова, особенно в его известной работе «О слоях земных», явившейся итогом геологических знаний того времени.

Необходимо отметить, что исследования уже в тот период часто носили прикладной характер и способствовали обнаружению месторождений полезных ископаемых в разных частях России.

Дальнейшее развитие геологии в недрах Академии наук также шло в направлении разработки кардинальных научных вопросов. Одним из важнейших достижений последующей эпохи было создание фундаментальных основ стратиграфии и палеонтологии, что стало возможным, благодаря детальным исследованиям, проведенным в разных частях страны. Работы русских ученых XIX в. по палеонтологии России (Э. И. Эйхвальд), по стратиграфии мезозойских отложений Кавказа и Закавказья (Г. В. Абих), по стратиграфии пермской системы Предуралья (Д. И. Соколов) и ряд других получили мировую известность.

Были выполнены крупные минералогические исследования, результаты которых еще в начале XIX в. В. М. Севергин обобщил в капитальной двухтомной монографии «Опыт минералогического землеописания Российского государства». Появляются зачатки металлогенических исследований, связанных с попытками дать прогнозы рудных месторождений в Европейской части России. Прогнозные наброски появились и в отношении нефти на Кавказе. В это же время закладываются основы гидрогеологии.

Вторая половина XIX и начало XX в. характеризуются резким усилением геологических исследований в Сибири и Средней Азии. В этих областях проводятся многочисленные экспедиции И. В. Мушкетова, В. А. Обручева; Н. И. Андрусов занимается изучением Закаспия и Мангышлака. Одновременно в результате экспедиций А. П. Карпинского,

Ф. Б. Шмидта, Н. Ф. Чернышева, А. П. Павлова и М. Н. Павловой существенно развиваются стратиграфия и палеонтология.

А. П. Карпинский и А. Д. Архангельский заложили основы учения о платформах, которое в дальнейшем оказало большое влияние на зарубежную тектоническую науку.

А. П. Павлов, разработав представления о генетических типах континентальных отложений и изучив оледенения Русской равнины, положил начало четвертичной геологии. Большие успехи были достигнуты и в литологии, благодаря разработке А. Д. Архангельским сравнительно-литологического метода.

Коренные изменения произошли в минералогических и петрографических исследованиях, которые в результате трудов В. И. Вернадского и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга стали превращаться из наук описательных в науки генетические. В. И. Вернадский в своих трудах заложил основы геохимии как науки, изучающей историю элементов в истории Земли.

Многие исследования Академии наук, как и прежде, были посвящены решению практических задач. Были изучены угленосность Донецкого бассейна, нефтеносность Кавказа, развивались работы по прикладной гидрогеологии и инженерной геологии.

Ведущей идеей в русской геологии конца прошлого и начала нынешнего века была эволюционная теория, на базе которой развивались палеонтология, историческая геология, минералогия, геохимия. Внедрение в практику геологических исследований различных точных методов способствовало дальнейшему прогрессу геологических знаний.

Коренные преобразования, охватившие нашу страну после Великой Октябрьской социалистической революции, произошли и в Академии наук. Возможности для проведения научных исследований необычайно расширились. Это привело к созданию многих новых научных институтов и лабораторий, во главе которых стали крупнейшие ученые. Необычайно возрос объем экспедиционных работ. Были организованы крупные академические экспедиции — Таджикско-Памирская (1928—1935), Кавказская (1935—1945), Восточно-Европейская (1938—1941), Центрально-Казахстанская (1936—1940), Уральская (1938—1945) и др. Эти экспедиции помимо решения важных научных задач способствовали открытию новых месторождений полезных ископаемых, необходимых для индустриализации нашей страны и создания мощной минерально-сырьевой базы.

Результаты экспедиционных исследований дали колоссальный материал для новых теоретических обобщений в различных областях геологии. В области тектоники появились работы по теории геосинклиналей и классификации основных тектонических структур земной коры (А. Д. Архангельский, А. А. Борисяк, Н. С. Шатский), был разработан метод анализа фаций и мощностей (В. В. Белоусов), составлена первая тектоническая схема СССР (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский), положившая начало серии тектонических карт, которые завоевали широкое признание во всем мире и дали толчок новому направлению в геотектонике — тектонической картографии. Окончательно сформировалась в самостоятельное научное направление литология, успехам которой способствовало бурное развитие поисковых работ на нефть и уголь (А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов). Значительные успехи были достигнуты в геохимии (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, А. П. Виноградов), минералогии (А. Г. Бетехтин), учении о магмах и о процессах, приводящих к формированию сложных магматических комплексов (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. Н. Заварицкий, Д. С. Белянкин), в исследованиях процессов метаморфизма и метасоматоза (В. А. Николаев, Д. С. Коржинский).

Углубленное исследование месторождений полезных ископаемых привело к созданию металлогении — учению о полезных ископаемых и о связи рудопроявлений с тектоно-магматическими циклами и другими

геологическими процессами (С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин). В самостоятельные отрасли знаний выросли геология нефти (И. М. Губкин) и геология угля (П. И. Степанов, Ю. А. Жемчужников).

Была теоретически обоснована и затем практически доказана возможность применения геофизических методов для выяснения глубинного строения земной коры (А. Д. Архангельский, Г. А. Гамбурцев).

Все эти достижения позволили советским геологам занять ведущее положение в разработке ряда научных направлений в мировой науке, что было ярко продемонстрировано на XVII сессии Международного геологического конгресса, проходившей в 1937 г. в Москве.

В годы Великой Отечественной войны геологи Академии наук СССР занимались в основном решением практических задач, внося свой вклад в борьбу за свободу и независимость нашей Родины.

После победоносного завершения Великой Отечественной войны в нашей стране начался бурный подъем всех отраслей народного хозяйства и культурной жизни. Быстро и очень сильно расширился объем исследований, проводившихся в системе Академии наук, количество лабораторий и институтов которой намного возросло по сравнению с предвоенным периодом. Были созданы Академии наук союзных республик. Все это способствовало ускоренному прогрессу наук о Земле.

В области биостратиграфии благодаря разработке детальной стратиграфии многих регионов встал вопрос о межконтинентальной корреляции и причинах смены фаунистических комплексов в истории Земли. Значительно продвинуты вопросы стратиграфического расчленения докембрийских образований.

В области геохимии и геофизики советские исследователи в настоящее время вплотную подошли к решению вопросов о взаимодействии земной коры с глубинными горизонтами Земли, что должно привести к пониманию процесса дифференциации вещества в ходе развития Земли как планеты.

В области тектоники создание тектонических карт континентов, а также более крупномасштабных тектонических карт отдельных регионов Советского Союза позволило выявить особенности строения крупных блоков континентальной земной коры. Намечившиеся в последние годы успехи в изучении строения океанов способствуют разработке общей теории развития оболочек земного шара и установлению процесса направленности развития Земли в целом. В связи с этим по-новому рассматриваются в настоящее время и многие аспекты металлогении и нефтегазоносности.

Исследования, проведенные в области литологии, положили начало разработке общей теории осадочного процесса и его эволюции в ходе развития земной коры.

Неоценимый материал получен геологами благодаря исследованию космического пространства и Земли из космоса. Полученные материалы дают возможность судить о строении Луны и Марса, о составе и возрасте горных пород, выступающих на их поверхности. Дальнейшие успехи в исследовании космических объектов откроют перспективы создания общей теории строения и развития планет солнечной системы.

Фундаментальные теоретические исследования Академии наук по проблемам наук о Земле всегда развивались и продолжают развиваться в тесной связи с решением задач практической геологии. Эти задачи в первую очередь связаны с поисками и разведкой самых различных полезных ископаемых. Достижения советских геологов, в том числе и сотрудников Академии наук СССР, в этом деле общеизвестны. Они привели к созданию богатейшей минерально-сырьевой базы, на которой основываются успехи нашего социалистического народного хозяйства.

Таким образом, достижения нашей геологии велики, но еще более грандиозны ее ближайшие задачи. Решение их позволит внести крупный вклад как в общую теорию эволюции Земли, так и в сложнейшие проблемы космической геологии.

УДК 551.242.5

А. Л. ЯНШИН, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

РОЛЬ УЧЕНЫХ АКАДЕМИИ НАУК СССР В РАЗВИТИИ УЧЕНИЯ О ПЛАТФОРМАХ И НЕКОТОРЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ЕГО АСПЕКТЫ

В статье показана роль ученых Академии наук СССР, и в первую очередь А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского в развитии учения о платформах, и рассмотрены некоторые актуальные современные его аспекты: типы структур, понятие фундамента и чехла, пространственные и временные соотношения с неплатформенными структурами и т. д.

1

В настоящее время знания о строении и истории развития платформ составляют самостоятельное учение, которое является одним из фундаментальных разделов тектоники. Оно имеет не только большое теоретическое значение как составная часть общих представлений о строении земной коры, но и является главной базой многих важных выводов прикладной геологии, ибо основные закономерности размещения полезных ископаемых в первую очередь связаны с особенностями тектонического режима. К комплексам пород чехлов платформе приурочены крупные запасы таких важнейших видов минерального сырья, как нефть и газ, уголь и горючие сланцы, пресные и минеральные воды, бокситы, марганцевые и железные руды, соль и сера, строительные материалы и многие другие.

Платформы занимают основную часть материков и играют важнейшую роль в их строении. Они слагают наиболее устойчивые их части. Среди платформ выделяют древние, возникшие еще в докембрии, и молодые, сформировавшиеся в палеозое и раннем мезозое. Древние платформы образуют ядра материков, а молодые — примыкают к древним или расположены между ними. В настоящее время в пределах материков выделяют 15 или 17 древних платформ (если относить к их числу два небольших массива, которые могут рассматриваться и как срединные) (Муратов, 1973) и 9 молодых платформ.

Если учение о геосинклиналях зародилось в Америке и затем длительное время развивалось в Западной Европе, то становление и развитие учения о платформах связано главным образом, с трудами русских и советских ученых и прежде всего с именами выдающихся геологов академиков А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, которых по праву можно считать основоположниками учения о платформах. Именно они заложили основы этого учения. В их, ставших уже классическими, работах всесторонне рассмотрены главные аспекты строения и развития этих крупных структурных элементов земной коры: соотношение фундамента и чехла платформ, время их образования, типы структур платформ, формации их чехла, роль разломов в строении платформ, явления унаследованности и наложенности в развитии структур чехла платформ, этапы и закономерности истории их развития и т. д.

Существенный вклад в учение о платформах внесли А. А. Борисяк, А. П. Павлов, Е. В. Милановский, А. Н. Мазарович, М. М. Тетяев, Д. В. Наливкин и другие советские геологи. Представление о тектонике древних платформ складывалось главным образом на примере Восточно-Европейской платформы, а тектонотипом молодых платформ можно считать Центрально-Евразийскую.

А. П. Карпинский (1880) одним из первых пришел к выводу о главном признаке устройства тех территорий, которые позднее получили название платформ: существовании у них фундамента, сложенного кристаллическими «гранито-гнейсовыми» породами, и плаща покрывающих его более молодых слабодислоцированных осадочных образований. Он подчеркнул, что породы фундамента равнинной части Европейской России образовались в доисторический период жизни Земли, а покрывающие его осадочные породы — в исторический. А. П. Карпинский (1883) установил «зачаточную краевую полосу» юга России, протягивающуюся от Келецко-Сандомирского края до Мангышлакского Каратау. Линии, которыми А. П. Карпинский отграничивал краевую полосу от недислоцированных образований, получили название «линии Карпинского» (Suess, 1897). Это крупнейшее обобщение по тектонике Восточно-Европейской платформы положило начало проблеме Большого Донбасса, имеющей огромное значение для теоретической тектоники и практической геологии в связи с поисками угля, нефти, газа и различных солей.

А. П. Карпинский (1919) выделил ряд крупных структурных элементов Русской платформы: Балтийский и Подольско-Азовский горсты, погребенный Воронежский горст. Подмосковную котловину. Он подчеркнул, что наиболее устойчивая часть платформы — северо-западный Балтийский горст.

А. П. Карпинский (1894, 1919) первым разработал метод изучения истории тектонических движений при помощи палеогеографических построений, который до сих пор остается одним из основных методов изучения тектоники платформенных областей. Путем составления серии палеогеографических карт он наметил ряд очень важных закономерностей истории тектонического развития Русской плиты, показав, что очертания морских бассейнов в ее пределах с течением времени последовательно менялись с меридиональных на широтные параллельно простиранию соседних геосинклинальных областей — Урала и Кавказа. Эти изменения он связывал с эпохами наиболее интенсивных «краеобразовательных» процессов на Урале и Кавказе. Как выяснено в настоящее время, такие же связи тектонических движений характерны не только для Восточно-Европейской, но и для других платформ. Поэтому В. Е. Хаин (1973) предложил указанную закономерность назвать правилом, или законом Карпинского и сформулировал его так: «...бассейны и занимаемые ими прогибы параллельны тому геосинклинальному поясу из окружающих данную платформу, который в этом цикле испытывает наиболее активное развитие... Эти прогибы обычно располагаются в непосредственной близости к максимально активным геосинклиналям» (стр. 245).

А. Д. Архангельский не только дальше развивал идеи и методы изучения платформ, разработанные А. П. Карпинским, но и внес много нового в представления о строении и развитии этих основных тектонических единиц земной коры и методику их исследований. В 1923 г. он дал первую тектоническую сводку всей территории Русской плиты¹, в кото-

¹ В этой работе А. Д. Архангельский впервые ввел термин «Восточно-Европейская платформа», хотя до конца жизни и не отдал предпочтение какому-либо из применяемых им названий: «Восточно-Европейская (или Русская) платформа (или плита)». В последнее время для этой платформы все большую популярность приобретает термин «Европейская платформа» (Богданов, 1964; Журавлев, 1972). Балтийский щит А. Д. Архангельский рассматривал как часть этой более общей структурной единицы.

рой заложил основы представлений о строении плиты, ее главных тектонических элементах и истории развития. Наряду с выделенными ранее А. П. Карпинским горстами и впадинами А. Д. Архангельский обособил ряд новых впадин (Южно-Русскую, Причерноморскую, Польско-Германскую и др.) и впервые подробно описал более частные дислокации — валы. Далее А. Д. Архангельский (1923, 1934, 1941) развил взгляды А. П. Карпинского о связях тектонических движений на платформе и в соседних геосинклинальных областях, а также подробно разобрал историю формирования главных тектонических элементов Восточно-Европейской платформы. Позднее разработке этих вопросов были посвящены исследования В. В. Белоусова (1944), а затем А. Б. Ронова (1949), которые отметили обычно проявлявшееся запаздывание трансгрессий на платформах по отношению к соседним геосинклинальным областям.

В более поздних из своих работ А. Д. Архангельский (1932, 1934, 1941) обосновал выделение других типов структур древних платформ: массивов, выступов, прогибов и т. д.

В середине 30-х годов в тектонические исследования А. Д. Архангельский первым ввел новые для того времени геофизические методы. Их применение в совокупности с геологическим изучением позволило ему дать значительно более полную картину строения Русской плиты и в особенности ее фундамента. Работы А. Д. Архангельского составили целую эпоху в учении о платформах.

Следующая эпоха в их изучении может быть названа эпохой Н. С. Шатского. Начав работать над проблемой тектоники платформ еще совместно с А. Д. Архангельским, Н. С. Шатский на основании разработанного им сравнительно-тектонического метода в серии специальных статей о древних платформах поднял учение о них на новую современную ступень. Важно подчеркнуть, что Н. С. Шатский особое значение в исследованиях по тектонике платформ придавал не только палеогеографическим реконструкциям, но и анализу фаций, мощностей и особенно структурному анализу, т. е. описывал тектонические формы и различные деформации земной коры и выяснял их происхождение с геометрической и механической точек зрения. В этих работах Н. С. Шатский впервые наиболее полно и определенно рассмотрел вопрос об ограничениях Восточно-Европейской платформы, всесторонне рассмотрел проблемы тектоники их фундамента и структурных связей платформ с геосинклинальными областями. Он последовательно, от статьи к статье, обращался к вопросу о типах платформенных структур и их классификации, причем многие из выделенных им тектонических форм были новыми.

Уже в работах середины 30-х годов Н. С. Шатский (1935, 1938) первым обосновал необходимость выделения молодых платформ, имеющих палеозойский возраст складчатости основания. В этих же работах «поднятую Казахскую складчатую страну» он сопоставил с докембрийскими щитами Финляндии и Украины. В дальнейшем Б. А. Петрушевский (1955) более подробно обосновал возможность выделения территории Центрального Казахстана в качестве щита Урало-Сибирской (или точнее Центрально-Евразийской) молодой платформы. Длительно прогибавшиеся обширные пространства молодых платформ, перекрытые чехлом, как и на древних платформах, получили название плит (Туранская, Скифская, Западно-Сибирская). Возможность выде-

Только после работы Н. С. Шатского (1945₂) о сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы и особенно после появления его статьи о тектонике Восточно-Европейской платформы (1946), плиты (например, Русская) и щиты (Балтийская) стали рассматриваться как основные типы структур, входящих в состав платформ (Восточно-Европейской).

ления молодых платформ, а в их пределах щитов и плит, поддерживает большинство исследователей.

Н. С. Шатский (1945, 1946; Тектоническая карта..., 1957) дал наиболее четкую историю тектонического развития Восточно-Европейской платформы. Он выделял доплатформенный и платформенный периоды, а последний подразделял на ряд этапов (байкальский, каледонский, герцинский и альпийский). Региональные перерывы, соответствующие на платформе главным эпохам складчатости в соседних геосинклинальных областях и возникающие сразу же после проявления последних, являлись, по его данным, рубежами выделенных этапов.

Большинство последующих исследователей приняло предложенные Н. С. Шатским этапы истории тектонического развития платформ с некоторым уточнением их содержания и возрастного объема (Муратов и др., 1962; Богданов, 1963; Муратов, 1964, Косыгин, 1969, Хаин, 1973; Тектоника Европы, 1964; Тектоника Евразии, 1966, и др.).

Ряд главных особенностей тектонического развития молодых платформ на примере Урало-Сибирской платформы наметил Н. С. Шатский (1938, 1951), который обратил внимание на унаследованный стиль развития структур молодых платформ, выделил две стадии формирования их чехла, выражающиеся в его двухъярусности, и т. д. Эти, а также другие особенности развития молодых платформ в дальнейшем значительно детальнее разработали А. Л. Яншин (1939, 1948, 1951) и Б. А. Петрушевский (1955) и др.

2

Кроме отмеченных выше наиболее крупных структурных элементов платформ — плит и щитов в их пределах выделяются самые разнообразные типы структур. Среди более мелких изометричных по форме выходов фундамента на поверхность А. Д. Архангельский (1941) обосновал выделение массивов и выступов. Под такими названиями они описаны во многих работах и изображены на обзорных тектонических картах СССР, Европы и Евразии. Примерами массивов на древних платформах может служить Анабарский, на молодых — Армориканский, Чешский. К выступам принадлежат Павловский на Дону и Оленекский в Сибири, Жаманшин — в Северном Приаралье, Оденвальд и Шпесарт — на правобережье Рейна.

Следует отметить, что в отличие от древних в пределах молодых платформ существуют линейно-вытянутые области распространения на поверхности пород фундамента, такие, как Урал, Аппалачи, Большой Каратау и др. До сих пор удовлетворительных терминов для обозначения подобных структур на платформенном этапе их развития не предложено.

Еще в самом начале нашего столетия А. П. Павлов (1903, 1909) в пределах Русской плиты описал мезозойские прогибы широкой и пологой формы (Восточно-Русский и Среднерусский), которым дал особое название «синеклиз». Затем этот термин был незаслуженно забыт и получил второе рождение после работы Н. С. Шатского (1940), который вложил в него новое конкретное содержание для обозначения наиболее характерных платформенных впадин типа Подмосковной. С тех пор в качестве главного отрицательного структурного элемента Русской плиты под названием «Московской синеклизы» (Шатский, 1941) он прочно вошел в геологическую литературу.

Синеклизы были намечены и на других древних платформах, причем как в пределах плит, так и на площадях некоторых щитов. Подобные структуры типа синеклиз известны и на молодых платформах (Чуйская, Ханты-Мансийская и др.).

Положительные гомологи синеклиз Н. С. Шатский (1945,) назвал антеклизмами и в качестве их примера описал Волго-Уральскую и Воронежскую. Если на древних платформах антеклизмы были легко установлены, то на молодых платформах четко их выделить практически не удастся.

На примере Ангаро-Ленского прогиба Е. В. Павловский (1959) обосновал выделение еще одного главного структурного элемента древних платформ, который он назвал зонами перикратонных опусканий. В дальнейшем их стали называть «перикратонные опускания» (Косыгин, 1961) или «перикратонные прогибы» (Богданов, 1964). Это — крупные длительно развивающиеся моноклинальные прогибы, возникшие в результате опусканий края платформы под воздействием погружений соседней геосинклинальной зоны. Под названием «окраинных прогибов» такие структуры (Приднестровский, Камско-Уфимский) были описаны М. В. Муратовым (Муратов и др., 1962) по краям Восточно-Европейской платформы.

Изучение молодых плит показало, что аналогичные перикратонным прогибам структуры могут быть выделены и в их пределах. Они описывались здесь под названием «зон периплатформенных опусканий» или «периплатформенных моноклиналей» (Гарецкий, и др., 1965; Гарецкий, 1972). К ним принадлежат Бахардокская на Туранской плите, Южно-Мизийская, Южно-Аквитанская и др. Возможно, чтобы приблизить название данных структур молодых платформ к названиям аналогичных структур на древних платформах, их следует именовать «периквазикратонными прогибами».

В последнее время М. В. Муратов (1972, 1973) предложил выделить в самостоятельный тип главных структурных элементов древних платформ впадины, подобные Тунгусской, и дал им название «амфиклиз» (от греческих слов *αμφι* — «кругом, около» и *κλίσις* — «наклонение, нагибание»). Для них характерно плоское дно и относительно крутые окаймляющие его борта, осложненные флексурами и разломами, и значительная роль вулканогенных образований в их выполнении. М. В. Муратов считает, что к этому же типу структур можно отнести впадину р. Параны в пределах Южно-Американской платформы и, возможно, Прикаспийскую впадину. Что касается последней, то ее обычно выделяли под названием «синеклизы» или «впадины». Однако ее своеобразие, которое заключается в огромных размерах, исключительной глубине прогибания и соответственно мощности выполняющих ее образований, в отсутствии «гранитного» слоя в центральных частях и т. д. (Журавлев, 1972) действительно говорит о возможности ее выделения в особый тип. Следует ли ее отнести к типу амфиклиз или какому-то еще типу структур покажут дальнейшие сравнительно-тектонические исследования.

Нужно особо остановиться еще на одной весьма характерной форме тектонических структур, свойственной преимущественно ранним этапам развития древних платформ. Это те структуры, которые в весьма многочисленных работах последнего десятилетия фигурируют под названием авлакогенов.

Следует отметить, что впервые введший этот термин Н. С. Шатский вкладывал в него другое содержание, чем то, которое придается ему сейчас. Тектонотипом авлакогена он считал Большой Донбасс, а в качестве других структур этого типа приводил байкальский Тиман, Келецко-Сандомирский кряж, прогиб Угарта в Сахаре, выполненный складчатыми осадочными породами палеозоя, и прогиб Бенуа, отходящий к северо-востоку от угла Гвинейского залива и выполненный мощными дислоцированными породами меловой системы. Характерной чертой авлакогенов он считал продольную асимметрию. «Один конец их выклинивается в пределах платформы, тогда как другой уходит в

геосинклинальные зоны» (Шатский, 1964, стр. 548). Н. С. Шатский предупреждал, «что всякий термин хорош только тогда, когда его можно точно применить. Свободное употребление термина ведет к тяжелым недоразумениям. Нельзя называть авлакогеном любой вытянутый прогиб. Надо узко применять термин. Его можно разрабатывать дальше, если это действительно нужно, но во всяком случае расширять значение термина недопустимо» (Шатский, 1964, стр. 552).

К сожалению, в последующем к этому предупреждению Н. С. Шатского не очень прислушивались и авлакогенами стали называть любые грабены в теле фундамента древних платформ, выполненные нижними горизонтами осадочного чехла, в том числе и такие, которые не связаны ни с какими геосинклиналями и осадки которых почти не дислоцированы.

Вопрос о правильном употреблении термина «авлакоген», несомненно, заслуживает специального рассмотрения, выходящего за рамки нашей статьи. В ней же мы должны отметить, что структуры, фигурирующие под этим названием, весьма широко распространены в основании осадочного чехла Восточно-Европейской платформы. Они выполнены осадочно-вулканогенными образованиями рифея и нижнего венда. Их генетические аналогии на молодых платформах — тафрогены, сложенные породами триаса и юры (Куликов, 1972; Соболевская, 1972).

Своеобразный тип структур, свойственный только молодым платформам, — зоны или системы линейных прогибов, такие, как Северотуркменская, Манычская, Колтогорско-Уренгойская (Крылов, 1965; Вольвовский и др., 1966).

Особый тип структур чехла молодых платформ — мегантиклинали и мегасинклинали и их системы — четко выраженные линейные структуры, обычно связанные с зонами наиболее молодой позднегерцинской (или киммерийской) складчатости (Гарецкий и др., 1965; Шлезингер, 1965). Впервые тектонотип мегантиклинали под этим названием был описан Н. А. Андрусовым (1911) на Мангышлаке.

Древним и молодым платформам, как показано выше, присущи многие однотипные структурные элементы, но вместе с тем имеются и структуры, свойственные только той или иной категории платформ, что скорее всего связано с эволюцией структурообразующих тектонических процессов во времени.

3

Основные составные элементы разреза платформ — фундамент и чехол. Первоначально эти понятия отождествлялись с геосинклинальным и платформенным комплексами пород, т. е. время формирования первого из них считалось соответствующим геосинклинальному развитию, а второго — платформенному. Становление платформы определялось консолидацией геосинклинальных образований и превращением их в фундамент. Однако сейчас накоплен материал, который заставляет считать, что эти первоначально очень простые и четкие положения учения о платформах нуждаются в существенных уточнениях.

Прежде всего следует отметить, что в образовании фундамента платформ ведущее значение имеют процессы складчатости. Они действительно свойственны главным образом участкам земной коры, заканчивающим геосинклинальное развитие. Но еще исследованиями Э. Аргана (Argand, 1916), а позднее А. Л. Яншина (Тектоника Евразии..., 1966), Ж. Обуза (1967), М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1968) и др. показано, что типичная линейная складчатость может проявляться в зонах устойчивого обрамления геосинклиналей, где накапливались типично платформенные формации (Юрские горы, Южно-Китайская платформа и др.). Известны и многочисленные случаи окончания геосинклинального раз-

вития¹ без непосредственно следующей за этим складчатости (Вопросы тектоники..., 1970; Клитин и др. 1970). Поэтому взаимосвязь геосинклинального развития и складчатости не может считаться столь обязательной и тесной, как это представлялось раньше, и в некоторых случаях эти процессы протекают независимо друг от друга.

Кроме складчатости в консолидации пород и превращении их в фундамент платформ принимают участие процессы метаморфизма и метасоматоза. Интрузивное внедрение магматических расплавов также приводит к образованию кристаллических пород фундамента. Однако эти процессы далеко не всегда обусловлены геосинклинальным развитием.

Чехол плит древних платформ отделен от фундамента значительным перерывом во многие сотни (400—800) миллионов лет, в то время как на молодых плитах он в большинстве мест измеряется только десятками миллионов лет и не превышает первые сотни.

Раздел фундамента и чехла — принципиальная граница различного физического состояния горных пород. В то же время он не во всех случаях соответствует смене геосинклинального режима платформенным. Этот раздел имеет огромное значение при практических геологических изысканиях, так как с породами фундамента и чехла связаны различные виды полезных ископаемых. Граница фундамента и чехла представляет надежный структурный репер, объективно прослеживаемый по данным бурения, сейсморазведки и интерпретации естественных геофизических полей. В настоящее время гипсометрическое положение поверхности фундамента с той или иной степенью детальности установлено практически для всех платформ Земли.

4

С других позиций и соответственно с привлечением иных методов решается вопрос о смене геосинклинального класса структур платформенным. Эта смена определяется переходами между соответствующими тектоническими режимами. Последние расшифровываются главным образом по характеру осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций, мощностям и их градиентам, стратиграфическим перерывам и т. д., т. е. методами формационного анализа в широком смысле его понимания. Весь этот арсенал геологических параметров позволяет раскрыть тектоническую природу лишь нисходящих движений. Значительно сложнее поддаются изучению восходящие тектонические движения. Их проявление трудно установить в геологической летописи горных пород. Они восстанавливаются лишь по косвенным признакам: магматическим внедрениям, фаціальным особенностям горных пород в смежных отрицательных структурах, величине денудационного среза ранее сформированных толщ горных пород, перерывам в осадконакоплении и т. д.

Платформы как естественные составные элементы земной коры имеют пространственные и временные ограничения. Данные глубокого бурения, сейсморазведки и геофизических полей, особенно полученные за последние 20 лет, свидетельствуют о несовпадении современных границ платформ с их палеотектоническим положением. Практически под всеми миеосинклинальными и моногеосинклинальными зонами сейсморазведка прослеживает поверхность фундамента прилежащих частей платформ. Она следует вплоть до глубинных разломов, ограничивающих эвгеосинклинальные зоны. Наиболее представительный материал в настоящее время имеется по западному склону Урала. В его пределах повсеместно вплоть до Главного Уральского разлома установлен докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы. В ряде

¹ Они особенно характерны для заключительного (орогенного) этапа развития геосинклиналей.

миogeосинклинальных и моногеосинклинальных зон над поверхностью фундамента устанавливаются типично платформенные образования. Они в свою очередь сменяются складчатым комплексом пород, слагающим данную миogeосинклинальную или моногеосинклинальную зону. Такие же соотношения платформенных геосинклинальных складчатых образований наблюдаются в пределах Донецкого прогиба и ряда мест Балканского полуострова. Таким образом, многие платформы в геологическом прошлом имели значительно большие размеры по сравнению с современными. В их окраинных частях закладывались мио- и моногеосинклинальные зоны, маскируя прежние палеотектонические контуры.

5

Платформы по латерали сопряжены со складчатыми геосинклинальными областями, с эпиплатформенными орогенными областями и со структурами океанического типа. Наблюдаются три типа этих соотношений. В первом из них структуры неплатформенных классов соприкасаются с платформами по глубинным швам. Последние могут разделять и разновозрастные платформы. Структурные ограничения платформ в этом типе латеральных соотношений — наиболее резкие и обычно легко и однозначно устанавливаются геологическими и геофизическими исследованиями. Конечно, если глубинные швы погребены под мощными толщами верхних комплексов платформенного чехла, границы разновозрастных плит платформ определяются со значительно большими трудностями. К последнему случаю относятся юго-западное и юго-восточное ограничения Восточно-Европейской платформы.

Ко второму типу относятся краевые и предгорные прогибы, расположенные вдоль складчатых геосинклинальных или эпиплатформенных горных сооружений. Краевые прогибы представляют собой тетерогенные структуры. Их внутренние борты расположены на породах главного геосинклинального комплекса. Здесь распространены максимальные по мощности толщи формаций орогенного класса, связанные постепенным переходом с подстилающими геосинклинальными образованиями и практически всегда осложненные линейными складчатыми и дизъюнктивными дислокациями (Пушаровский, 1959).

Комплексы пород внешних бортов краевых прогибов всегда подстилаются платформенными образованиями или орогенными формациями квазиплатформенных¹ чехлов. Здесь развиты исключительно германотипные деформации, близкие к платформенным. Мощность формаций орогенного класса резко сокращается. Нижняя часть разреза орогенных формаций, чаще всего на относительно коротких расстояниях сменяется формациями платформенного класса. Напротив, верхние элементы разреза краевых прогибов могут выходить и за пределы внешних бортов этих прогибов, проникая на территорию прилежащих частей платформ. Например, в разрезе востока Русской плиты участвует красноватая континентальная молассоидная формация верхней перми — нижнего триаса, появление которой обусловлено развитием орогенных структур Уральской складчатой системы.

Орогенные формации, генетически связанные с разрывом складчатых горных сооружений, распространенных далеко за их пределами на территории платформ, выделяются под названием телеорогенных (Хаин, 1971). Они накапливались в условиях нормального платформенного режима за счет проникновения фаций грубого терригенного материала из смежных площадей, вступивших в орогенный этап развития. Телео-

¹ Квазиплатформенные чехлы распространены в зонах ранней консолидации геосинклинальных областей и входят в состав структур платформенного класса. Подробнее они рассмотрены ниже.

рогенные формации платформ — индикаторы относительной близости синхронных по возрасту орогенных структур, но не свидетельствуют о вступлении территории, занятой этими формациями, в орогенный этап развития.

В более широком смысле терригенные формации платформ, связанные с размывом окружающих более молодых складчатых сооружений, были названы Н. С. Шатским (1965) и Н. П. Херасковым (1967) аллохтонными формациями.

Установление природы орогенных формаций, подстилающихся и покрывающихся платформенными образованиями, должно основываться прежде всего на анализе их мощности и их положения в разрезе исследуемой структуры. При телеорогенной природе в разрезе обычно имеется одна, реже две орогенные формации, мощность которых во много раз меньше мощности подстилающих и покрывающих платформенных образований. В эпигеосинклинальной орогенной структуре орогенный комплекс представлен значительно более полным формационным рядом, причем его члены имеют значительно большую мощность.

Внешние борта краевых прогибов отделяются от окраинных частей платформ менее резко, чем от внутренних бортов, с которыми они обычно имеют более четкую границу. Поэтому, по-видимому, целесообразнее формации внешних бортов краевых прогибов рассматривать как телеорогенные структуры, сложенные ими, и включать в состав платформенного класса. Таким образом, латеральный рубеж между геосинклинальным и платформенным классом структур проходит внутри краевых прогибов. Он может быть намечен по исчезновению линейных складчатых деформаций, появлению германотипных близких к платформенным структурных форм и суммарному сокращению мощности орогенного комплекса пород в зоне перехода от внутреннего борта краевого прогиба к его внешней части. Этой границе обычно свойственна гравитационная ступень.

Краевые прогибы, за редкими исключениями, не возникали при высоком стоянии фундамента платформ (Шатский, 1947). Они практически всегда отсутствуют в зонах сопряжения плит древних и молодых платформ. Под мощным плащом отложений платформенного чехла достоверные погребенные краевые прогибы не обнаружены. Видимо, последнее обстоятельство вызвано спецификой геосинклинального развития территорий, впоследствии превратившихся в плиты. Как будет показано ниже, на территории плит орогенические процессы протекали резко ослабленно и не привели к образованию крупных горных сооружений, необходимых для возникновения краевых прогибов. Например, шовные сочленения наблюдаются вдоль всей зоны соприкосновения Русской плиты Восточно-Европейской платформы и расположенных южнее ее плит Центрально-Евразийской платформы (Скифской, Туранской).

Близкую характеристику имеют и предгорные прогибы. Как и для краевых прогибов, латеральный рубеж между структурами эпиплатформенного орогенеза и платформенным классом структур проходит внутри них и намечается между их внутренним и внешним бортами.

Наконец, при третьем типе соотношения наблюдаются достаточно постепенные переходы платформ чаще всего в структурные элементы эпиплатформенной орогенической области или ложа океанов. Так, юго-восточная граница Центрально-Евразийской молодой платформы с эпиплатформенной орогенической областью Тянь-Шаня во многих районах достаточно неопределенна в связи с постепенной их латеральной сменой.

Аравийская платформа через зону шельфов местами достаточно постепенно сменяется материковым склоном, являющимся уже элементом структуры океана.

Латеральные переходы возникают и для отдельных составных элементов платформенных и неплатформенных классов структур. Например, верхние горизонты орогенного эпигеосинклинального комплекса внутренних прогибов и впадин могут выходить за их пределы, располагаясь в основании разреза соседних платформенных впадин, где они приобретают телеорогенную природу. В этом случае латеральное ограничение платформенной структуры очень неясно, поскольку переход совершается весьма постепенно. В качестве примера такого соотношения можно привести сопряжение верхнепалеозойских Заальского орогенного прогиба и платформенной структуры Парижского бассейна.

В других случаях верхние горизонты эпигеосинклинального комплекса могут проникать на территорию плит с более ранним возрастом консолидации фундамента. При этом они расслаивают разрез платформенного чехла плит и таким образом становятся телеорогенными. Причем телеорогенную природу такие формации приобретают с момента, когда начинают подстилаться платформенными образованиями. Стык последних с геосинклинальным комплексом пород того же возраста и является латеральным ограничением данной платформенной структуры. Наиболее наглядный пример подобного типа соотношений наблюдается на территории ГДР. Здесь порфировая формация и верхняя континентальная пестроцветная моласса нижней перми Заальского орогенного прогиба средневропейских варисцид проникают на территорию Североморской впадины с более древним каледонским или байкальским фундаментом, где расслаивают разрез платформенного чехла, приобретая телеорогенную природу.

6

Платформы во времени сменяют структуры геосинклинального класса. Наиболее резко этот геохронологический рубеж намечается на территориях древних платформ и зон ранней консолидации молодых платформ, перекрытых квазиплатформенными чехлами. Здесь окончание геосинклинального развития практически всегда приводит к консолидации связанных с ним горных пород за счет процессов складчатости и магматических внедрений.

Значительно сложнее обстоит дело на территории молодых платформ вне пределов зон ранней консолидации. В байкальских и более молодых геосинклинальных областях достаточно определенно намечаются два основных этапа: главный (собственно геосинклинальный) и заключительный или орогенный. Последний характеризуется преобладанием восходящих тектонических движений при их резкой дифференциации, а вследствие этого общим высоким стоянием региона. Наряду с крупными длительно развивавшимися поднятиями в течение этого этапа образовывались глубокие прогибы и впадины, в которых накапливались мощные толщи в начале морских, а позднее преимущественно континентальных моласс. В орогенный этап существенное значение имели процессы субсеквентного магматизма, которые приводили к тому, что земная кора на площади их проявления претерпевала необратимые изменения в своем строении. (Штилле, 1964; Моссаковский, 1965). Они выражаются в формировании мощного «гранитного» слоя, который в большинстве случаев обуславливает в дальнейшем наступление платформенного режима¹. Следовательно, с историко-геологических позиций эпигеосинклинальные орогенные структуры теснейшим образом связаны со структурами главного геосинклинального этапа, чаще всего пространственно их наследуют и являются естественным резуль-

¹ Этот этап многими авторами делится на ряд более мелких подэтапов или стадий.

татом завершения общего геосинклинального процесса. Если стоять на этих позициях, то геохронологическая граница между геосинклинальным и платформенным классами структур на территориях послекарельских (или аналогичных им по возрасту) складчатостей в большинстве случаев будет намечаться сменой орогенного этапа раннеплатформенным.

Геохронологическая смена эпигеосинклинальных орогенных структур платформенными намечается с большой достоверностью, если развитие первых из них заканчивается процессами складчатости. Они являются отчетливым естественным рубежом, который отделяет структуры геосинклинального класса от платформенных.

Значительно более сложно наметить смену орогенных структур платформенными, если развитие первых из них не завершают процессы складчатости, а формирование вторых начинается с регионального погружения. Платформенное прогибание в отличие от орогенного характеризовалось несколько меньшей интенсивностью, но захватило большие по размерам площади и отличалось более плавными и малоамплитудными перепадами по латерали. При смене орогенных структур платформенными обычно проявлялись структурообразующие блоковые тектонические движения. Практически при этом типе перехода геосинклинального режима в платформенный граница между рассматриваемыми классами структур может быть намечена главным образом формационным анализом. Прежде всего следует определить формационный ряд исследуемого геологического объекта и его положение в общей структуре. Обычно формационный ряд внутренних орогенных структур венчает верхняя моласса, выше которой следуют формации платформенного класса. Последние распространяются в виде пологого чехла, в то время как верхняя моласса и нижележащие формации орогенного ряда имеют «впадинный» характер залегания. Кровля верхней молассы в данном случае может быть принята за границу смены орогенного развития платформенным. Такова, например, граница эффузивно-красноцветной молассы нижней перми и цехштейна на территории Средней Европы.

Известны значительные по размерам регионы, где орогенный этап развития сменялся сравнительно длительным и достаточно интенсивным сводовым поднятием. Это поднятие приводило к возникновению растягивающих напряжений, которые обусловили формирование многочисленных структур растяжения (грабенов, грабенообразных прогибов, грабенообразных депрессий и т. д.). Структуры растяжения этого типа чаще всего компенсировались накоплением формаций орогенного класса, которые Н. П. Херасков (1967) предложил выделять в качестве катаплатформенного подкласса в отличие от эпигеосинклинальных орогенных формаций. В строении катаплатформенных орогенных формаций существенное значение имеют трапповые вулканогенные образования. Трапповый магматизм проявлялся в континентальных условиях на консолидированной земной коре и характерен, по мнению практически всех исследователей, для платформенного режима.

Грабены, грабенообразные прогибы и депрессии областей сводовых поднятий не имеют пространственной связи с отрицательными эпигеосинклинальными орогенными структурами. Выполняющий их комплекс пород залегает на различных образованиях главного или орогенного геосинклинальных комплексов. Существенно отличаются и положительные структуры областей сводового поднятия от положительных орогенных структур, для которых характерны инъекции субсеквентного магматизма. Следовательно, сводовое поднятие и связанные с ним структуры растяжения начинают новый этап развития земной коры. Именно с него здесь наиболее удобно начинать платформенное развитие, а образованные в этот этап структуры относить к категории раннеплат-

форменных. Этот тип геохронологической смены геосинклинального класса структур платформенным наиболее ярко проявился на территориях восточного склона Урала и Западно-Сибирской плиты Центрально-Евразийской молодой платформы и Восточно-Европейской древней платформы.

Наибольшую сложность вызывает установление возрастного раздела между орогенными поднятиями и возникающими на их месте положительными платформенными структурами. Отсутствие в их пределах осадков, синхронных времени смены этих тектонических режимов затрудняет объективно наметить их возрастные рубежи. Временной переход положительных эпигеосинклинальных орогенных структур в платформенные может намечаться по прекращению субсеквентного магматизма (главным образом интрузивного) и замыканию смежных с ними орогенных прогибов и впадин. Однако эти критерии не дают возможности точно наметить разграничительный раздел между рассматриваемыми структурами, и диапазон этого рубежа имеет обычно значительно больший геохронологический интервал (геологический период и более), чем при анализе времени развития отрицательных структурных элементов.

7

Пространственный и временной переход геосинклинального режима в платформенный в ряде случаев бывает достаточно постепенным. Это определяет черты сходства в характере структур и осадков, что создает большие трудности и субъективизм в проведении разграничительного рубежа между геосинклинальным и платформенным классами структур. Для решения, к какому из классов тектонических структур относится сложно интерпретируемый геологический объект, необходимо провести формационный анализ слагающего его комплекса пород, установить вертикальный ряд формаций и их латеральные переходы, выяснить соотношения с комплексами пород, подстилающих и перекрывающих геологических тел, определить его место в истории развития земной коры и в парагенезе окружающих структурных элементов, т. е. провести детальный комплексный тектонический анализ. Только такой подход при достаточной изученности рассматриваемого геологического объекта может позволить решить, к какому из тектонических классов структур его следует отнести.

Приведенный материал показывает, что фундамент и чехол на платформах не всегда в точности соответствуют геосинклинальным и платформенным структурам. Первые выделяются по характеру деформаций пород, магматизму и метаморфизму. В то же время расшифровка геосинклинальных и платформенных структур и отделение их друг от друга во времени и пространстве представляют часто значительно более трудную задачу, решение которой основывается исключительно на историко-геологическом подходе, главный элемент которого — формационный анализ.

8

В настоящее время твердо установлена большая гетерогенность фундамента платформ, который состоит из обычно изометричных массивов ранней консолидации, разделенных линейными системами и зонами более молодой разновозрастной складчатости.

С историко-геологических и формационных позиций можно выделить три генетических типа чехлов платформ. Наиболее распространен чехол, в строении которого принимают участие формации исключительно платформенного класса. Он слагает плиты и может быть выделен

под названием ортоплатформенного чехла, т. е. настоящего, истинного платформенного чехла. Структуры растяжения областей сводовых поднятий выполнены катаплатформенным чехлом. Он имеет прерывистое распространение и представлен формациями преимущественно орогенного платформенного класса. Катаплатформенный чехол обычно подстилает ортоплатформенный чехол плит. Но нередко первый из них по латерали переходит в нижние горизонты последнего. Зоны ранней консолидации областей послекарельской складчатости часто перекрыты квазиплатформенным чехлом. В его строении принимают участие формации платформенного, а иногда также орогенного классов. По возрасту он обычно синхронен комплексу пород окружающих и собственно геосинклинальных и эпигеосинклинальных орогенных структур. Квазиплатформенный чехол обычно распространен более ограниченно по сравнению с вышележащим ортоплатформенным и нередко с ним связан достаточно постепенным переходом.

9

Становление платформы определяется завершением развития структур геосинклинального класса. Только этот критерий универсален для определения возраста платформ. Установление платформенного режима по началу формирования чехла может приводить к существенным ошибкам, когда из платформенного класса структур будут искусственно изыматься длительно формирующиеся и нередко достигающие огромных размеров поднятия.

Становление платформ — процесс весьма длительный и многогранный. Перед формированием ортоплатформенного чехла, приводящим к образованию плит, платформы нередко долгое время находятся в состоянии доплитного этапа развития. Для доплитных платформенных структур весьма характерно сосуществование с отмирающими структурами геосинклинального класса. На территории складчатости определенного возраста отдельные блоки уже вступили в платформенное развитие, тогда как в пределах других еще продолжалось геосинклинальное развитие. Этап сосуществования геосинклинальных и платформенных структур нередко имеет огромный временной диапазон. На древних платформах он достигал 1 млрд. лет, а на молодых платформах обычно не превышал 100—200 млн. лет, но иногда увеличивался до 300—400 млн. лет.

Первыми структурами платформенного класса, зародившимися на территории древних платформ, являлись протоплатформенные. Они впервые выделены и достаточно подробно изучены Е. В. Павловским и М. С. Марковым (Павловский, 1962; Павловский, Марков, 1963). Протоплатформенные структуры, согласно этим исследователям, характеризуются многообразием внедрений крупных масс основной, ультраосновной, а иногда и гранитоидной магм. Они характеризуются достаточно сложной деформированностью выполняющего их комплекса пород. Им присущ локальный метаморфизм осадочных и вулканогенных пород. И наконец, на отдельных участках протоплатформенных структур возникали наложенные геосинклинальные прогибы. К этому же типу древних платформенных структур относятся и палеоавлакогены, впервые выделенные А. М. Лейтесом, М. В. Муратовым и В. С. Федоровским (1970). Комплексы пород протоплатформенных структур и палеоавлакогенов по своим физическим свойствам нередко являются составной частью фундамента ортоплатформенного чехла.

В областях послекарельской складчатости наиболее ранние структуры платформенного класса зарождались в зонах ранней консолидации. Здесь возникли квазиплатформенные чехлы. В их строении главенствующую роль играют формации платформенного класса при под-

чиненном значении формаций орогенного класса. Квазиплатформенные структуры отличаются от плитных структур ортоплатформенного чехла повышенной деформированностью. По латерали квазиплатформенные структуры непосредственно сопряжены с эпигеосинклинальными орогенными и собственно геосинклинальными структурами. На территории квазиплатформенных чехлов нередко вновь закладывались геосинклинальные структуры, сокращая по площади или полностью перерабатывая возникшие платформенные области. Типичный пример такой переработки — многие современные горные районы Средней Азии и Казахстана, которые в позднем докембрии и в отдельные отрезки палеозойской эры представляли собой квазиплатформенные структуры, а впоследствии вновь были захвачены геосинклинальным процессом. Квазиплатформенные структуры, не затронутые последующим геосинклинальным процессом, практически всегда перерождались в плитные ортоплатформенные структуры или устойчивые поднятия, испытывавшие в мезозойское время умеренное воздымание, не приводящее к образованию структур растяжения.

Платформенное развитие может начинаться, как указывалось выше, с длительного и достаточно интенсивного поднятия, непосредственно сменившего поднятия заключительного этапа геосинклинального развития. Это поднятие привело к образованию структур растяжения, выделяемых на территории молодых платформ под названием тафрогенных (Куликов, 1972; Соболевская, 1972), а на территории древних платформ — авлакогенов (Шатский, 1964; Богданов, 1964; Новикова, 1968), относящихся к категории доплитных платформенных структур. Среди доплитных структур молодых платформ В. С. Бочкарев (Рудкевич и др., 1970) выделяет структуры обрушения (грабены на сводах) и прогибания. Первые из них связаны с возникновением растягивающих напряжений, которые на локальных площадях приводят к проявлению нисходящих движений. С близкими иными процессами связаны и авлакогены древних платформ. Несколько иной механизм имели структуры прогибания. Они возникли на участках высокого стояния платформ, не вовлеченных в общее погружение. На фоне умеренного подъема отдельные блоки начали испытывать погружение, но не как структуры растяжения, а как зародыши значительно более обширного плитного платформенного прогибания, т. е. рассматриваемое прогибание не явилось следствием регионального поднятия, а представляло собой процесс, равнозначный и одновременный этому подъему. В отличие от структур обрушения структуры прогибания более изометричны, имеют менее резкие ограничения, выполняющие их формации более «платформенные», а вулканические процессы при их выполнении играли несоизмеримо меньшую роль. К раннеплатформенным структурам прогибания на территории молодых платформ относится Восточно-Кубанский, Ахметовский, Каракульский и другие триасово-юрские прогибы Туранской и Скифской плит. Этот же тип структур известен и на древних платформах. К нему, например, можно отнести Камско-Бельский рифейский прогиб.

Доплитные платформенные структуры во времени сменялись плитными. Однако эта смена имела достаточно сложный характер и происходила разновременно. Доплитные и плитные структуры сосуществовали, и таким образом, намечаются их латеральные переходы. Как правило, наиболее молодой верхний возрастной предел доплитных платформенных структур фиксируется по периферии территории плит. В то же время зарождение плитной структуры происходило в их современных центральных частях. Наиболее наглядно связь доплитных и плитных платформенных структур может быть проиллюстрирована на примере территории Западно-Сибирской плиты. В северной ее части уже в раннетриасовую эпоху существовала пологая синеклиза, являв-

шаяся зародышем будущей плиты (Рудкевич и др., 1970). В последующие отрезки триасового времени её контуры расширились, а в конце раннеюрского времени осадконакопление захватило обширную территорию и имело уже типичный плитный характер. В среднеюрское время Западно-Сибирская плита приобрела размеры, близкие к современным. Площади сводовых поднятий в свою очередь смещались к периферии плиты и её складчатым обрамлениям. Здесь до конца юры и местами даже до начала мела ещё продолжали свое развитие структуры обрушения.

Наконец, платформенное развитие может начинаться непосредственно с образования плитной структуры, которое обусловлено региональным погружением. Следует отметить, что становление платформы, начинавшееся с формирования плитной структуры, недостаточно распространено. Чаще же на начальном этапе платформенного развития возникают рассматриваемые выше доплитные отрицательные структуры. В других случаях в становлении платформы принимали участие восходящие тектонические движения, приводившие к образованию поднятий. И только после прекращения их развития, занимавшего различные отрезки геологического времени, начали образовываться плитные платформенные структуры. С плитного этапа началось развитие значительной по площади территории Сибирской платформы. Здесь уже с раннего рифея на крупных по площади участках шло накопление нормального ортоплатформенного чехла.

Ортоплатформенный чехол, формирующийся в плитный этап развития, уже сплошным плащом покрывает области плит. На Русской плите он начал формироваться в венде, а на Туранской плите — с юры. На других древних плитах его возраст колеблется от рифея до силура, а на молодых — от верхней юры до мела.

10

Развитие структурного плана платформ происходит преимущественно под действием вертикальных тектонических движений. Причем ведущее значение в образовании регионального структурного плана играл их дифференцированный характер. Восходящие тектонические движения создали щиты древних платформ и их тектонические аналоги на территории молодых платформ. Неравномерное прогибание создало и основные структурные элементы в пределах плит. Участки замедленного погружения превращались в поднятия, а ускоренного — во впадины и прогибы. Этот тип тектонических деформаций имел большое значение и для формирования локального структурного плана платформ. Дифференцированные вертикальные тектонические движения проявились практически на протяжении всего развития платформ. Причем нисходящие движения протекали одновременно с осадконакоплением, собственно и приводя к образованию их осадочного выполнения, т. е. они конседиментационны. Эти движения создали очень пологие изгибы слоев, обычно измеряемые десятками минут или реже первыми градусами. Только вдоль разломов длительные дифференцированные вертикальные движения имели резкие градиенты, приуроченные к узким линейным зонам, разрывая соли или образуя флексуры.

Длительные нисходящие тектонические движения в конечном итоге сформировали плиты платформ. Помимо их дифференциации, приводящей к образованию основных структурных элементов плит, наблюдаются изменения более общего порядка, связанные в целом с «перекосами» поверхности плит. Так, например, в связи с длительно существовавшей депрессией Каспийского моря в западном направлении в чехле Туранской плиты возрастает роль морских фаций, увеличиваются мощность и полнота разреза отдельных стратиграфических подразделений, в частности появляются отложения датского яруса.

Второе место в создании структурного плана платформ занимают относительно кратковременные блоковые тектонические движения фундамента. Они относятся к восходящим и обычно в момент их проявления осадконакопление не происходит. Блоковые движения представляют собой моменты резкой активизации в развитии платформы. Их временной интервал проявления, как правило, не выходил за рамки геологического века. Блоковые движения создают наиболее сложные структурные формы, часто имеющие линейную ориентировку. Они приводили к изгибу слоев, обычно измеряемому градусами или (реже) десятками градусов. Блоковые тектонические движения охватывали чаще всего ограниченные участки платформ. Создаваемые ими структурные элементы — обычно осложнения структур первого порядка и обусловлены неравномерным прогибанием. Однако блоковые движения захватывали иногда и целиком региональные структуры первого типа, делая их очертания более резкими.

Блоковые движения проявлялись в моменты подъёмов регионального или местного характера. Причем региональные подъёмы на платформах нередко протекали одновременно с эпохами воздымания и складчатости в смежных геосинклинальных зонах. Поэтому скорее всего образование структурного плана платформ и геосинклинальных областей идет под влиянием единого глубинного тектонического процесса, рассмотрение которого не входит в нашу задачу. В геосинклинальных областях он в большинстве случаев реализуется в виде складчатых горизонтальных движений и шарьяжеобразования, а на платформах — в виде вертикальных блоковых движений фундамента. Непосредственное влияние геосинклинальных областей на развитие платформ, по-видимому, сильно преувеличивалось и отмечается только в относительно узких зонах их соприкосновения. Геосинклинальное прогибание приводило к образованию перикратонных и периплатформенных прогибов, а процессы складчатости геосинклинальных зон к образованию на платформах внешних бортов краевых прогибов, а иногда к формированию резонансно-тектонических складчатых структур (Пушаровский, 1969).

Блоковые движения нередко имели резко наложенный характер. Они образовали структурные формы, секущие конседиментационные структуры. Блоковые движения фундамента часто отражались разломами в чехле, но иногда создавали в нем и чистые пликативные дислокации. Они наиболее характерны для периферии платформ, особенно в зонах сопряжения последних с орогеническими областями, где они достигали максимального размаха. Для территории Туранской плиты волна блоковых движений проявилась почти повсеместно, но с разной интенсивностью на рубеже раннего и среднего миоцена. Блоковые движения конца мелового периода сыграли большое значение в образовании структурного плана значительных районов эпипалеозойской платформы Центральной Европы. В то же время они иногда проявлялись на очень ограниченных по площади участках.

В развитии структурного плана плит молодых платформ существенное значение имели унаследованные тектонические движения. Они являлись производными от процессов геосинклинальной складчатости, представляя собой как бы их затухание на платформенном этапе развития. Унаследованные движения, как и другие рассмотренные выше типы платформенных тектонических движений, имели вертикальную составляющую. Они фиксировались на протяжении платформенного этапа неравномерно.

В областях, удаленных от молодой Альпийской складчатой области, эти унаследованные структуры развивались преимущественно конседиментационно, причем интенсивность их развития постепенно убывала, в связи с чем в более молодых слоях они становятся все менее отчетли-

во выраженными. Такой тип развития имели унаследованные структуры в Тургайском прогибе, в Северном Приаралье и в Парижском бассейне. Наоборот, в зонах герцинской складчатости, более близких к Альпийской складчатой области и параллельных ей, в развитии унаследованных структур наблюдались резкие всплески активизации, чаще всего связанные с кратковременными эпохами регионального поднятия. Здесь унаследованные по плану от палеозойского фундамента структуры чехла по времени своего образования преимущественно постседиментационны; такой характер они имели, например, на Мангышлаке. При этом развитие унаследованных структур происходило неравномерно и в пространстве. Так, например, унаследованные движения на границе эоцена и олигоцена охватили только центральную часть Тюбкараганской антиклинальной зоны п-ова Мангышлак и не фиксировались в пределах других его дислокаций (Шлезингер, 1965).

Унаследованные тектонические движения образовывали системы линейных дислокаций, в пределах которых слои имеют изгибы, измеряемые градусами или даже первыми десятками градусов. Одни из основных факторов их появления — интенсивность предшествующей геосинклинальной складчатости. При этом большое значение имеет глубинность последней и степень дифференциации создаваемых ею структурных элементов. Одна лишь интенсивность складчатых движений при малой их глубинности вследствие, например, близкого залегания к поверхности жесткого субстрата приводит к появлению пологого зеркала складчатости и отсутствию в платформенном режиме унаследованных движений. Унаследованные движения обычно фиксируются обычно в хронологическом интервале не более двух-трех геологических периодов (Яншин, 1951). Поэтому в отложениях платформенного чехла, по времени более удаленных от эпохи складчатости пород фундамента, они не обнаруживаются.

В редких случаях и только, по-видимому, в пределах молодых платформ в узких зонах вдоль разрывных нарушений обнаруживаются горизонтальные тектонические движения. Они проявлялись в виде кратковременных постседиментационных импульсов вдоль разрывных нарушений, иногда приводя к смятию близлежащих слоев в систему резко выраженных кулисных складок. Такие движения зафиксированы вдоль Жерлепесского разлома в Северном Приаралье в послераннемиоценовое время (Броневой и др., 1969) и вдоль Таласо-Ферганского разлома в меловое время (Верзилин, 1968).

11

Процессы эпигеосинклинального орогенеза, приводящего к образованию контрастных положительных (зоны интрузивных внедрений) и отрицательных (зоны накопления мощных осадочных и вулканогенных орогенных формаций) структур, основной фактор, приводящий к проявлению достаточно интенсивных и устойчивых восходящих платформенных тектонических движений. По-видимому, в зависимости от интенсивности эпигеосинклинального орогенеза менялась величина и длительность платформенного воздымания. Это приводило к созданию современных выступов доплатформенных комплексов пород, областей сводовых поднятий с образованием структур растяжения или без них, позднее втянутых в погружение и перекрытых отложениями платформенного чехла.

Существенно по разному вели себя и зоны ранней консолидации геосинклинальных областей в зависимости от проявления последующего магматизма. Если они не захватывались им, то превращались в устойчивые зоны погружений с накоплением мощных квазиплатформенных чехлов. Впоследствии на их месте формировались плиты. Напротив,

зоны ранней консолидации геосинклинальных областей с последующим интенсивным магматизмом превращались в устойчивые поднятия, не затронутые или затронутые прогибанием малой величины. Следовательно, в их пределах или не накапливался платформенный чехол, и они превращались в выступы фундамента, или они перекрывались относительно маломощным платформенным чехлом, становясь крупными изометричными поднятиями плит.

Так, крупные массивы ранней консолидации областей герцинской складчатости, такие, как Чешский, Центральный Французский и Армориканский, характеризовавшиеся в течение палеозоя активным внедрением магмы в досреднепалеозойский комплекс пород, превратились в крупные платформенные сводовые поднятия, практически лишенные отложений чехла. В то же время на участках ранней консолидации с ослабленной или полностью прекратившейся последующей магматической деятельностью, таких, как территории Мизийской плиты, Парижского бассейна, Сырдарьинской и Чуйской впадин, возникали квазиплатформенные чехлы, а позднее ортоплатформенные чехлы плит молодых платформ.

На территории Восточно-Европейской платформы наиболее молодой послекарельский (готский) гранитоидный комплекс приурочен преимущественно к отдельным районам Украинского, Балтийского щитов и к районам неглубокого залегания поверхности кристаллического фундамента Русской плиты. В то же время в наиболее погруженных частях Русской плиты распространены мощные толщи рифейской группы пород, слагающие раннеплатформенные доплитные структуры, нижние горизонты выполнения которых по возрасту синхронны готскому магматическому комплексу или даже древнее последнего.

Несколько меньшую роль в направленном развитии платформ играли инверсионные геосинклинальные трогии. Складчатые процессы, завершившие их формирование, привели к возникновению при платформенном развитии унаследованных движений. Последние создали в платформенном чехле над инверсионными геосинклинальными трогами системы линейных унаследованных дислокаций. Эти системы свойственны плитам молодых платформ. Они, правда, сравнительно ограниченно распространены по площади. На древних платформах линейные дислокации чехла также чаще встречаются в зонах наиболее молодой карельской складчатости, чем за пределами этих зон.

Платформы пережили ряд тектонических этапов, которые, как правило, соответствуют во времени этапам развития соседних геосинклинальных областей. Каждому этапу в разрезе отвечает структурный комплекс или этаж, отделенный от предыдущего и последующего достаточно четкими региональными (хотя и не всегда повсеместным) перерывами, нередко угловыми несогласиями, перестройками структурного плана или резкими изменениями характера формаций. На Русской плите могут быть намечены ранне- и позднебайкальский каледонский, герцинский и киммерийско-альпийский этапы, которым отвечают соответствующие структурные комплексы. В свою очередь локально они могут быть подразделены на более дробные структурные этажи и подэтажи, отвечающие особенностям развития отдельных наиболее крупных тектонических элементов плиты.

На молодых платформах также намечаются определенные этапы и стадии их развития, которые отражаются в разрезе плит соответствующими структурным подразделениями. Особенно отчетливо выделяют доплитные этапы. Достаточно четко намечается и самый молодой неоген-антропогенный неотектонический этап. С ним синхронны крупные складчатые и горообразовательные движения в Средиземноморском геосинклинальном поясе и области эпиплатформенного орогенеза. Ряд заметных рубежей структурных перестроек намечается на средних

стадиях развития молодых плит (примерно на границе юры и мела, в апте и альбе, на границе мела и палеогена и др.).

Следует отметить, что как на древних, так и на молодых платформах границы структурных подразделений не являются всюду строго синхронными, а скользят в зависимости от общих региональных изменений тектонического режима в пределах платформы и в зависимости от индивидуальных особенностей развития отдельных крупных структурных элементов.

В направленном развитии платформ и прежде всего в территориальном распределении щитов (и их аналогов) и плит установлена прямая зависимость от эпигеосинклинального орогенеза и магматической активизации. Они стали ведущими факторами в создании современного облика платформ. Щиты и их аналоги наследуют области проявления мощных процессов эпигеосинклинального орогенеза и магматической активизации, в то время как плиты приурочены преимущественно к территориям, где эпигеосинклинальный орогенез и магматическая активизация не проявлялись или были по интенсивности и площади развития сильно редуцированными.

Выяснение общих тектонических закономерностей строения и развития платформ приобретает все большее практическое значение в связи с ежегодно расширяющейся в их пределах добычей полезных ископаемых, главным образом нефти и газа. Территория Второго Баку на востоке Русской плиты, Западно-Сибирская, Туранская и Скифская плиты — основные нефтегазопроизводящие области нашей страны. Буровые и геофизические работы, проводящиеся в связи с поисками и разведкой этих полезных ископаемых, дают богатые материалы для изучения платформенных чехлов и выяснения их соотношения со складчатым основанием. В то же время обобщения, вытекающие из анализа этих материалов, важны для геологов-практиков в связи с переходом на поиски нефти и газа во все более глубокие горизонты чехлов платформ.

Литература

- Андрусов Н. И. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и Горного Мангышлака.— В кн.: Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей, т. 3. М., 1911 (Тр. Комиссии с.-х. ин-та по исследованию фосфоритов, серия 1) С. Петербург.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М.— Пг., Гос. изд-во, 1923.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Изд. 2-е, М., ОПТУ, 1934.
- Архангельский А. Д. Успехи изучения геологического строения Европейской части СССР за пятнадцать лет.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1932, т. 11, вып. 1.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I. М., Гостехиздат, 1941.
- Белоусов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.— Тр. ИГиН АН СССР, 1944, вып. 76.
- Богданов А. А. О термине «структурный этаж» (в связи с составлением Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2.500.000). Статья 3.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1963, т. 38, вып. 1.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы) — Сов. геология, 1964, № 9.
- Броневой В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Жерлепесская зона разломов в Северном Приаралье.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1969, т. 44, вып. 2.
- Верзилин Н. П. К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге.— В кн.: Вопросы региональной геологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1968.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966.
- Вопросы тектоники докембрия континентов. Тр. Ин-та геол. и геофиз. М., «Наука», 1970, вып. 129.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. Тр. Геол. ин-та, М., «Наука», 1972, вып. 226.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ.— Геотектоника, 1965, № 1.

- Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы.— *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, М., «Наука», 1972, вып. 232.
- Карпинский А. П.* Замечания об осадочных образованиях Европейской России.— *Горн. ж.*, 1880, 4, № 11—12.
- Карпинский А. П.* Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России.— *Горн. ж.*, 1883.
- Карпинский А. П.* Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— *Изв. АН*, 1894, серия 5, 1, № 1.
- Карпинский А. П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М.— *Пг. «Природа»*, 1919.
- Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С.* Байкалиды Юго-Востока Сибири. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, 1970, вып. 219, «Наука».
- Косыгин Ю. А.* Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.— *Геол. и геофиз.*, 1961, № 1.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Крылов Н. А.* Крупные линейные платформенные депрессии эпигерцинской платформы юга СССР — *Геотектоника*, 1965, № 2.
- Куликов П. К.* Строение фундамента Западно-Сибирской плиты.— В сб.: *Строение фундамента молодых платформ*. М., «Наука», 1972.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С.* Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. *Докл. АН СССР. Геол.*, 1970, т. 191, № 6.
- Моссаковский А. А.* К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— *Геотектоника*, 1965, № 2.
- Муратов М. В.* Тектоника Индийской платформы.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1964, № 10.
- Муратов М. В.* Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения.— *Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.*, 1972, т. 47, вып. 5.
- Муратов М. В.* Типы впадин осадочного чехла древних платформ.— В кн.: *Жизнь и творчество академиков А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского*. М., «Наука», 1973.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С.* Основные этапы развития Русской платформы.— *Изв. вузов. Геол. и разведка*, 1963, № 11.
- Муратов М. В., Хаин В. Е.* Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношения во времени и пространстве.— В кн.: *Орогенные пояса. XXIII сессия Междунар. геол. конгр. Докл. советских геологов, Проблема 3*. М., «Наука», 1968.
- Новикова А. С.* К вопросу о природе авлакогенов Восточно-Европейской платформы. *Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. советских геологов. Вулканизм и тектогенез*. М., «Наука», 1968.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.
- Павлов А. П.* Об изменениях географии России в юрское и меловое время. *Научное слово*, 1903, кн. 2.
- Павлов А. П.* Некоторые новые данные по тектонике Притиманской части Печорского края.— *Ежегодник по геол. и минералог. России 1909*, 11, вып. 1—3.
- Павловский Е. В.* Зоны прикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1959, № 12.
- Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— *Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, Изд-во СО АН СССР*, 1962, вып. 5.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (О необратимости развития земной коры).— В кн.: *Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой*. *Тр. Геол. ин-та АН СССР*, 1963, вып. 93.
- Петрушевский Б. А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., 1955.
- Пушаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. *Тр. Геол. ин-та, АН СССР*, 1959, вып. 28.
- Пушаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры.— *Геотектоника*, 1969, № 1.
- Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательные движения Европейской части СССР (по данным объемного метода). *Изд-во АН СССР*, 1949.
- Рудкевич М. Я., Бочкарев В. С., Максимов Е. М., Тимофеев А. А.* Основные этапы истории геологического развития Зап.-Сибирской плиты. *Тр. Зап.-Сиб. н.-и. геологоразвед. ин-та, «Недра»*, 1970, вып. 28.
- Соболевская В. Н.* О значении «переходного комплекса» в тектонике молодых эпипалеозойских плит.— В сб.: *Строение фундамента молодых платформ*. М., «Наука», 1972.
- Тектоника Евразии.* Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, масштаб 1 : 5 000 000, М., «Наука», 1966.
- Тектоника Европы.* Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаб 1 : 2 500 000, М., «Наука» и «Недра», 1964.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран* масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.

- Хаин В. Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во времени — проблемы прерывистости — непрерывности, цикличности — направленности. — Вестн. МГУ. Геол., 1971, № 4.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Херасков Н. П. Тектоника к формации. Избр. тр. М., «Наука», 1967.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики. В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР, т. I, Геология, Л., Изд-во Главсевморпути, 1935.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. О синеклизах А. П. Павлова. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1940, т. 18, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре «Восточно-Русской впадины» — Докл. АН СССР, 1941, т. 31, № 5.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд-во МОИП, 1945.
- Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 4.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформ. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. Мезокайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследованности в развитии платформ). — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избр. труды, т. 2. М., «Наука», 1964.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. 3. М., «Наука», 1965.
- Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 132.
- Штилле Г. Избранные труды. «Мир», 1964.
- Янишин А. Л. Тектоника северного Приаралья. Докл. АН СССР, 1939, т. 23, № 8.
- Янишин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня, Мангышлака. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Янишин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Argan E. Sur l'arc des Aples occidentales. Eclogae geol. helv., 1916, т. 14.
- Suess E. La face de la terre. Paris, 1897, т. 1.

Геологический институт
АН СССР
Институт геохимии и геофизики
АН БССР

Статья поступила
27 декабря 1973 г.

УДК 551.242.3

М. С. МАРКОВ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
Г. П. ХОМИЗУРИ, Н. А. ШТРЕЙС

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ УЧЕНИЯ О ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ В ТРУДАХ УЧЕНЫХ АКАДЕМИИ НАУК СССР

«Научное credo геолога в значительной мере определяется тем или иным представлением о геосинклиналях и противопоставляемых им элементах земной коры»

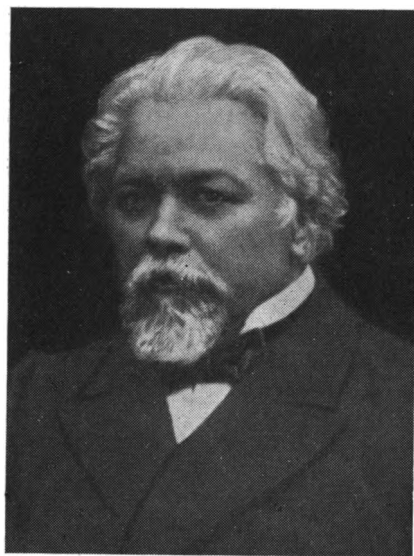
(Е. В. Милановский)

Одним из краеугольных камней современной теоретической геологии является учение о геосинклиналях. Основные положения теории геосинклиналей заложены в принципы составления тектонических карт крупных регионов Земли. Они составляют и основу металлогенических представлений, базирующихся на том, что стадийность геосинклинального процесса определяет закономерности образования полезных ископаемых.

Учение о геосинклиналях началось с работ Д. Холла (1859 г.) и Д. Дэна (1873 г.), которые рассматривали геосинклинали как участки длительного и интенсивного прогибания земной коры, подвергшиеся затем горообразованию. Вполне естественно, что в последующие годы основные положения этого учения претерпели весьма существенные изменения, превратившись по существу в теорию направленного развития земной коры и Земли в целом. Многие геологи внесли свой вклад в развитие этого учения, и в рамках краткой статьи невозможно рассмотреть взгляды всех исследователей на эту тему.

Задача этой статьи — показать роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о геосинклиналях.¹ Это тем более важно, что, начиная с 30-х годов нашего столетия, отечественные исследования во многом определяли направления работ в мировой геологии.

Разработка учения о геосинклиналях в России была начата А. П. Карпинским (1883—1894 гг.), первым советским президентом



А. П. КАРПИНСКИЙ
(1847—1936)

¹ Но и в этом случае авторы не претендуют на полноту обзора.

Академии наук СССР и крупнейшим геологом своего времени. Изучая центральные районы Европейской части СССР, он установил, что под влиянием движений в геосинклиналях испытывают прогибание и смежные с ними стабильные участки земной коры. С этого момента по существу начинается сравнительное изучение стабильных и мобильных областей земной коры и зарождается учение о платформах, как антиподах геосинклинальных зон.

В начале нашего столетия учение о геосинклиналях, интенсивно развиваемое в Европе Э. Огом, М. Бертраном и др., у нас пропагандировалось Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1902 г.), А. П. Павловым (1924 г.), В. А. Обручевым (1927 г.) и другими учеными.

Крупным шагом в дальнейшем развитии основных представлений теоретической геологии явились работы А. А. Борисяка (1918—1931 гг.), который значительно расширил и углубил понимание геосинклинального процесса.

Особое внимание А. А. Борисяк уделил проблеме общей направленности развития геосинклиналей. Отмечая, что в результате складкообразования происходит причленение отдельных частей геосинклиналей к



А. А. БОРИСЯК
(1872—1944)

платформам, он тем самым подчеркивал определенную направленность в развитии земной коры вообще. Это положение, рассмотренное на многих конкретных примерах, послужило А. А. Борисяку основанием для выделения в истории развития Земли особой геосинклинальной стадии. Однако он считал, что эта стадия уже миновала, и поэтому полагал, что современных геосинклиналей на Земле не существует. В этом он, конечно, заблуждался. Научное кредо А. А. Борисяка предельно четко выражено им самим: «Замечательно, что приблизительно в то же время, когда замыкаются последние геосинклинали, начинают явления, до того не наблюдаемые,—именно раскалывание и разделение континентальных массивов, которые ранее того, в течение всей своей истории, лишь надстраивались и соединялись»¹.

Бурный рост геологоразведочных работ в годы первых пятилеток дал в руки советских исследователей новый обширный фактический материал. Научное обобщение этого материала способствовало созданию в 30-х годах советской тектонической школы.

Главной особенностью работ этого времени было то, что в них самым тщательным образом рассматривалось строение геосинклиналей и геосинклинальных областей. Начало этому было положено выдающимся советским геологом А. Д. Архангельским, который ввел само понятие «геосинклинальная область» (1935 г.). До работ А. Д. Архангельского в понимании большинства исследователей геосинклинали оставались лишь зонами мощного накопления осадков, испытавшими орогенез. Однако накопившийся к середине 30-х годов фактический материал

¹ А. А. Борисяк. Курс исторической геологии. 2-е изд. М.—Л., Госнаучтехиздат, 1931, стр. 34.

показывал, что геосинклинальные зоны расчленяются на участки с различным набором литологических комплексов, различной историей тектонических движений, разным проявлением магматизма и т. д., что с самого начала своего развития геосинклинальные зоны распадаются на участки с тенденцией к опусканию — собственно геосинклинали — и участки с тенденцией к воздыманию — геоантиклинали. В связи с этим А. Д. Архангельский и ввел понятие о геосинклинальных областях, дав ему развернутое определение.

«Под названием геосинклинальных областей, — писал он, — понимаются такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность. Колебательные вертикальные движения... в этих областях имеют относительно большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной быстротой и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятых глыб (геоантиклиналей), что обуславливает возникновение резко выраженного рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей. Особенно характерны для последних движения, обуславливающие возникновение складчатости в слагающих их породах. Геосинклинальным областям далее свойственно весьма широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов отложение осадков во впадинах геосинклинальной области, будут ли они заняты морем или расположены на суше, совершается обычно интенсивно, и здесь накапливаются особенно мощные толщи пород»¹.



А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ
(1879—1940)

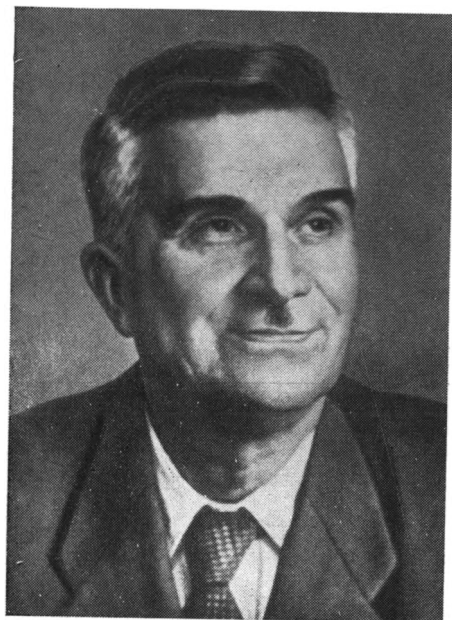
Особо нужно остановиться на исключительно плодотворной идее, развивавшейся А. Д. Архангельским, о существовании на Земле современных геосинклинальных областей. В частности, к геосинклинальной области он относил островные дуги Австралии и Меланезии, т. е. область континентальной окраины с контрастным тектоническим рельефом, лежащую в значительной части ниже уровня моря. Без такого представления мы теперь не мыслим понимание структурного плана нашей планеты. С другой стороны, оно открывает перед нами необычайно важную возможность — проникнуть в сущность геосинклинального процесса прошлых эпох, используя для сравнения данные о более доступных для изучения современных геосинклинальных структурах.

Идеи А. Д. Архангельского были развиты выдающимся тектонистом нашей страны Н. С. Шатским. Введя понятие о «геосинклинальных системах», под которыми Н. С. Шатский подразумевал комплексы сопряженных геосинклиналей и геоантиклиналей, развитие которых приводит к формированию на их месте складчатых сооружений, он установил законченную иерархию в систематике геосинклинальных образований. Это

¹ А. Д. Архангельский. Геологическое строение и геологическая история СССР. Том. I. М.—Л., ОНТИ, 1941, стр. 44—45.

было весьма важным вкладом в теорию геосинклиналей, так как детальное изучение различных геосинклинальных систем позволило раскрыть совершенно новые стороны геосинклинального процесса. Более того, оно привело к возникновению в геологии нового научного направления, оформившегося в дальнейшем в виде учения о формациях.

Определение геологических формаций, данное Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, согласно которому «Формациями называются естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных



Н. С. ШАТСКИЙ
(1895—1960)

образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении»¹. При этом было показано, что формации тесно связаны с тектоническими структурами — «конкретные формации с конкретными структурами, а формационные типы с типами структур»².

Говоря о вкладе Н. С. Шатского в теорию геосинклиналей, следует упомянуть о двух его статьях, написанных в 20-х годах, в которых он при изучении Донбасса (1923—1924 гг.) и Юго-Восточного Кавказа (1927 г.) впервые применил методы анализа фаций и мощностей. В конце 30-х годов В. В. Белоусов (1938—1940 гг.) детально разработал и обосновал введение в геотектонику указанных методов.

В. В. Белоусов (1938—1943 гг.) предложил стройную теорию эволюции геосинклиналей, происходящей путем инверсии геотектонических

структур. Согласно его идее, в осевой части геосинклинального прогиба на определенной стадии погружения возникает центральное поднятие, которое затем разрастается и расщепляет первичный прогиб на два вторичных. Один из них «накатывается» на платформу и становится передовым прогибом. Второй сливается с аналогичным прогибом, возникающим перед соседним центральным поднятием и движущимся ему на встречу, и образует вместе с последним межгорный прогиб.

В противоположность этой теории, разработанной на примере Кавказа, Н. С. Шатский (1938 г.) и его сотрудники, опираясь на данные по Уралу и Центральному Казахстану, подчеркивали длительность и унаследованность развития геосинклинальных структур с образованием на последних стадиях геосинклинального процесса наложенных орогенных мульд и впадин. Такое понимание геосинклинального процесса подразумевало направленное развитие структур земной коры, которое выражалось в преобразование геосинклинальных областей в складчатые области, превращающиеся в дальнейшем в фундамент древних и молодых платформ.

Разработка учеными Академии наук СССР учения о геосинклиналях привела к выделению тех научных принципов, которые были положены

¹ Н. П. Херасков. Тектоника и формации (Избранные труды). М., «Наука», 1967, стр. 30.

² Там же, стр. 31.

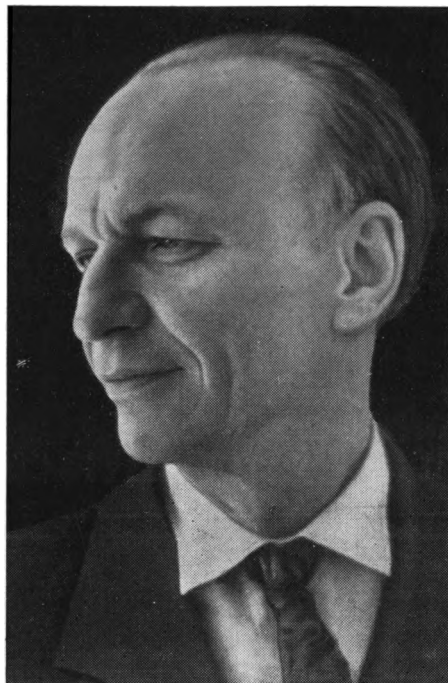
в основу составления тектонических карт. Главнейший из этих принципов — возраст главной складчатости, приводящей к замыканию геосинклинальных областей, был предложен в 1933 г. А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским. Этот принцип, а также выделение структурных этажей получил международное признание и был положен в основу составления тектонических карт как территории СССР, так и всех континентов мира (Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, Н. П. Херасков, А. А. Богданов, М. В. Муратов, Ю. А. Косыгин, Ю. М. Пущаровский и др.).

Таким образом, можно считать, что для 30—40-х годов характерно детальное изучение геосинклиналей: их строения, формационных рядов, магматизма, метаморфизма. Много внимания уделялось также классификации геосинклинальных структур, разрабатывалась проблема взаимоотношения геосинклиналей, орогенных поясов и платформ. В результате этих исследований были выделены и описаны стадии развития геосинклинальных прогибов, показана сложность строения геосинклинальных и геантисинклинальных зон, дана их дробная классификация, и описано строение срединных массивов геосинклинальных областей. Изучение эволюции геосинклинального процесса привело к фундаментальному выводу о разделении процесса развития геосинклинальных областей на два главнейших этапа. М. В. Муратов назвал их главным геосинклинальным и заключительным, показав соответствие их определенным комплексам пород, которые образуют важнейшие структурные этажи.

В пределах всех материков были выделены крупнейшие элементы строения земной коры — древние, дорифейские платформы и геосинклинальные складчатые пояса, разделяющие их и состоящие из складчатых областей различного возраста (Муратов, 1965, 1972; Хаин 1973 и др.). Наряду с этим Е. В. Павловским было обращено внимание на изучение особенностей развития геосинклиналей докембрия, показавшее направленный характер эволюции земной коры.

Связь же геосинклиналей с процессами развития Земли в целом, с глубинными процессами практически не рассматривалась. Поворотным пунктом в учении о геосинклиналях явилось утверждение взглядов о том, что геосинклинальный процесс тесно связан с развитием глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии. При объяснении геосинклинальных явлений эндогенный фактор стал признаваться решающим, и в этом огромная заслуга советских геологов.

В 1945 г. А. В. Пейве выдвигает идею о глубинных разломах быстро получившую широкое признание. Он отмечал следующие главные свойства глубинных разломов: большую протяженность, значительную глубину заложения, длительность и многофазность развития, приуроченность к ним геосинклиналей. По этому поводу он писал: «Широкое распространение глубинных разломов на Урале, Тянь-Шане, Алтае, и



Н. П. ХЕРАСКОВ
(1906—1965)

других геосинклинальных системах и определенная, очень тесная связь их с развитием геосинклиналей и геоантиклиналей приводит меня к выводу, что эти структуры генетически связаны с появлением и развитием поясов глубинных разломов»¹.

В 1946 г. Н. С. Шатский выступил с докладом «Гипотеза Вегенера и геосинклинали». Приняв понятие о глубинных разломах и проанализировав впервые появившиеся тогда данные о распределении глубокофокусных землетрясений, Н. С. Шатский сделал вывод, что геосинклинальные и платформенные области тесным образом связаны со строением и



А. А. БОГДАНОВ
(1907—1971)

физическим состоянием глубоких частей мантии Земли. По его мнению, геосинклинальные области представляют собой выражение в поверхностной оболочке Земли особого состояния подстилающих их частей внутренних оболочек мантии. Под платформами состояние мантии иное, чем под геосинклиналями.

В этом же году А. Н. Заварицкий обратил внимание на существование наклонных зон глубокофокусных землетрясений, уходящих под континенты, и связал с ними вулканическую активность островных дуг и вулканических поясов по периферии Тихого океана. В дальнейшем эти зоны стали рассматриваться многими исследователями как важнейший элемент структуры современных геосинклинальных областей.

Идеи о связи поверхностной тектоники, и в частности геосинклиналей, с глубинными процессами в последние годы разрабатываются В. В. Белоусовым (1970—1972 гг.), который связывает инверсию гео-

синклинального режима и образование складчатости с поднятием легких астенолитов из глубин Земли и появлением в результате этого глубинных диапиров. Им разработана классификация эндогенных режимов разных крупных типов структур земной коры, определяемых различным состоянием глубинного вещества проницаемостью литосферы.

Этой проблеме большое внимание уделял также Ю. М. Шейнманн, пришедший к выводу о необходимости выделения нового структурного элемента — тектонофера, под которым он понимает сравнительно узкую зону, уходящую далеко в глубь Земли (на ранней стадии развития — порядка 600 км), и по которой к поверхности поступает значительно больше энергии, чем через равного сечения участки в других областях земного шара. Геосинклиналь, по Ю. М. Шейнманну, расположена в верхней части тектонофера, являясь его поверхностным выражением.

На рубеже 50—60-х годов в геотектонике наметился новый период в развитии представлений о структуре и особенностях формирования складчатых областей. Это было вызвано выявлением большой роли горизонтальных движений при формировании складчатых структур материков — сдвигов, надвигов, тектонических покровов. Большая заслуга в этом принадлежит геологам АН СССР во главе с А. В. Пейве.

¹ А. В. Пейве. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 6, стр. 47.

Одновременно возникновение новой отрасли геофизики, исследующей палеомагнитные характеристики горных пород, возродило на новой фактической основе почти забытые идеи о дрейфе континентов. Большое значение в развитии этих идей принадлежит работам П. Н. Кропоткина.

Результаты исследований океанических площадей (бурение океанического дна, исследование аномального магнитного поля), широко развернувшихся в конце 60-х годов, позволили подойти к глобальным закономерностям строения земной коры, к увязке идей о тектоническом развитии континентов и океанов в рамках единых концепций.

Возрождение мобилизма и появление гипотезы «новой глобальной тектоники», пользующейся большой популярностью за рубежом, стало серьезным испытанием для учения о геосинклиналях, ибо крайние сторонники гипотезы «новой глобальной тектоники» предлагают сдать в архив многие из существующих представлений, в том числе и геосинклинальную теорию. Большинство советских геологов, не разделяя такой позиции, в то же время считают необходимым пересмотр многих положений в учении о геосинклиналях, выдвигая новые принципы в понимании геосинклинального процесса.

В связи с этим в течение последнего пятилетия (1969—1973 гг.) исследования в области тектоники в Академии наук СССР были направлены на разработку вопросов общей теории строения и развития земной коры. Главной особенностью этих исследований явилось то, что эти вопросы рассматривались с учетом новейших данных по геологии дна современных океанов. Сравнение разрезов современной океанической коры с нижней частью разрезов эвгеосинклинальных зон геологического прошлого показало, как это вытекает из работ А. В. Пейве и сотрудников Геологического института АН СССР¹, их большое сходство как в смысле состава входящих в них пород, так и последовательности их образования во времени. Эти породы принадлежат хорошо известной офиолитовой ассоциации, нижним членом которой являются ультрабазиты, меняющиеся вверх полосчатыми габброидами (возможно, метасоматического происхождения), амфиболитами, лавами и туфами базальтового состава, а затем преимущественно кремнистыми и карбонатными пелагическими отложениями.

Повсеместность распространения в складчатых сооружениях материков офиолитовой ассоциации и ее тесная пространственная связь с разрезами континентальной коры привели к неизбежному пересмотру коренных положений учения о геосинклиналях и разработке существенно новой теории геосинклинального процесса.

В настоящее время геосинклинальный процесс, которому предшествует океаническая стадия развития земной коры, следует рассматривать как процесс формирования континентальной коры, зарождающейся в недрах океанической стадии и осуществляющейся путем как новообразования «гранитного» слоя, так и его перераспределения в пространстве. Выделяются две категории геосинклинальных структур — мозаичные и линейные. Примером мозаичного типа структур являются складчатые сооружения Центрально-Казахстанской области, а линейных — Урала, южных дуг Тянь-Шаня, Альпийского пояса Евразии, Аппалачей и некоторых других горных систем.

Начало геосинклинального процесса в его новом понимании приводит к структурной дифференциации океанической коры, выражающейся в возникновении поднятий типа островных дуг и разделяющих их прогибов и впадин различных размеров и конфигурации. К наиболее характерным формациям этой стадии геосинклинального развития принадле-

¹ А. В. Пейве. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4; А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др. Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3; А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.

жат андезитовая, дацитовая, плагигранитная, граувакковая, сланцевая и формация рифогенных известняков. Повышенный тепловой поток, сопровождающийся привнесом щелочей, кремнезема и некоторых других компонентов, вызывает в поднятиях региональный метаморфизм и образование плагиогнейсов, а затем метасоматических и палингенных гранитоидов. Именно метаморфизм и образование различных гранитоидов приводят к формированию гранитно-метаморфического слоя земной коры. Захватывание тепловым потоком прогибов и впадин расширяет площади формирования гранитно-метаморфического слоя и, наконец, вовлекает всю область или значительные ее районы в общее поднятие, приводя к орогенной стадии развития геосинклинального процесса. В мозаичных областях для этой стадии характерны сложные сочетания щелочноземельных и щелочных вулканических серий, аллохтонные калиевые гранитоиды, а также формации типа моласс. Постоянно происходящие в земной коре горизонтальные движения приводят к сжатию, смещению в пространстве возникающих участков гранитно-метаморфического слоя и их стягиванию, которые сопровождаются складчатостью и образованием надвигов и приводят к формированию областей с корой континентального типа. По-видимому, в мозаичных геосинклинальных областях крупные покровные структуры образуются лишь в порядке исключения.

В линейных геосинклинальных поясах горизонтальные движения достигают чрезвычайно больших амплитуд, измеряемых десятками и сотнями километров. Они существенно изменяют ход геосинклинального процесса, особенно условия образования континентальной коры. Здесь в течение андезитовой стадии, а также в первую половину орогенной мощные глубинные надвиги, возникающие на различных стратиграфических уровнях, вызывают грандиозные латеральные перемещения как океанической, так и более древней континентальной коры, приводя к тектоническому скучиванию — образованию сложноскладчатых покровных структур. Для таких структур характерно неоднократное чередование покровных пластин, нижние из которых нередко сложены породами различных членов разреза океанической коры, а верхние — континентальной. Вдоль поверхности многочисленных надвигов происходит внедрение серпентинитовых протрузий, а в подошве пластин с наибольшей амплитудой горизонтального перемещения возникает серпентинитовый меланж, представляющий собой особую формацию типа тектонической брекчии. При длительно развивающемся покровообразовании формируется олистострома, всегда предшествующая в этом случае фазе быстрого латерального перемещения покровных пластин, и флиш. В линейных геосинклинальных поясах вследствие горизонтальных перемещений участков континентальной коры, их раздвижения нередко возникают пространства с «новообразованной» (таким путем) океанической корой, которые иногда сохраняются даже после завершения орогенной стадии развития. В линейных поясах орогенная стадия протекает сложно и характеризуется появлением ряда специфических магматических формаций, а также распространением аллохтонных калиевых гранитоидов.

В геосинклинальных областях различного возраста формирование континентальной коры часто затухает на десятки и сотни миллионов лет, возобновляясь с новой интенсивностью в течение того или другого вполне определенного тектонического цикла. Во время такого цикла ранее сформированные участки континентальной коры (такие, как срединные массивы) в линейных геосинклинальных поясах могут подвергаться сильным горизонтальным перемещениям, образуя при этом верхний структурный ярус в соответствующих складчатых сооружениях.

Движения в геосинклинальных зонах могут воздействовать на окраинные части платформ, вызывая образование резонансно-тектонических структур. Существует обширный класс таких структур. Подоб-

ное явление убедительно свидетельствует о передаче тектонических импульсов в горизонтальном направлении, вызванном латеральным движением глубинных масс.

Если искать некоторое подобие мозаичных областей среди современных геосинклинальных образований, то можно указать, например, на Индонезийско-Филиппинскую область, занимающую большую площадь. В ней комбинируются глубокоководные впадины с субокеанической корой изометричной или неправильной формы (Банда, Сулавеси, Макассарская, Сулу, Южно-Китайская) и поднятия разных размеров и строения, обладающие более или менее развитым «гранитным» слоем (острова Калимантан, Сулавеси, большая часть Минданао, подводный массив Наньша, Палаван и др.). Индонезийско-Филиппинская область лежит непосредственно на продолжении материкового массива Юго-Восточной Азии и одновременно является областью раздела Тихого и Индийского океанов. От океанических структур ее отделяют крупные линейные современные геосинклинальные системы, во фронтальной части которых протягиваются глубокоководные желоба (Яванский и Филиппинский). Желоба резко очерчивают ограничения в пространстве околоконтинентального геосинклинального блока. Рассмотренный пример интересен прежде всего своим пространственным положением, показывая где и каким образом может происходить разрастание континентов в ходе геосинклинального процесса. В то же время отмечающийся во многих частях Индонезийско-Филиппинской области обрыв структур островных шельфов бортами глубокоководных впадин свидетельствует о сравнительно недавнем образовании последних, причем механизм этого процесса, основываясь на имеющихся данных, наиболее правдоподобно связывать с растяжением коры, сопровождающимся горизонтальным движением отдельных блоков и пластин. Таким образом, геосинклинальный процесс здесь протекает сложно, с разнонаправленным движением блоков и пластин земной коры, перераспределением глубинных масс и, как отражение всего этого, — изменением структурного плана геосинклинальной области.

Исключительный интерес вызывают к себе также линейные структурные комплексы, связанные с островными дугами. Как известно, ареной их распространения является Тихоокеанский сегмент Земли, где сочетания таких комплексов образуют крупнейший современный геосинклинальный пояс. Так называемая проблема островных дуг существует, по-видимому, постольку, поскольку еще недостаточно расшифрованы условия заложения и формирования этих современных геосинклинальных систем, а также их строение.

Изучение складчатых сооружений глубокого докембрия показало, что в них, как и в фанерозойских областях, континентальная кора возникает на коре океанического типа.

Таким образом, многие проблемы учения о геосинклиналях получают ныне новое освещение. Можно сказать, что для современного периода характерно стремление к глобальному охвату добытых геологами и геофизиками фактов, с одной стороны, и к обобщениям возможно более широкого масштаба — с другой. Учение о геосинклиналях ныне тесно переплетается с теорией развития оболочек Земли вообще. В связи с этим возникают новые проблемы и новые трудности. Но это никакого отношения не имеет к так называемому кризису в геологии, как иногда пишут. Происходит пересмотр некоторых теоретических устоев — явление естественное и закономерное, встречавшееся и ранее в течение прошлых этапов развития наук о Земле.

Ученые Академии наук и впредь призваны поднимать и разрабатывать фундаментальные проблемы геологического знания.

УДК 551.242.055

М. В. МУРАТОВ**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Срединные массивы наряду с геосинклинальными прогибами и орогенными впадинами — один из трех важнейших элементов строения складчатых геосинклинальных областей. В структуре массивов выделяются складчатое основание и чехол. В составе чехла по соотношению его с окаймляющими массив складчатыми системами выделяются три этажа: догеосинклинальный, сингеосинклинальный и синорогенный. Чехол срединных массивов часто подвергается интенсивной складчатости, метаморфизму, воздействию разных по составу интрузий.

Чехол срединных массивов вместе с другими структурными элементами складчатых областей бывает перекрыт подошвой платформенного чехла. Последний слагает обширные пространства платформ — плиты и отличается широкой площадью распространения. Отмечается, что по существу в строении земной коры было только три эпохи складчатости, после которых происходило окончание образования фундамента платформ и начиналось накопление платформенного чехла. Эти платформообразующие эпохи: карельская, после которой образовались покрытые чехлом древние платформы, байкальская, которая привела к образованию эпибайкальских платформ, и герцинская, с которой связано возникновение эпигерцинских молодых платформ. Образование складчатых структур и геосинклинальных областей и формирование складчатого основания срединных массивов и его рост и расширение происходили, кроме этих трех эпох, также во многие другие эпохи складчатости. Последние, однако, играют по сравнению с тремя платформообразующими эпохами второстепенную роль.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СРЕДИННЫХ МАССИВАХ

Срединные массивы наряду со складчатыми системами, возникшими из геосинклинальных трогов, и впадинами орогенного ряда — один из трех главных элементов строения всех геосинклинальных областей. Роль советских геологов и работ Академии наук СССР в выявлении срединных массивов и установлении их значения в развитии геосинклинальных областей исключительно велика.

Впервые срединные массивы внутри складчатых горных систем были выявлены Э. Зюссом во второй части третьего тома «Лица Земли» (Suess, 1909). Тогда же Э. Ог (Naug, 1909—1914) показал, что в складчатых областях существуют «древние ядра воздымания», возникающие на ранних стадиях их развития. Л. Кober (Kober, 1921) выделил внутри складчатых областей «междугорья», которые он первоначально не связывал с существованием каких-либо жестких массивов. Однако позднее и Л. Кober и его последователи стали относить к междугорьям массивы Родопа, Центрального плато Франции, Богемский массив и др. Таким образом, междугорья стали синонимом срединных массивов.

В пределах Советского Союза «срединные массивы» или массивы, разделяющие геосинклинальные области на отдельные ветви, начали выделять А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский и др. (1937). Конкретные массивы выделялись затем при тектоническом районировании Советского Союза и составлении тектонических карт в пределах всех складчатых областей разного возраста.

Под «срединными массивами» стали понимать выступы древнего складчатого основания внутри складчатых областей. Д. С. Кизевальтер и М. В. Муратов (1959) наметили типы срединных массивов, из которых одни являются обломками более древнего складчатого основания, а другие представляют собой невообразования, возникающие внутри складчатых областей в процессе их развития. П. Н. Кропоткин (1960) впервые обратил внимание на особенности глубинного строения земной коры срединных массивов и разделил их на массивы с материковым строением земной коры и массивы с земной корой, сходной со строением дна океанов. Примерами последних он считал погруженные массивы дна Японского и Карибского морей, Средиземного моря и др.

В. Е. Хаин и Ю. М. Шейнманн (1960), давая анализ истории учения о геосинклиналях, значительное внимание уделили срединным массивам, среди которых они наметили три разных по их происхождению типа.

Подробная характеристика срединных массивов и условий их формирования была приведена Ю. А. Косыгиным (1969), который выделил среди них два различных по происхождению типа. А. Л. Яншин (1965) дал подробный обзор истории проблемы срединных массивов, в итоге которого сформулировал их основное определение: срединные массивы представляют собой «участки земной коры, являющиеся остатками той структурной поверхности, на которой заложились геосинклинальные прогибы данной складчатой области» (Яншин, 1965, стр. 33).

Исследования последних лет внесли много нового в понимание проблемы срединных массивов, так как появилось огромное количество работ с характеристикой строения конкретных массивов разных складчатых областей и данными по истории их развития. Было обращено внимание на особенности их магматизма, металлогении (Щеглов, 1971), показана роль чехла срединных массивов в их строении (Муратов, 1971) и отличия его от настоящего платформенного чехла.

СТРОЕНИЕ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

По своему местоположению и истории развития срединные массивы всегда теснейшим образом связаны с формированием окаймляющих их геосинклинальных складчатых систем и должны рассматриваться как один из элементов геосинклинальных областей. Вместе с тем своеобразие этого элемента заключается в том, что срединные массивы обладают складчатым основанием и чехлом, и таким образом, подобно платформенным частям материковой земной коры характеризуются двухъярусным строением.

Складчатое основание срединных массивов сформировалось в связи с развитием складчатых систем, возникших первоначально на океанической коре и подвергшихся длительным иногда неоднократным процессам геосинклинального развития, многим этапам складчатости, метаморфизма, гранитизации.

Чехол срединных массивов возник после образования складчатого основания на его размытой и выровненной поверхности и составляет, следовательно, новейший элемент их строения.

Срединные массивы по краям всегда ограничены разломами, которые отделяют их от складчатых геосинклинальных систем, реже от соседних массивов, а иногда на некоторых участках и от древних платформ. Это часто придает массивам угловатые в плане очертания.

Многие исследователи выделяют несколько типов массивов, основываясь главным образом на местоположении их в пределах складчатых областей. Часто среди них различают собственно срединные и краевые массивы (Богданов и др., 1972) в зависимости от их расположения у края складчатой области или в ее центре. Другие исследователи ста-

рый термин А. Д. Архангельского «срединные массивы» заменяют термином «консолидированные массивы», как это делает Е. Е. Милановский (Милановский, Короновский, 1973), который различает среди них срединные, краевые, периферические и внутренние массивы.

Такое подразделение, конечно, может быть принято для массивов конкретных складчатых областей или поясов, хотя принципиальные отличия этих разновидностей массивов пока не выявлены. Поэтому можно сохранить для них всех привычное наименование «срединных массивов», тем более что они расположены внутри складчатой области, обычно между складчатыми системами. Только окраинные массивы (краевые и периферические) граничат с соседней платформой по разломам. В связи с этим можно разделить срединные массивы на собственно срединные (или внутренние) и окраинные (или краевые), которые могут считаться их разновидностями.

Как уже упомянуто, длительное формирование складчатого основания срединных массивов во многих случаях протекало на протяжении многих отдельных этапов развития. Поэтому структура основания бывает чрезвычайно сложной, подобной структуре основания платформ.

В различных по возрасту складчатых областях мы имеем соответственно разные срединные массивы — с различным по возрасту складчатым основанием и разным чехлом.

При этом в древних протерозойских складчатых областях срединные массивы имеют более монолитное строение. Они представляют собой обломки архейского основания. В более молодых складчатых областях срединные массивы наряду с архейскими включают участки основания, образовавшиеся в протерозое, а в еще более молодых областях — также участки, возникшие в палеозое и позднее.

Самое сложное строение имеет складчатое основание срединных массивов Альпийской складчатой области. В их строении принимают участие обломки как архейского и протерозойского, так и палеозойского складчатого основания.

Чехол срединных массивов построен, конечно, значительно проще их основания. Он покрывает более или менее значительную площадь поверхности основания, нередко — целиком всю площадь массива. По соотношению разных осадочных и вулканических толщ чехла с фор-

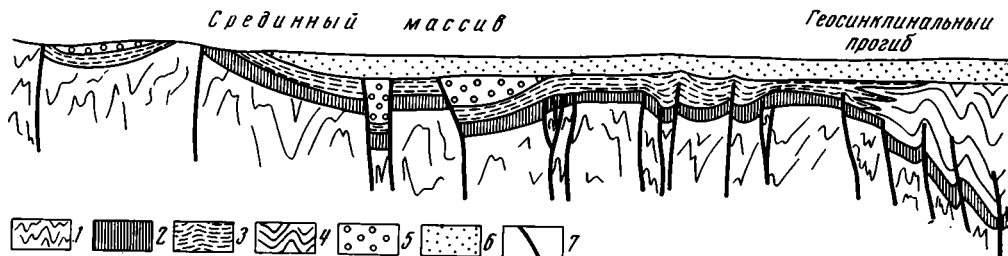


Рис. 1. Схема соотношения этажей осадочного чехла срединного массива.

1 — складчатое основание срединного массива; 2 — догеосинклинальный этаж чехла; 3 — сингеосинклинальный этаж чехла; 4 — геосинклинальный комплекс, заполняющий прогиб; 5 — орогенный этаж чехла; 6 — платформенный чехол; 7 — разломы

мациями окаймляющих массив складчатых геосинклинальных систем в составе чехла можно выделить три различных этажа: догеосинклинальный, сингеосинклинальный и орогенный (рис. 1).

Первый этаж образовался на поверхности складчатого основания еще до возникновения геосинклинальных прогибов. Поэтому толщи, слагающие этот этаж чехла, покрывают размытую поверхность основания массива и уходят под подошву комплекса формаций, заполняющих

геосинклинальные прогибы. Представлены эти догеосинклинальные отложения обычно формациями, обычными для платформ,—слоистыми глинисто-песчаными толщами, более или менее значительными по мощности слоями известняков и доломитов.

Второй этаж чехла слагают толщи, которые по возрасту одновременны с формациями, заполняющими геосинклинальные прогибы, окаймляющие данный срединный массив.

По формационному составу они иногда бывают близки к геосинклинальным. Они могут быть представлены глинисто-песчаниковыми или карбонатными толщами, сходными с геосинклинальными, но значительно меньшей мощности.

Пример подобных взаимоотношений между сингеосинклинальным чехлом и геосинклинальными толщами — переход мощнейших складчатых толщ лейаса геосинклинали Большого Кавказа к югу в маломощные слои в несколько десятков метров черных глинистых пород — на Локском и Дзирульском массивах. В других случаях состав толщ, слагающих сингеосинклинальный этаж чехла, очень отличается от геосинклинальных, с которыми они связаны переходными толщами промежуточного состава. Но во всех случаях мощность отложений резко сокращается при переходе из геосинклинали на массив.

Вместе с тем толщи сингеосинклинального этажа чехла массивов отличаются от геосинклинальных или полным отсутствием проявлений вулканизма или очень слабым вулканизмом, сопровождаемым дайками основных пород и небольшими интрузивными телами. Образуя сингеосинклинальный этаж чехла срединных массивов, эти отложения покрывают нередко значительные площади массивов и достигают большой мощности. При этом их мощность может сильно меняться в разных частях массива. Особенно значительной мощности толщи чехла достигают в пределах отдельных депрессий, заложенных одновременно с накоплением рассматриваемой части чехла. Депрессии эти бывают вытянуты параллельно геосинклинальным прогибам и заполнены комплексом осадочных, нередко карбонатных формаций, иногда с большими проявлениями вулканизма. Слои этого комплекса образуют приразломные складки, осложненные разрывами. Слои, слагающие эти складки, имеют нередко несколько различный состав и мощность в пределах антиклинальных и синклинальных зон, что особенно отчетливо бывает выражено в карбонатных толщах. В антиклинальных зонах часто присутствуют биогермы и крупные рифовые постройки, в синклиналях — преимущественно слоистые, нередко пелитоморфные известняки.

По существу эти прогибы, заполненные глинисто-песчаниковыми и карбонатными толщами увеличенной мощности, характеризующиеся иногда слабыми проявлениями вулканизма и образующие более или менее сложные складки, представляют собой типичные миогеосинклинальные прогибы, которые впервые были выделены Г. Штилле и названы им «миогеосинклиналями», что подразумевает «не совсем геосинклинали».

По формационному характеру заполняющих их осадочных толщ они ближе к платформенным образованиям, чем к настоящим геосинклиналям, а по местоположению представляют собой прогибы на срединных или окраинных массивах.

Третий этаж чехла срединных массивов сложен отложениями, одновозрастными с орогенным комплексом той геосинклинальной области, в которую входит данный массив. Орогенный этаж на срединных массивах бывает представлен по-разному в разных частях складчатых областей. В одних случаях он состоит из спокойно залегающих слоев, одновозрастных с орогенным комплексом, и спокойно залегающих на нижележащих породах, образуя верхний этаж чехла срединных массивов. Таковы неогеновые отложения на многих срединных массивах

Альпийской складчатой области, или верхнекаменноугольно-пермские прогибы на некоторых массивах палеозойской складчатой области Казахстана, Средней Азии и других районов.

В других случаях орогенный этаж залегает не в виде тонкого чехла, а заполняет отчетливо выраженные более или менее значительные орогенные межгорные впадины. В его строении здесь большую роль играют молассы и нередко угленосные формации. Такого рода впадинами являются Саарский верхнекаменноугольно-пермский угленосный бассейн в складчатой области Западной Европы и Карагандинский бассейн Казахстана, а также Трансильванская, Большая Венгерская (Паннонская), Курийская, Рионская, Ахалцихская неогеновые впадины Альпийской складчатой области и многие другие.

Наконец, нередко орогенный комплекс заполняет на массивах отдельные узкие грабены, например, каменноугольно-пермские угленосные бассейны: Але, Коммантри, Сент-Этьен и др. на Центральном срединном массиве Франции. В них орогенный комплекс обычно представлен угленосной молассой.

Перечисленные осадочные толщи всех трех этажей чехла срединных массивов бывают вовлечены в более или менее значительные дислокации, участвуя в строении крыльев флексур, образуя различные по сложности складчатые структуры, в основном связанные с разломами и являющиеся надразломными или приразломными складками.

Тектоника чехла срединных массивов во многих случаях бывает очень сложной, что связано с длительной историей их развития и неоднократными движениями земной коры. Однако наиболее важны и сложны нарушения, обусловленные деформациями главного и орогенного этапов геосинклинального развития систем, окружающих массив.

Наряду с деформациями, которые осложняют залегание слоев чехла срединных массивов и которые связаны с разломами, в эти же эпохи происходят процессы вулканизма и внедрение интрузивных тел. Наиболее сложные деформации связаны с орогенным этапом, когда формируются и внедряются в фундамент и чехол массива гранитоидные тела. Последние образуются в основном в пределах геосинклинальных прогибов и разделяющих их растущих геоантиклиналей, но также внедряются и в пределы соседних срединных массивов, приводя к крупным нарушениям и деформациям их чехла и обуславливая метаморфизм вмещающих толщ. Главные прогибы и поднятия орогенного этапа в пределах чехла массива, вероятно, связаны генетически с увеличением объема, перемещением и поднятием масс гранитоидного расплава. Это и приводит к образованию крупных сводовых воздыманий, а также депрессий и котловин, которые служат вместилищами для заполняющих их молассовых отложений.

КРУПНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Крупные деформации, обусловленные движениями земной коры, охватывают не только чехол срединных массивов, но и его основание. Известны случаи раскалывания срединного массива и надвигания отдельных блоков вместе с чехлом на соседнюю часть платформы или на край другого массива. Подобный пример можно привести для массива Битлис в системе Восточного Тавра Малой Азии, который значительно надвинут к югу.

В ходе развития геосинклинальных складчатых систем, окружающих срединные массивы, крупные блоки основания массивов, иногда прикрытые догеосинклинальным чехлом, бывают вовлечены в прогибание, образуя основание крыльев геосинклинальных прогибов. В осевой части геосинклинальных прогибов основание этого рода может отсутствовать, и здесь часто образуется зияние, т. е. выступ вдоль разломов базальтового слоя земной коры или даже мантии.

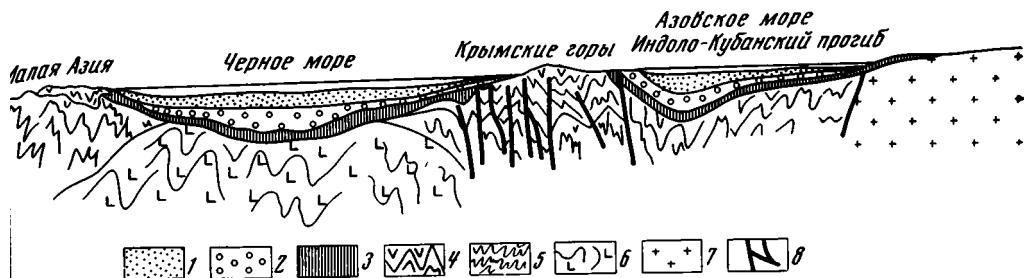


Рис. 2. Схема строения Черноморской впадины

1 — комплекс четвертичных и плиоценовых отложений; 2 — орогенный комплекс олигоценовых и миоценовых отложений; 3 — мезозойские и палеогеновые отложения чехла срединного массива; 4 — складчатые мезозойские и палеогеновые отложения Горного Крыма и Малой Азии; 5 — складчатое основание Горного Крыма и Скифской плиты; 6 — складчатое основание срединного массива, подвергшееся уплотнению; 7 — фундамент Восточно-Европейской платформы; 8 — разломы

Однако по бортам этой щели блоки основания могут образовать в ходе развития геосинклинальной системы ряд ступеней, поднятых и опущенных на разную высоту. Отдельные блоки, особенно в орогенном этапе, могут быть значительно приподняты, образуя ядра геосинклиналей и антиклинориев.

Основание срединного массива, таким образом, деформируется, участвуя в строении складчатых структур, образуя блоки основания последних, и в частности ядра антиклинориев, надвинутые массивы, покровы вплоть до крупных шарьяжей (Альпы, Карпаты и др.).

Как известно, в структуре складчатых областей в ядрах крупных антиклинориев выступают кристаллические сланцы и другие породы геосинклинального основания, как это мы знаем на примере кристаллического ядра Большого Кавказа, Восточных Карпат (Мармарошский массив) и многих других складчатых структур. Такие кристаллические ядра антиклинориев, так же как и тела покровов, образуются из фундамента срединных массивов, который подвергся существенным деформациям, раздроблению и перемещению. Этот кристаллический фундамент уже не является собственно срединным массивом, а образует комплекс основания данной складчатой системы, который был преобразован складчато-глыбовыми деформациями при ее возникновении.

Следовательно, комплекс складчатого основания ядра антиклинория Большого Кавказа и Мармарошского массива, так же как и область внутренних Альп, нельзя называть срединными массивами, так как этот комплекс здесь вовлечен в структуру более молодых складчатых систем и участвует в их строении, и в том числе в строении сложных покровных структур (Альпы).

Особый случай деформации срединных массивов — вовлечение их в глубокое погружение при формировании орогенных впадин и глубоких депрессий внутренних и окраинных морей. Это, собственно, стало известно в последние годы, когда выяснилась большая молодость ряда такого рода впадин, в частности впадины Тирренского и Черного морей и впадины Южного Каспия. Для впадины Черного моря автором (Муратов, 1972) были приведены достаточно убедительные данные о том, что она возникла на существовавшем здесь в мезозое срединном массиве, который начал глубоко погружаться только в альпийском орогенном этапе, т. е. с олигоцена, когда основание массива стало опускаться на отдельных участках. При этом современная глубоководная котловина Черного моря, если судить по анализу геофизических данных о строении толщи осадков его дна (Гончаров, Непрочнов, Непрочнова, 1972), чрезвычайно молода и образовалась в результате интенсивного

прогибания на глубину около 4000 м¹, начиная с конца миоцена (рис. 2). На такую же примерно глубину за то же время опустилась депрессия Тирренского моря. Можно полагать, что и другие котловины Средиземного моря и Южного Каспия имеют в общем близкие условия и время формирования. Следовательно, ряд срединных массивов, которые можно предполагать под дном этих котловин, испытал здесь глубокое опускание. Вместе с тем их складчатые основания подвергались существенному преобразованию с уплотнением слагающих их пород, вероятно, вследствие развития процессов метаморфизма. На это указывают геофизические данные о плотности вещества коры под осадочным слоем перечисленных впадин; в них прямо под толщами осадочных пород залегают породы основания, которые, согласно данным о скоростях прохождения в них продольных упругих волн, соответствуют плотности базальтового слоя земной коры. Это можно объяснить только, если допустить, что здесь проявились процессы значительного уплотнения вещества гранитно-метаморфического основания срединных массивов.

РАЗЛИЧИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Строение срединных массивов в складчатых областях разного возраста существенно различается. Самые древние срединные массивы мы имеем в ниже-среднепротерозойских складчатых областях. Это архейские сильно гранитизированные массивы, основание которых содержит древнейшие комплексы, формировавшиеся в условиях океанической коры раннего докембрия. Более молодые части этих массивов состоят из комплексов гнейсов, формировавшихся из отложений, которые накапливались в обширных прогибах, получивших наименование «протогеосинклиналей» (Павловский, Марков, 1964). Все эти дислоцированные комплексы подверглись постороженной гранитизации, мигматизации и метаморфизму, чаще всего в амфиболитовой фации, но местами гранулитовой. Эти массивы являются древнейшим элементом материковой земной коры. Они разделены складчатыми системами раннего и среднего протерозоя, т. е. играют роль срединных массивов. В отдельных районах архейские массивы покрывает древнейший платформенный чехол: он известен в Южной Африке (Трансвааль), в Канаде (платформенный Гурон), на Сибирской платформе (Кодаро-Удоканский район) и в других местах.

Древнейший платформенный чехол на архейских массивах получил, как известно, от Е. В. Павловского и М. С. Маркова (1964) наименование «протоплатформенного». Чехол этого рода относится по возрасту к нижнему и среднему протерозою (2000—1700 млн. лет) и нередко достигает огромной мощности (много километров), интенсивно раздроблен и пронизан многочисленными интрузиями, в том числе сложными интрузивными комплексами; пример — Бушвельдский интрузивный комплекс Южно-Африканского массива, сложный батолит Седбери в Канаде, гранитоидный комплекс Удоканского района.

По дислоцированности, степени метаморфизма, многочисленным интрузиям эти комплексы сильно отличаются от настоящего платформенного чехла и наоборот, очень близки к чехлу срединных массивов складчатых областей.

Таким образом, можно полагать, что «протоплатформенные» чехлы — пример самых древних чехлов срединных массивов.

Более молодые срединные массивы, покрытые чехлом, присутствуют в пределах позднепротерозойских — байкальских складчатых областей.

¹ Считая 2000 м воды в котловине Черного моря и 2000 м отложений четвертичного и плиоценового возраста.

Такого рода массивы представляют участки или блоки как архейских, так ниже- и среднепротерозойских складчатых комплексов, окаймленные системой байкальских складок. Наиболее хорошо известны срединные и окраинные массивы этого рода в пределах Внутриафриканского и Бразильского складчатых поясов. В пределах Внутриафриканского пояса это архейские массивы Додома, Кабали, Лукоши, Убенди-Рузизи и ниже-среднепротерозойские окраинные массивы Майумбе, вероятно, Анголы и др., в Бразильском поясе — Доминасские массивы. В байкальской складчатой области обрамления Сибирской платформы присутствует целый ряд подобного рода массивов — архейских блоков (Байкальский, Муйский), а также массивов, образовавшихся в нижнем — среднем протерозое.

Подобного рода массивы также предполагаются по геофизическим данным в тех частях складчатого основания Западно-Сибирской плиты, которые относятся к позднепротерозойским (байкальским) складчатым областям.

В обширных палеозойских складчатых областях, слагающих Атлантический и Урало-Монгольский складчатые пояса и часть Средиземноморского пояса (Западная Европа, Скифская плита, Северная Африка), очень широко распространены срединные массивы еще более молодого, позднепротерозойского возраста, или байкальские в широком понимании этого термина. Они иногда образуют обширные по площади массивы, в отдельных случаях по существу целые участки эпибайкальских платформ как Хингано-Буреинский массив Урало-Монгольского пояса и др. Чаще же здесь мы имеем небольшие срединные массивы, удлиненные в соответствии с простиранием геосинклинальных складчатых систем и повсеместно разделяющие эти системы и их отдельные ветви. Такие ограниченные по площади массивы очень широко распространены между геосинклинальными системами Алтае-Саянской области, Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии и в палеозойской складчатой области Западной Европы.

Наряду с этим присутствуют и сложнопостроенные каледонские срединные массивы, подобные Кокчетавско-Улутавскому и другим массивам Центрального Казахстана и Тянь-Шаня (Богданов, 1965). В них наряду с обломками байкальского складчатого основания присутствуют разделяющие их каледонские складчатые системы.

Широкое распространение байкальского складчатого основания позволяет считать, что на значительных пространствах складчатых поясов к концу позднего протерозоя сложился гранитно-метаморфический слой материковой земной коры. Дальнейшее развитие геосинклинальных складчатых областей в палеозое происходило в этих поясах или в отдельных их участках, на которых среди материковой коры сохранились реликтовые впадины с океанической корой, или за счет раскалывания материковых блоков и их раздвигания с образованием систем глубоких геосинклинальных трогов, которые развивались затем в течение всего палеозоя.

То же самое происходило и в пределах Альпийской складчатой области Европы и Юго-Западной Азии вплоть до Гималаев. Здесь тоже повсеместно широкие пространства слагают обширные байкальские срединные массивы, частью поднятые на поверхность (Родопский, Киршехирский, Мендересский), частью погруженные под отдельными впадинами. Однако в Альпийской складчатой области строение срединных массивов гораздо сложнее. Здесь массивы обрамлены альпийскими складчатыми системами, развивавшимися с начала или середины мезозоя. А в строении основания срединных массивов наряду с байкальским складчатым основанием присутствуют герцинские складчатые структуры.

Таким образом, чем моложе складчатая область, в которую включены срединные массивы, тем более сложное строение имеет их основание, состоящее из разных по возрасту частей.

В соответствии с возрастом складчатого основания срединных массивов изменяется и возраст их чехла. Достаточно упомянуть, что среди чехлов срединных массивов известны отложения нижнего протерозоя (упомянутый выше протоплатформенный чехол), среднего протерозоя (ятулий Карелии), середины и верхов верхнего протерозоя (Внутриафриканский пояс, кокчетавская серия Казахстана, рифей Иранского срединного массива), нижнего палеозоя (синкаледонский), верхнего палеозоя (сингерцинский) мезозойский и кайнозойский.

Отложения чехла образовались и перекрыли складчатое основание массивов после завершения складчатости, которая создала это основание или увеличила их площадь.

В складчатых областях раннепротерозойского возраста мы имеем на массивах протоплатформенный чехол, в позднепротерозойских областях чехол массивов имеет рифейский, а в палеозойских — палеозойский возраст. В Альпийской складчатой области на срединных массивах сохранился местами палеозойский чехол, но особенно полно развит наиболее молодой — мезозойский и даже кайнозойский чехол.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ И ЕГО ОТЛИЧИЯ ОТ ЧЕХЛА СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

После окончания развития складчатых областей их значительные части бывают перекрыты платформенным чехлом и превращаются поэтому в складчатое основание платформ.

Платформенный чехол по условиям залегания резко отличается от чехла срединных массивов. Чехол древних и молодых платформ покрывает обширные выровненные эрозией пространства складчатого основания. Подошва его перекрывает все элементы этого основания — складчатые системы, орогенные впадины, срединные массивы, их чехол и прорывающие их комплексы интрузий. Следовательно, по многим признакам чехол платформ отличается от чехла срединных массивов. Хотя по составу формаций и мощности в них много общего, но чехол срединных массивов значительно более дислоцирован, бывает прорван интрузиями основного и кислого состава; распространение его значительно более ограничено.

Возникновение платформенного чехла знаменует начало принципиально отличных движений земной коры, охватывающих большие площади, но отличающиеся значительно меньшими амплитудами и активностью. Складчатые структуры основания теряют свою самостоятельную подвижность и становятся элементами фундамента платформ.

Подошва платформенного чехла отражает, таким образом, резкую смену тектонических условий, переход данной площади земной коры на новую ступень развития.

В истории развития земной коры мы знаем только три эпохи, когда после складчатости обширные площади складчатых областей, выровненные и срезанные эрозией, начали на обширных пространствах покрываться осадочным — платформенным чехлом. Первая из них — эпоха перед началом рифея (позднего протерозоя), когда после карельской (гудзонской) складчатости началось эрозионное выравнивание обширных пространств и стал формироваться верхнепротерозойский (рифейский) платформенный чехол древних платформ.

Вторая эпоха была приурочена к началу палеозоя, когда после байкальской складчатости стал формироваться чехол эпибайкальских платформ.

Третья, последняя эпоха наступила после герцинской складчатости, когда сформировался складчатый фундамент молодых платформ, который с начала мезозоя стал одеваться платформенным чехлом.

Это главные платформообразующие эпохи складчатости в истории Земли, когда были созданы фундаменты: древних платформ, эпибайкальских платформ и эпигерцинских молодых платформ.

Другие известные эпохи складчатости были эпохами, когда создавались лишь отдельные участки складчатого основания, увеличивалась его площадь за счет вновь сформированных складчатых структур, которые затем превращались в основание срединных массивов. Многие из таких вновь образованных участков складчатого основания затем могли быть покрыты чехлом, который обычно имеет распространение ограниченное.

Чехлы срединных массивов, таким образом, должны быть обособлены в особую категорию структурных элементов земной коры. От настоящего платформенного чехла они существенно отличаются историей и условиями формирования и прежде всего тем, что, покрывая срединные массивы, они составляют элемент основания (фундамента) древней или молодой платформы, который бывает вместе с другими структурами основания перекрыт подошвой платформенного чехла.

Чехлы срединных массивов как элемент складчатой геосинклинальной области заслуживают специального выделения и изучения. Очень часто их включают в состав платформенного чехла или объединяют в «промежуточный» или «переходный» комплекс между элементами складчатого фундамента и чехла. При этом чехлы массивов иногда не обособляют от орогенного комплекса или выполнения тафрогенных впадин (грабен), и они все вместе включаются в совершенно искусственно объединенный «промежуточный» комплекс, разные части которого связаны с совершенно различными по генезису образованиями и разными этапами развития земной коры.

Нельзя признать удачным и применение к чехлу срединных массивов наименования «квазиплатформенного» (Зайцев, 1972) или «параплатформенного» чехла. Слово — «пара» по гречески обозначает — почти, возле, рядом, «квази» — подобно, как будто.

Наименование «чехол срединного массива» совершенно точно характеризует сущность и особенность этих чехлов, определяя их положение и то, что этот чехол совершенно иной, чем платформенный (а не почти, или как будто платформенный). Таким образом, при желании дать точное научное определение чехла срединных массивов, его следует так и называть.

Литература

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозой Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5.
- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пущаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А. Тектоническая номенклатура и классификация осадочных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. «Наука», 1972.
- Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1959, № 2.
- Косыгин Ю. А., Тектоника. «Недра», 1969.

- Кропоткин П. Н.* Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры.— В сб.: Структура земной коры. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геол., проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. «Недра», 1973.
- Муратов М. В.* Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов.— В кн.: Деформации и тектоника. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, докл. сов. геол., проблема 4. «Наука», 1964.
- Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М.* Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геология, 1960, № 11.
- Щеглов А. Д.* Металлогения срединных массивов. «Недра», 1971.
- Янишин А. А.* Проблема срединных массивов.— Бюл. моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5.
- Haug E.* Traité de Géologie. Paris, 1909—1914.
- Kober L.* Der Bau der Erde. Berlin, 1921.
- Suess E.* Das Antlitz der Erde. B. 3, II Wien, 1909.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
7 февраля 1974 г.

УДК 551.24.01

В. В. БЕЛОУСОВ**ОБ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМАХ МАТЕРИКОВ**

Статья посвящена типизации материковых эндогенных режимов, которые рассматриваются как результат различных, но вполне закономерных взаимоотношений между астеносферой и литосферой. Анализируются условия, определяющие преемственность между режимами.

В предыдущих статьях автор уже пытался обобщить некоторые данные о закономерностях развития материков, введя представление об эндогенных режимах и рассматривая условия их возникновения и развития (Белюсов, 1972, 1973_{1,2}). Эта статья содержит результат дальнейшего изучения той же проблемы. В ней дается более полная систематика материковых эндогенных режимов и рассматриваются некоторые дополнительные вопросы их происхождения и взаимоотношений между собой.

ПЕРЕЧЕНЬ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ МАТЕРИКОВ

Как уже указывалось в цитированных статьях, следующие особенности строения и развития литосферы определяют различия между эндогенными режимами: характер и степень проницаемости литосферы; характер и интенсивность магматизма; проявление регионального метаморфизма и гранитизации; степень контрастности глыбово-волновых колебательных движений земной коры; соотношение между поднятиями и опусканиями коры; характер складчатости.

На основании этих критериев в истории материков могут быть выделены следующие классы эндогенных режимов:

А. Класс геосинклинальных режимов; Б. Класс платформенных режимов; В. Класс орогенных режимов; Г. Класс рифтовых режимов; Д. Класс режимов магматической активизации платформ; Е. Класс режимов окраин материков.

Почти каждый из классов подразделяется внутри себя на отдельные режимы.

Класс геосинклинальных режимов делится на: эвгеосинклинальный режим; миогеосинклинальный режим; парагеосинклинальный режим; режим срединных массивов.

Класс платформенных режимов подразделяется на режимы древней и молодой платформ.

Среди орогенных режимов выделяются эпигеосинклинальный и эпиплатформенный.

Класс рифтовых режимов пока не может быть подразделен на отдельные режимы.

Класс режимов магматической активизации платформ включает в основном два режима: платобазальтовый и режим центральных интрузий и трубок взрыва.

Наконец, класс режимов материковых окраин подразделяется на режимы окраин атлантического и тихоокеанского типов.

Основные характеристики перечисленных режимов включены в прилагаемую таблицу (таблица) ¹. Здесь можно ограничиться лишь некоторыми пояснениями к ней.

Только для геосинклинальных режимов выделяются отдельные стадии их развития. Они имеют наибольшее значение для эвгеосинклинального режима, в котором различаются две стадии: офиолитовая и инверсионная. Различия между стадиями сохраняются в более спокойном — миогеосинклинальном режиме, развитие которого проходит через стадии компенсированного прогибания и инверсионную, но становятся не существенными для парагеосинклинального режима, в истории которого нет проявления частной инверсии.

Существенное различие между первыми стадиями эв- и миогеосинклинального режимов и инверсионной стадией состоит в характере проницаемости литосферы. Проницаемость чрезвычайно велика и, главное, имеет рассеянный характер в офиолитовую стадию; она менее значительна, но так же рассеяна в стадию компенсированного прогибания миогеосинклинального режима; в инверсионную же стадию она носит резко выраженный сосредоточенный характер. Это изменение характера проницаемости вызывается происходящим в инверсионную стадию региональным метаморфизмом и гранитизацией, когда перекристаллизация пород земной коры ведет к закрытию большинства тех каналов, с которыми ранее была связана рассеянная проницаемость.

Примеры эв- и миогеосинклиналей общеизвестны. Что касается парагеосинклиналей, то к этому режиму следует отнести, например, область северного склона восточной части Большого Кавказа (так называемый Известняковый Дагестан), Абхазскую зону на южном склоне западной части того же хребта, Донецкий бассейн.

К парагеосинклинальному режиму можно отнести и те условия, которые сплошь и рядом исторически предваряют эв- и миогеосинклинальное развитие. В таких случаях до того, как геосинклиналь разделилась на контрастно противопоставленные друг другу интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, и в ней выделились эв- и миогеосинклинальные зоны, происходит общее нерасчлененное пологое прогибание с компенсированным накоплением континентальных и мелководных морских отложений с мало меняющимися на площади мощностями. Такие условия существовали, например, в Альпах в конце перми, триасе и самом начале юры, когда на площади будущей геосинклинали альпийского цикла отлагались континентальные пески, глины и конгломераты, лагунные гипсы и доломиты, а также мелководные морские песчано-глинистые осадки и известняки. Дробное расчленение геосинклинали на прогибы и поднятия произошло в Альпах в начале средней юры (Тгүтрү, 1971). На Кавказе такой же стадией предваряющего парагеосинклинального режима является триас.

Орогенные режимы в нашей систематике рассматриваются не как завершающая стадия геосинклинального развития, а как самостоятельный класс эндогенных режимов. Чаще всего горообразование, действительно, следует за геосинклинальным развитием. Это можно сформулировать таким образом, что геосинклиналь — наиболее благоприятное место для последующего проявления орогенного режима. Но такая последовательность не обязательна. Известны геосинклинали, после окончания развития которых горы не возникли, и где после инверсионной стадии наблюдался переход к платформенному режиму путем простого ослабления эндогенной активности. Например, нет признаков горообразования в конце герцинского эндогенного цикла на месте эпигерцинской Скифской платформы.

¹ При составлении последнего столбца таблицы автор пользовался советами В. И. Смирнова.

Особенно ясно самостоятельность орогенного режима проявляется в зонах киммерийских (мезозойских) геосинклиналей, таких, например, как Верхоянско-Колымская или геосинклиналь Сьерра-Невады. В этих случаях между окончанием геосинклинального развития, которое приходится обычно на первую половину мелового периода, и горообразованием, начинающимся только в неогене, наблюдается длительный период эндогенного спокойствия, носящего характер платформенного режима. Например, на месте современного хр. Сьерра-Невада, где геосинклинальное развитие закончилось в начале мела, в течение палеогена была болотистая равнина. Самостоятельность орогенного режима подчеркивается и тем, что сплошь и рядом орогенные структуры, возникающие на месте бывшей геосинклинали, оказываются несогласно наложенными на структуры последней. В Большом Кавказе ось орогенного плиоцен-четвертичного поднятия только на востоке совпадает с осью геосинклинального центрального поднятия, но западнее Военно-Грузинской дороги последнее оказывается на южном склоне — в Сванетии, — тогда как орогенное поднятие продолжается вдоль интрагеоантиклинали, сложенной на поверхности обширными выходами древних метаморфических свит Центрального Кавказа, и ограничивающей с севера Главную интрагеосинклиналь Большого Кавказа.

Кроме того, орогенный режим развивается и вслед за длительно существовавшим платформенным (как, например, в Тянь-Шане), что еще более указывает на его самостоятельность.

Эта точка зрения, утверждающая самостоятельность орогенных режимов — результат пересмотра противоположных широко распространенных взглядов, ранее разделявшихся и автором. Аналогичные идеи были высказаны недавно Ю. Г. Леоновым (1972).

Рифтовый режим возникает как на древних (Аравийско-Африканский рифтовый пояс, Байкальский рифт), так и молодых платформах (Рейнский рифт), а также на срединных массивах (рифт Большого Бассейна в Кордильерах).

Атлантический и тихоокеанский режимы окраин материков объединены общей тенденцией к опусканию, но различаются характером этого опускания, а также проявлениями вулканизма. На окраинах атлантического типа происходит преимущественно спокойный наклон коры в сторону океана при отсутствии вулканизма. На тихоокеанских окраинах опускание носит глыбовый характер и сопровождается интенсивной вулканической деятельностью. Режим атлантических окраин сходен с платформенным, а режим тихоокеанских окраин — с орогенным.

Другие режимы не требуют дополняющих таблицы пояснений.

О ГЛУБИННЫХ УСЛОВИЯХ ЭНДОГЕННЫХ РЕЖИМОВ

В упомянутых выше предыдущих статьях автора было привлечено внимание к наличию закономерной связи между эндогенными режимами, с одной стороны, и размером теплового потока, а также глубиной кровли астеносферы и степенью ее выраженности — с другой. Режимы, которые следует связывать с большим тепловым возбуждением астеносферы, это — эвгеосинклинальный в его офиолитовой стадии, орогенные и рифтовый режимы. В этих случаях усиление частичного плавления в астеносфере ведет к существенному понижению ее плотности, обострению инверсии плотностей на границе между нею и литосферой, усилению на этой границе механической неустойчивости и к развитию тенденций к астеносферному диапиризму. На поверхности астеносферы возникают крупные возмущения в виде поднятий и прогибов. Системы параллельных глубинных разломов, разделяющих литосферу на линейно-вытянутые глыбы, сообщают линейность и этим поднятиям и прогибам, превращая их в вытянутые гряды и рвы.

Однако как именно отразятся эти явления в земной коре и на ее поверхности, зависит от того состояния литосферы, которое определяет возможности ее реакции на глубинные воздействия. Если литосфера раздроблена и отдельные ее глыбы способны к самостоятельным вертикальным движениям, астеносферный диапиризм вызывает на поверхности дробные и контрастные глыбово-волновые колебательные движения. Такие условия характеризуют офиолитовую стадию эвгеосинклинального режима и орогенные режимы, различия между которыми в свою очередь определяются тем, существует ли в литосфере, кроме того, еще рассеянная проницаемость или нет.

Если литосфера цельна и прочна, ее сопротивление препятствует образованию на поверхности астеносферы ряда тесно расположенных диапиров. Тогда на ее поверхности в областях теплового возбуждения образуются широкие и пологие выпуклости, которые в литосфере приобретают вид широких и пологих сводов. Последние усложняются грабенами. Так возникает рифтовый режим. При этом растекание астеносферного «гриба» под сводом в стороны вызывает некоторое растяжение литосферы, дополняющее растяжение, связанное с изгибом. Как показывает пример Восточно-Африканского рифта, это растяжение крайне невелико и измеряется несколькими километрами при ширине свода в 1000 км. Оно отнюдь не приводит к полному разъединению «плит» земной коры (повсюду в основании континентальных рифтов кора сохраняется) и легко может быть поглощено в пределах самого свода ничтожными рассеянными деформациями пород.

Большое сопротивление, оказываемое литосферой в обстановке рифтового режима напором со стороны астеносферы, вызывает значительное повышение давления в верхней мантии, что можно рассматривать в качестве причины выплавления в астеносфере не толеитовых, а преимущественно щелочных базальтов, требующих, как известно из экспериментов Д. Грина и А. Рингвуда (1968), для своего образования повышенного давления.

То же давление может быть причиной чрезвычайно энергичного внедрения магмы в подошву земной коры с образованием на границе между нею и мантией «коро-мантийной смеси».

Инверсионная стадия эв- и миогеосинклинального режима с ее региональным метаморфизмом и гранитизацией связана с прогреванием коры. Однако, поскольку эта стадия характеризуется значительным сглаживанием контрастов колебательных движений, как это следует, например, из кривых изменения контрастности вертикальных движений коры, составленных для альпийского цикла А. Б. Роновым (1961) и В. Н. Шолпо (1969), она совпадает с менее возбужденным состоянием астеносферы, чем офиолитовая стадия, с эпохой ослабления астеносферного диапиризма, т. е. со временем понижения температуры в астеносфере. Имеет место «запаздывание в фазе» прогревания коры по отношению к температурной истории астеносферы.

Б. Г. Лутц (1973) предложил схему глубинных процессов, объясняющую приход тепловой волны в кору тогда, когда в верхней мантии происходит уже охлаждение. В соответствии с этой гипотетической схемой тепло (вместе с кремнеземом и щелочами, необходимыми для гранитизации) приносится в кору восходящими водными растворами, которые могут выделиться из мантии только после того, как расплавленные капли и пленки базальта в астеносфере временно застынут.

Характер проницаемости литосферы определяет взаимоотношение между движениями последней и движениями в кровле астеносферы. Это взаимоотношение может быть прямым и обратным. Прямое соотношение устанавливается там, где проницаемость сосредоточенная, т. е. где литосфера разделена на непроницаемые глыбы, ограниченные более или менее редкими глубинными разломами. В этих случаях глыбы ли-

Класс режимов	Режим	Стадия развития	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Преобладающие осадочные формации	Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма	Региональный метаморфизм и гранитизация	Тип складчатости	Тип разрывов	Главнейшие полезные ископаемые
Геосинклинальный	Эвгеосинклинальный	Офиолитовая	Большие	Значительное преобладание опусканий; некомпенсированные прогибы	Кремнистая (яшмовая), нижнетерригенная	Рассеянная, очень большая	Основные подводные излияния, пластовые интрузии. Ультрабазиты. В конце стадии средние и кислые излияния и плагиограниты (дериваты основной магмы)	Пропилитизация	Глыбовые складки на интрагеоантиклиналях; вулканотектонические и субвулканические структуры	Глубинные разломы	Колчеданные руды меди, цинка, свинца; магматич. м-ния хромитов, платины, титаномагнетитов. Скарповые м-ния железа, меди; м-ния «геосинклинальных» бокситов
		Инверсионная	Умеренные	Равновесие опусканий и поднятий; в конце стадии слабое преобладание поднятий	Верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)	Сосредоточенная, малая	Граниты нормальные и щелочные. Пегматитовые и аплитовые жилы	Сильные региональный метаморфизм и гранитизация (батолиты)	Общего смятия и глубинный	Надвиги, покровы гельветского и пеннинского типов	Скарповые м-ния вольфрама; гидротермальные м-ния золота, меди, молибдена, свинца, цинка; пегматитовые и грейзеновые м-ния олова вольфрама, бериллия, лития
	Миогеосинклинальный	Компенсированного прогибания	Умеренные	Преобладание опусканий	Нижнетерригенная (аспидная), сменяющаяся известняковой	Рассеянная, малая	Отсутствует или слабые основные излияния и пластовые интрузии	Отсутствуют	Отсутствует или слабая складчатость глыбового типа	Глубинные разломы	Рассеянные руды ванадия, молибдена, радиоактивных элементов; фосфориты
		Инверсионная	Малые и умеренные	Равновесие поднятий и опусканий; в конце стадии слабое преобладание поднятий	Верхнетерригенная (флишевая, каустобиолитовая)	Сосредоточенная, малая	Граниты, малые интрузии нормальные и щелочные	Слабый и умеренный, зеленосланцевый метаморфизм, гранитизация	Глыбовый, нагнетания, локально общего смятия	Надвиги, взбросы, покровы гельветского типа	Те же, что в инверсионную стадию эвгеосинклиналей
	Парагеосинклинальный		Малые и умеренные	Преобладание опусканий; в конце цикла слабое преобладание поднятий	Нижнетерригенная, сменяющаяся известняковой, которая часто преобладает. Верхнетерригенная (в т. ч. флишевая и каустобиолитовая)	То же	Слабый магматизм: дайки, силлы, лакколиты, магматические диапиры (преимущественно основные и щелочные)	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Взбросы, глубинные разломы	Уголь, нефть, каменная соль, калийная соль; гидротермальные м-ния ртуты, сурьмы, флюорита, редких металлов, золота, свинца, цинка; м-ния радиоактивных и редких элементов
	Срединных массивов		Малые	Равное развитие слабых поднятий и опусканий	Песчано-глинистая и известняковая	Сосредоточенная, большая	Излияния основные, кислые, щелочные. Трещинные интрузии основные, кислые и щелочные	Отсутствуют или слабые	Глыбовый	Глубинные разломы, взбросы, сбросы	Гидротермальные и скарповые м-ния цветных, редких, благородных металлов и радиоактивных элементов
Орогенный	Эпигеосинклинальный		Большие	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и лагунная (в т. ч. каустобиолитовая)	То же	Излияния средние и кислые; трещинные интрузии разного состава	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания, локально общего смятия	Глубинные разломы, сбросы, взбросы, надвиги	Гидротермальные м-ния цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов; скарповые свинцово-цинковые м-ния. Осадочные м-ния, железа, меди, ванадия, урана. Каменная и калийная соль, гипс, ангидрит. Бокситы, уголь, газ, нефть
	Эпиplatformный		Большие и умеренные	Значительное преобладание поднятий	Молассовая и лагунная (в т. ч. каустобиолитовая)	Сосредоточенная, большая и умеренная	Основные и щелочные излияния. Трещинные интрузии разного состава	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания, локально общего смятия	Глубинные разломы, сбросы, взбросы, надвиги	Гидротермальные м-ния олова, вольфрама, свинца, цинка, ртути, сурьмы. Бокситы. Россыпные м-ния золота, платины, и др. Каменная и калийная соли. Уголь, газ, нефть
Рифтовый			Умеренные и большие	Пологие сводовые поднятия, усложненные grabenами	Молассовая и лагунная	Сосредоточенная, большая	Основные и щелочные излияния	Отсутствуют	Глыбовый	Глубинные разломы, сбросы, взбросы	Алмазы в кимберлитах, редкие металлы в карбонатитах. Горячие воды. Диатомиты. Угли
Платформенный	Древних платформ		Очень малые	Слабое преобладание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последовательность формаций: а) нижнетерригенная; б) известняковая; в) верхнетерригенная (в т. ч. каустобиолитовая); г) молассовая и лагунная	Непроницаемость	Отсутствует или очень слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Сбросы, взбросы	Уголь, газ, нефть. Каменная и калийная соли. Осадочные м-ния меди, железа, марганца. Бокситы
	Молодой платформы		Малые	Малое преобладание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Общая последовательность формаций та же, что на древних платформах	Сосредоточенная, очень слабая	Слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Сбросы, взбросы	Уголь, газ, нефть. Каменная и калийная соли. Осадочные м-ния меди, железа, марганца. Бокситы. М-ния выветривания никеля, железа
Магматической активизации платформ	Платобазальтовый		Очень малые	Слабое преобладание опусканий	—	Сосредоточенная, умеренная или большая	Платобазальты	Отсутствуют	Глыбовый	Глубинные разломы, взбросы	Магматические м-ния никели, меди, скарповые м-ния железа. Бокситы кор выветривания
	Центральных интрузий и трубок взрыва		Очень малые	Неопределенно	—	Сосредоточенная, умеренная или большая	Разнообразные, преимущественно щелочные интрузии (трещинные, лакколиты, магматические диапиры). Кимберлитовые трубки	Отсутствуют	Глыбовый	Глубинные разломы, сбросы	Алмазы в кимберлитах. Скарповые и гидротермальные м-ния железа, цветные, редкие металлы. Апатиты
Окраин материков	Атлантической		Малые	Преобладает опускание	Песчано-глинистая, лагунная, каустобиолитовая	Непроницаемость	Отсутствует	Отсутствуют	Глыбовый и нагнетания	Глубинные разломы, сбросы	Газ, нефть, каменная соль. Россыпи рутила, ильменита циркона, монацита
	Тихоокеанский		Очень большие	Преобладает опускание	Песчано-глинистая	Сосредоточенная, большая	Мощные наземные излияния андезитов и андезито-базальтов. Интрузии гранодиоритов и гранитов	Слабые	Глыбовый, общего смятия	Глубинные разломы, глубинные надвиги; сбросы	Вулканогенные гидротермальные м-ния золота, серебра, цинка, олова, вольфрама, меди, ртути, серы и др. Россыпи рутила, ильменита, циркония, монацита

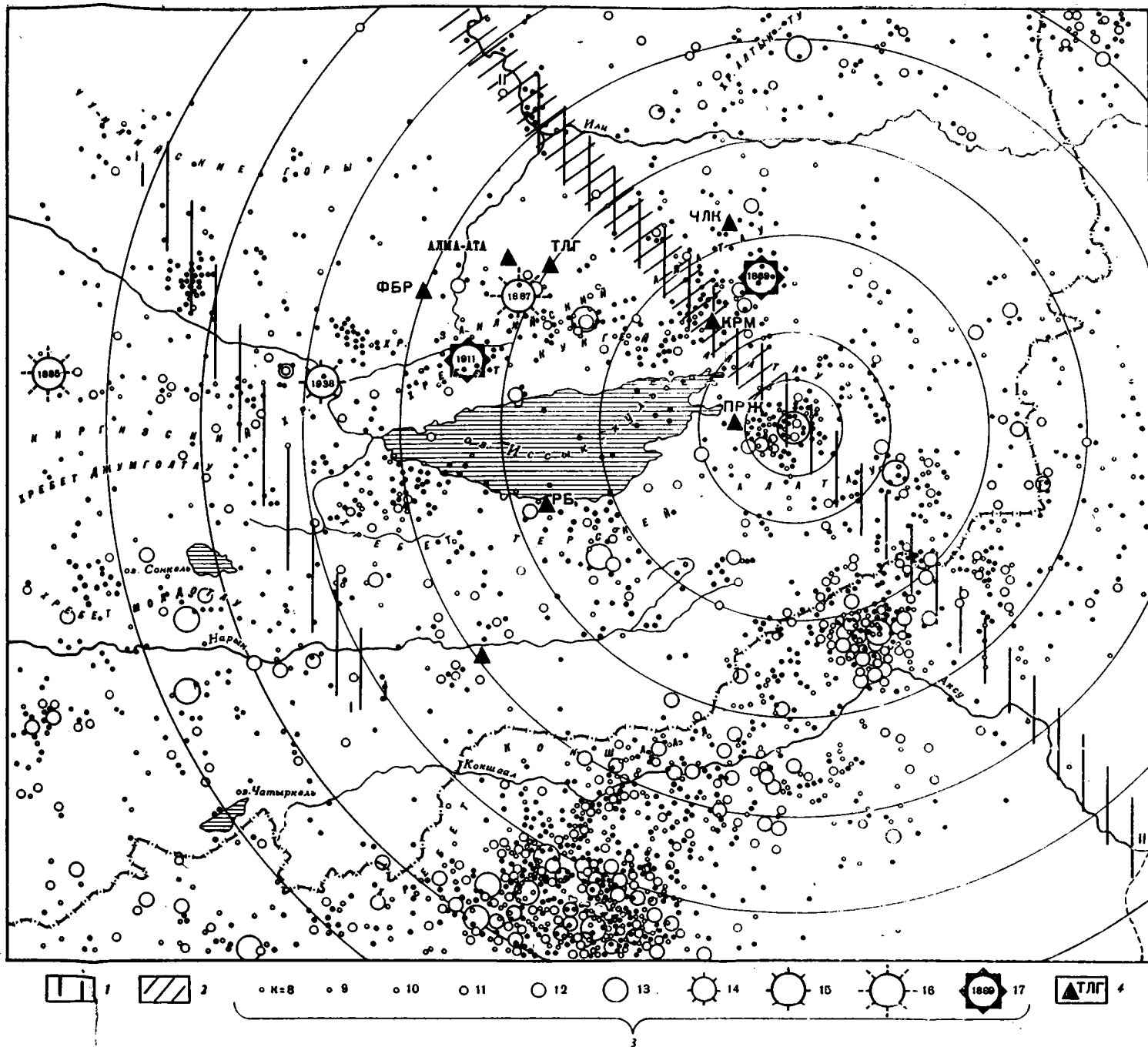


Рис. 6. Сейсмичность Северного и Центрального Тянь-Шаня и линейменты, выделенные здесь на космических снимках I — линейменты, отдиффированные на телевизионных космических снимках (I — Наринский линеймент, II — Аксуйский линеймент); 2 — зона высокой сейсмической активности (по Альтеру и др., 1973); 3 — эпицентры землетрясений за период с 1962 по 1969 г.: кружками разного размера обозначены эпицентры землетрясений различных энергетических классов — от восьмого до семнадцатого, указанных цифрами около кружков в условных знаках; цифрами в кружках на карте указаны годы наиболее крупных землетрясений (по Горбуновой и др., 1973); 4 — сейсмические станции

тосферы поднимаются над астеносферными диапирами и опускаются в промежутках между ними.

Так происходит при орогенных, рифтовых режимах и в течение инверсионной стадии эв- и миогеосинклинальных режимов. При этом наблюдается общее преобладание поднятий над опусканиями.

Обратное взаимоотношение возникает в обстановке большой рассеянной проницаемости литосферы, характерной главным образом для офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима. В этом случае тяжелая основная и ультраосновная магма, проникая в литосферу и, застывая внутри нее в многочисленных каналах, утяжеляет ее, и поэтому те участки литосферы, которые находятся над астеносферными диапирами, опускаются, а те, которые расположены между диапирами, относительно поднимаются. Эти движения происходят при общем преобладании опусканий над поднятиями.

Уместно будет сказать, что и в этом случае растекание в стороны астеносферного диапира под литосферой может вызвать некоторое растяжение последней, что может способствовать раскрытию в ней сети каналов. Но и здесь предполагаемое нами растяжение очень невелико и не имеет ничего общего с допускаемым рядом исследователей полным разделением глыб континентальной коры с образованием в щели между ними на дне эвгеосинклинальной депрессии «океанической коры». Магматический материал распространяется внутри земной коры в эвгеосинклиналях преимущественно в форме горизонтальных межпластовых тел. Имеются, конечно, секущие подводящие каналы, но, во-первых, их суммарная ширина не столь велика, и во-вторых, внедрение даек представляет собой весьма агрессивный процесс: давление магмы и ее паров способно значительно расширить трещины, которые первоначально могли быть чрезвычайно узкими. Так что тектоническое растяжение коры, необходимое, чтобы создать проходы для поднимающихся из мантии магм, может быть совсем малым. Что же касается представления о дне эвгеосинклинальных депрессий как об «океанической коре», то оно — результат слишком общего подхода к определению типов пород и игнорирования существенных различий в их химическом составе. Между тем эти различия не позволяют ставить знак равенства между океаническими основными и ультраосновными породами, с одной стороны, и соответствующими породами эвгеосинклиналей — с другой (Лутц, 1973; Шейнманн, 1972).

Континентальная кора в эвгеосинклиналях подвергается сильной базификации благодаря внедрению в нее больших объемов основной и ультраосновной магмы. Это приводит к тому, что ее физические свойства приобретают сходства с физическими же свойствами океанической коры. Но сходство это не распространяется на химический состав. Кора, хотя и базифицированная, остается континентальной.

Представление о прямом и обратном соотношении между движениями литосферы и кровли астеносферы может быть использовано для разъяснения механизма частной инверсии: обратное взаимоотношение, характерное для офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима, становится прямым, когда рассеянная проницаемость литосферы сменяется после метаморфической перекристаллизации сосредоточенной, т. е. после того, как в литосфере образуется кристаллический «панцирь».

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ЭНДОГЕННЫМИ РЕЖИМАМИ

Предполагаемый глубинный механизм эндогенных режимов позволяет рассмотреть и в какой-то мере объяснить некоторые наблюдаемые между ними взаимоотношения, в частности их преемственность.

Развитие эндогенных режимов подчиняется общему эндогенному ритму, проявления которого давно известны в форме тектонических или

тектонно-магматических «циклов» или «этапов». Механизм эндогенной ритмичности может быть сведен к повторяющимся с некоторой неправильной периодичностью импульсам теплового возбуждения верхней мантии, за которыми следуют периоды ее охлаждения.

Наличие на поверхности Земли в течение протерозоя и фанерозоя одновременно существующих областей проявления как возбужденных, так и спокойных эндогенных режимов позволяет думать, что сильный тепловой импульс каждый раз охватывал не всю верхнюю мантию, а лишь некоторые ее зоны.

Едва ли можно представить себе какую-либо иную причину импульсивного повышения температуры в астеносфере кроме приноса в нее тепла вместе с веществом, поднявшимся в ходе общей дифференциации земного шара из более глубокой оболочки. Е. В. Артюшков (1968) полагает, что дифференциация начинается в нижней мантии, вещество которой наиболее близко по составу к первичному среднему составу Земли. Действительно, средняя плотность нижней мантии равна средней плотности всего земного шара.

Импульсивность прогревания астеносферы должна вызываться тем, что глубинное вещество всплывает не непрерывным потоком, а прерывистыми порциями, а локализация возбужденных режимов в некоторых зонах указывает на то, что такое всплывание происходит не повсеместно, а по определенным путям. Таковыми могут быть уходящие в глубину вплоть до нижней мантии каналы, выполненные веществом пониженной по сравнению со вмещающей средой вязкости.

Приблизительная синхронность тепловых импульсов в верхней мантии на различных материках может быть понята в свете этих предположений как результат почти одновременного приоткрывания всех таких каналов, что позволяло очередным порциям накопившихся в нижней мантии дифференциатов всплывать по разным радиусам почти в одно и то же время. Причины образования сверхглубоких каналов пониженной вязкости и их периодического почти одновременного приоткрывания остаются сейчас за пределами доступных объяснений. Однако история земной коры указывает на определенную эволюцию этих каналов. В пермобильную стадию (в архее) каналы пронизывали мантию столь густой сетью, что всплывание глубинного вещества происходило почти повсеместно и всюду могли возникать возбужденные режимы. В течение переходной протогеосинклинальной стадии (ранний и средний протерозой) произошло обособление путей облегченного подъема глубинного вещества (и тепла вместе с ним), но эти пути еще не были прочно локализованы и поэтому разделение на области возбужденных и спокойных режимов было неустойчивым. Оно стало устойчивым в следующую — устойчивую геосинклинально-платформенную стадию (поздний протерозой и фанерозой), когда образовались стабильные древние платформы и когда эволюция состояла в основном в увеличении площадей спокойных платформенных режимов за счет сокращения зон возбужденных режимов. Только в форме второстепенных отклонений от общей направленности эволюции временно и локально проявлялся процесс эндогенной активизации, когда спокойные режимы сменялись более активными.

Сокращение зон проявления возбужденных режимов следует понимать как сужение каналов, по которым может всплывать глубинное вещество. Сужение шло, подчиняясь некоторой геометрической правильности, и это привело к тому, что наиболее длительно сохранившиеся области активных режимов не оказались разбросанными беспорядочно, а образовали два протяженных пояса — Средиземноморский и Тихоокеанский.

Геосинклинальные (в особенности эвгеосинклинальный), орогенные и рифтовый режимы с излагаемой точки зрения вызываются тождественными условиями в верхней мантии. Они в равной мере отвечают им-

пульсам теплового возбуждения последней. А различия между ними, как мы видели, определяются разной реакцией на такое возбуждение со стороны литосферы. Отсюда вполне естественно ожидать, что эти режимы должны проявляться одновременно в планетарные эпохи возбуждения астеносферы, но в разных областях, в которых литосфера обладает разными свойствами.

Действительно, орогенный режим конца байкальского цикла, приходящийся на кембрий, совпадает во времени с началом офиолитовой стадии эвгеосинклиналей каледонского цикла. Горообразование в конце каледонского цикла (силур — начало девона) точно также оказывается одновременным с заложением в других местах герцинских эвгеосинклиналей. Пермский и триасовый периоды являются временем не только горообразования и формирования рифтов в конце герцинского цикла, но и начала развития альпийских эвгеосинклиналей.

Мы привыкли считать горообразование концом цикла, а заложение геосинклинали — началом его. Поэтому в перечисленных случаях создается представление о «заходе» конца одного цикла за начало следующего. Но такое представление совершенно условно. На самом деле, это — одна и та же эпоха возбуждения астеносферы, которая в равной мере и конец одного цикла и начало следующего. Со стороны условий в верхней мантии между эвгеосинклинальным и орогенным режимами различий нет.

Для того чтобы осуществился эвгеосинклинальный режим, необходима большая рассеянная проницаемость литосферы. Появление такой проницаемости требует сильного раздробления литосферы. В коре при этом большую роль играют горизонтальные пути распространения магмы, которыми обычно являются поверхности напластования в осадочных толщах, еще не подвергшихся метаморфизму. Но для осуществления орогенного или рифтового режимов, напротив, нужна непроницаемая литосфера, делимая на крупные глыбы (для орогенного режима), или цельная и связная (для рифтового режима), какая образуется после метаморфической перекристаллизации.

Поэтому естественно, что после геосинклинального развития, включающего формирование в инверсионную стадию кристаллического панциря, новый импульс теплового возбуждения астеносферы приведет скорее к орогенному режиму, чем к возобновлению геосинклинального. Впрочем, для возобновления последнего благоприятными зонами могут оказаться передовые и межгорные прогибы предыдущего цикла, не охваченные региональным метаморфизмом. Или должно произойти новое чрезвычайно сильное раздробление литосферы, чтобы геосинклинальный режим вновь здесь же возник. При этом новая геосинклиналь может наложиться несогласно на структуры, созданные геосинклиналью предыдущего цикла. Остатки такого взломанного «панциря» мы можем видеть в структуре срединных массивов.

При орогенном режиме кристаллический «панцирь», образовавшийся в течение предшествующего геосинклинального развития, может быть взломан, и в этом случае также может возникнуть несоответствие в простирации и расположении между орогенными поднятиями и прогибами и поднятиями и прогибами, сформированными в геосинклинали, о чем выше уже говорилось.

Основываясь на зависимости эндогенных режимов от свойств земной коры, мы можем понять и случаи «сквозных» циклов геосинклинального развития, когда, например, объединены, как на Урале, каледонский и герцинский циклы в единый палеозойский эндогенный цикл, или, как в Канадских Скалистых горах, байкальский, каледонский, герцинский и мезозойский циклы — в единый рифейско-палеозойский-мезозойский цикл продолжительностью свыше 1 млрд. лет. Если в том или ином цикле механизм, вызывающий региональный метаморфизм, «не сработал»,

кристаллический панцирь не образовался и сохранилась рассеянная проницаемость, то, следовательно, не возникло и условий для частной инверсии, т. е. для смены обратных соотношений между движениями литосферы и кровли астеносферы прямыми. В этой обстановке новое возбуждение астеносферы на границе между циклами приводит к возобновлению геосинклинального режима там же, где он развивался и раньше, что и определяет «сквозной» характер развития.

Для того чтобы существовали в литосфере каналы, по которым может проникать магма, или глубинные разломы, которые служат «рельсами» для вертикальных движений глыб литосферы, каналы и разломы должны поддерживаться в активном состоянии перемещением по ним вещества или тектоническими движениями. Если каналы и разломы не используются долгое время, они плотно закрываются, и литосфера восстанавливает свою цельность. В этом причина того, что для орогенных режимов наиболее благоприятны зоны, где только что закончилось геосинклинальное развитие, менее благоприятны молодые платформы, и неблагоприятны древние платформы, на которых при аналогичном возбуждении астеносферы возникает не орогенный, а рифтовый режим.

Здесь были рассмотрены лишь некоторые стороны условий возникновения различных эндогенных режимов. Автор полагает, что высказанная идея о зависимости эндогенных режимов от определенных взаимоотношений между состояниями астеносферы и литосферы позволяет анализировать более полно, чем это было возможно ранее, и другие важные стороны закономерностей развития материков. Эта же идея еще раз и самым настоятельным образом поднимает вопрос перед геофизиками и геохимиками о механизме дифференциации земного шара и о причинах прерывистого характера выноса глубинного вещества к поверхности и локализации этого выноса в определенных зонах.

Литература

- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 9.
- Белоусов В. В. Об основных закономерностях развития континентов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли., 1972, № 7.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. В сб.: Проблемы глобальной тектоники, под ред. В. И. Смирнова. М., «Наука», 1973.
- Белоусов В. В. О причинах эндогенных процессов.— Вестн. МГУ. Геол., 1973, № 2.
- Грин Д. Х. и Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В сб.: Петрология верхней мантии, под ред. И. Д. Рябчикова. М., «Мир», 1968.
- Леонов Ю. Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез.— Геотектоника, 1972, № 2.
- Лутц Б. Г. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов.— Вестн. АН СССР, 1973, № 10.
- Ронов А. В. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода).— В сб.: Проблемы тектоники, под ред. В. В. Белоусова. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Хаин В. Е. Осцилляционный ритм земной коры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1939, т. XVII, № 1.
- Шейнманн Ю. М. Различия материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Шолов В. Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Trümpy R. Stratigraphy in mountain belts.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1971, No. 503, v. 126 [for 1970], pt. 3.

УДК 551.242.5+551.72

Г. И. КАЛ ЯЕ В

**ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И СТРУКТУРНО-ИСТОРИЧЕСКИЕ
ЭЛЕМЕНТЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ**

На протяжении раннего докембрия, охватывающего архей, нижний и средний протерозой, тектонический режим был геосинклинальным. Эта ранняя стадия развития земной коры едина и не расчленяется на геотектонические циклы. Она завершилась становлением континентальных платформ. Выделены изначальные структурные элементы раннего докембрия и рассмотрены их соотношения.

Тектоническое расчленение раннедокембрийских структур земной коры, выделение среди них платформенных и геосинклинальных областей и соответствующих тектонических режимов — составляют одну из ключевых геологических проблем.

Под ранним докембрием мы имеем в виду архей, нижний и средний протерозой, верхние рубежи которых ныне принимают в виде изотопных дат — 2600 ± 100 , 1900 ± 100 и 1600 ± 100 млн. лет (Афанасьев и др., 1964; Семенов и др., 1965; Тугаринов, Войткевич, 1970). Эти, или близкие им рубежи, нередко фигурируют и в новейших работах зарубежных авторов, например в трудах П. С. Клауда (Cloud, 1970). В качестве нижней границы архея или возраста коры принята дата 3500—3600 млн. лет, поскольку более высокие достоверные значения возраста земных пород пока отсутствуют.

Перечисленные возрастные подразделения отличаются друг от друга геологическим содержанием, однако в совокупности они образуют, по нашему мнению, единую стадию развития земной коры. Эта стадия охватывает становление сиалического слоя коры и создание подавляющей части платформенного фундамента материков. На сооружение этих крупнейших структур континентов ушло более половины всего геологического времени — около 2000 млн. лет.

Ныне вполне определенно выяснились следующие особенности раннего докембрия:

1) необыкновенно распространенный начальный основной магматизм;

2) весьма интенсивный гранитоидный магматизм в виде процессов гранитизации;

3) отсутствие консолидированной сиалической коры, находившейся в стадии становления и наращивания;

4) наличие своеобразных геологических формаций, чуждых послери-фейскому времени: джеспилитовой, лагунно-доломитовой (свойственной древнейшим эвапоритовым бассейнам), формаций рапакиви и анортозитов, ультраметаморфических формаций мигматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма;

5) широко распространенная специфическая складчатость фундамента в виде гранито-гнейсовых куполов и своеобразных межкупольных синклиналей;

6) характерная металлогеническая специализация, приведшая к образованию крупнейших на нашей планете месторождений железа, урана,

золота, цветных металлов и редких земель, свойственных почти всем древним щитам и платформам.

Большая часть отличий вытекает из необратимых процессов, свойственных ранним этапам эволюции земной коры и коренящихся, по всей вероятности, в самом становлении нашей планеты как космического тела.

Одни исследователи, акцентируя внимание на перечисленных особенностях, приходят к выводу, что в раннем докембрии был особый тектонический режим, не сопоставимый с послерифейскими режимами. Этот режим называют «догеосинклинальным», оговариваясь при этом, что он не был платформенным, ни геосинклинальным (Пейве, Сеницын, 1950; Павловский, Марков, 1963; Лазько, 1969; Муратов, 1970; Рябенко, 1970; Салоп, 1970).

Многие геологи, к числу которых принадлежит и автор, тоже подчеркивают особенности раннего докембрия, но при этом, однако, обнаруживают в нем черты геологического развития, присущие также и послерифейским подвижным зонам. Отмечается преемственность в развитии структурных форм земной коры на всем протяжении геологической истории.

Пожалуй, впервые на особый характер архея обратил внимание А. А. Борисяк (1924). Он отнес к догеосинклинальному этапу весь докембрий. Позднее рубеж этого этапа был перемещен А. В. Пейве и М. В. Сеницыным (1950) к границе с рифеем. В последние годы из догеосинклинального этапа исключен протерозой, поскольку в нем уже выявлены подлинны геосинклинали. Ныне догеосинклинальный этап относится только к архею (Павловский, 1962; Е. М. Лазько, 1969; Муратов, 1970). Заметим при этом, что и смысловое значение границы между археем и протерозоем тоже эволюционировало. Не подлежит сомнению, что последовательное перемещение в глубь времени верхней границы так называемого догеосинклинального этапа произошло в итоге углубления геологических знаний по докембрию.

В упомянутой работе А. В. Пейве и М. В. Сеницына (1950) говорится, что на границе с рифеем произошли резкие качественные изменения в геологических процессах, сформировалась сплошная сиалическая оболочка современных континентов, и наступил геосинклинальный режим. Эти выводы, хотя и нуждаются в уточнении, ныне общеприняты, за исключением последнего из них. Более популярны представления, согласно которым в раннем докембрии господствовал геосинклинальный режим в виде пангеосинклинали, а последующее время протекло под знаком прогрессирующего наращивания платформ. Такие, или близкие им представления, можно найти, например, в работах В. В. Белоусова (1962), В. Е. Хаина (1964), Н. М. Страхова (1948).

Термины «пангеосинклинальное» и «панплатформенное» состояния скорее отражают территориальное преобладание того или иного режима во времени в связи с необратимой эволюцией земной коры. Если бы в геологической литературе фигурировал термин «доплатформенный режим», вместо «догеосинклинальный», то, пожалуй, это не встретило бы серьезных возражений в применении его к раннему докембрию, поскольку тогда еще не было подлинных континентальных платформ.

Нередко принимается, что архей представлен только глубокометаморфизованными породами и только в двух фациях — гранулитовой и амфиболитовой (Лазько, 1970). Низкотемпературные фации метаморфизма предполагаются диафоритовыми — наложенными, а гранулитовая фация якобы присуща только архею.

Судя по геологическим и геофизическим данным, можно полагать, что породы гранулитовой фации слагают преимущественно глубоко эродированные блоки фундамента. Это отвечает наиболее обоснованной в настоящее время схеме строения континентальной коры, предложенной

В. В. Белоусовым (1965). Многие петрологи полагают, что некоторые породы гранулитовой фации возникли в результате процессов «дегранитизации», представляя собой кинциты — остаточные продукты гранитизации. Они занимают определенную зону в земной коре, располагаясь ниже зоны с господствующей амфиболитовой фацией метаморфизма. Это сравнительно хорошо согласуется также с расположением сейсмических поверхностей, полученных по данным ГСЗ. Породы гранулитовой фации имеют плотности порядка 2,8—2,9 до 3,0 г/см³ при сейсмических скоростях около 6,8 км/сек, отвечающих свойствам «базальтового» слоя коры. Сейсмические поверхности, отвечающие таким скоростям, были получены, например, в Украинском щите в районе Белозерского синклинория (Соллогуб и др., 1966).

По геологическим данным выясняется, что блоки, предположительно испытавшие наиболее глубокий денудационный срез, сложенные породами гранулитовой фации, действительно пережили предшествующее относительно большее поднятие. Это устанавливается в Украинском щите при сопоставлении компенсационных диаграмм глубокометаморфизованных литологических формаций и тех же формаций, имеющих сравнительно низкие ступени метаморфизма в смежных блоках. Поскольку эти вопросы уже обсуждались (Каляев, 1965, 1971), не будем на них останавливаться.

Породы гранулитовой фации могли формироваться многостадийно — и в архее, и в протерозое. Так, например, типичные представители гранулитовой фации — чарнокиты Украинского щита возникли, судя по данным изотопного возраста, в нижнем протерозое в условиях гранитизации более древнего субстрата — гиперстеновых гнейсов и двупироксеновых сланцев, тоже относящихся к гранулитовой фации метаморфизма, или же пород архейской габбро-перидотитовой формации (Хмарук, Щербаков, 1970).

Формирование пород гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма можно рассматривать как взаимосвязанные процессы, протекающие в различных термодинамических зонах земной коры. Это хорошо согласуется и с экспериментальными данными (Фон Платен, 1967).

Сторонники наличия особого догеосинклинального этапа обычно ссылаются на якобы слабую дифференцированность тектонических процессов в архее, отсутствие дифференцированных бассейнов осадконакопления и вообще расчлененного рельефа, что выразилось в образовании монотонных формаций, выдержанных на огромных площадях. При этом подчеркивается отсутствие в архее грубообломочных пород, в частности конгломератов.

Нельзя не признать, что палеофациальная обстановка архейской эры все еще мало известна. Сравнение мощностей грубоэригенных толщ, в частности моллас различного возраста, действительно указывает на поступательное увеличение со временем «размаха» рельефа, достигающего максимальных значений в альпийских горных системах (Салоп, 1964).

Уцелевшие литологические формации архейского и протерозойского возрастов обычно имеют огромные мощности. И все же отношение суммарных мощностей осадочных образований различных геологических эр к длительности последних как будто свидетельствует, что величина эта в целом уменьшается с увеличением возраста осадочных толщ. Поэтому можно предполагать сравнительно медленное осадкообразование в докембрии в условиях относительно менее расчлененного рельефа. Но монотонность некоторых архейских гнейсовых толщ и распространение их на больших площадях, как, например, в Беломорском блоке и Алданском щите, отнюдь не свидетельствуют об отсутствии в архее геосинклинального режима. К тому же надо считаться с тем, что высокотемпературный метаморфизм в какой-то мере «нивелирует» неоднородные, но близкие

друг другу литологические фации. Вместе с тем случаи подобного постоянства можно привести и для послерифейского времени, например, относительное однообразие палеогеновых глин или меловых отложений, распространенных на огромных пространствах. С другой стороны, можно указать немало районов с архейскими породами, где фациальное разнообразие хорошо выражено, например в Среднем Побужье Украинского щита.

В работах Н. В. Фроловой (1951, 1962) и Е. В. Павловского (1962, 1963), пожалуй, впервые сделана попытка реконструировать условия осадкообразования в архее. В последние годы с тех же позиций эти условия рассматриваются в трудах Е. М. Лазько (1969, 1970). Е. В. Павловский назвал стадию образования древнейших вулканогенных серий «нуклеарной». Это название удачно отражает их изначальность, но следует ли выделять их в особую догеосинклинальную стадию?

Нуклеус — ядро. В свое время идею о первоначальных зеленокаменных ядрах континентов развивал канадский геолог Т. Вилсон, а затем американский геолог Д. Дерри (Derry, 1961). В его работах под зеленокаменными ядрами имеются в виду крупные площади, занятые метаморфизованными основными лавами, представленными ныне амфиболитами и зеленосланцевыми породами обычно огромной мощности. На Канадском щите Д. Дерри выделяет два ядра — Киватинское — площадью 700 000 км² и Йеллоунайфское; на Южно-Американском континенте также два ядра — Бразильское и Гвианское; на Африканском континенте — четыре ядра; в Украинском щите — одно ядро площадью 120 000 км². По-видимому, Д. Дерри имел в виду Среднее Приднепровье с его толщами метабазитов конкско-верховцевской серии. Они обычно сложены самыми нижними членами докембрийского разреза. Таковы серия киватин в Канадском щите и булавайская в Южно-Родезийском щите. Но они отличаются как раз сравнительно низкими ступенями прогрессивного метаморфизма — чаще эпидот-амфиболитовой, иногда даже зеленосланцевой фациями. Вместе с тем имеются толщи гнейсов, в которых реконструируется их эффузивно-магматическое происхождение, вероятно, являющиеся возрастными аналогами упомянутых вулканогенных серий. Они представлены в гранулитовой фации метаморфизма. Можно предполагать, что таковыми являются нижние серии гиперстеновых гнейсов Побужья, Подолии и Приазовья. Судя по работам Н. В. Фроловой (1962) и Е. М. Лазько (1969), аналогичные серии пироксеновых гнейсов и сланцев распространены на Алданском и Анабарском щитах, ими, возможно, являются некоторые древнейшие гнейсовые толщи основного состава и на других щитах.

Отметим, что изотопный возраст нижних вулканогенных серий (вероятно, возраст метаморфизма) не однозначен — 2500—3500 млн. лет. Обычно их относят к архею.

На Украинском щите они образуют архейскую спилито-диабазовую формацию, закономерно сменяющуюся вверх по разрезу кварц-кератофировой формацией. Такие соотношения обычны во многих послерифейских ортогеосинклиналях. Разумеется, эти архейские формации не могут быть изолированы от последующих формационных типов, в том числе джеспилитовой формации, относящихся к нижнему протерозою, поскольку вместе с ними составляют неделимые ряды, отражающие единый архей-протерозойский период геосинклинального развития. Аналогичны соотношения раннедокембрийских формаций территории КМА, где нижняя михайловская серия также вулканогенная и тоже имеет архейский возраст.

Возрастные соотношения формационных типов железорудной провинции Украинского щита, КМА и карелид Балтийского щита подобны. Изотопный возраст их тоже близок. Но в отличие от архейских метабазитов конкско-верховцевской и михайловской серии вулканогенные се-

рии карелид обычно относят к нижнему протерозою. Вместе с тем выполнены А. И. Тугариновым, С. И. Зыковым и Е. В. Бибиковой определения свинцовым методом возраста гранитоидов, прорывающих парандовскую серию, показали возраст 2700—2800 млн. лет. Возраст вулканогенных карельских серий, по А. И. Тугаринову (Тугаринов, Войткевич, 1970), равен 3000 млн. лет. Возникает вопрос, не следует ли эти серии тоже перевести в архей?

Формации гомольской, парандовской и других нижних вулканогенных серий карелид тоже закономерно связаны с ниже- и среднепротерозойскими формациями, образуя с ними единые формационные ряды.

Следовательно, древнейшие эффузивно-магматические формации фундамента Восточно-Европейской платформы, как и других древних платформах, не представляют некий самодовлеющий «догеосинклинальный» этап. В связи с этим становится понятным отсутствие или малое значение грубообломочных отложений в архее, в частности конгломератов, поскольку архей — лишь начальный этап в геосинклинальном развитии докембрия. Существенно конгломератовые толщи появляются позднее — особенно в орогенный и послеинверсионные этапы — в нижнем и среднем протерозое. Такое или близкое ему стратиграфическое и структурное положение грубообломочных пород раннего докембрия устанавливается в пределах почти всех докембрийских щитов.

В областях развития архейских пород не удастся выделить формационные ряды и складчатые системы, свидетельствующие о наличии завершенного архейского цикла геологического развития. Обычно отсутствуют литологические и магматические формации позднеорогенной и послеинверсионных стадий. Ю. И. Половинкина (1970) отмечает: «Архейский цикл на всем земном шаре является незавершенным, в силу чего эпиархейские платформы, по-видимому, отсутствуют». С этим нельзя не согласиться и, следовательно, в данном случае, пожалуй, недопустим термин «цикл».

Таким образом, по формационным критериям архей не может быть контрастно отделен от протерозоя в качестве особой догеосинклинальной стадии в истории земной коры.

Ныне верхняя граница архея обычно принимается условно в виде возрастного рубежа — 2600 ± 100 млн. лет. Многие данные свидетельствуют, что структурные формы и планы складчатостей архея и нижнего протерозоя также далеко не всегда обособлены, чаще взаимосвязаны, как, например, на Украинском щите. Эти соотношения отчасти уже рассматривались нами ранее (Каляев, 1965, 1970_{2, 3}).

В качестве доказательства обособленности рассматриваемых зеленокаменных ядер приводятся соображения об отсутствии в вышележащих метаосадочных породах материала гранитного состава.

Ранее других на это обратила внимание Н. Ф. Фролова (1951), которая, судя по химическому составу архейских осадочных пород Алданского щита, пришла к выводу, что они образовались за счет разрушения пород базальтового состава, и следовательно, граниты — здесь более поздние образования. В связи с этим Г. Д. Ажгирей (1971) справедливо указывает, что и некоторые мезозойские аспидо-граувакковые формации тоже лишены гранитной составляющей и по составу близки к древнейшим метаосадочным толщам юго-восточной Сибири. Это отдаленное сходство может объясняться тем, что указанные формации отлагались в прогибах, отчлененных кордильерами от полей гранитоидов.

Вместе с тем, учитывая наличие весьма древних гранитов, можно предполагать, что даже ранняя континентальная кора уже имела гранитный слой, который первоначально, возможно, формировался за счет базальтового слоя океанического типа и лишь впоследствии в существенной мере за счет магматического замещения супраслов. Образование гранитов в том и в другом случае происходило с решающим привнесом

вещества, в основном щелочей, из глубинных зон Земли. Значение этого процесса убедительно показано в работе Г. Д. Ажгирея (1971). Древнейшие граниты возрастом более 3 млрд. лет ныне известны почти на всех щитах. На Украинском щите гранитоиды в долине Днепра в районе Мишурина Рог и Таромского карьера имеют возраст даже, свыше 3500 млн. лет. (Ивантишин, Котловская, 1973).

Широко распространено представление, что своеобразные тектонические формы — гранито-гнейсовые купола якобы присущи только архею и этим определяют его специфику. Ныне же определенно выясняется, что эта складчатость вообще типична для фундамента, широко развита и в протерозойских зонах и возникала в фундаменте даже в последующие геотектонические циклы. В Украинском и других щитах она охватывает архейские и протерозойские породы в едином цикле складчатости.

При выделении догеосинклинального этапа обычно ссылаются на отсутствие в этом периоде протяженных линейных зон, сочетающихся с глубинными разломами, типичными для молодых геосинклинальных зон. Складчатая структура представляется лишь в виде огромных гранито-гнейсовых куполов, размещенных без какой-либо упорядоченности.

Фактический материал по раннему докембрию Украинского щита не всегда позволяет с этим согласиться. Именно глубинные разломы — Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский, протягивающиеся в фундаменте Восточно-Европейской платформы на расстояние около 1000 км, возникшие в архее, ограничили заложение эвгеосинклиналей возрастом около 3500 млн. лет в системе Большого Кривого Рога, как раз той, что принято относить к зеленокаменным ядрам. Ширина этого зеленокаменного прогиба около 200 км. Образовавшиеся здесь впоследствии огромные купола: Саксаганский — диаметром около 100 км, Демури́нский, Пятихатский и др., сложенные мигматитами и гранито-гнейсами по спилитодиабазовой формации, группируются вдоль указанных разломов в две четкие геоантиклинальные зоны. Они унаследовались и продолжали развиваться в нижнем протерозое в виде краевых кордильер. Вдоль их внешних сторон отлагались грубообломочные формации, а под этими архейскими антиклинальными цепями с помощью ГСЗ и анализа гравитационного поля обнаружены корни гор. Толщина коры достигает здесь максимальных для Украинского щита значений — около 60 км (Крутиховская, Каляев, 1971; Соллогуб и др., 1972).

В последние годы в работах зарубежных геологов тоже развиваются представления о подлинном геосинклинальном режиме архея, хотя при этом подчеркиваются своеобразные черты, отличающие его от молодых геосинклиналей.

В сравнительно хорошо изученном и обнаженном Родезийском щите К. Анхауссер (Anhaeusser, 1969) показал, что древнейшие зеленокаменные пояса (возрастом более 3 млрд. лет) были заложены вдоль глубинных разломов. Развитые здесь огромные гранито-гнейсовые купола образовались позднее этих древнейших эвгеосинклиналей. К. Анхауссер подчеркивает, что такие соотношения зеленокаменных поясов и гранитоидного магматизма, свойственные древнейшим кратонам Южной Африки, с удивительной последовательностью повторены в архее других щитов мира, в частности на Канадском и Австралийском.

А. Гликсон (Glikson, 1970), изучавший тектонику Австралийского щита, также констатирует приуроченность архейских образований к разломным зонам. При этом описана типичная геосинклинальная эволюция в развитии древнейших складчатых поясов Австралии. Он выделил эвгеосинклинальную офиолитовую стадию, затем промежуточную осадочную стадию, включающую образование железистокремнистых пород, и наконец, молассоконгломератовую стадию, завершающую геосинклинальное развитие. А. Гликсон также обращает внимание на то, что

подобная направленная эволюция раннедокембрийских геосинклиналей обнаружена в Канаде, Южной Африке и в Индии.

Нам представляется, что наиболее характерная особенность подвижных зон архея — нижнего протерозоя удивительно выдержанная последовательность в эволюции их эффузивного и гранитоидного магматизма, не оставляющая сомнений в их геосинклинальной природе. Эта эволюция выражается в поступательном увеличении энергии седиментационных процессов, сочетающемся с ослаблением вулканической деятельности. Этот процесс отлично подтверждается количественным соотношением главных типов пород, направленно изменявшемся на протяжении архея — среднего протерозоя на территории древних платформ. Наиболее полные цифровые данные этих соотношений приведены в работе А. Б. Ронова (1964).

Ранняя эффузивно-магматическая деятельность имеет определенную направленность в виде смены основных и ультраосновных пород в промежуточные и кислые вулканиты. Именно такие стратиграфические соотношения в общих чертах выдержаны почти всюду. Отмечается, что метабазиты архея на самых низких стратиграфических уровнях почти всегда известково-щелочные с умеренным или низким содержанием алюминия и окиси калия, близкие по химизму к толеитовым базальтам океанической коры, тогда как на промежуточных и высоких стратиграфических уровнях соответственно залегают высокоалюминиевые базальты и щелочные вулканиты (Glikson, 1970).

Не менее характерна типичная геосинклинальная эволюция гранитоидного магматизма. Среди архейских гранитоидов решительно преобладают натриевые мигматиты, граниты и гранито-гнейсы. Особенно показательны их обширные поля в Беломорском блоке Балтийского щита (Шуркин и Митрофанов, 1970) и на Украинском щите. Калиевые граниты и вообще граниты с повышенной щелочностью не характерны для архея, поскольку он охватывает начальный этап собственно протогеосинклинальной стадии. В нижнем и среднем протерозое на орогенной и посторогенной стадиях все более возрастает роль гранитов с повышенной щелочностью — типичных калиевых субщелочных гранитов. И наконец, на стадии подвижной платформы — появление комплекса пород гранитоидной щелочной формации, включающей щелочные и нефелиновые сиениты.

Все это позволяет уверенно прийти к выводу, что в самом раннем докембрии тектонический режим земной коры более всего приближался к геосинклинальному, хотя он и отличался, еще раз подчеркнем, непотворимыми особенностями.

Затем наступил этап господства раннего гранитоидного магматизма, свойственный всем без исключения структурно-формационным зонам раннего докембрия. С ним генетически связано образование древнейшей глубинной складчатости в виде инфраструктур фундамента: гранито-гнейсовых куполов, валов и своеобразных межкупольных синклиналей. Складчатые формы архейского фундамента в виде гигантских куполов, достигающих 100 км и более в поперечнике, отличаются большой выразительностью. Возможно, это объясняется высокой избыточной плотностью метабазитов, приводившей к резкой гравитационной неустойчивости при инверсии плотностей гранитизируемых масс.

Последующий этап отличался необыкновенно широким распространением железистокремнистой формации, образовавшейся в значительной мере за счет высвобождения железа из основных вулканитов. Об этом свидетельствует то, что в фундаменте Восточно-Европейской платформы, в Канадском, Бразильском, Южно-Африканском, Индийском и Австралийском щитах главная, наиболее рудоносная джеспилитовая формация осадочного (криворожского) типа залегают стратиграфически выше метабазитовых толщ.

Данные изотопных определений, накопившиеся уже в большом количестве (Тугаринов, Войткевич, 1970; Салоп, 1970), позволяют думать, что отмеченные главные этапы раннедокембрийской истории на большинстве древних платформ датируются приблизительно однозначно и, по-видимому, имели глобальное значение.

Рассмотренные особенности тектонического режима раннего докембрия характеризуют изначальный геосинклинальный период в развитии земной коры. Соответственно мы называем его **протогеосинклинальным**. В пределах щитов Восточно-Европейской платформы начало его отвечает возрасту наиболее ранних докембрийских формаций, равному примерно 3500 млн. лет (приднепровские гнейсы и амфиболиты). Появление же гранитов рапакиви возрастом около 1600—1700 млн. лет на Украинском и Балтийском щитах отвечает этапу подвижной платформы. Следовательно, протогеосинклинальный период длился по крайней мере 1500—1800 млн. лет. На Украинском щите и Воронежском массиве он охватывает формационные ряды архея — нижнего протерозоя, отвечающие погружению протогеосинклинали, этапу поднятия, возникновению горной страны и зоны подножий. Раннедокембрийские литологические и магматические формации Украинского щита, карелид Балтийского щита и раннего докембрия Воронежского массива при всем их многообразии парагенетически взаимосвязаны; их формационные ряды не могут быть расчленены на несколько геотектонических циклов. Это заключение может представляться парадоксальным на фоне распространенных ныне схем расчленения раннего докембрия, в которых фигурирует то или иное количество циклов или мегациклов. Пожалуй, трудно назвать термины, которыми бы так свободно пользовались, как этими. Они фигурируют в литературе как циклы орогенические, тектоно-магматические, геосинклинальные, тектоно-плутонические, диастрофические и тому подобное. И хотя само по себе понятие цикл не требует пояснений, далеко не всегда ясно, какое именно геологическое содержание ему придается.

Но так или иначе под этими циклами всегда подразумевается повторяемость самого крупного ранга в развитии геосинклинальных систем, тогда как период раннего докембрия отвечает единому длительному процессу становления первичной сиалической коры вплоть до возникновения континентальных платформ. В связи с этим думается, что понятия полицикличное и даже моноцикличное развитие, сложившиеся при структурно-историческом анализе фанерозоя, неуместны для протогеосинклинального периода.

Термин «геотектонический цикл» применяется здесь в наиболее распространенном значении. Вообще же цикличность, но совсем иного рода, весьма характерна для докембрийских метаморфизованных осадочных и вулканогенных формаций. В них выделяются макро- и мезоциклы и соответствующие ритмы в понимании, например, предложенном недавно Н. Ф. Балуховским (1972).

Учитывая наличие в фанерозое по крайней мере трех геотектонических циклов, понятно стремление обнаружить еще большее количество их в необыкновенно длительном раннем докембрии. Но огромная по протяженности протогеосинклинальная стадия по набору формационных типов отвечает лишь одному периоду геосинклинального развития. После него в пределах Восточно-Европейской платформы, за исключением ее краевых частей, наступил столь же продолжительный период платформенного режима, который длится поныне.

Выше мы показали, что исходя из формационного принципа, справедливого для подвижных зон любого возраста, невозможно установить сколько-нибудь определенный рубеж, отделяющий геосинклинальный архей от геосинклинального протерозоя. Однако в литературе распространены схемы, в которых архей тектонически обособлен. Выделяются ар-

хейские жесткие массивы (блоки), ядра архейской консолидации или эпиаρχейские массивы и платформы. Автор в одной из своих прежних работ (1962) тоже предполагал наличие самостоятельных архейского и протерозойского циклов. Это предположение не подтвердилось. Обычно такие схемы опираются на представлениях о наличии обтекания эпиаρχейских массивов протерозойскими складчатыми зонами, или срезании ими внутренней структуры массивов, или, наконец, о перестройке тектонического плана, якобы произошедшего на рубеже архея и протерозоя.

Анализ геофизических материалов по территории Восточно-Европейской платформы в целом и соотношений структурных элементов в относительно хорошо изученных Украинском и Балтийском щитах показывает, что обрамление или обтекание массивов протерозойской складчатостью действительно хорошо проявлено (Дедеев, 1972), но на «стыках» их структуры обычно конформны, и при детальных исследованиях не обнаруживается срезания древних структур последующей складчатостью. Далеко не всегда удается доказать, что первые из них были консолидированы в архее, а вторые — исключительно протерозойские образования. Их истинные структурно-исторические соотношения оказываются сложнее. Отчасти они освещались нами ранее (Каляев, 1965, 1970, 1971). Отметим лишь общие черты этих соотношений.

На Украинском щите можно выделить по крайней мере две категории древнейших блоков первого ранга, облекаемых зонами раннепротерозойской складчатости.

К первой категории облекаемых блоков нами отнесены протоплатформенные массивы, разделяющие смежные с ними протогоосинклинальные системы и ветви. В этих массивах обычно нет сколько-нибудь развитых спилито-диабазовой и джеспилитовой формаций, почти отсутствуют груботерригенные формации. В них господствуют весьма древние гнейсовые толщи и различные гранитоиды. Характерно, что именно эти массивы на Украинском щите испытывали в среднем и верхнем протерозое тектоно-магматическую активизацию, и в них возникали формации существенно калиевых гранитов, гранитоидная щелочная формации или же близкая ей по времени образования формация гранитов рапакиви и анортозитов. Таковы Кировоградский, Волыно-Подольский и Приазовский блоки Украинского щита.

Они являются древнейшими структурными элементами, можно думать, изначальными. Однако и соседние с ними протогоосинклинальные зоны, включающие архейское складчатое основание, тоже могут рассматриваться в качестве изначальных. Следовательно, протоплатформенные блоки могут приниматься и в качестве срединных массивов, разделяющих протогоосинклинальные системы и ветви, однако не в виде унаследованных эпиаρχейских платформ (ядер), а лишь в виде более стабильных элементов в раннедокембрийских подвижных областях и поясах. Поскольку в данном случае речь идет о соотношении изначальных структурно-исторических зон земной коры, то, естественно, привычное понятие срединный массив приобретает для раннего докембрия специфическое значение, исключающее унаследованность. Соотношение возрастов формационных типов протоплатформенных блоков и смежных с ними протогоосинклиналей, наличие между ними переходного характера складчатых зон позволяют думать, что те и другие изначальные структурные элементы формировались на протяжении архея и отчасти протерозоя, «сосуществовали», отличались различной подвижностью, однако не противостояли столь резко, как платформы и геосинклинали в фанерозое.

Протоплатформенным блокам обычно присущи региональные гравитационные и магнитные минимумы, они отличаются сравнительно повышенной мощностью гранитного слоя. Исходя из этих особенностей, они

могут быть условно выделены в физических полях фундамента на остальной территории Восточно-Европейской платформы.

Ко второй категории облекаемых блоков могут быть отнесены массивы, исторически возникшие на месте эвгеосинклинальных областей в раннедокембрийских складчатых системах. Они обособлены в итоге инверсии тектонического режима в нижнем протерозое. Структура их мегантиклинорная. Для этих блоков свойственны региональные магнитные и локальные гравитационные максимумы, вызванные наиболее характерными для них спилито-диабазовой, кварц-кератофировой и вулканогенно-осадочной джеспилитовой формациями. Эти блоки обтекаются нижнепротерозойскими краевыми синклинорными зонами. На Украинском щите последним присущи наиболее интенсивные магнитные аномалии, вызванные джеспилитовой формацией осадочного криворожского типа. Тектонотипы этой категории блоков — Приднепровский и Курский в геосинклинальных системах Большого Кривого Рога и КМА. Рассматриваемая категория резко отличается от обрамленных протоплатформенных блоков набором формационных типов, но более существенное отличие заключено в том, что они представляют собой внутренние области геосинклинальных систем. В их основании выступают наиболее древние спилито-диабазовые формации и гранитоиды возрастом около 3500 млн. лет.

Краевые зоны, облекающие рассматриваемые массивы, не являются, как принято о них думать, трогами, якобы секущими или срезающими ранее консолидированные складчатые структуры. Доорогенные формации в этих зонах и в смежных массивах общие, или взаимопереходящие при наличии фациальных отличий. Фактически устанавливается только, что развитие краевых зон, например Криворожско-Кременчугской или же Белгород-Михайловской, окончилось позднее, что подтверждается наличием в них еще и послеинверсионных формаций. Эта последовательность в какой-то мере напоминает структурно-исторические взаимоотношения краевых прогибов и внутренних зон в послерифейских геосинклинальных системах. И в раннем докембрии формации краевых зон обычно отделены от доорогенных формаций перерывами — стратиграфическими и другими несогласиями, однако без существенной перестройки (переориентирования) плана складчатости.

Обрамленные массивы обеих категорий органичены конседиментационными глубинными разломами, а структура самого обрамления имеет переходные к массивам зоны. Так, например, на Украинском щите в краевых частях Кировоградского блока, отделяющего геосинклинальную систему Большого Кривого Рога от Белоцерковско-Одесской геосинклинальной ветви, развиты типичные породы криворожской серии — железистые кварциты, доломитовые мраморы и кварциты. Имеются указания, что и в Беломорском блоке в пограничной зоне с карелидами находятся амфиболиты и гнейсы, принадлежащие к протерозойским сериям (Шуркин, 1968).

По набору формационных типов и структурному положению протоплатформенные блоки Украинского щита могут сопоставляться с Беломорским блоком Балтийского щита, разделяющим складчатые системы карелид, относимые по времени завершающей складчатости к протерозою, но заложенные, вероятно, еще в архее. В отношении же времени консолидации беломорид нет единого мнения. В отличие от традиционных представлений (Кратц, 1963; Шуркин, 1968) некоторые исследователи на основании данных изотопного возраста относят беломориды и карелиды к единому геосинклинальному циклу (Тугаринов, Войткевич, 1970).

Итак, в приведенной схеме не остается места для так называемого догеосинклинального этапа. Теоретически не исключено, что в процес-

се становления нашей планеты был этап, к которому не приложимы известные ныне тектонические режимы.

Вместе с тем на всем протяжении геологической истории сосуществовали структурные элементы с различными тектоническими режимами. Пангеосинклинальное состояние раннего докембрия не исключает наличия относительно устойчивых блоков, разделявших протогеосинклинальные системы и ветви. Эти относительно небольшие блоки тоже были изначальными, не унаследованными. Разумеется, они несоизмеримы с огромными послерифейскими платформами и существенно отличались от последних сравнительно высокой подвижностью.

Литература

- Ажгирей Г. Д.* Происхождение и развитие материков и океанических впадин.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3.
- Афанасьев Г. Д., Багдасарьян Г. П., Боровиков Л. И.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— МГК, XXII сес., докл. сов. геологов, пробл. 3, «Наука», 1964.
- Балуховский Н. Ф.* Новые геологические методы в нефтегазразведке. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В.* О коре и верхней мантии материков. Сов. геология, 1965, № 1.
- Борисяк А. А.* Теория геосинклиналей.— Изв. геол. комитета, 1924, т. 43, 1.
- Дедеев В. А.* Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской платформы.— Геотектоника, 1972, № 3.
- Ивантишин М. Н., Котловская Ф. И.* Абсолютный возраст формаций катархея и архея Приднепровья.— В тр. XI сессии комиссии по определению возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Каляев Г. И.* Формации и элементы структуры Украинской железорудной провинции.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Каляев Г. И.* Проблемы связи гранитоидного магматизма и складчатости фундамента.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Каляев Г. И.* Гранитизация и тектоника (проблемы взаимосвязей).— Геол. ж., 1970, т. 30, вып. 2.
- Каляев Г. И.* Стратиграфия Украинского щита на основе тектонических и формационного принципов.— Геол. ж., 1970, т. 30, вып. 6.
- Каляев Г. И.* Положение Украинского щита в докембрийской структуре Русской платформы.— В сб.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Кратц К. О.* Геология карелид Карелии. Изд-во АН СССР, 1963.
- Крутиховская З. А., Каляев Г. И.* Связь поверхности с глубинным строением земной коры в центральной части Украинского щита.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Лазько Е. М.* Особенности осадкообразования в догеосинклинальный этап развития земной коры.— Геол. ж., 1969, т. 29, вып. 3.
- Лазько Е. М.* Об особенностях развития земной коры в догеосинклинальный этап.— Геол. ж., 1970, т. 30, вып. 2.
- Муратов М. В.* Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники.— Тр. Геол. ин-та, 1963, вып. 93.
- Пейве А. В., Силицын В. М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Половинкина Ю. Ир.* Место и время ультраметаморфического петрогенезиса в складчатых областях раннего докембрия.— В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970.
- Ронов А. Б.* Общая тенденция в эволюции земной коры, океанов и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.
- Рябенко В. А.* Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Салоп Л. И.* Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— МГК, XXII сес., докл. сов. геологов, пробл. 10, 1964.
- Салоп Л. И.* Пересмотр геохронологической шкалы докембрия.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1970, т. XLV, вып. 4.

- Семенов Н. П., Виноградов А. П., Комлев А. В., Тугаринов А. И. Геохронологическая карта Украинского докембрия.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований. АН УССР, Геофиз. сб., 1966. вып. 18.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований.— Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 4.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- Тугаринов А. И., Войткевич Т. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Критерии расчленения основных пород чарнокитовой формации Украинского щита.— Геол. ж., 1970, № 2.
- Шуркин К. А. В кн. Геология и глубинное строение Восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм Балтийского щита и фундамента северной части Русской плиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, 5.
- Фон Платен. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Тр. Иркутского гос. ун-та, 1951, т. 5, вып. 2.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— В кн.: Геология и петрология докембрия. Изд-во АН СССР, 1962.
- Anhaeusser C. R., Mason R., Viljoen M. I., Viljoen R. P. A Reappraisal of Some Aspects of Pre-Cambrian Shield Geology.— Geol. Soc. America Bull., 1969, v. 80, No. 11.
- Cloud P. A Working Model of the Primitive Earth.— Amer. J. Sci., 1972, v. 272, June.
- Derry D. R. Economic Aspects of Archaean-Proterozoic Boundaries.— Econ. Geol., 1961, v. 56, No. 4.
- Glikson A. Y. Geosynclinal Evolution and Geochemical Affinities of Early Precambrian Systems.— Tectonophysics, 1970, v. 9, No. 5.

Институт геохимии и физики
минералов АН УССР

Статья поступила
8 февраля 1973 г.

Ю. П. БУЛАШЕВИЧ, В. Н. БАШОРИН**СХЕМА ПРОНИЦАЕМЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ
ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА
ПО ДАННЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ**

По результатам площадной гелиевой съемки в Северо-Западном Казахстане построена схема проницаемых разрывных нарушений земной коры. Сопоставление с геологическими данными и результатами сейсмических исследований методом отраженных волн показывает, что повышенные концентрации гелия в подземных водах покровных образований мезокайнозоя Тургайского прогиба обусловлены разрывной тектоникой фундамента. Подтверждена приуроченность наиболее высоких концентраций гелия к пересечениям разломов, с которыми в пределах Валерьяновской подзоны связаны месторождения железа. Рекомендуется использовать гелиевую съемку для выявления проницаемых погребенных глубинных разломов с целью прогноза новых зон эндогенных железорудных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы на Урале выполнен значительный объем гелиевой съемки. Работами на Свердловском профиле глубинных сейсмических зондирований (Булашевич, Башорин, 1970—1973; Башорин и др., 1972; Булашевич и др., 1973) была доказана однозначная связь аномалий содержания гелия с разрывными нарушениями, а площадными исследованиями в Зауралье (Башорин, 1970, 1971) и Мугоджарах (Башорин, 1973) было показано, что определение концентрации гелия в подземных водах позволяет трассировать глубинные разломы как пути интенсивной миграции гелия к земной поверхности. Сопоставлением концентрации гелия в подземных водах с данными глубинных сейсмических зондирований установлена зависимость интенсивности аномалий содержания гелия от глубины заложения разлома (Булашевич и др., 1973). Как правило, высокие концентрации гелия приурочены к крупным разломам глубокого заложения. На примере отдельных районов (Булашевич, Башорин, 1971; Башорин 1973) показано, что особенно высокие гелиевые аномалии приурочены к пересечениям разрывных нарушений. Информативность и простота исполнения делают гелиевую съемку эффективным и экономичным методом региональных геофизических исследований применительно к изучению разломной тектоники.

Цель статьи — анализ результатов площадных гелиевых исследований на территории Северо-Западного Казахстана, где сосредоточены крупнейшие магнетитовые месторождения Главного железорудного пояса Тургая. Известно, что структурные факторы играют определенную роль в размещении магнетитового оруденения, выражающуюся в приуроченности месторождений к крупным проницаемым тектоническим зонам, а в пределах их — к зонам дробления, обусловленным различного типа разрывными нарушениями. Однако наличие мощного чехла мезокайнозоя затрудняет изучение тектоники этого сложного региона. Для выявления и прослеживания проницаемых дизъюнктивных нарушений

в северной части Тургайского прогиба была применена площадная гелиевая съемка, при которой измеряется концентрация гелия в газах, растворенных в подземных водах.

ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТУРГАЯ

Тургайский прогиб — эпипалеозойская платформа, образовавшаяся на сочленении Уральских и Центрально-Казахстанских структур. В строении региона участвуют породы различного возраста — от докембрийских до четвертичных, которые объединяются в два структурных комплекса. Породы докембрия и палеозоя, в различной степени метаморфизованные и смятые в складки, образуют складчатый фундамент, на котором залегает платформенный чехол практически горизонтально лежащих отложений мезозоя и кайнозоя. Главные структурные элементы складчатого фундамента Тургайского прогиба в пределах рассматриваемой территории — Зауральское поднятие и Кустанайский прогиб. В пределах этих крупных структурных элементов выделяются структурные подзоны, которые в свою очередь осложнены более мелкими складчатыми структурами.

На рис. 1 приведена по А. М. Захарову (Геология СССР, 1971) тектоническая схема площади к западу от Кустаная. Дизъюнктивные нарушения, представленные системами нарушений субмеридионального и субширотного направлений, разбивают район на серию блоков. Всего выделено 10 основных разломов субмеридионального простирания, расстояние между которыми около 10—20 км в западной части района и несколько увеличивается в восточной. Ливановский разлом разграничивает Зауральское поднятие и Кустанайский прогиб. В свою очередь Ли-

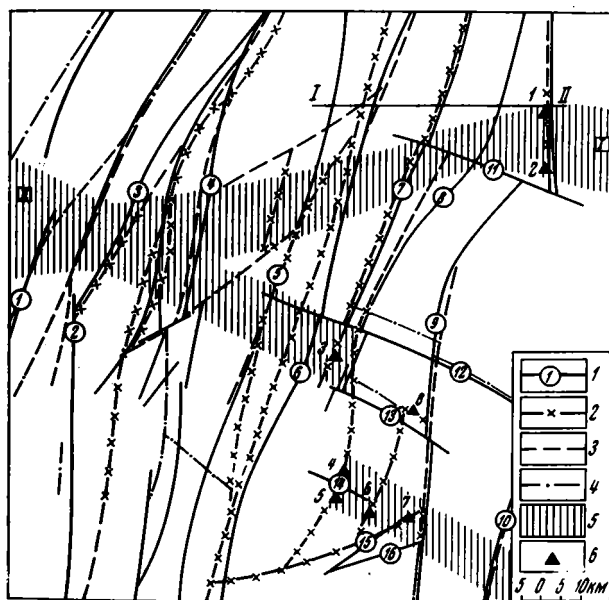


Рис. 1. Схема проницаемых разрывных тектонических нарушений Северо-Западного Казахстана по данным распределения гелия в подземных водах.

1 — линии дизъюнктивных нарушений по А. М. Захарову (Геология СССР, 1971); 2—4 — линии проницаемых разрывных тектонических нарушений, выделенные по повышенным концентрациям гелия в подземных водах, соответственно более 0,02; от 0,005 до 0,02; от 0,002 до 0,005 об.%; 5 — широкие зоны субширотных проницаемых дизъюнктивных дислокаций, выделенные по повышенным концентрациям гелия (более 0,005 об.%;); I — Алешинско-Бурлинская зона; II — Смирновская зона; 6 — месторождения метасоматических магнетитовых по П. Н. Кобзарю (1968), исследованные на

содержание гелия в подземных водах. Наименование месторождений (цифры на схеме): 1 — Введенское, 2 — Алешинское, 3 — Качарское, 4 — Талкульское, 5 — Ломоносовское, 6 — Сарбайское, 7 — Соколовское, 8 — Давыдовское. Наименование дизъюнктивных нарушений (цифры в кружках на схеме): 1 — Западно-Александровское (Тобольское), 2 — Бурлинское, 3 — Тссузакское; 4 — Пешковское, 5 — Ливановское, 6 — Викторское, 7 — Балыктинское, 8 — Чандакское, 9 — Апановское, 10 — Уркашское, 11 — Надеждинское, (Алешинское), 12 — Коскольское (Костомарское), 13 — Костычевское, 14 — Ломоносовское, 15 — Алексеевское. I—II — Введенский сейсмический профиль (метод отраженных волн)

вановский и Апановский разломы ограничивают Валерьяновскую подзону Кустанайского прогиба, для которой характерно наличие большого числа крупных месторождений железа, входящих в так называемый Главный железорудный пояс Тургай. Субширотные дизъюнктивные нарушения в этой подзоне сравнительно многочисленны: только в пределах рассматриваемой площади выделено шесть разломов. В последние годы

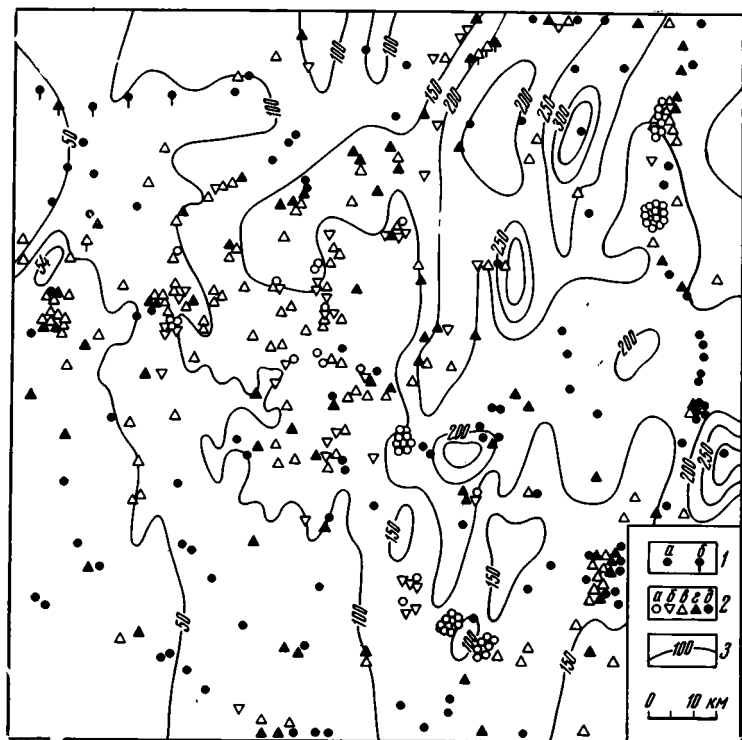


Рис. 2. Карта фактического материала гелиевого опробования. 1 — места отбора водных проб на гелий (а — скважины, б — источники); 2 — концентрация гелия в об. % от газовой фазы для водоносных горизонтов палеогеновых и верхнемеловых отложений (а — более 0,05, б — от 0,02 до 0,05, в — от 0,005 до 0,02, г — от 0,002 до 0,005, д — менее 0,002); 3 — изопахиты покровных отложений, проведенные через 50 м

их выявлению и изучению уделяется большое внимание, так как они играют определенную роль в распределении месторождений полезных ископаемых (Геология СССР, 1971).

Рассматриваемая часть территории Тургайского прогиба повсеместно закрыта с поверхности платформенными отложениями мезо-кайнозоя мощностью 50—200 м и достигающими на востоке 300 м, как это видно на рис. 2.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Вся территория Северо-Западного Казахстана покрыта площадным водно-гелиевым опробованием с густотой отбора проб в среднем одна точка на 10—15 км². Основное внимание при опробовании уделялось глубинным водоносным горизонтам, наиболее тесно связанным с породами фундамента. Поэтому на гелий преимущественно опробовались скважины, вскрывающие пластовые воды палеогеновых и верхнемеловых отложений на глубинах 50—130 м, а также трещинные воды коренных пород.

Крупные месторождения железа в пределах Главного рудоносного пояса детально изучены по скважинам поисково-разведочного бурения и по водопонизительным шахтам и скважинам. Для определения области рассеяния гелиевого потока поверхностными водами и получения дополнительной информации в слабо разбуренных районах были выполнены некоторые объемы опробования по колодцам и источникам. Отбор и анализ проб воды на гелий осуществлялись по обычной методике, описанной в ряде работ (Булашевич, Башорин, 1973; Булашевич и др., 1973). Для статистической обработки фактического материала использовалась функция логарифмически-нормального распределения гелия в подземных водах.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Концентрация гелия в подземных водах Тургайского прогиба изменяется в широких пределах: от $2,5 \cdot 10^{-4}$ до 1,8 об. % газовой фазы. Повышенные концентрации гелия (более 0,005 об. %) отмечаются как в пластовых напорных водах палеогеновых и верхнемеловых отложений, так и в трещинных водах пород фундамента и приурочены к разрывным тектоническим нарушениям. Водоносные комплексы покровных отложений мезо-кайнозоя вне связи с глубинной тектоникой, так же как и в Среднем Зауралье (Башорин, 1971) характеризуются пониженными концентрациями гелия (не выше 0,002 об. %) (таблица).

Распределение концентраций гелия в подземных водах покровных отложений мезокайнозоя Тургайского прогиба

Водоносный горизонт	Количество анализов	Концентрация гелия, об. %					
		от	до	фоновое значение	аномальное значение с доверительной вероятностью		
					0,85	0,98	0,999
I. Вне зон проницаемых разрывных нарушений							
Четвертично-неогеновый	216	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—
Палеогеновый — верхнемеловой	340	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$5 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$17 \cdot 10^{-4}$
II. В зонах проницаемых разрывных нарушений							
Четвертично-неогеновый	268	$5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$14 \cdot 10^{-4}$	$25 \cdot 10^{-4}$	$47 \cdot 10^{-4}$
Палеогеновый — верхнемеловой	590	$1 \cdot 10^{-3}$	1,8	$50 \cdot 10^{-4}$	0,02	0,05	0,2

На рис. 1 приведена схема проницаемых разрывных нарушений, выделенных по данным распределения гелия в подземных водах. По величине концентрации гелия выделяются дизъюнктивные нарушения различной проницаемости, которые соответствуют двум системам: субмеридиональной и субширотной. Как и по геологическим данным, выделяется 10 основных разломов субмеридионального простирания, однако в положении этих разломов имеются существенные различия, особенности которых можно проследить при сопоставлении результатов гелиевого метода с геолого-геофизическими данными по Введенскому сейсмическому профилю, расположенному в северной части Главного железорудного пояса (рис. 1, 3).

Сейсмогеологический разрез по профилю и распределению концентрации гелия, представленные на рис. 3, были получены совершенно независимо.

На рис. 1 Введенский профиль пересекает пять крупных разрывных нарушений субмеридионального простирания, приведенных в Геоло-

гии СССР (1971). Однако при сейсмических исследованиях методом отраженных волн (МОВ, профиль I—II на рис. 1) выявлено только четыре разрывных нарушения (Бекмухаметов и др., 1971), из которых только одно — Апановский разлом — совпадает с положением этого разлома по данным, опубликованным в Геологии СССР (1971). Остальные три разлома, отмеченные на рис. 3, смещены на значительные расстояния. Гелиевой съемкой установлено, что на фоне нормальных значений концентрации порядка $(2,5-20) \cdot 10^{-4}$ об. % выделяются четыре пика высоких значений концентрации гелия, один из которых имеет величину 0,4 об. %. Три пика, как это видно на рис. 3, хорошо увязываются с разломами по сейсмогеологическому разрезу (Бекмухаметов и др., 1971).

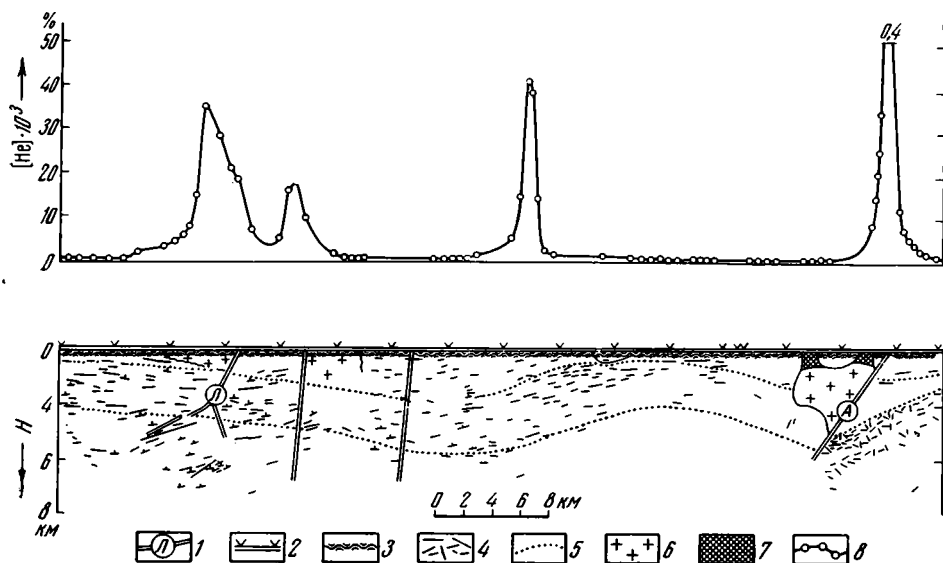


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по Введенскому профилю с данными распределения гелия в подземных водах.

1 — разломы (Л — Ливановский, А — Апановский); 2 — рельеф дневной поверхности; 3 — рельеф кровли палеозоя; 4 — отражающие площадки; 5 — предполагаемые границы разновозрастных пород и интрузивных массивов; 6 — интрузии диоритов; 7 — скары; 8 — график концентрации гелия

Один гелиевый пик оказался смещенным относительно разрывного нарушения восточнее пикета 60 (рис. 3). Однако эта гелиевая аномалия уверенно коррелируется с Балыктинским разрывным нарушением (Геология СССР, 1971). Вероятно, сложность первичного материала и неоднозначность истолкования привели к расхождению сейсмической интерпретации с данными гелиевой съемки и схемой тектоники (Геология СССР, 1971).

Очень высокая гелиевая аномалия в 0,4 об. % над Апановским глубинным разломом, по-видимому, обусловлена тектоническим узлом в зоне Введенско-Алешинского рудного района, где установлено развитие субширотных нарушений (Кобзарь, 1968).

В восточной части района (рис. 1) линии проницаемых разрывных нарушений, выделенные гелиевой съемкой, удовлетворительно согласуются с разрывами, установленными по геологическим данным, и зачастую их повторяют (Апановский, Балыктинский разломы). Следует отметить, что эта часть района наиболее детально изучена геолого-геофизическими методами в связи с поисково-разведочными работами на железо. Поэтому разрывные нарушения здесь установлены с относительно большей достоверностью.

Гелиевые аномалии вкрест простираения разлома обычно составляют в поперечнике 3—5 км (рис. 3). При этом к аномалиям относятся значения концентрации гелия, превышающие $5 \cdot 10^{-3}$ об.%. Однако, как это можно усмотреть из анализа фактического материала, представленного на рис. 2, помимо этих локальных аномалий существуют другие, более протяженные. Одна из таких аномальных зон — Алешинско-Бурлинская — приурочена к Алешинскому разрывному нарушению (№ 11 на рис. 1). Она имеет субширотное простираение и в западной части планшета сливается с другой зоной. Последняя увязывается с субширотными разломами № 12 и 13 на рис. 1. В юго-восточной части планшета можно выделить еще одну аномальную зону около разлома № 14. В пределах этих зон размещаются железорудные месторождения, поля которых характеризуются большим количеством дизъюнктивов. Концентрация гелия вдоль субмеридиональных разломов в пределах выделенных зон имеет в среднем большее значение, чем вне этого участка. Видимо, земной коре в пределах этих зон соответствует наибольшее число разрывных нарушений и большая трещиноватость.

Дизъюнктивные нарушения Северо-Западного Казахстана по интенсивности гелиевых аномалий несут различную информацию, причем нередко в зоне одного разлома выделяется несколько участков с резкими перепадами концентрации гелия. Например, только вдоль Апановского разлома выделяется семь отрезков протяженностью от 20 до 40 км с концентрациями гелия от очень высоких (более 0,02 об.%) в пределах Введенско-Алешинского и Соколовско-Сарбайского рудных районов до крайне низких значений в пределах жестких малопроницаемых блоков пород (Алешинско-Теминский, Соколовско-Луговской участки). Дифференция разрывных нарушений по степени проницаемости обусловлена, по-видимому, как блоковым строением всего района, многочисленностью блоков, так и различной степенью активизации долгоживущих разломов в пределах отдельных блоков.

Наиболее высокие аномалии гелия обычно характерны для тектонических узлов в зонах глубинных разломов. Приуроченность наиболее высоких концентраций гелия к пересечениям разрывных нарушений установлена (Булашевич, Башорин, 1971) на примере Смирновского субширотного разлома. Такого же порядка аномалии содержания гелия наблюдаются в узлах пересечения Апановского субмеридионального разлома с Алешинским (до 0,4 об.%), Костычевским (до 0,06 об.%) и Алексеевским (до 0,6 об.%) субширотными разломами. Пересечения разломов, которым соответствуют аномалии гелия, — наиболее проницаемые участки земной коры. В пределах Валерьяновской подзоны в этих пересечениях располагаются все наиболее крупные месторождения железа (Качарское, Соколовское, Сарбайское, Алешинское). Вероятно, такие участки являлись теми каналами, по которым происходил интенсивный транспорт глубинного, в том числе рудного вещества.

Аномальная гелиеносность подземных вод тектонических узлов в зонах глубинных разломов, к которым в пределах Валерьяновской подзоны оказались приурочены все крупные месторождения железа, обосновывает гелиевую съемку как метод выявления скрытых, не проявляющихся на поверхность, погребенных глубинных разломов для прогноза новых зон и поясов рудных месторождений (Булашевич, Башорин, 1971). На важность решения этой геологической задачи указывал А. В. Пейве (1956).

ВЫВОДЫ

По результатам площадной гелиевой съемки в Северо-Западном Казахстане построена схема проницаемых разрывных нарушений земной коры. На основании анализа полученных материалов показано, что

распределение повышенных концентраций гелия в подземных водах покровных отложений мезокайнозоя Тургайского прогиба тесно связано с разрывными тектоническими нарушениями в породах фундамента.

Гелиевая съемка позволила обнаружить местоположения выхода разрывных нарушений в верхней части разреза и дифференцировать тектонические структуры по степени их проницаемости.

Подтверждена приуроченность наиболее высоких концентраций гелия к узлам пересечения разломов, с которыми в пределах Валерьяновской подзоны связаны крупнейшие месторождения железа. Рекомендуется использовать гелиевую съемку для выявления скрытых, не проявляющихся на поверхность, погребенных глубинных разломов для прогноза новых зон и поясов эндогенных рудных месторождений.

Литература

- Башорин В. Н.* Роль тектонических нарушений в формировании гелиевых аномалий в подземных водах Зауралья.— В сб.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Уральский фил. АН СССР, Свердловск, 1970.
- Башорин В. Н.* Опыт применения гелиевой съемки для изучения разрывной тектоники Среднего Зауралья.— В сб.: Проблемы геологии и ресурсов гелия, Тр. ВНИГРИ, вып. 298. Ленинград, 1971.
- Башорин В. Н.* Основные закономерности распределения гелия в водах Домбаровско-Среднеорского рудного района применительно к геокартированию и поискам рудных месторождений. Матер. к III геохим. семинару, Оренбург, 1973.
- Башорин В. Н., Дорофеев Ю. Б., Костров Ф. Б.* Опыт применения гелиевой съемки для изучения разрывной тектоники и возможности использования гелиевой съемки при поисках рудных месторождений. Методы геол.-геофиз. обоснования и поисков месторождений железа, меди и бокситов на Урале, Свердловск, 1972.
- А. Е. Бекмухаметов, Кленчин Н. Н., Коротовский В. Г., Куба А. П., Навасардян Г. П.* О глубинном строении Главного железорудного пояса Тургайского прогиба.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1971, № 5.
- Булашевич Ю. П., Башорин В. Н.* Гелий в подземных водах на профиле глубинных сейсмических зондирований в Зауралье.— Докл. АН СССР. Сер. матем., физика, 1970, т. 193, № 3.
- Булашевич Ю. П., Башорин В. Н.* О приуроченности высоких концентраций гелия в подземных водах к пересечению разрывных нарушений.— Докл. АН СССР. Сер. матем., физика, 1971, т. 201, № 4.
- Булашевич Ю. П., Башорин В. Н.* О выявлении разломов на Свердловском профиле ГСЗ по повышенным концентрациям гелия в подземных водах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 3, 1973.
- Булашевич Ю. П., Башорин В. Н., Дружинин В. С., Рыбалко В. М.* Гелий в подземных водах на Свердловском профиле глубинных сейсмических зондирований.— Докл. АН СССР. Сер. матем., физика, 1973, т. 208, № 4.
- Геология СССР, т. 12, ч. 1, кн. 2. М., 1969.
- Геология СССР, т. 34, кн. 2. М., 1971.
- Кобзарь П. Н.* В сб.: Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. КазИМС, Алма-Ата, 1968.
- Пейве А. В.* Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 3.

УДК 551.21 (67) + 551.24

Н. А. ЛОГАЧЕВ

ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА КЕНИЙСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

История неоген-четвертичного вулканизма и новейших движений в Кенийской рифтовой зоне (рифт Грегори) показывает, что при рифтовом режиме активизации материков наземный магматизм и образование структур в верхней части земной коры находятся в сложных парагенетических отношениях. Оба процесса имеют общую глубинную природу и не связаны друг с другом как причина и следствие. Подчеркивается значение глубинного структурного контроля магматических проявлений, который складывается в результате взаимодействия тектонических напряжений, термического режима глубин и свойств вовлеченного в переработку литосферного субстрата. Предложена модель развития глубинной структуры и вулканизма Кенийской рифтовой зоны.

ВВЕДЕНИЕ

Из всех геологических и геоморфологических явлений, сопутствующих рифтообразованию, наиболее яркое свидетельство глубинности процесса — магматизм в обеих его формах: интрузивной и наземной. Это обстоятельство побудило исследователей снова взяться за поиск общих и частных закономерностей в отношениях между магматизмом и тектоникой при рифтовом режиме активизации с тех пор, как он стал предметом комплексных исследований по проекту «Верхняя мантия» (Белюсов и Шейнманн, 1968; Флоренсов и др., 1968; Милановский, 1970_{1,2}; Лучицкий, 1971; Святловский, 1971; Грачев, 1972, и др.). Впрочем, эта проблема обстоятельно обсуждалась и ранее. Достаточно отметить работы Б. Виллиса (Willis, 1936) по Восточной Африке, законченные построения Г. Клооса (Cloos, 1939) по поводу связей магматизма с раскалыванием сводовых поднятий, выполненное Е. В. Павловским (1948) сравнение поясов рифтогенеза Восточной Сибири и Восточной Африки или, наконец, данную Н. А. Флоренсовым (1960) общую оценку геодинамических условий молодого базальтового вулканизма в Прибайкалье.

Невозможно рассмотреть все оттенки высказанных взглядов по затронутому вопросу. В общем случае их легко разделить на две группы. В одной из них признается и даже считается само собой разумеющейся прямая причинная зависимость между образованием рифтовых опусканий — грабенов и вулканизмом. Крайний вариант таких взглядов можно найти, например, в книге А. Е. Святловского (1971), в которой возникновение осевых грабенов сводово-вулканических рифтовых зон объясняется ослаблением глубинной поддержки из-за массового истечения магматического материала на поверхность Земли.

Другой взгляд на эту проблему заключается в признании сложных, скорее всего парагенетических отношений между вулканизмом и тафрогенезом. Оба эти явления, имея общую глубинную природу, друг с другом все же не связаны как причина и следствие, и знаменитая клоссовская триада «поднятие — раскалывание — вулканизм» нередко оказывается узкой для реально наблюдаемых фактов (Флоренсов и др., 1968; Логачев, 1972). Несмотря на критику таких представлений (Милановский, 1970_{1,2}), сложившихся главным образом под влия-

нием изучения вулканизма Байкальской рифтовой зоны, они, по-видимому, все же ближе к истине, нежели их альтернатива — признание простейшей зависимости между вулканизмом и тектогенезом, которая к тому же не всегда хорошо аргументируется, а то и просто декларируется.

С нашей точки зрения, при рифтогенезе на материках деформации верхней кромки земной коры, непосредственно отражаемые рельефом, с одной стороны, и вулканизмом — с другой, не находятся в простой связи между собой. Природа этой связи достаточно сложна и противоречива, чтобы быть полностью описанной какой-либо одной, пусть даже очень привлекательной, схемой. Во всяком случае мы ее представляем себе очень плохо, чтобы уже сейчас дать исчерпывающий ответ. Для этого достаточно вспомнить Байкальскую рифтовую зону с ее широко рассеянными полями базальтов, положение которых в новейшей структуре и в структуре основания получило пока что лишь самое общее объяснение. Другой пример — вулканизм Верхнерейнского грабена, проявления которого, как заметил Ю. М. Шейнманн (1969), размещаются без четкой зависимости от рифтогенных структур. Кроме двух главных вулканических дуг, ориентированных поперек грабена и более или менее полно совпадающих с поднятием области Рейнских гор (Северная дуга) и массива Шварцвальд — Вогезы (Южная дуга), имеется большое количество центров с восточной стороны грабена, которые прорывают мезозойский платформенный чехол и распределяются по площади без ясной упорядоченности. Во всяком случае связи молодого вулканизма с собственно рифтовыми структурами здесь настолько непросты, что, по-видимому, не случайно почти все немецкие и французские геологи, занимающиеся изучением Верхнерейнского грабена, обходят эту проблему молчанием и представлений Г. Клооса, которым, как известно, принадлежит выдающаяся роль, дальше не развивают (см., например, два специальных сборника по проблемам Верхнерейнского грабена — «Graben Problems», 1970. Strasburg, 1967).

Суммируя изложенное, можно сказать, что мы еще далеки от правильного понимания и решения проблемы «магма — тектоника» при рифтовом режиме активизации и что здесь необходимы дополнительные новые факты и обобщения. В этой связи особое значение приобретают рифтовые зоны с массовым вулканизмом — Кенийская и Эфиопская, где есть возможность значительно ближе подойти к ответу на вопрос о степени и характере взаимосвязи магматизма и тектоники. Предмет данной статьи — известная автору по личным исследованиям Кенийская рифтовая зона (рис. 1), охватывающая сравнительно небольшую территорию (500×1200 км), которая геологически изучена гораздо полнее территории Эфиопской зоны и более информативна по рассматриваемой проблеме.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Вулканизм Кенийской рифтовой зоны интересен тем, что, будучи массовым явлением в течение всей истории ее формирования, он должен был отразить ход глубинного развития. Появляется возможность не только констатировать существование связи между магматизмом и тектоникой, для чего иногда удовлетворяются одной пространственной совмещенностью соответствующих структурных зон и проявлений магматизма, но попытаться выявить глубинные корни этой связи.

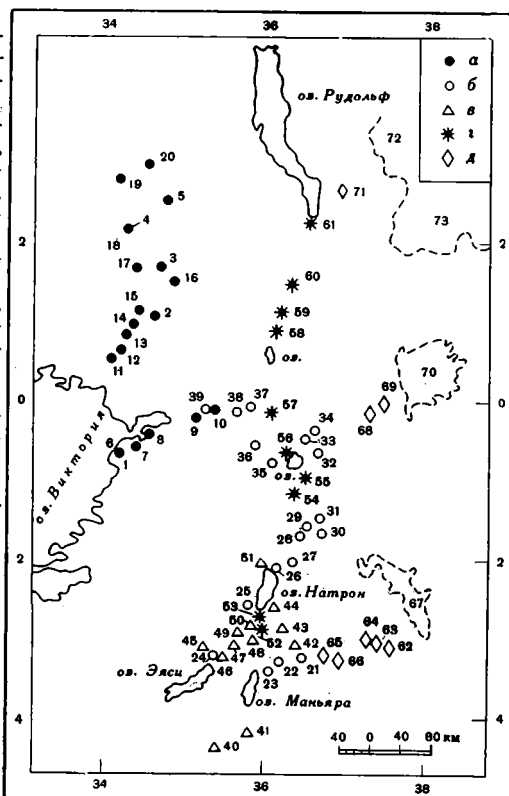
В Кенийской зоне насчитывается около 70 крупных центральных вулканов и ряд вулканических хребтов и плато (рис. 2). Несмотря на широкое разнообразие типов пород, они отчетливо группируются в ряд сообществ, объединяющих родственные по составу вулканисты. На-

чаются восемь типовых ассоциаций, представляющих обе главные группы извержений — трещинные и центральные (рис. 3).

Существует корреляция между составом ассоциаций и типами извержений. Наиболее простые — ассоциации массовых трещинных излияний — базальт-трахитовая, трахитовая и фонолитовая. Базальт-трахитовая ассоциация представлена и среди центральных извержений, но в этом случае она характеризует только щитовые вулканы, сосредоточен-

Рис. 2. Вулканы Кенийской рифтовой зоны

А — нижний — средний миоцен. Вулканы: 1 — Кизингири, 2 — Элгон, 3 — Кадам, 4 — Напак, 5 — Морото; субвулканические массивы: 6 — Рангва, 7 — Рури (Северный и Южный), 8 — Хома, 9 — Буру, 10 — пра-Тиндерет, 11 — Сукулу, 12 — Тороро, 13 — Букусу, 14 — Секулулу, 15 — Будеда, 16 — Кокипай, 17 — Лолелек, 18 — Локупой, 19 — Торор, 20 — Йелеле.
Б — нижний — средний плиоцен: 21 — Мондули, 22 — Бурко, 23 — Эсимингор, 24 — Садиман, 25 — Мосоник, 26 — Шомболи, 27 — Лендерут, 28 — Олоргежайлие, 29 — Ол Эсайети, 30 — Нарок, 31 — Нгонг, 32 — Ниандарава (Элефант), 33 — Кипипири, 34 — Сатима (Абердер), 35 — Мау II (?), 36 — Мау I (?), 37 — Киломбе (?), 38 — Лондиани, 39 — Тиндерет.
В — верхний плиоцен: 40 — Хананг, 41 — Квараха, 42 — Таросеро, 43 — Китумбейне, 44 — Гелай, 45 — Лемагарут, 46 — Олдеани, 47 — Нгоронгоро, 48 — Лоолмаласин, 49 — Олмоти, 50 — Эмбагаи, 51 — Самбу.
Верхний плиоцен-антропоген.
Г — в рифте: 52 — Керимаси, 53 — Ленгаи, 54 — Сусва, 55 — Лонгонот, 56 — Эбурру, 57 — Мененган, 58 — Пака, 59 — Силали, 60 — Эмуруагинг, 61 — Нагарамасайна; Д — вне рифта: 62 — Мавензи, 63 — Кибо, 64 — Шири, 65 — Меру, 66 — Нгурдо, 67 — Чулу, 68 — Кения, 69 — Итангуни, 70 — Ньямбени, 71 — Кулал, 72 — Хурри, 73 — Марсабит



ные главным образом на южном окончании рифтовой долины. Чисто трахитовые или фонолитовые центральные аппараты редки, зато обычна для них ассоциация, в которой наряду с трахитами и фонолитами представлены базальты. Нефелинит-фонолитовая ассоциация свойственна центральным аппаратам и, как правило, сопровождается интрузивными или эффузивными карбонатами. Среди трещинных извержений она представлена крайне ограниченно.

В истории формирования вулканогенного комплекса, образования разрывов и коробления фундамента различаются шесть отдельных стадий (в млн. лет): 1) 23—16 (нижний — средний миоцен); 2) 13,5—12 (верхний миоцен); 3) 10—5 (нижний — средний плиоцен); 4) 5—2 и 5) 2—0,7 (верхний плиоцен — нижний плейстоцен); 6) 0,7—0 (плейстоцен и голоцен)¹. Суммарный результат разломообразования и вулканических событий за отрезок времени, отвечающий отдельной стадии, пред-

¹ Длительность стадий намечена на основании анализа около 280 калий-аргоновых датировок, карта которых приведена в статье Н. А. Логачева, В. В. Белоусова и Е. Е. Милановского (Тектопнysics, 1972, № 15).

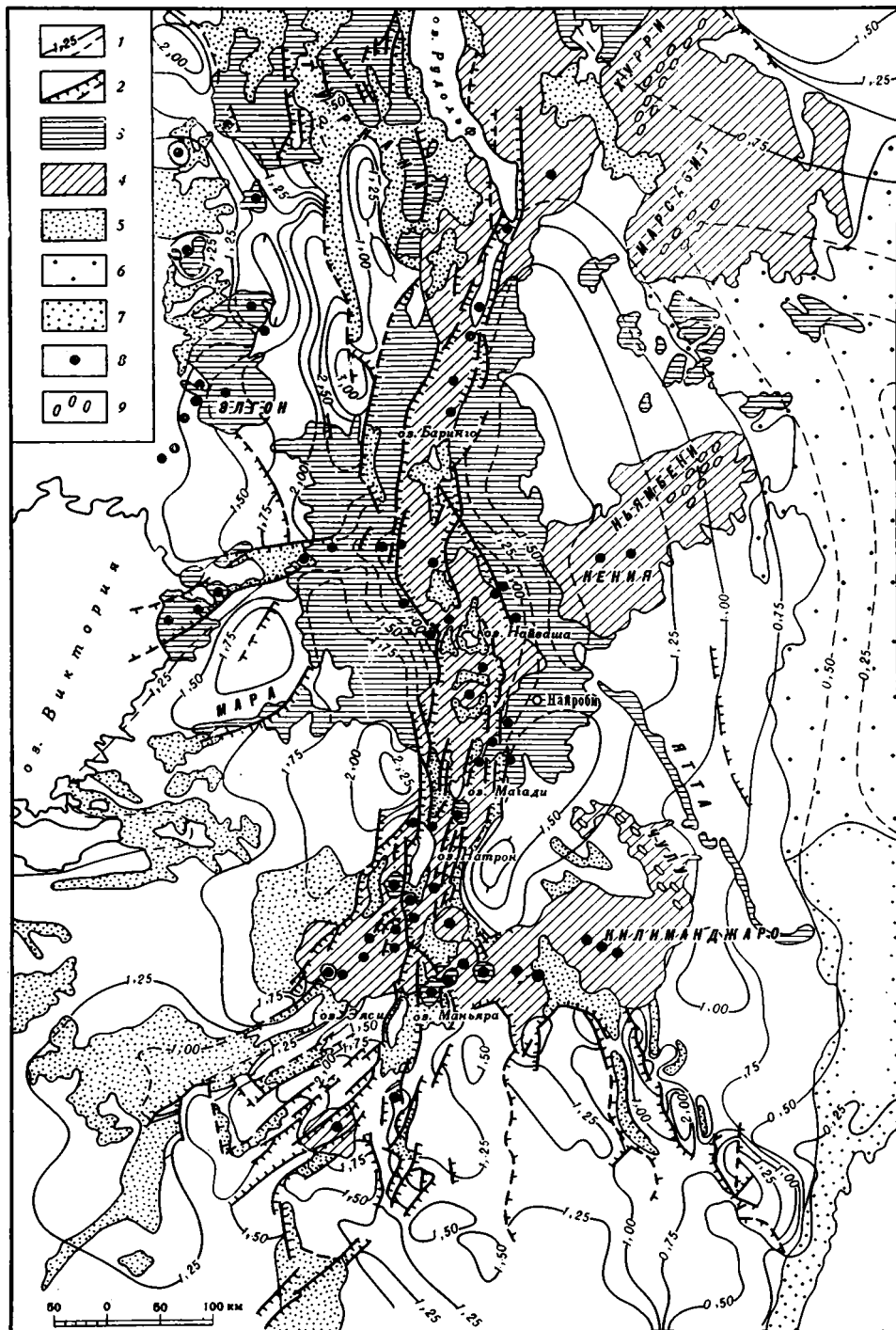


Рис. 4. Схема новейшей структуры Кенийской рифтовой зоны и размещения в ней кайнозойских вулканитов

1 — изогипсы предмиоценовой («африканской») поверхности выравнивания; 2 — крупные плиоцен-четвертичные сбросы; 3 — нижний ярус вулканогенного комплекса, сформировавшийся до начала оседания осевого грабена (миоцен — нижний и средний плиоцен); 4 — верхний ярус вулканогенного комплекса (верхний плиоцен — современность); 5 — озерные и речные накопления в осевом грабене и в опусканиях по периферии Кенийского свода (преимущественно верхнеплиоценовые и четвертичные); 6 — неоген-четвертичный покров периокеанического прогиба Нижней Таны; 7 — комплекс Карру; 8 — жерловины крупных вулканов и субвулканические кольцевые массивы на месте денудированных центров; 9 — ряды насаженных на трещины моногенных вулканов в молодых внерифтовых базальтовых плато

ставлен на рис. 3. О характере новейшей структуры и размещения в ней вулканитов можно судить по рис. 4.

Стадия I (23—16 млн. лет) характеризовалась опусканием территории Турканы к западу и югу от оз. Рудольф. Эта впадина отделила Эфиопское сводово-вулканическое поднятие, начавшее свое развитие в палеогене (Mohr, 1970, 1971), и область к югу от оз. Рудольф, которая впоследствии стала ареной формирования Кенийской рифтовой зоны. На первых порах опускание впадины сопровождалось накоплением озерных и речных мономиктовых и олигомиктовых песчаников и гравелитов, которые достигают местами 200 м мощности. Почти с самого начала погружение сопровождалось массовыми трещинными излияниями базальтов. Кроме территории вокруг оз. Рудольф ими была охвачена широкая (до 100 км) полоса на трассе будущего рифта между озерами Рудольф и Баринго. Во многих пунктах по периферии вулканического ареала лавы залегают прямо на докембрийском фундаменте. Их суммарная мощность местами достигает 1000 м, хотя средняя мощность находится в пределах 400—500 м.

На восточной стороне рифта в толще представлены оливиновые базальты с подчиненными анальцимовыми базанитами и лимбургитами (Williams, 1970). Во впадине Туркана нижняя часть разреза состоит из базальтов и анальцимовых тефритов. Поверх них залегают оливиновые базальты, сопровождаемые анальцимовыми базанитами, которые затем сменяются покровами трахандезитов и трахибазальтов. Еще выше следуют натриевые риолиты, риолитовые игнимбриты и туфы, среди которых встречаются покровы муджиеритов и трахитов (Walsh, Dodson, 1969). Эта существенно кислая часть разреза, тоже связанная с трещинными извержениями, распространена в виде изолированных пятен площадью до сотен квадратных километров почти по всей впадине Туркана и достигает местами нескольких сотен метров мощности.

К западу и юго-западу от области базальтового вулканизма формировались два близко расположенных семейства щелочно-карбонатитовых центров. Северное из них протягивалось в меридиональном направлении по поднятию через всю Восточную Уганду, смыкаясь в районе вулканов Морото и Йелеле с областью трещинных излияний Турканы. Другое семейство в виде цепи вулканов на месте опускания вдоль рифта Кавирондо (непосредственно к востоку от оз. Виктория) соединялось с южным ответвлением базальтовых излияний в районе вулкана пратиндерет.

Миоценовые вулканы обладали крупными размерами. Их радиусы достигали десятков километров (40 км у Элгона), а высота над докембрийским цоколем — 4 км. Вулканы той же петрохимической линии из более поздних групп обладают гораздо меньшими размерами. Общий объем ультращелочных вулканитов превысил 12 000 км³ (таблица).

Эффузивные производные почти всех миоценовых вулканов принадлежат нефелинит-фонолитовой ассоциации. Главные составляющие в ней — меланефелиниты, нефелиниты и фонолиты, причем не столько собственно лавы, сколько пирокластические производные — пеплы, туфы, агломераты из обломков тех же лав, разнообразных интрузивных пород щелочного семейства (мельтейгиты, ийолиты, уртиты, пироксениты, карбонатиты) и смесей кристаллов биотита, флогопита, нефелина, мелилита, кальцита, анальцима, щелочных амфиболов и пироксенов, оливина, магнетита, перовскита, меланита и др. Высокий коэффициент эксплозивности — характерная черта рассматриваемых аппаратов.

Вулканы Морото и Йелеле, расположенные на переходе к базальтовым полям Турканы, отклоняются от этой групповой характеристики тем, что в их составе, по данным Р. Варне (Varne, 1968), широко представлены плагиоклазсодержащие лавы (базальты, трахиты, базаниты, тефриты). На месте многих миоценовых центров ныне обнажены свб-

Объемные соотношения вулканитов Кенийской рифтовой зоны по типам извержений и петрохимической принадлежности

Стадия	Типы извержений: тр.—центральные	Серия: а — умеренно-щелочные б — сильно-щелочные	Объем, км³		$\frac{V_{тр.}}{V_{ц.}}$	$\frac{V_a}{V_b}$	Примечания
VI 0,7—0 млн. лет	тр.	а	6690	6690	15,8:1	90:1	В цифру 5874 включены полные объемы Кении и Килиманджаро
	ц.	б	—	—			
		а	343	421			
		б	78				
V 2—0,7 млн. лет	тр.	а	2400	2400	0,3:1	53:1	
	ц.	б	—	—			
		а	5874				
		б	154	6028			
IV 5—2 млн. лет	тр.	а	14672	14672	13,2:1	492:1	
	ц.	б	—	—			
		а	1072				
		б	34	1106			
III 10—5 млн. лет	тр.	а	770		0,18:1	2,1:1	
	ц.	б	—	—			
		а	30	800			
		б	2682	4275			
		б	1593				
II 13,5—12 млн. лет	тр.	а	—	—			Сериальная принадлежность покровных фонолитов не ясна
	ц.	б	25000	25000			
		а	—	—			
		б	—	—			
I 23—16 млн. лет	тр.	а	28280	28280	2,2:1	2:1	
	ц.	б	—	—			
		а	—	—			
		б	12339	12339			
ИТОГО:	тр.	а	52812		3,2:1	4,4:1	В соотношение 4,4:1 не включены покровные фонолиты верхнего миоцена. 25000 км³
	ц.	б	25030	77842			
		а	9971	24169			
		б	14198				

вулканические кольцевые массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов (Торор, Напак, Рангва, Рури, Хома и др.).

В размещении центров обоих семейств ультращелочного вулканизма отчетлива разница. Если в южной ветви они сгруппированы в линию и соответствуют узкой зоне глубинного «возмущения» верхней мантии, пересекающей край архейского Танганьикского массива почти строго поперек, то в северном семействе центры рассеяны в широкой полосе и лишь самые южные из них (рис. 2, № 11—15) выстраиваются в ряд, простирающийся северо-восточнее на 30°. Здесь также незаметна зависимость размещения центров от ориентировки складок и древних разрывов докембрийского основания. Отметим еще одну существенную разницу: вулканы кавирондинской группы связаны с узким миоценовым прогибом, позже преобразованным в грабен или рифт Кавирондо, в то время как формирование центров северной группы шло на поднятии. Это обстоятельство чрезвычайно интересно тем, что прямо указывает на независимость петрохимии вулканических продуктов от знака относительного движения в верхней части земной коры и что состав мантийных выплавов определяется какими-то более общими причинами.

Стадия II (13,5—12 млн. лет) представляется особенно важной, так как с нее начинается развитие собственно Кенийской рифтовой зоны. Ареал вулканической деятельности сосредоточился в области Кенийского свода и полностью утратил связь с ареалом на Эфиопском своде. Изменение хода магматического процесса оказалось самым существенным за всю историю развития зоны. Кроме резких перемен в местополо-

жении и очертаниях вулканического ареала коренным образом изменился и стал монотонным петрохимический состав вулканитов. Массовые излияния фонолитов происходили через трещины растяжения на кульминации сводового поднятия, главным образом в полосе будущей рифтовой долины. Плановые очертания последней в зачаточном виде обозначились уже в это время, хотя сама она не получила геоморфологического выражения даже на следующей стадии. Главная магмовыводящая зона сопровождалась отдельными ответвлениями (плато Ятта, Мара, рифт Кавирондо).

Фонолитовые покровы были очень мощными и распространялись на многие десятки километров в обе стороны от оси поднятия, перекрывая на севере ранее образовавшуюся толщу базальтовых лав. На большей части территории они залегают непосредственно на породах докембрия. В центральной части фонолитового щита их суммарная мощность превышает 1000 м.

Наиболее важные вулканологические черты стадии — господство трещинных излияний и самая высокая магматическая производительность за всю историю рифтогенеза. Объем верхнемиоценовых фонолитов не менее 25 000 км³ и составляет 1/4 всего извергнутого материала. Радионуклидная стабильность и однообразие петрохимического состава пород свидетельствуют об относительной легкости проникновения магмы к поверхности и устойчивости условий ее генерации. Эти факторы, вероятно, предопределили самую высокую продуктивность вулканизма за неоген-четвертичное время, приближавшуюся в среднем к 17 000 м³/год.

Массовый фонолитовый вулканизм пространственно сдвинут по отношению к базальтовому вулканизму раннего — среднего миоцена, и только севернее побочного рифта Кавирондо наблюдается их совмещение, причем здесь фонолитовый покров оказывается гораздо шире базальтового, а там, где удастся наблюдать контакт фонолитов и базальтов, между ними имеются признаки перерыва. Обе толщи отличаются и по знаку движения земной коры: для формирования базальт-трахитовой ассоциации характерны условия опускания, в то время как фонолитовый покров создавался на фоне сводового поднятия. При приблизительном равенстве объемов позднемиоценовых фонолитов (25 000 км³) и более ранних ассоциации оливин-базальтовой магмы (около 28 000 км³) первые не могут считаться связанными со вторыми путями дифференциации какой-то единой магмы в течение одного и того же магматического цикла. Объем пород базальт-трахитовой ассоциации на территории, где с ней совмещена северная половина Центрального фонолитового щита Кении, составляет не более 1/3 объема фонолитов.

Стадия III (10—5 млн. лет) характеризуется довольно значительными изменениями вулканической деятельности и ее географии. Ареал вулканизма существенно сузился в поперечном к рифту направлении и удлинился вдоль оси, выйдя примерно на 180 км за южную границу плато фонолитов верхнего миоцена. Другая отличительная черта — господство извержений центрального типа, причем вулканы тесно связаны с трассой рифтового трога, располагаясь на его дне (Ол Эсайети, Олоргежайлине, Лендерут, Шомболи, Мосоник) или вблизи кромок плато прямо над обрывами рифтовых плечей (Саттима, Нияндарава, Нгонг, Нарок, два предполагаемых центра на гребне хр. Мау).

К началу и в течение стадии сбросовые смещения значительной амплитуды имели место только в северной половине зоны рифтогенеза. Максимальной высоты вулканический рельеф достигал в центральном сегменте на кульминации Кенийского поднятия, где на утолщение фонолитового щита оказались насаженными самые крупные вулканы.

На смену петрохимически монотонной фонолитовой ассоциации верхнего миоцена пришел разнообразный комплекс пород, формировавший-

ся в виде ряда пространственно обособленных ассоциаций в связи с деятельностью конкретных групп центральных аппаратов и подчиненными трещинами извержениями. Породы нефелинит-фонолитовой ассоциации строго приурочены к западной половине и южному окончанию вулканической области (Тиндерет, вулканы (?) хр. Мау, Шомболи, щелочные эффузивы и дайки районов Кишалдуга и Ширере к востоку и северо-востоку от оз. Натрон, вулканы Мосоник, Садиман, Эсимингор, Бурко). Базальт-трахит-фонолитовая ассоциация занимает восточную половину средней части ареала (Саттима, Ниандарава, Кипипири). К югу от нее расположена группа вулканов, в составе конусов которых представлены одновременно нефелиниты, фонолиты, базаниты, базальты и трахиты (Нгонг, Нарок, Ол Эсайети, Олоргежайлие, Лендерут). На северной оконечности ареала наряду с ассоциацией нефелинит-фонолит-базальт-трахит (Лондиани) представлена трахитовая ассоциация трещинных извержений в хр. Камасиа.

Локализация центров нижнего — среднего плиоцена в рифтовой долине обусловлена не тем, что последняя уже существовала в это время и оказывала контролирующее влияние на размещение вулканических аппаратов (Baker, Wohlenberg, 1971; Baker et al., 1972), а тем, что накануне обрушения по оси Кенийского свода такие составляющие глубинного процесса, как поле тектонических напряжений и термальное поле приобрели соответствующую геометрию. Многие вулканы оказались на дне рифта просто потому, что позже вписались в ширину рифтовой долины, в то время как другая их часть осталась на плато близ кромок рифтовых плечей. Несомненная связь этих «внерифтовых» центров с глубокими магмоконтролирующими расколами, по которым на следующей стадии произошло отделение и оседание рифтового блока с обрушением частей построек в рифтовую долину.

Итак, вулканизм на стадии III определенно локализован на гребне Кенийского поднятия, и его ареал грубо повторяет контуры рифтовой долины. В то же время петрохимически он явно неоднороден в поперечном к рифту направлении. Может казаться, что причина этого — некий глубинный барьер, соответствовавший трассе осевого грабена. Однако, несмотря на общее совпадение с ним разделительной полосы между нефелинит-фонолитовой ассоциацией (запад) и менее щелочными ассоциациями (восток), действительная причина поперечной петрохимической зональности заключается в другом (см. ниже).

Стадия IV (5—2 млн. лет) ознаменована тем, что к ее началу впервые ясно определились краевые сбросы рифтовой долины, и вулканический ареал оказался почти полностью локализованным внутри нее. На западной стороне смещения произошли почти по всей ее длине от северной оконечности хр. Камасиа до Кратерного нагорья на юге, а на восточной — только на ограниченных отрезках (деформация на этом борту имела преимущественно флексурный характер). На дне асимметричного неглубокого трога происходили трещинные излияния базальтовых, реже андезитовых и трахитовых лав, а в перерывах между ними — ограниченное по площади осадконакопление у более высокого западного борта. В итоге образовалась мощная (500—700 м и более) базальтовая серия из множества покровов, содержащая в нижней части линзы и прослои осадочных пород.

На южном расширении рифта извержения были связаны с группой из 10 щитовых вулканов (Самбу, Гелаи, Китумбейне, Таросеро, вулканы Кратерного нагорья — Лемагарут, Олдеани, Нгоронгоро, Лоолмаласин, Олмоти, Эмбагаи). Корреляция между сменой типов извержений и изменением строения рифта в данном случае настолько очевидна, что сама указывает причину, которую следует видеть в изменении характера и общей величины растяжения с приближением к южной оконечности осевого грабена. На подступах к Танганьикскому массиву растяжение

становилось более слабым и утрачивало концентрированный характер, рассеиваясь в системе блоков докембрийских пород и обуславливая переход трещинных извержений в центральноканальное на пересечениях разрывов разного направления.

В 90—130 км к югу от главного базальтового ареала существовал самостоятельный малый ареал щелочно-карбонатитового вулканизма, в котором сформировалась нефелинит-фонолитовая ассоциация вулканов Хананг и Квараха. Таким образом, вулканизм четвертой стадии, которую можно назвать начально-рифтовой, характеризовался не только сменой типов извержений вдоль области рифтогенеза, но и сменой петрохимического состава продуктов. Вулканизм на этот раз охватил и край стабильной области Танганьикского массива, став предвестником его взламывания рифтогенными разломами на следующей стадии. Образование щелочных вулканов Хананг и Квараха произошло на значительном удалении от главного вулканического ареала в области, испытывавшей слабое сводовое поднятие и растрескивание. Эта пара вулканов показывает, что глубинный процесс распространялся дальше, нежели собственно рифтовый трог в его морфоструктурном выражении.

В обоих отношениях (смена типов извержений и петрохимии продуктов вулканизма) обстановка на четвертой стадии напоминает палеовулканическую обстановку раннего — среднего миоцена, для которой также характерно окраинное положение щелочных вулканов на южной — юго-западной периферии вулканической области. Разница в масштабах, времени и месте событий, проявившихся на разных стадиях развития рифтовой зоны, не затушевывает этого сходства.

Стадия IV отмечена возникновением автономных очагов плавления к востоку от мощного базальтового вулканизма в рифте. Они положили начало формированию вулканов-гигантов Кения и Килиманджаро. Нефелиновые сиениты и фонолиты заключительных фаз активности на вершине Кении имеют возраст 2,5—3,6 млн. лет. Этот вулкан оставался активным и на следующей стадии, но главный конус полностью замер, и извержения шли через крупный побочный кратер Итангуни, а также через мелкие паразитические жерла на склонах. Для Килиманджаро картина менее определенная, но наличие лав с возрастом в 1 и даже 2 млн. лет позволяет думать, что его деятельность также началась на четвертой стадии с извержений лав умеренной щелочности. О составе ранних лав вулкана Кения нет прямых данных и по аналогии с Килиманджаро можно думать, что начальными здесь были тоже базальтовые извержения.

Стадия IV стала переломным моментом в ходе вулканизма. С началом оседания дна рифта прекратилась всякая деятельность к западу от него. Вулканизм локализуется внутри рифтовой долины и восточнее ее. Зарождение самостоятельных очагов плавления к востоку от рифтового трога и полное прекращение вулканической деятельности к западу от него означают коренное изменение в ходе развития всей тектоно-вулканической системы.

Стадия V (2—0,7 млн. лет) в ряде важных отношений является продолжением предыдущей стадии. Хотя масштабы вулканизма в это время сократились, на дне рифта по-прежнему доминировали трещинные излияния, образовавшие покровную серию средних по химизму лав и пирокластов, в составе которой в целом преобладают трахиты при подчиненной роли фонолитов. Между базальтовым вулканом Гелаи и кальдерой Сусва на расстоянии 120 км дно рифта полностью залито потоками щелочных и кварцевых трахитов. Севернее Сусвы излияния лав чередовались с извержениями больших объемов пирокластов, образовавших мощные пластовые тела игнимбритов и туфов на дне рифтовой долины и на ее плечах (на схеме для стадии V из-за значительного разрыва этих пирокластов контур трахитовой ассоциации охватывает тер-

риторию с выходами лав). Суммарная мощность этих вулканитов достигает нескольких сотен метров.

В течение стадии V полностью завершился рост вулкана Кения и формировались Мавензи и Ши́ра в массиве Килиманджаро. Самые ранние в видимой части разреза Кении базаниты и трахиандезиты. Вслед за ними извергались ромбен-порфиры, фонолиты, кениты, щелочные трахиты, а также пирокласты. Затем через паразитические центры на склонах излились оливиновые базальты, гавайиты, муджиериты, оливин-анальцимовые трахиты, а также кварцевые трахиты. Конус Кения имеет сильнодифференцированную серию пород, в составе которой лавы базальт-базанитового состава имеют второстепенное значение, но, возможно, шире представлены внутри него. Не отмечены здесь и нефелиниты (Baker, Jennings, 1966).

В истории развития трехглавого массива Килиманджаро, вероятно, первым угас Мавензи. Его лавы — базальты, трахибазальты, андезиты и трахиандезиты. В конусе Ши́ра ранние также базальты и трахибазальты. В более поздней части постройки наряду с базальтами и их агломератами имеются отдельные потоки нефелинитов.

В конусе Кибо представлены оливиновые базальты, трахибазальты, муджиериты, цеолитовые базальты и трахиандезиты. Среди этих лав, образующих мощные пачки, встречаются потоки анкаратритов, меланефелинитов и нефелинитов, тефритов и фонолитов. На более поздней стадии указанные лавы были прикрыты оливиновыми ромбен-порфирами, оливин-цеолитовыми трахитами, оливиновыми фонолитами. Последними появились богатые нефелином фонолиты.

В Килиманджаро заметна тенденция ко все большему участию щелочных лав по мере роста массива. Их практически нет в конусе Мавензи. В конусе Ши́ра они появляются на поздней стадии, а среди продуктов Кибо довольно обычны, хотя и не главные по объему. Свита вулканитов Килиманджаро напоминает направление петрохимических изменений в гавайских вулканах.

Расположенный западнее Килиманджаро вулкан Меру, вероятно, начал действовать на V стадии, хотя его основной рост относится к последнему отрезку истории (стадия VI). Поздние лавы и агломераты конуса Меру представлены типичной нефелинит-фонолитовой ассоциацией. К юго-западу от него имеется серия мелких взрывных кратеров и насыпных конусов с характерной для них ассоциацией анкарамитовых лав и карбонатитовых туфов с ксенолитами глубинных пород, в том числе гранатового леерцолита. На пятой стадии предполагается начало деятельности щелочно-карбонатитового вулкана Керимаси.

Щитовидный вулкан Кулал к востоку от оз. Рудольф состоит из базальтов и трахибазальтов. Подобно Килиманджаро и Кении, этот центр иллюстрирует выход вулканизма за пределы рифта и его миграцию к востоку как явление, характерное для всей зоны рифтогенеза.

Важнейшее тектоническое событие стадии V — формирование рифтового трога по всей наблюдаемой в настоящее время длине. Краевые сбросы раннего рифта испытали частичное обновление и удлинились по простиранию, но наиболее существенный итог этих движений — возникновение новых разрывов внутри осевого грабена и раздробление северного и южного окончаний рифтовой зоны. Смещения вдоль новых разрывов привели к еще большему углублению грабена и к обособлению по его краям сбросовых ступеней (ступени Кирикити, Кинангон и др.). Так сложилась далеко не всюду ярко выраженная структура «рифт в рифте», причем окраинные ступени, расколотые в свою очередь более поздними мелкими сбросами, обычно сопровождают рифт с какой-либо одной стороны.

Стадия VI (0,7—0 млн. лет). С прекращением трещинных излияний единый вулканический ареал на дне рифта распался на ряд изоли-

рованных полей с одновременным переходом трещинных извержений в центральные. В рифте действовало не менее десяти относительно крупных вулканов, часть которых активна поныне. С юга на север — это Меру, Керимаси, Ленгаи, Сусва, Лонгонот, Эбурру, Мененгаи, Короса, Пакка, Силали, Эмуруагиринг, Нагарамасаина (с активными ныне побочными кратерами Телеки и Эндрю). Более половины вулканов являются кальдерами. Особенно масштабные оседания (диаметром до 10 км и более) проявились на Сусве, Лонгоноте, Мененгаи и Силали. Вместе с дезинтеграцией вулканического ареала и изменением типа деятельности существенно изменилась петрохимия продуктов. В рифте наметились три обособленные ассоциации: нефелинит-фонолитовая с карбонатитами на юге, трахит-фонолит-комендит-риолит-пантеллеритовая в середине и базальт-трахит-фонолитовая на севере.

Смена типов извержений в вулканических ареалах к востоку от рифта была противоположной. Центральные извержения, формировавшие Килиманджаро, Кению и Кулал, в двух последних прекратились. Лишь Кибо оставался активным. Восточнее гигантских конусов начались трещинные и многовыходные извержения, образовавшие крупные базальтовые хребты Чулу, Ньямбени, Хурри и щитообразное плато Марсабит. Восточная миграция магматизма, начавшаяся еще на стадии IV, сохранила свое значение и на последнем отрезке геологической истории. Хронологические и пространственные отношения трех «вулкан-пар» (Килиманджаро — Чулу, Кения — Ньямбени, Кулал — Хурри) — прекрасная иллюстрация этого.

Размещение многочисленных моногенных конусов во внерифтовых ареалах базальтового вулканизма подчинено линейности. В хр. Чулу они группируются в узкую полосу северо-западного простирания и обуславливают соответствующую форму всего комплекса вулканических чакоплений. Несмотря на неправильные очертания ареала Ньямбени, конусы здесь расположены в виде линий северо-восточного (40—50°) простирания. То же простирание характерно для размещения центров на хр. Хурри и плато Марсабит. Линейное во всех случаях распределение моногенных построек и значительный объем вулканитов (в сумме 6690 км³) не оставляют сомнений в первично трещинной природе магмовыводящих каналов.

Яркая черта структурного развития на данной стадии — образование густой системы разрывов на дне рифтовой долины («сетчатые» сбросы), которое протекало уже после главных смещений по краевым разломам, также не прекратившим своего развития. Фаза главных смещений по самым молодым разрывам имела место не позже второй половины среднего плейстоцена, после излияний покровных трахитов. Движение микроблоков не прекратилось до сих пор и является причиной довольно напряженной микросейсмической активности (Tobin et al., 1969). Амплитуда вертикальных смещений лишь в редких случаях превосходит 100 м. Эта сбросовая система обладает преимущественно антигетическим характером. С продвижением к югу густота разрывов заметно редет, указывая на ослабление растяжения в этом направлении.

Южное окончание рифтовой долины занято ассоциацией сильно-щелочных пород с карбонатитами. Ее представляют здесь действующий вулкан Ленгаи, соседний с ним потухший вулкан Керимаси, ограниченно активный еще в начале этого века вулкан Меру, а также мелкие одиночные моногенные конусы к юго-западу от него (Лашейние и др.). Вулканиты Конуса Кибо имеют переходный характер и отнесены к ассоциации базальт-трахит-нефелинит-фонолит. Ареал в центральном сегменте рифта представлен четырьмя коническими постройками (Сусва, Лонгонот, Эбурру, Мененгаи) и целым рядом мелких трещинных конусов, куполов и потоков. Трещинные производные составляют не-

сколько первых процентов от всего объема поздних вулканитов. Здесь встречаются базальты, трахиты, фонолиты, риолиты, пантеллериты, комендиты, однако главенствуют трахиты и фонолиты. В этом пестром сообществе кислые лавы наиболее поздние и, вероятно, генетически связаны с эволюцией тех же самых расплавов, которые дали трахиты и фонолиты центральных вулканов. В конусах северных ареалов, за исключением Силали, кислые производные, по-видимому, отсутствуют. Преобладающие типы пород здесь — базальты, трахибазальты, трахиты и фонолиты.

Внерифтовые вулканические поля состоят в основном из щелочных оливиновых базальтов и базанитов. В выбросах на хр. Чулу встречаются эцлогитовые нодулы (Saggerson, 1970). В ареале Ньямбени кроме базальтов и базанитов отмечены мелкие выходы трахиандезитов, фонолитов, тефритов и оливиновых меланефелинитов (Williams, 1970). Мощности этих наслоений достигает местами 1000 м.

Юные базальтовые плато вне рифта характеризуются стабильными и в общем одинаковыми условиями формирования, что вытекает как из их структурной позиции, так и из петрохимического состава продуктов, которые не обнаруживают направленных изменений. Это и естественно, если иметь в виду, что извержения здесь были преимущественно трещинными и протекали в течение короткого промежутка времени.

МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО РАЗВИТИЯ

Как может быть истолкована довольно пестрая и многообразная совокупность описанных выше вулканологических, петрографических и неотектонических фактов? В каком направлении следует искать ответ на главный вопрос — о характере связей между магматизмом и тектоникой в развитии Кенийской рифтовой зоны?

Изложенная выше история развития новейших движений и вулканизма указывает на синхронное формирование вулканических сообществ ультращелочного (нефелинит-фонолит) и умеренно щелочного типов. Ультращелочные расплавы генерировались практически на каждой стадии, а образуемые ими ассоциации всегда занимали достаточно обособленное положение по отношению к синхронным ареалам трахибазальтового вулканизма. На стадиях I и III обе серии формировались со взаимопереходом через смешанную (нефелинит-фонолит-базальт-трахит) ассоциацию; на стадиях IV, V и VI становится более заметным пространственное разобщение серий, причем сильнощелочной магматизм полностью локализуется на южной периферии области рифтогенеза, вначале за пределами рифтового рва (стадия IV), а затем, как бы регрессируя, смещается непосредственно на его окончание (стадии V, VI). Резкий сдвиг в размещении сильнощелочных вулканитов совпал с началом формирования рифтового рва и базальт-трахитовыми излияниями в нем. Изменение термодинамических условий в системе оказалось настолько заметным, что производные щелочной сильно недосыщенной магмы становятся с этого времени явно подчиненными (таблица). Воображаемый термобарический рубеж (рис. 3) между двумя зонами магмообразования на стадии IV (5—2 млн. лет.) не только сдвинулся к югу, но и повернулся по отношению к его положению на предыдущей стадии почти под прямым углом.

В показанной на рис. 3 структурной паре «Танганьикский массив — Мозамбикский пояс», которые относятся к формам первого порядка в структуре Африканской платформы, ареалы ультращелочного с карбонатитами вулканизма всегда располагаются во внешней зоне Мозамбикского складчатого пояса и частично вторгаются на стадиях I и IV в окраину Танганьикского массива. Зависимость размещения ультращелочных комплексов от структуры основания и приспособленность к

ней рифтогенеза обусловили общую асимметрию формационного комплекса и молодой тектоно-вулканической системы в целом. Она проявляется в таких важнейших параметрах, как: 1) петрохимическая зональность неоген-четвертичного комплекса вулканитов с запада на восток и с юга на север; 2) миграция вулканизма к востоку, начавшаяся одновременно с образованием рифтовой долины; 3) асимметричный характер структуры (рис. 4), обусловленный более высоким положением западного плеча по сравнению с восточным (в среднем на 300—500 м) и более ранним началом смещений по разломам на западной стороне рифтовой долины.

Не подлежит сомнению связный характер движений обеих структурных зон докембрия в течение мезозоя и кайнозоя; они срезаны всеми представленными в регионе поверхностями выравнивания, и их шов почти на всем протяжении, начиная от зоны катаклазитов Бубу и до зоны Асва, оставался пассивным. Консолидационная связь этих зон, установившаяся после «панафриканской» орогении (400—600 млн. лет), не была нарушена кайнозойскими движениями. Отсюда вытекает, что влияние макроанизотропии фундамента на ход молодого магматизма, коробления и образования разломов не имело прямого характера и что приспособление рифтогенеза к неоднородностям платформы осуществлялось в корневой системе ее блоков, вероятнее всего, в подкоровой части литосферы, т. е. тоже имеет глубинную природу.

Окраинное размещение центров щелочного вулканизма приводит к выводу об их связи с зонами пониженных значений теплового потока. Делая такое заключение, мы исходим из очень вероятного допущения неодинаковой напряженности термального поля под Танганьикским массивом и Мозамбикским складчатым поясом. Что литосфера под первым может быть менее разогретой, а астеносферный слой располагаться на большей глубине, чем под складчатым поясом, очень вероятно в свете данных геотермических исследований на разных континентах, из которых следует, что области архейских щитов обладают минимальным тепловым потоком (Lee and Uyeda, 1965; Lubimova, 1969; Simmons and Roy, 1969; Qsmaston, 1971, и др.). До неогена термальное поле характеризовалось слабым наклоном геонизотерм на запад — юго-запад под Танганьикский массив. С подъемом глубинного материала и началом рифтогенеза это фоновое поле испытало существенное изменение.

В течение стадии I высокие значения термального градиента характерны для района оз. Рудольф и его окрестностей. Данная территория была периферической частью громаднейшей термогравитационной аномалии с эпицентром на Эфиопском поднятии. В отличие от Эфиопского свода излияния производных оливин-базальтовой магмы в Туркане и к югу от оз. Рудольф происходили в обширных плоских прогибах. С падением напряженности термального поля и уменьшением растяжения к краю Танганьикского массива очаги плавления мантии должны были располагаться на большей глубине, чем в Туркане. Их развитие привело к образованию серии щелочно-карбонатитовых центров Восточной Уганды и рифта Кавирондо. Тектоно-термальное поле стадии I еще не несет в себе зачатков режима Кенийской рифтовой зоны.

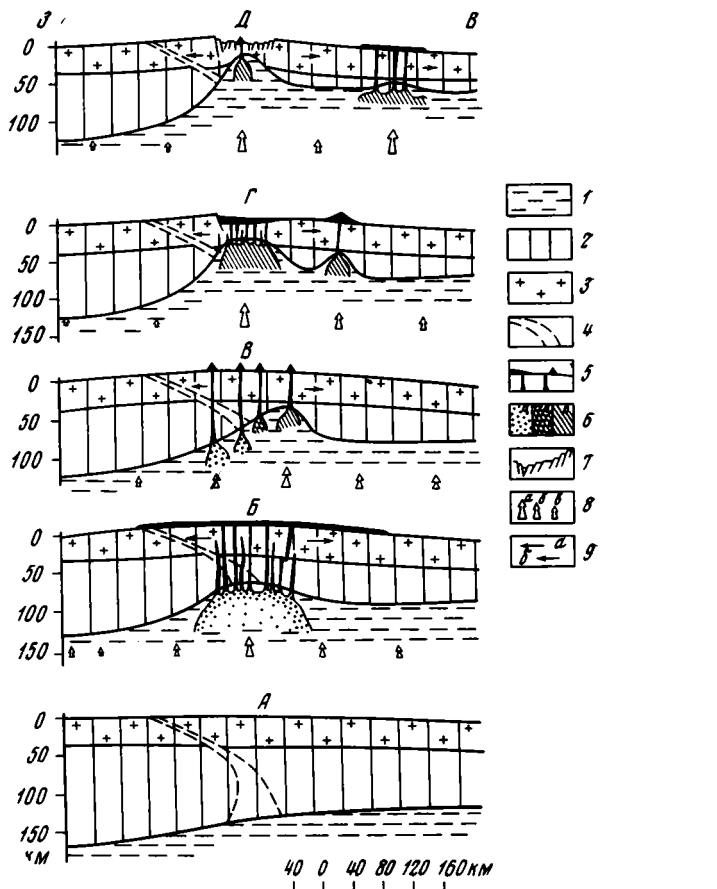
Развитие тектоно-вулканической системы рифта Грегори начинается с формирования Центрального фанолитового щита Кении. Ему предшествовал длительный подъем разогретых масс к земной коре. Фокус этой более поздней, чем Эфиопская, термогравитационной аномалии должен был совпадать с центральным сегментом рифтовой долины. Реакция земной коры на данный процесс выразилась в образовании Кенийского свода, форма и размеры которого, вероятно, адекватны зоне глубинного разогрева. Массовые излияния фанолитов начались, когда

значительное вздутие коры привело к ее растрескиванию и созданию необходимой начальной проницаемости (рис. 5, Б).

Наличие изгиба рифтовой долины между озерами Найваша и Баринго делает вероятным предположение о соучастии в образовании системы магмоводов не только аркогенеза и поперечного растяжения, но и левостороннего движения вдоль простирания будущего рифта. Глубин-

Рис. 5. Гипотетическая модель развития глубинной структуры и вулканизма Кенийской рифтовой зоны (для ее центрального сегмента) 1 — астеносфера; 2 — литосфера; 3 — земная кора; 4 — шовная зона в литосфере между Танганьикским архейским массивом и Мозамбикским складчатым поясом; 5 — вулканические постройки и питающие их каналы; 6 — очаги генерации магмы: а) ультращелочной, б) «промежуточной», в) умеренно щелочной; 7 — сбросы в осевом грабене; 8 — поток тепловой энергии (относительный): а) большой, б) умеренный, в) малый; 9 — растяжение: а) сильное, б) слабое.

Этапы эволюции глубинной структуры: А — до начала рифтогенеза; Б — верхний миоцен (стадия II истории вулканизма); В — нижний и средний плиоцен (стадия III); Г — верхний плиоцен — эоплейстоцен (стадия IV, V); Д — плейстоцен — современность (стадия VI)



ное на север — северо-восток движение масс в восточном крыле рифтовой зоны предопределило местоположение области с оптимальными условиями плавления субстрата и проницаемости земной коры. Причину появления этого характерного изгиба следует видеть в приспособлении глубинного рифтообразующего механизма к неоднородностям литосферы, в его реакции на соприкосновение с «корневой» системой Танганьикского массива, так как очевидна пространственная близость изгиба долины и связанной с ним зоны высокой проницаемости к выступу Танганьикского массива в районе зал. Кавирондо, равно как и проявляемая долиной «массивобоязнь», выраженная в том, что к югу от оз. Баринго она как бы стороной обходит Танганьикский массив, следуя параллельно его краю на расстоянии 80—100 км от него. Да и в самом переходе осевого грабена южнее оз. Натрон в разветвляющуюся систему сбросов, которые рассекают и массив, тоже следует видеть проявление того же самого приспособления рифтогенеза к макронеоднородностям литосферы. Изменение структуры рифта в данном случае безусловно связано с переработкой двух смежных блоков. Как бы то ни было, S-образный изгиб рифта — реальный факт, который помогает объяс-

нить наивысшую производительность вулканизма в срединном сегменте Кенийской рифтовой зоны (Logatchev et al., 1972).

На следующей стадии (III) условия магмообразования существенно изменились. Господство центрально-канальной формы связи глубин с поверхностью указывает на ослабление растяжения осевой зоны свода, а петрохимические различия между группами центров — на явное изменение условий плавления субстрата в направлении, поперечном к рифту. Единый глубинный «бассейн» магмообразования, существовавший при формировании покровных фонолитов, распался на отдельные очаги, располагавшиеся на разной глубине — большей на западе, меньшей на востоке (рис. 5, В). Современные экспериментальные данные (Green, 1970) позволяют принять для западных очагов, генерировавших ультращелочные расплавы, положение в интервале глубин 70—100 км, а для восточных — в интервале 35—70 км с соответствующим снижением геотерм к области Танганьикского массива.

Резкое изменение условий магмообразования совпадает с началом опускания осевого грабена, и это совпадение свидетельствует о связи между тем и другим по существу. Эту связь нужно видеть в новом импульсе растяжения, на этот раз более мощном, чем в позднем миоцене, приведшем к общему утонению земной коры, расщечению ее глубокими расколами и оседанию рифтового блока преимущественно с западной его стороны. Усилившееся растяжение по оси свода привело к снятию давления под полосой рифтовой долины и изменению *РТ*-условий в верхней мантии с приближением фронта плавления к подошве земной коры (рис. 5, Г). Подток расплавов к поверхности осуществлялся преимущественно через трещины. При такой тектоно-физической обстановке необходимо предполагать существование единой вытянутой вдоль оси свода очаговой зоны, располагавшейся не ближе 30—40 км от поверхности. Тепловой поток через рифтовую долину в это время был максимальным за всю историю развития тектоно-вулканической системы. Местное термическое поле осложнилось резким положительным пиком, совпавшим с рифтовой долиной.

У кромки Танганьикского массива в полном отрыве от базальтового ареала возникли два очага ультращелочного магматизма (Хананг, Ква-раха). Они явились результатом объемно ограниченного плавления подкорового субстрата в зоне с пониженным значением теплового потока, располагавшейся на продолжении главной термической аномалии. Растяжение коры, существенно уменьшившее литостатическую нагрузку на оси свода и благоприятствовавшее крупнообъемному выплавлению щелочных оливин-базальтовых расплавов под рифтовой долиной, здесь уже не играло существенной роли. Следовательно, родоначальные расплавы южных щелочно-карбонатитовых центров формировались на значительно большей глубине, нежели оливин-базальтовые расплавы непосредственно под рифтом. В данном случае, как и в предыдущих, мы сталкиваемся с примером прямого геологического подтверждения экспериментальных данных по условиям образования базальтовых расплавов сильно и умеренно щелочного типов (Куширо, 1968; Грин и Рингвуд, 1968; Green, 1969, 1970).

Вулканизм в рифте в течение стадий IV, V и VI, объемлющих собственно рифтовый этап развития Кенийской зоны, в основе своей представляет единый процесс, который характеризуется постепенным сокращением масштабов, распадом ареала на ряд более мелких с одновременной трансформацией типов извержений из трещинных в центральные и направленным изменением петрохимии продуктов. Последние представляют собой единый ряд гомодромной дифференциации, в начале которого находится базальт-трахитовая ассоциация (стадия IV), в середине — трахитовая ассоциация (стадия V), а в самом конце — трахит-фонолит-командит-риолитовая ассоциация срединного сегмента рифтовой долины,

под которым на последней стадии сохранился самый крупный и, по-видимому, вертикально неоднородный очаг плавления (рис. 5, Д).

Если тектоно-термические условия вулканизма в рифте на стадии IV принять за исходные, то в течение двух последних стадий наблюдается их неуклонное ухудшение, обусловленное уменьшением параметров температурного поля и ослаблением растяжения. На это указывают сокращение площади активного вулканизма и смена трещинных излияний центральными. Охлаждение на южной оконечности системы оказалось настолько значительным, что повлекло за собой создание условий, неблагоприятных для появления оливин-базальтовых расплавов или их дифференциатов. В то же время фронт очагов плавления ультращелочных расплавов продвинулся на север, как бы преследуя регрессирующее термическое поле, и на последней стадии проник в южный конец осевого грабена (вулканы Ленгаи и Керимаси), т. е. в сферу предшествовавшего базальтового вулканизма.

История вулканизма и тектонических движений в течение трех последних стадий позволяет предположить, что развитие осевого грабена уже миновало своей кульминационный пункт. Стадия IV — это время наиболее напряженной термальной активности и мощного, сконцентрированного в рифте базальтового вулканизма, суммарный объем продуктов которого (главным образом лавы) составляет около $16\,000\text{ км}^3$. Объем внутририфтовых вулканитов следующей стадии не превышает 2400 км^3 , а последней, еще не закончившейся стадии — 420 км^3 . Их соотношения друг с другом дают ряд $38:6:1$. Отнеся эти объемы к продолжительности стадий, получаем абсолютное сокращение производительности вулканизма в виде пропорции $9:3:1$, что является иллюстрацией постепенного угасания глубинной активности и охлаждения системы, несмотря на в общем значительные структурные изменения в самой рифтовой долине на стадиях V и VI, которые выражены формированием на отдельных ее отрезках «рифта в рифте» и дробной системы сбросов на ее дне.

Усиленное растяжение в верхнем плиоцене, положив начало образованию осевого грабена и базальтового вулканизма в нем, явилось вместе с тем причиной известного обособления блоков литосферы по обе стороны грабена. Только так можно понимать совпадение во времени между образованием эмбриональной рифтовой долины и прекращением вулканизма на ее западном плече. Возникновение выступа мантии под рифтом привело к ослаблению связей между западным и восточным блоками и концентрированному расходованию тепловой и механической энергии в полосе самого рифта. Вероятно, этого оказалось достаточно для угасания очагов плавления под его западным плечом. В то же время под отдельными районами восточного плеча возникли совершенно новые очаги, вначале проявившие себя в форме крупных вулканов Килиманджаро, Кения и Кулал (стадии IV и V), затем в форме сместившихся еще далее к востоку — северо-востоку лавовых плато и хребтов Чулу, Ньямбени, Марсабит и Хурри. Суммарный объем извергнутого в течение стадий V и VI материала внерифтовых восточных плато и вулканов более чем в 4 раза превосходит объем материала в самой рифтовой долине за тот же отрезок времени. Все это объективно свидетельствует об одностороннем перемещении глубинной активности на восток, от Танганьикского массива ко впадине Индийского океана. Общий параллелизм размещения этих юных построек рифтовой долине Грегори, вероятно, указывает на линейный характер глубинных возмущений верхней мантии, осложняемых «пиками» особенно высокой термальной активности, которым соответствуют внерифтовые ареалы базальтового вулканизма.

Что означает и к каким структурным преобразованиям приведет эта «восточная» тенденция — ответить трудно. Подкупает своей простотой предположение об асимметричном конвективном потоке с более развитой восточной ветвью. В этом случае возникает возможность даже подсчитать скорость конвективного течения, поскольку время и место прорыва глубинного материала хорошо известны. Такому предположению, однако, больше бы удовлетворяла картина непрерывного распространения сплошного вулканического фронта к востоку. На деле же наблюдается прерывистая в пространстве и скачкообразная во времени миграция вулканической деятельности. Она, как кажется, лучше может быть объяснена с позиций астенолитовой модели В. В. Белоусова (1966) при предположении последовательно идущего параллельно-рядового подъема глубинного материала к земной коре с прорывом его на поверхность на кульминациях-ячеях астенолитовых гребней. Возможно, этим обусловлена известная правильность в размещении восточных ареалов вулканизма на стадиях V и VI (в частности, приблизительно равные промежутки между ними по долготе).

Заканчивая на этом обзор, подчеркнем, что решение проблемы «магма — тектоника» даже на таком сравнительно хорошо изученном объекте, как Кенийская рифтовая зона, оказывается задачей высшей сложности. Данная зона демонстрирует одновременное формирование пород ультращелочной и умеренно щелочной серий при вполне ясном контроле за их появлением со стороны эволюционирующей тектоно-термической системы. В его основе лежат структурная и физико-химическая неоднородности тектоносферы. Они же, по-видимому, определяют и сложный характер отношений между новейшим структурообразованием и вулканизмом, в которых наряду со случаями простых и, так сказать, гармоничных связей, иллюстрируемых, например, образованием Кенийского свода и массовыми трещинными излияниями фонолитов на нем в позднем миоцене (стадия II) или же трещинными базальт-трахитовыми излияниями в осевом грабене в верхнем плиоцене — эоплейстоцене (стадии IV, V), представлены трудно объяснимые какой-либо простой моделью случаи прорыва базальтовой магмы на поверхность на восточном крыле свода. Структурообразование и магматизм, очевидно, равноправные производные глубинной динамики Земли. Они, конечно, взаимосвязаны, но вряд ли взаимообусловлены в такой степени, в какой это предполагается популярными схемами, ведущими начало от хорошо известной концепции Г. Клооса.

В конечном счете структурный контроль за магматическими проявлениями не должен ставиться под сомнение. Он безусловно имеет место, но его сущность не так проста, как иногда кажется, и он складывается в результате сложного взаимодействия тектонических напряжений, термического режима глубин и свойств вовлеченного в переработку литосферного субстрата. Как справедливо указал Ю. М. Шейнманн (1968, 1970), природа этого взаимодействия в каждом конкретном случае может быть понята тем лучше, чем больше при анализе отношений магмы и тектоники геологи будут опираться на данные геофизики, геохимии и экспериментальной петрологии.

Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
 Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабенов. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968.
 Грачев А. Ф. Асимметрия Байкальской рифтовой зоны (геофизическое решение геоморфологической проблемы). — В кн.: Геоморфология и геофизика. Л., «Наука», 1972.

- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Куширо И. Плавление в системах форстерит — $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ — кремнезем и форстерит — нефелин — кремнезем при высоких давлениях.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. Автореф. докт. дис., Иркутск, 1972. (Иркутский гос. ун-т).
- Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. т. 1, 2. М., «Наука», 1971.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1970, № 2.
- Милановский Е. Е. О соотношениях вулканизма и тектоники в южной части рифтовой зоны Грегори (Восточная Африка). В сб.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток, 1970₂.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Святловский А. Е. Структурная вулканология, М., «Недра», 1971.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А., Солоненко В. П., Логачев Н. А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геологов. XXIII сессия Междунар. геол. конгр., 1968.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Шейнманн Ю. М. К проблеме генерации магм.— Сов. геология, 1969, № 2.
- Шейнманн Ю. М. Об условиях образования магм.— Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 5.
- Baker B. H., Jennings D. J., Geological map of the Mount Kenya area. Geol. Surv. Kenya, 1966.
- Baker B. H., Wohlenberg J. Structure and evolution of the Kenya Rift Valley.— Nature, 1971, v. 229, No. 5286.
- Baker B. H., Mohr P. A., Williams L. A. J. Geology of the Eastern Rift System of Africa.— Geol. Soc. Amer. spec. paper, № 136, 1972.
- Cloos H. Hebung — Spaltung — Vulkanismus.— Geol. Rundschau., 1939, B. 30, No. 4 A.
- Green D. H. The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's mantle.— Tectonophysics, 1969, v. 7, No. 5—6.
- Green D. H. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.— Phys. Earth and planet. Inter., 1970, v. 3.
- Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data.— In: Terrestrial heat flow. Geophys. Monograph No. 8, Amer. Geophys. Union, Washington, 1965.
- Logatchev N. A., Belousov V. V., Milanovskiy E. E. East African rift development.— Tectonophysics, 1972, No. 45.
- Lubimova E. A. Thermal history of the Earth.— In: The Earth's Crust and Upper Mantle. Amer. Geophys. Union, Washington, 1969.
- Mohr P. A. Volcanic composition in relation to tectonics in the Ethiopian Rift System.— Bull. volcanol., 1970, v. 34, f. 11.
- Mohr P. A. Ethiopian rift and plateaus; some volcanic petrochemical differences.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 8.
- Osmaston M. F. Genesis of Ocean Ridge Median Valleys and Continental Rift Valleys.— Tectonophysics, 1971, v. 11.
- Saggerson E. P. The structural control and genesis of alkaline rocks in Central Kenya.— Bull. volcanol., 1970, t. 34, f. 1.
- Simmons C., Roy R. F. Heat flow in North America.— In: The Earth's Crust and Upper Mantle. Amer. Geophys. Union, Washington, 1969.
- Tobin D. G., Ward P. L., Drake Ch. L. Microearthquakes in the Rift Valley of Kenya.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, No. 10.
- Varne R. The petrology of Moroto mountain, Eastern Uganda, and the origin of nephelinites.— J. Petrol., 1968, v. 9.
- Walsh J., Dodson R. G. Geology of Northern Turkana.— Geol. Surv. Kenya, Rep. 82, 1969.
- Williams L. A. J. The volcanics of the Gregory Rift Valley, East Africa.— Bull. volcanol., 1970, v. 34, f. 2.
- Willis B. East African Plateaus and Rift Valleys. Carnegie Inst. Publ., 1936.

УДК 551.242.2(265/266)18

Е. А. ВЕЛИЧКО

КРУПНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ В ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЕ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОЗДНЕЙ СТАДИИ ЕЕ РАЗВИТИЯ

На примере центральной части Тихого океана рассматривается формирование и строение крупных вулканических структур в океанической коре и отмечается относительная древность этих структур, которые могут быть предшественниками островных дуг. Предполагается, что крупные вулканические структуры могут быть образованы в океанической коре лишь на «зрелой» стадии ее развития, предвещающей начало процессов гранитизации. В других океанах та стадия развития, на которой находится кора в центральной области Тихого океана, вероятно, еще не достигнута.

Центральная часть Тихого океана отличается наличием в ней крупных структурно-вулканических поднятий, таких, как Гавайское, Лайн, Туамоту, Маркус-Неккер и др. Подобные образования имеются и в других океанах: в Атлантическом — Бермудское плато, поднятие Зеленого Мыса и др.; в Индийском — возможно хр. Кергелен, плато Крозе, Мальдивское поднятие. Эти вулканические морфоструктуры по своим размерам сопоставимы с горными системами континентов, а по высоте над дном океана нередко превосходят горные цепи суши.

В Тихом океане такие структуры описаны Г. Менардом (Менард, 1966) и Г. Б. Удинцевым (Удинцев, 1972). Последний, выделяя вулканические сооружения как морфоструктуры, подчеркивает, что они в своем размещении тесно связаны со сводовыми возвышенностями, т. е. являются тектоно-вулканическими образованиями. Но есть и другие их черты, позволяющие предполагать, что такие вулканические структуры — показатель определенной, поздней стадии развития океанической коры.

Уже одно то, что крупные вулканические структуры достигают столь грандиозных размеров, ставит их в особое положение среди структурных образований океанической коры. Однако они выделяются не только морфологически, но и обладают рядом особенностей их формирования, внутреннего строения и занимают определенную тектоническую позицию в океанической коре.

Главная особенность таких морфоструктур та, что они сложены почти целиком изверженными породами (местами они могут быть покрыты тонким слоем осадков). По подсчетам Г. Менарда (1966) в «подножиях архипелагов», т. е. в главных крупных вулканических сооружениях Тихого океана, сосредоточено около 20 млн. км³ базальтовых лав, что составляет более 80% от всего объема базальтов, слагающих все вулканические постройки в той их части, которая возвышается над дном океана. Отметим, что такой объем базальтовых лав покрыл бы дно всего Мирового океана толщиной более 50 м. При этом имеются несомненные свидетельства проседания вулканических массивов (Dietz, Menard, 1953; Vening Meinesz, 1948 и мн. др.). Внешние признаки такого проседания выражены в виде депрессий, окружающих массивы, а также в виде валов, иногда сменяющих депрессии в удалении от массива. Величина погружения неизвестна, но некоторые геофизические материалы (Shor et al., 1971) показывают, что проседание массивов может

достигать первых (1,5—2 и более) километров. Это позволяет считать, что объем изверженных пород, сконцентрированных в крупных вулканических сооружениях, должен быть примерно удвоен в сравнении с подсчетами Г. У. Менарда.

В целом крупные структурно-вулканические сооружения в Тихом океане являются главными центрами вулканической деятельности, в которых происходит преимущественное накопление вулканического материала.

Внутреннее строение таких сооружений устанавливается по геофизическим данным. Эти сооружения входят в структуру океанической коры, усложняя тем самым ее строение. «Обычный» разрез океанической коры, относимый к районам океанических платформ (талассогенов, по Ю. М. Пушаровскому, 1972), характеризуется трехслойным строением с маломощным, в первые сотни метров, верхним слоем осадков, более мощным, до 1—2 км, вторым и основным, третьим («базальтовым», «океаническим»), мощностью в 4—5 км, слоями. Ниже залегает мантия (Косминская, 1967; Фогт и др., 1972; Christensen, 1970, и др.). Крупные структурно-вулканические сооружения имеют более сложное строение. Как показывают сейсмические исследования, в них наблюдается прежде всего увеличение мощности коры. На Гавайском хребте, например, мощность коры возрастает до 13 и даже до 20 км, при этом не только увеличивается мощность «обычных» слоев, но и появляются новые геофизические слои с другими скоростями распространения сейсмических волн или с иными плотностями и намагниченностью (Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, 1970; Удинцев, Дмитриев, 1971; Gaskell, 1954, и др.). По некоторым другим вулканическим массивам сейсмические материалы дают аналогичную картину (Shor, 1959, и др.). На поднятии Эаурипик, которое в своей основе тоже вулканическое, мощность третьего слоя увеличивается до 12 км (Den et al., 1971).

В связи с увеличением мощности коры и с явлениями проседания вулканических массивов находится и образование «жорней» массивов в виде погружения поверхности Мохоровичича. Это явление отмечено во всех изученных сейсмическими методами массивах и видимо, может быть, распространено на все подобные океанические структуры (Менард, 1966 и др.).

Помимо структурных особенностей крупные вулканические массивы отличаются характерным комплексом изверженных пород. Наружные части сложены в основном базальтами толеитового ряда и щелочными базальтами, представляющими продукт дифференциации толеитовой магмы (Петелин, 1970; Удинцев, Дмитриев, 1971, и др.). Характерный, хотя и незначительный количественно компонент,—кислые дериваты базальтоидной магмы — дациты и риолиты. По материалам М. Бэнди (Bandy, 1937) и Макберни (McBirney, 1972) базальты крупных вулканов, удаленных от «центров расширения» (океанической коры, Е. В.), проявляют отчетливую дифференциацию в сторону «более фельзитового состава», особенно базальты из мелкозалегающих вулканических очагов (Gilluly, 1971). В. А. Баскина (1971, 1972) считает, что кислые дериваты базальтоидной магмы служат показателем развития палингенного процесса, указывающего на сиалическое перерождение коры. Во всяком случае кислые дериваты в крупных вулканических сооружениях обычны и закономерны, чего не отмечается в породах океанической коры вне крупных массивов.

В ядре вулканических массивов залегают породы более плотные, чем поверхностные базальты. Сейсмические и магнитометрические исследования на Гавайском хребте (McBirney, 1972; Malachoff, McCoy, 1967, и др.) показали наличие более плотных пород, чем базальты, которые, вероятно, являются интрузивными телами.

В океанической коре интрузивная деятельность отмечалась в рифтовых зонах океанических подвижных поясов. В Атлантическом океане из рифтовой зоны получены образцы габбро и его дериватов, до диоритов и кварцевых диоритов (Aumento, 1969). Предполагается, что габбро — глубинный эквивалент толеитовых базальтов (Фишер, Энгель, 1970). Вероятно, и в вулканических массивах в океанической коре интрузивные породы — глубинные эквиваленты базальтов.

По своей тектонической позиции крупные вулканические массивы центральной области Тихого океана расположены в пределах наиболее древней и относительно стабильной части океанической впадины. Тектоническое районирование этой впадины должно быть основано преж-

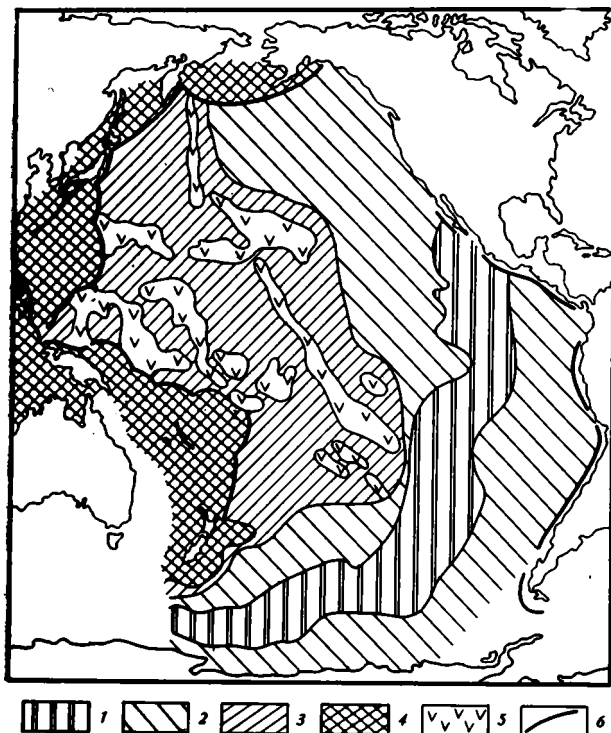


Схема эволюционного районирования Тихого океана.

1 — Океанические подвижные пояса; 2 — области развития молодой океанической коры (кайнозойской); 3 — области развития древней океанической коры (докайнозойской); 4 — области развития геосинклинальных структур; 5 — крупнейшие структурно-вулканические и вулканические сооружения; 6 — глубоководные желоба

де всего на строении рельефа дна и возрасте океанической коры. По батиметрическим, геоморфологическим, геофизическим материалам, а также по материалам глубоководного бурения устанавливается отчетливое разделение Тихоокеанской впадины на три области: восточную, центральную и западную (рисунок). Восточная область построена, как это неоднократно отмечалось, по «атлантическому» типу: основной структурно-морфологический элемент — Восточно-Тихоокеанское поднятие. Определение возраста осадочной толщи в этой части океана показывает время не древнее позднего мела. Центральная область не имеет современной осевой, или срединной, структуры. На фоне общего погружения дна (центральная область наиболее глубоководна) воздымаются крупные вулканические морфоструктуры. Почти все они, за небольшим исключением, ориентированы в направлении северо-запад — юго-восток, что, по-видимому, определено предыдущим (докайнозойским) этапом тектонического развития этой области. Возраст коры (базальтового фундамента) и нижних горизонтов осадочной толщи в центральной области опускается до юры и, возможно, до более раннего времени (Initial Reports., v. VI, 1969; Deep Sea., 1972). В целом цент-

ральная область Тихого океана относительно тектонически спокойна, но тектонически не инертна: глубоководное бурение свидетельствует о значительном погружении дна в послемеловое время; на фоне эпейрогенических движений наблюдаются крупные разломы с вертикальными смещениями блоков коры по ним в сотни и первые тысячи метров и проявлен активный вулканизм на протяжении по крайней мере всего кайнозоя. Сами крупные вулканические сооружения связаны в своем образовании и развитии с глубинными разломными зонами; при этом вулканические очаги мигрируют по направлению разломных зон; что обусловило вытянутость архипелагов и подводных вулканических хребтов (Менард, 1966, и др.)

Западная часть Тихого океана, как общепризнано, — современная геосинклинальная область с длительной и сложной тектонической историей. Морфологически эта современная геосинклинальная область отделена от океанического ложа глубоководными желобами, петрологически — «андезитовой линией», исторически — длительностью развития, так как в границах геосинклинальной области встречены комплексы пород палеозоя и докембрия.

Таким образом, в Тихом океане отчетливо выражена последовательность в формировании и развитии коры, проявляющаяся как территориально, так и по наличию характерных структурных элементов. Начальная стадия образования коры представлена в восточной части океана, где кора имеет относительно примитивное строение, и возраст ее не выходит за пределы кайнозоя; характерно наличие океанического подвижного пояса — Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вулканические структуры представлены относительно небольшими отдельными вулканами и вулканическими группами, разбросанными на крыльях подвижного пояса или приуроченных к крупным разломам, пересекающим подвижный пояс. Прямые определения возраста коры указывают на ее относительную молодость (кайнозой). В центральной области океана строение коры осложняется образованием крупных вулканических сооружений, возникших в мезозое и продолжающих развиваться до настоящего времени. В этих сооружениях наряду с эффузивным вулканизмом проявляется и интрузивный магматизм. На западе океана кора приобретает сложное строение, проявлены процессы гранитизации с длительной, с докембрия, историей развития. Характерные структурные элементы — котловинные моря, островные дуги и глубоководные желоба (Denham, 1968, и др.)

Океанические подвижные пояса и островные дуги, как это многие считают, — характерные структурные элементы соответственно «молдых океанов» и геосинклинальных областей. Относительно же крупных структурно-вулканических сооружений в океанической коре не сложилось еще представления как о характерных структурах области, переходной в процессе эволюции коры от океанической к геосинклинальной стадиям. Между тем это, очевидно, именно характерные структурные элементы океанической коры на определенной, «зрелой» стадии ее развития, после которой начинается формирование островных дуг. Основные признаки таких структур следующие:

1) расположение в пределах древнейших областей собственно океанического ложа;

2) приуроченность к зонам глубинных разломов в океанической коре, образование которых (разломов) указывает на тектоно-вулканическую активизацию;

3) крупные вулканические массивы — узлы преимущественного накопления вулканического материала в океанической коре;

4) наличие «корней», выраженных как погружение поверхности Мохоровичича, что приводит к общему увеличению мощности коры и усложнению ее строения;

- 5) проявление интрузивного магматизма;
6) в рельефе дна массивы выражены как крупные, соизмеримые с горными системами континентов, положительные формы (морфоструктуры), нередко увенчанные островами.

Все эти особенности крупных структурно-вулканических сооружений в океане выделяют их как крупные структурные элементы, таксономически равнозначные островным дугам или поднятиям подвижных океанических поясов. В эволюционном ряду основных структур океанической коры крупные вулканические сооружения, возможно, занимают место предшественников островных дуг. Области же распространения крупных вулканических сооружений должны быть отнесены к областям со «зрелой» океанической корой, т. е. корой, находящейся на той стадии ее развития, которая предшествует зарождению островных дуг и преобразованию океанической коры в континентальную.

Литература

- Баскина В. А. Магматизм Исландии.— Сов. геология, 1971, № 1.
Баскина В. А. К тектонической позиции Исландии.— Геотектоника, 1972, № 2.
Косминская И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1967, № 5.
Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
Петелин В. П. Петрография твердых пород дна Тихого океана.— В сб.: «Тихий океан», т. 6, кн. 1. М., «Наука», 1970.
Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Под ред. Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева. Изд-во ГУГК, 1970.
Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. Тихий океан, т. V. М., «Наука», 1972.
Удинцев Г. Б., Дмитриев Л. В. Эволюция океанической литосферы и геолого-геофизические исследования западной части Тихого океана.— Вестн. АН СССР, 1971, № 11.
Фишер Р. Л., Энгель С. Дж. Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного хребта.— Геохимия, 1970, № 6.
Фогт П., Шнейдер Э., Джонсон Л. Кора и верхняя мантия под океанами.— В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic ridge at 45 N.— Science, 1969, 165, No. 3898.
Bandy M. C. Geology and petrology of Easter Islands.— Bull. Geol. Soc. America, 1937, v. 48, No. 7.
Christensen N. J. Composition and Evolution of the Oceanic Crust. Marine Geol., 1970, v. 8, No. 2.
Denham D. Thickness of the Earth crust in Papua New Guinea and the British Solomon Islands.— Austral. J. Sci., 1968, v. 30, No. 7.
Dietz R. S., Menard H. W. Hawaiian swell, deep and arch, and subsidence of the Hawaiian Islands.— J. Geol., 1963, v. 61, No. 2.
Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing M. et al. Sediments and Structure of the Eauripik — New Guinea Rise.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 2.
Deep Sea Drilling.— Geotimes, 1972, v. 17, No. 4.
Gaskell T. F. Seismic refraction work by H. M. S. Challenger in the deep oceans.— Proc. Royal Soc. London, ser. A, 1954.
Gilluly J. Plate tectonics and magmatic evolution.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, No. 9.
Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. VI, 1969.
Malachoff A., McCoy F. The geologic structure of the Puna submarine ridge, Hawaii.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, No. 2.
McBirney A. R. Oceanic volcanism: a review.— Rev. Geophys. and Space Physics, 1972, v. 9, No. 3.
Shor G. G. Jr. Reflexion studies in the Eastern equatorial Pacific.— Deep Sea Res., 1969, No. 5.
Shor G. G. Jr., Kirk H. K., Menard H. W. Crustal structure of the Melanesian area.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 11.
Vening Meinesz F. A. Gravity expeditions at Sea.— Delft Netherlands Geol. Comm., 1948, No. 4.

УДК 551.242.22 (264)

Т. И. ФРОЛОВА, Г. Б. РУДНИК, В. В. ОРЛЕНКО

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ЮЖНЫХ АНТИЛ И МОРЯ СКОША

На основе данных геологических исследований, полученных в 11-м рейсе НИС «Академик Курчатов», и имеющихся опубликованных материалов в пределах Южно-Антильского региона выделяются две гетерогенные разновозрастные структуры. Западная (Северный и Южный хребты Скотия) представляет собою продолжение складчатых поясов Анд и Антарктид, обрамляющих Тихоокеанский сегмент земли, восточная (Южно-Сандвичевы острова), более молодая, представляет собою активную вулканическую дугу, относящуюся к структурам обрамления Атлантического океана. Современный рисунок структуры обусловлен сложными горизонтальными и вертикальными перемещениями блоков земной коры. Структуры Южно-Антильского региона обнаруживают большое сходство с Карибско-Антильским регионом.

Южно-Антильская островная дуга и море Скоша, расположенные между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом (Землей Грэйама), стоят особняком среди других периферических структур обрамления Тихого океана. Эта дуга по существу межокеаническая, с внешней стороны она граничит с бассейном Атлантического океана, отделяя от него внутреннее море Скоша, которое в то же время свободно сообщается с Тихим океаном через пролив Дрейка. Сложность и своеобразие строения этого региона давно привлекали внимание исследователей. Однако степень его изученности до сих пор невысока и по многим вопросам находится в стадии накопления фактов и первых обобщений. В основу настоящего сообщения положены материалы, полученные в 11-м рейсе НИС «Академик Курчатов» в декабре 1971 — январе 1972 г., дополненные опубликованными материалами по Южно-Антильскому региону.

ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЮЖНО-АНТИЛЬСКОГО РЕГИОНА

Южно-Антильский регион представляет собой гетерогенную в геологическом отношении область. В его пределах выделяются следующие морфоструктурные единицы (рис. 1): Южно-Антильская островная дуга (дуга Скоша), котловина моря Скоша и глубоководные желоба.

Южно-Антильская островная дуга (дуга Скоша) расчленяется на северную, южную и восточную ветви.

Южная и северная ветви представляют собой подводные хребты (хребты Скоша), разобщенные нарушениями на отдельные блоки, поднятые участки которых выходят на поверхность в виде цепи островов. К северной ветви (северные хребты Скоша) относятся острова Эстодос, банка Бердвуд, острова Шаг и Южная Георгия; к южной (южному хребту Скоша) — Южно-Шетландские и Южно-Оркнейские острова. В геологическом отношении обе ветви Южно-Антильской дуги представляют собой продолжение соответственно Патагонских Анд и подвижного пояса Западной Антарктиды, которые испытывают здесь поворот в широтном направлении. В их пределах обнажены преимущественно слабометаморфизованный позднепалеозойский (герцинский), преимущественно осадочный и неметаморфизованный мезозойский

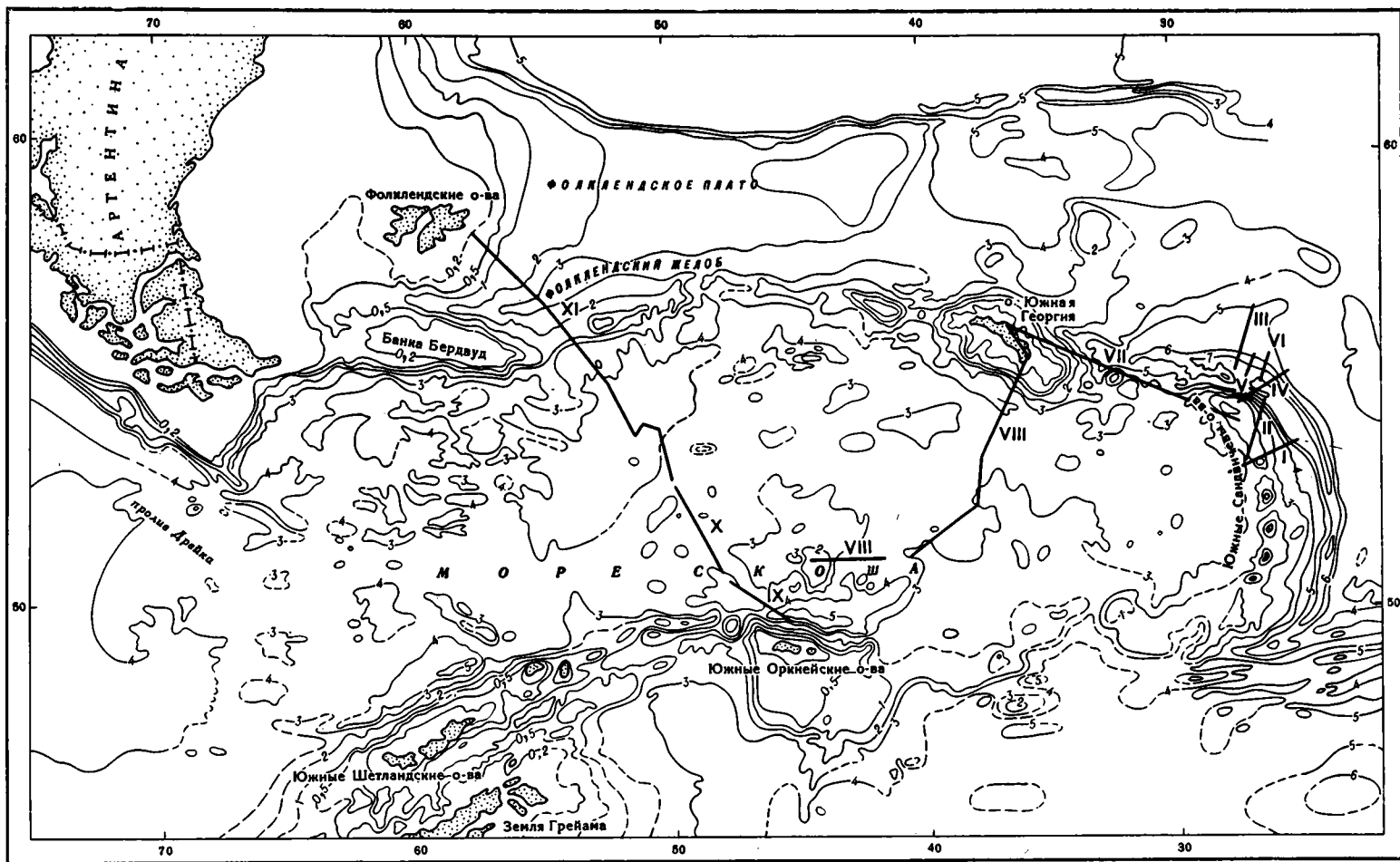


Рис. 1. Расположение батиметрических профилей (жирные линии) пройденных НИС «Академик Курчатов», XI рейс, 1972. Батиметрическая схема по Юингу и др. (Ewing et al., 1971). Изобаты в км

(J—Gr), (раннеальпийский) вулканогенно-осадочный, геосинклинальные складчатые комплексы, позднемезозойско-кайнозойские (андийские) и габбро-гранитные плутоны, кайнозойские вулканические и осадочные породы. Они залегают на нижнепалеозойском (байкальском?) метаморфическом фундаменте, который в коренных выходах и в виде обломков изверженных пород известен на островах Южная Георгия, Южно-Шетландских и Южно-Оркнейских (Trendall, 1953, 1959; Matthews, Maling, 1967). Разрезы северной и южной ветвей Южно-Антийской дуги обнаруживают большое сходство с прилегающими к ним со стороны материков разрезами Патагонских Анд и Западно-Антарктического подвижного пояса (Tugrel, 1945; Matthews, 1959; Elliot, 1965; Климов и др., 1969; Dalziel, Elliot, 1971; Barker, Griffiths, 1972).

Глубинное строение северной и южной ветвей Южных Антил изучено неравномерно и недостаточно. На сейсмических профилях мощность земной коры под ними резко увеличивается, а строение ее изменяется по сравнению с морем Скоша и прилегающими океаническими областями. Большее количество данных относится к северному хр. Скоша. Так, кора под банкой Бердвуд континентального типа (Ludwig et al., 1968). Здесь, под осадками (1,7—3,9 км/сек) намечаются слои со скоростями 4,8—5,3 км/сек, а слой со скоростью 6,3—6,8 км/сек резко погружается с юга и севера под ее подножье. В сейсмическом профиле (Ewing et al., 1971), пройденном непосредственно западнее о. Южная Георгия, в краевой части островного шельфа низкоскоростные осадки мощностью 4 км (1,7—3,6 км/сек) подстилаются слоем со скоростью 6,6 км/сек, образующим раздув в сторону острова, достигающий мощности 12 км. В отличие от банки Бердвуд фундамент этой части северного хр. Скоша трудно классифицировать только на основании сейсмических данных. Наличие разноглубинных магнитных аномалий в южной половине острова позволяет П. Баркеру и Д. Гриффитсу предположить здесь на глубине существование комплекса изверженных пород основного состава. Сходные по скоростным характеристикам слои предположительно основных и ультраосновных пород были обнаружены в пределах Антийских хребтов (Officer et al., 1959), что подтверждает это предположение.

По строению южной ветви дуги, особенно ее восточной части, геофизические данные еще более ограничены. В основании северного склона Южно-Оркнейских островов граница Мохоровичича, характеризующаяся несколько пониженной скоростью (7,8 км/сек), залегает на глубине не менее 10—12 км (Allen, 1966). Согласно сейсмическому профилю, пройденному через западную часть шельфа Южно-Оркнейских островов, верхний слой со скоростями 5,1—5,5 км/сек мощностью 4 км соответствует выходящему на поверхность метаморфическому фундаменту, состоящему из кварцево-сланцевых сланцев, амфиболитов и мраморов. Он подстилается слоем 6,4—6,7 км/сек, прослеженным до 6 км от уровня моря (Harrington et al., 1971). Неглубокие магнитные аномалии, встреченные в южной части шельфа, интерпретируются П. Баркером и Д. Гриффитсом как габбро-гранитные интрузивные тела андийского комплекса.

Подводная часть южного хр. Скоша, протягивающаяся от Южно-Оркнейского блока к Южно-Шетландским островам, представляет собой по существу два хребта, различные по геологическому строению и разделенные глубоким, ступенчатым желобом (Watters, 1971; Barker, Griffiths, 1972). В северном хребте под слоем 3,2—4,4 км/сек также фиксируется немагнитный слой 5,2—5,6 км/сек, очень близкий по характеристикам к метаморфическому основанию Южно-Оркнейского блока. Южный хребет характеризуется меньшими значениями сейсмических скоростей (3,1—3,4 км/сек и 4,9—5,1 км/сек соответственно) и наличием магнитных аномалий. Разобшающий эти хребты желоб рассматривается как молодой активный разрыв.

Южно-Шетландские острова обнаруживают большое сходство в геологии и глубинном строении с Землей Грейама, за исключением островов Элефант и Кларенс, расположенных северо-восточнее и сходных с Южно-Оркнейскими островами. Южно-Шетландские острова представляют единственное место в Южно-Антийском регионе (за исключением Южно-Сандвичевых островов), где имеет место современная вулканическая активность и соответственно мелкофокусные землетрясения. Вулканы представлены оливиновыми базальтами со слабым щелочным уклоном. Под неконсолидированными осадками (1,8—3,8 км/сек) Южно-Шетландских островов установлено наличие слоев со скоростями 4,0; 5,1—6 км/сек, с суммарной мощностью 6—7 км, и слоя со скоростью 6,6—6,7 км/сек, мощностью 15 км. В районе о. Короля Георга граница Мохоровичича расположена на глубине 22 км (Barker, Griffiths, 1972). Примечательно наличие между Южно-Шетландскими островами и Землей Грейама асимметричного желоба (пролив Брэнсфильда) с крутым осложненным сбросами северо-западным (приостровным) склоном, к которому и приурочен современный вулканизм и эпицентры землетрясений (район о. Десепшен). Длительное существование активного вулканизма в этом регионе подтверждается наличием аномальных магнитных масс, по всей вероятности вулканических, в осадках, выполняющих северо-западную часть желоба. К проливу Брэнсфильд приурочено резкое сужение слоя 5,1—6,2 км/сек как со стороны Южно-Шетландских островов, так и со стороны Антарктического полуострова. Общая мощность коры в проливе уменьшается до 14 км при некотором разуплотнении верхов мантии, подстилающей кору (7,7 км/сек). Все вышесказанное позволяет П. Баркеру и Д. Гриффитсу (1972) рассматривать пролив Брэнсфильда как зону растяжения, появившуюся в миоцене и, судя по затухающему вулканизму Южно-Шетландских островов, резко снизившую свою активность в настоящее время.

В целом, за исключением локальных аномалий, как северная, так и южная ветви дуги характеризуются слабым магнитным полем (Griffiths, 1964), что, вероятно, обусловлено наличием мощного слоя осадков и общей слабой намагниченностью метаморфических пород фундамента.

Итак, имеющиеся данные по геологии и глубинному строению северной и южной ветвей Южно-Сандвичевой дуги свидетельствуют о континентальном типе земной коры под ними. Широко распространенные явления срезания геологических структур краями блоков наряду с различным простиранием этих структур в отдельных блоках свидетельствуют о том, что они образовались за счет раздробления и перемещения первоначально гомогенных континентальных массивов.

Восточная ветвь Южно-Антийской дуги представлена субмеридиональным дугообразным подводным поднятием, на котором расположена цепь Южно-Сандвичевых островов, представляющих собой вулканические постройки центрального типа, частично активные и в настоящее время. Южно-Сандвичевы острова и прилегающая к ним часть моря Скоша представляют собой наиболее активную в сейсмическом отношении область Южных Антил и характеризуются многочисленными очагами землетрясений. Вулканы представлены преимущественно высокоглиноземистыми толеитовыми базальтами.

Судя по низким содержаниям K_2O , близким к океаническим примитивным базальтам, вулканическая серия Южно-Сандвичевых островов находится на ранней стадии своего развития. Возраст самых древних пород Южно-Сандвичевых островов определен в 4 млн. лет (Baker, 1968), но, согласно интерпретации магнитных аномалий, непосредственно к западу от островов предполагается, что вулканическая дуга существует не менее 7—8 млн. лет.

Строение основания островов неизвестно. По данным Дж. Юинга и др. (Ewing et al., 1971), основание западной части щокля островов,

примыкающего к котловине моря Скоша, имеет двухслойное строение (со скоростями соответственно 4,0 и 5,6 км/сек). Слой со скоростями 5,6 км/сек неизвестен в котловине моря Скоша, за исключением невысокого хребта между о. Южная Георгия и Южно-Оркнейскими островами (Allen, 1966). Однако связано ли их появление с наличием континентальных блоков или же слоев, образовавшихся в результате деятельности самой дуги, сказать трудно.

Итак, Южно-Английская дуга гетерогенна. Если южная и северная ветви ее представляют собою реликты длительно формировавшихся складчатых поясов, Южно-Сандвичевы острова относятся к структуре молодой вулканической островной дуги, которая активно развивается в настоящее время.

Гетерогенность этой структуры была отмечена и на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970).

Море Скоша — одно из самых глубоких окраинных морей Антарктики. По рельефу дна оно разделяется на две части — западную и восточную (Heezen, Tagg, 1961; Авилов, Гершанович, 1969), граница между которыми проходит от восточного окончания о. Южная Георгия к восточному краю Южно-Оркнейского островного блока (рис. 2). В первой из

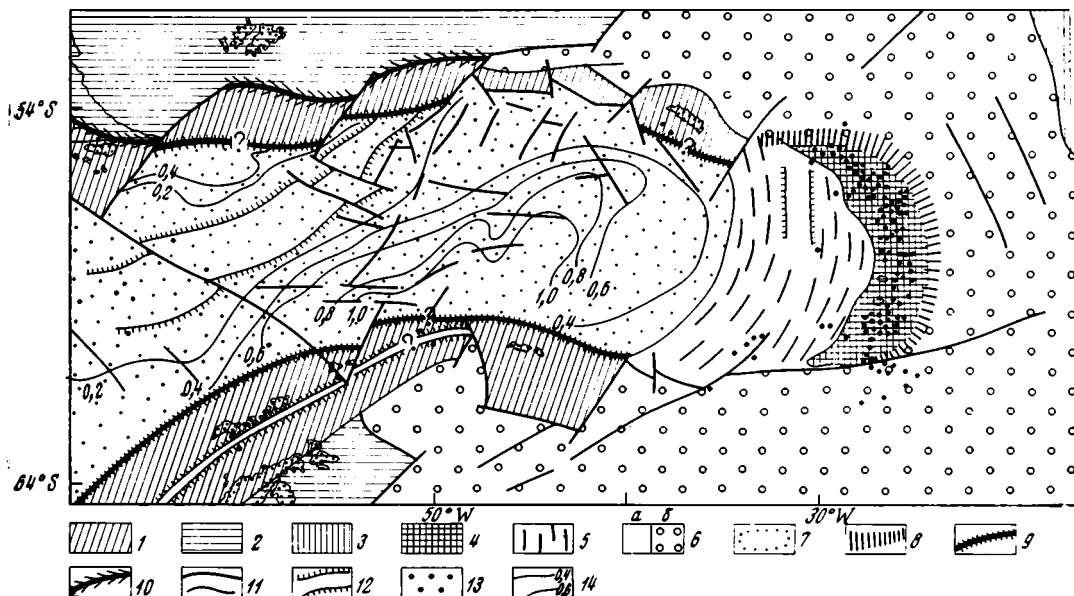


Рис. 2. Тектоническая схема Южно-Английского региона. 1—2 — блоки континентальной земной коры Андийского и Антарктического складчатых поясов (1) и древних платформ (2); 3 — западный фланг Срединно-Атлантического хребта; 4 — подводное поднятие и современная вулканическая островная дуга; 5 — область подводных вулканических хребтов; 6 — области с океанической корой: а) Тихоокеанского типа, б) Атлантического типа; 7 — суша; 8 — глубоководный желоб, сопряженный с современной островной дугой; 9—10 — разломы, развившиеся по древним желобам (9), по передовым прогибам (10); 11 — прочие тектонические нарушения; 12 — зоны растяжения (Ewing et al., 1971; Barker, Griffiths, 1972); 13 — эпицентры землетрясений (Barzaghi, Dorman, 1969); 14 — изопохиты современных осадков в км (Ewing et al., 1971)

них прослеживаются субширотные простирания структур дна, соответствующие повороту Андийского и Западно-Антарктического складчатых поясов. В восточной части моря, где рельеф более контрастен, развиты субмеридиональные структуры, параллельные простиранию цепи Южно-Сандвичевых островов.

Рельеф западной части моря представляет собой чередование сопряженных V-образных впадин и поднятий, разделенных относительно сла-

бо расчлененными холмистыми участками (рис. 3, профиль XI), отражающими неровности подстилающего основания, которые прослеживаются, несмотря на довольно мощный осадочный покров (0,1—1 км). Таким образом, темпы осадконакопления значительно отстают от скорости тектонических преобразований в земной коре этой области. О том же свидетельствует отсутствие значительных по площади выровненных абиссальных равнин, подобных тем, которые наблюдаются в глубоководных котловинах Атлантического океана.

Наиболее грубый рельеф в западной части моря Скоша характерен для области подводного поднятия северо-восточного направления (Barker, 1968; Ewing et al., 1971), практически не перекрытого современными осадками. Тектоническая активность поднятия доказывается наличием эпицентров землетрясений и высокоамплитудных полосовых магнитных аномалий. Рассматриваемое вышеуказанными авторами как зона современного растяжения земной коры поднятие сопряжено с областью максимальной мощности осадков (до 1 км) того же простирания, расположенной к юго-востоку от него и протягивающейся от Южно-Шетландских островов к о. Южная Георгия.

Восточная часть моря имеет значительно более грубый рельеф. Главная черта его — наличие дугообразных субмеридиональных подводных хребтов, разделенных долинами, параллельных Южно-Сандвичевым островам. Эхолотный профиль между о. Завадовского (группа Южно-Сандвичевых островов) и о. Южная Георгия (рис. 3, профиль VII)

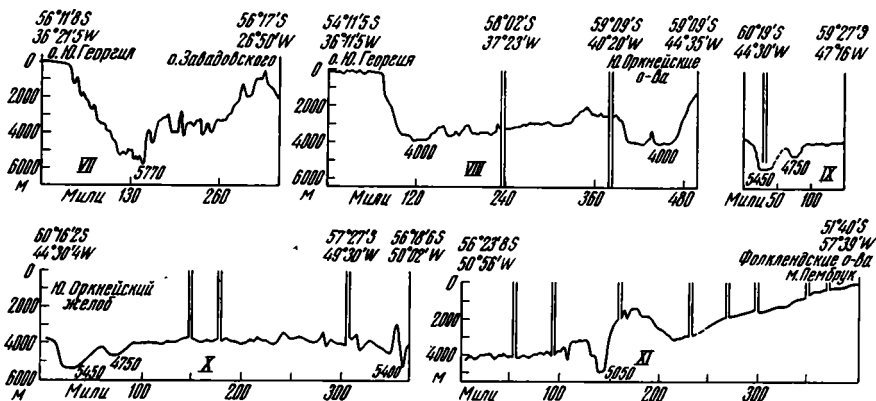


Рис. 3. Эхолотные профили дна центральной и западной части моря Скоша. Римские цифры соответствуют номерам профилей на рис. 1

вскрывает исключительно сложное строение дна северо-восточной окраины моря. К этой области, согласно П. Баркеру и др. (Barker, 1970), приурочена зона современного растяжения земной коры, сопровождаемая полосовыми магнитными аномалиями. Подводный цоколь внутренней части Южно-Сандвичевых островов, обрамляющий море с востока, увенчан крупными вулканическими постройками с превышениями 500—1500 м и изрезан глубокими впадинами. Неровности рельефа островного склона о. Южная Георгия имеют меньшую амплитуду, порядка 400 м.

Различия в морфологии дна, свойственные западной и восточной частям моря Скоша, являются отражением различий в их глубинной структуре. Западная часть моря, как и пролив Дрейка, подстилается нормальной океанической корой. Она имеет двухслойное строение общей мощностью 4—8 км. Слой неконсолидированных осадков (0—1 км) со скоростью 1,8—2,3 км/сек подстилается «вторым» слоем (3,7—5,3 км/сек) мощностью 1,5—2 км, а ниже лежит более мощный (3,5—

6 км) «базальтовый» слой, (6,3—6,8 км/сек). Скорости ниже раздела Мохоровичича равны 8,1—8,2 км/сек. (J. Ewing, M. Ewing, 1959; Grif-fits, 1964; Ewing et al., 1971). По данным Дж. Юинга и др., земная кора имеет блоковое строение. Наличие блоков обуславливает непостоянство ее мощности, резкие перепады значений граничных скоростей и неравномерность распределения современных осадков. В целом кора западной части моря сходна с корой Тихого океана.

Значительно сложнее строение коры в восточной части моря. Грубый рельеф ее обуславливает прерывистое распространение неконсолидированных осадков (2 км/сек), отличающихся переменной мощностью (0,1—2 км). Под осадками залегает «второй» слой со скоростями 4,2—5,3 км/сек, мощностью от 2 до 5 км, увеличивающейся под хребтами (Allen, 1966). Он подстилается слоем мощностью 3—4 км со скоростями, варьирующими от 6,3 до 7,3 км/сек (последние значения получены непосредственно к западу от Южно-Сандвичевых островов). В подошве коры несколько юго-восточнее о. Южная Георгия зарегистрированы скорости 7,5—7,8 км/сек, по-видимому, свойственные уже верхним частям мантии (Ewing et al., 1971). Общая мощность коры по единичным определениям достигает 6—8,5 км. Характерные черты строения коры в восточной части моря, таким образом,—большая неравномерность в мощности слоя, подстилающего консолидированные осадки, повышенные значения сейсмических скоростей и некоторое разуплотнение верхов мантии, аналогичное тому, которое наблюдается под современными подвижными поясами (островными дугами, срединно-океаническими хребтами). Эти особенности позволяют высказать предположение, что подводные хребты восточной части моря Скоша имеют, по всей вероятности, вулканическое происхождение и сложены плотными базальтовыми лавами. К сходным выводам пришел А. Аллен (Allen, 1966), который на основании данных по профилям сейсмической рефракции предположил существование погребенного вулканического пояса, который некогда соединял о. Южная Георгия и Южно-Оркнейские острова. Возможно, что отмечаемое этим исследователем закономерное уменьшение мощности «второго» слоя на север по направлению к островному склону Южная Георгия свидетельствует о том, что максимальная вулканическая деятельность была сосредоточена в южной части этого пояса. Повышенная современная активность в восточной части моря подтверждается тем, что к ней приурочены эпицентры землетрясений (рис. 2).

Глубоководные желоба. Южно-Антильская дуга отграничена от соседних структур глубоководными желобами, которые различаются по конфигурации, степени выполнения осадками и, как будет показано ниже, по времени своего заложения (рис. 4). Выделяются три типа желобов: 1) желоб, сопряженный с современной Южно-Сандвичевой вулканической дугой (Южно-Сандвичев желоб); 2) желоба, ограничивающие северную и южную ветви Южно-Антильских островов (Фолклендский, Южно-Оркнейский, Южно-Шетландский и др.); 3) желоба центральной части моря Скоша, преимущественно северо-западного, реже широтного простирания. Наиболее подробно в 11-м рейсе НИС «Академик Курчатов» изучался Южно-Сандвичев желоб, открытый э/с «Метеор» в 1926 г. Он является самым глубоководным желобом Южной Атлантики (8428 м). Северная часть желоба резко обрывается между 32 и 33° в. д., отделяясь от восточного окончания островного склона Южная Георгия разломом северо-восточного простирания, трассируемым морфологическим уступом дна. На юге (61° ю. ш. и 28° з. д.) желоб постепенно выклинивается (рис. 1, 2).

В поперечном сечении желоб асимметричен (см. рис. 4). Западный, островной борт его характеризуется ступенчатым строением. Верхняя

ступень (интервал глубины 0—2250 м) имеет наклон порядка 8°, средняя (2250—4000 м) — 3° и нижняя (4000—7000 м) — 13°. Северо-восточный борт желоба, примыкающий через валообразное пологое поднятие

к Атлантическому океану, более пологий. Угол наклона его составляет не более 5—6°. Ширина желоба в его северной части по изобате 7000 м около 65 км. Дно его осложнено серией хребтов, параллельных бортам желоба. Наиболее высокий продольный хребет (400—700 м относительно ложа) протягивается вдоль подножия островного склона, обнаруживая больший параллелизм по отношению к склону, чем по отношению к оси желоба. В центральной части ложа отмечается глубокий (более 500 м) V-образный врез с выровненным дном, ширина которого не превышает 4,8 км.

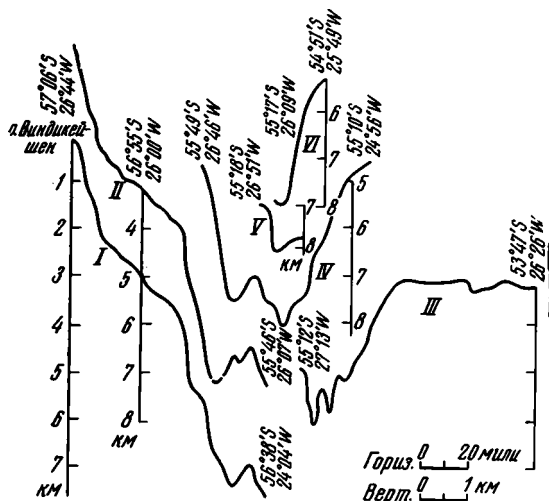


Рис. 4. Эхолотные профили дна Южно-Сандвичевого желоба. Римские цифры соответствуют профилям на рис. 1

Одна из характерных особенностей рельефа дна северной части Южно-Сандвичева желоба — отсутствие (за исключением северного широтного участка желоба) сколько-нибудь развитых аккумулятивных равнин, что свидетельствует о молодости этой структуры. Днище желоба покрыто маломощными неравномерно распределенными осадками. Изучение донных осадков (Ninkovich et al., 1964) и их обломочной фракции, полученной нами при тралении, показали определяющую роль в их распределении упомянутого выше внутреннего продольного хребта, осложняющего дно желоба. Так, осадки островного склона, его подножья и части желоба, расположенной к западу от внутреннего хребта, характеризуются резким преобладанием местного вулканогенного материала различной размерности — обломков базальтовых шлаков, кислой пемзы, наземных вулканических бомб, тефроидных песчаников, алевролитов и глин, в разной степени сцементированных. Обломки вулканических пород остроугольны, неокатаны и имеют явно местное происхождение. В этой же части желоба нами впервые были встречены многочисленные обломки ультрабазитов (апогарцбургитовых серпентинитов, дунитов) и габбро-нортитов. Остроугольная форма обломков, тесная ассоциация с областью накопления местного вулканогенного материала позволяют достаточно уверенно говорить о местном происхождении ультрабазитов. Следы закатывания и развальцевания обломков в серпентинитовый цемент свидетельствуют о вероятности протрузионного выжимания ультрабазитов на дно желоба.

В восточной части желоба преобладают кремнистые осадки (диатомиты), а обломочный материал, поднятый при тралении, представлен весьма разнообразными по составу окатанными гальками и глыбами алевролитов, гранитов, гнейсов, кварцитов, слюдяных сланцев и других пород, представляющих собой, по всей вероятности, материал ледово-айсбергового разноса. Судя по резкой смене типа осадков по обе стороны внутреннего продольного хребта, он играет роль барьера, задерживающего вулканогенный материал в западной, приостровной части желоба.

Расчлененность рельефа дна Южно-Сандвичевого желоба, отсутствие аккумулятивных равнин и незначительная мощность осадков, неравномерно выполняющих дно желоба, которые местами кажутся нарушенными (Heezen, Johnson, 1965), свидетельствуют об активности этой структуры, сопряженной с молодой вулканической дугой. Желоб характеризуется типичными для подобных структур отрицательными аномалиями силы тяжести. Узкие каньонообразные врезы, разделяющие подводные продольные хребты, осложняющие дно желоба, представляют, по-видимому, морфологическое выражение серии линейных разломов, параллельных вулканической дуге. Судя по положению фокальной плоскости, определяемой по эпицентрам многочисленных землетрясений (Guttenberg, Richter, 1954), наиболее глубокие из которых достигают 170 км, эти разломы падают на запад под Южно-Сандвичевы острова (Heezen, Johnson, 1965; Dalziel, Elliot, 1971).

Субширотные желоба, сопряженные с южной и северной ветвью Южно-Антильской дуги, ограничивают островные блоки с севера и юга. Фолклендский желоб, отделяющий с севера Южные Антилы от Фолклендского плато, обладает асимметричным строением. Он имеет корытообразную форму с пологим северным склоном, постепенно переходящим в Фолклендское плато, и крутым обрывистым южным склоном. Первоначальная глубина желоба была не менее 7 км, но сейчас он заполнен осадками мощностью до 4 км. Осадки стратифицированы, с горизонтальными и весьма пологими поверхностями, и характеризуются постепенным увеличением скоростей вниз по разрезу от 1,8 до 3,0 км/сек. Предполагается (Ewing et al., 1971), что верхний слой осадков представлен турбидитами. По типу строения земной коры желоб отличается от сопредельных структур. Здесь выделяются два слоя: верхний (4,3—5,2 км/сек) — мощностью 2,5—3 км, и нижний (6,7—7,2 км/сек) — мощностью до 4 км. Ниже замерены скорости 8,3 км/сек, соответствующие мантии. В северном борту желоба появляется и резко раздувается в мощности в сторону Фолклендского плато слой со скоростями 5,9—6,3 км/сек, подстилающий верхний слой консолидированной коры. К югу, в сторону хр. Скоша, резко сокращается в мощности верхний осадочный слой, вплоть до полного исчезновения, причленяющийся к северному борту хребта, а консолидированная кора не менее резко увеличивает свою мощность и изменяет скоростные характеристики. Судя по геологическому строению разделяемых им структур, Фолклендский желоб был заложен как передовой прогиб между складчатой зоной Южных Антил и Южно-Патагонским платформенным массивом. Он находится на продолжении Магелланова прогиба на Южно-Американском континенте. Его выполнение мощными осадочными толщами является следствием интенсивного размыва северной ветви Антильской дуги в орогенный этап ее развития. В дальнейшем, при формировании современной структуры Южно-Антильского региона, вдоль этого прогиба, расположенного на стыке блоков коры различного строения, был заложен крупнейший Фолклендский разлом. В настоящее время область Фолклендского разлома практически асейсмична и тектонически не активна, и отдельные отрезки его совместно с прилегающими блоками Южно-Антильской дуги смещены относительно друг друга многочисленными нарушениями преимущественно северо-восточного простирания. К востоку желоб выклинивается и восточнее 40° Фолклендский разлом выражен только зоной расчлененного рельефа, разделяющей спокойные области одинаковых океанических глубин.

С юга северная ветвь Южных Антил (северный хр. Скоша) также ограничивается цепью желобов, образующих единую структуру (рис. 1, 3). Однако в отличие от Фолклендской эта структура выражена менее четко как геоморфологически, так и в глубинной структуре коры. Она прослеживается в виде цепочки кулисообразно расположен-

ных глубоких впадин и желобов субширотного простираения, примыкающих с юга к островному склону северного хр. Скоша и отграничивающих его от прилегающих котловин моря. Желоба обладают крутым северным (приостровным) склоном и более пологим восточным, осложненным со стороны моря широким валообразным поднятием.

«Академик Курчатов» пересек эту желобовую структуру в районе подводной возвышенности Бердвуд и о. Южная Георгия (рис. 3). В первом из указанных выше районов глубина желоба равна 5050 м, ширина 16 км. Обломочный материал, поднятый с его дна, отличается широким развитием железомарганцевых конкреций. Ядрами их является разнообразный материал, обычно хорошо окатанный, представленный осадочными, метаморфическими и изверженными породами, снесенными с островов и подводных возвышенностей дуги. Конкрециеобразование свидетельствует о том, что в настоящее время процессы осадконакопления в желобе замедлены.

В основании южного склона о. Южная Георгия пересечен глубокий (порядка 4000 м) корытообразный желоб с выровненным днищем, ширина которого равна 40 км, протягивающийся на восток до пересечения с северо-восточным разломом, отделяющим цоколь о. Южная Георгия от северо-западной окраины Южно-Сандвичевой дуги (рис. 2).

На сейсмических профилях (Ewing et al., 1971) он характеризуется четко выраженным асимметричным строением с крутым северным и пологим южным склонами. Характерно, что северная часть желоба осложнена параллельным подводным хребтом, аналогичным хребту, осложняющему приостровной склон Южно-Сандвичевого желоба и также являющегося преградой, задерживающей снос обломочного материала со стороны северного хр. Скоша. По-видимому, в связи с его большей древностью северная часть желоба почти полностью погребена под низкоскоростными осадками (2,0 км/сек). Желоб разделяет блоки коры различной мощности, соответствующие северному хр. Скоша (14—16 км) и морю Скоша (6 км).

Желоб, занимающий положение, аналогичное вышеописанному, отграничивает южную ветвь Южных Антил от моря Скоша. Он труднодоступен и до сего времени изучен слабо. По существу это не единый желоб, а система кулисообразно расположенных желобов и впадин, прослеживающаяся вдоль северных склонов Южно-Шетландских и Южно-Оркнейских островов от пролива Дрейка до Южно-Сандвичевых островов. Наиболее глубоководная часть этой структуры, расположенная у о. Лори (Южно-Оркнейские о-ва), достигает глубины 7240 м (Вайгачев, 1968) и известна под именем Южно-Оркнейского желоба. Севернее островов Лори и Коронейшен, где этот желоб был дважды пересечен «Академиком Курчатовым», он имеет корытообразную форму, а дно его представляет ровную аккумулятивную равнину шириной около 19,2 км, vyplненную осадками мощностью 1 км (рис. 3). Максимальная глубина желоба не превышает здесь 5460 м. Так же как и северный желоб у о. Южная Георгия, он асимметричен, будучи ограничен со стороны моря Скоша невысоким валообразным внешним хребтом (рис. 3, профиль XI).

Обломочный материал, поднятый со дна Южно-Оркнейского желоба, характеризуется весьма пестрым составом и высокой степенью окатанности. Среди обломков примерно в равном количестве присутствуют кварциты, слюдяные сланцы и граниты, являющиеся, очевидно, материалом ледово-айсбергового разноса, а также алевролиты, песчаники и сланцы, принесенные с ближайших островов или слагавшие стенки желоба. Здесь же были обнаружены обломки апоперидотитовых серпентинитов и змеевиковых сланцев. Однако ассоциация с пестрым комплексом пород не позволяет однозначно решить вопрос об их местном происхождении, хотя они известны в коренном залегании на островах южного хр. Скоша (о. Гиббс).

Как южная, так и северная субширотные желобовые структуры, ограничивающие море Скоша от островной дуги и разделяющие блоки коры различного строения, представляют собой геоморфологическое выражение крупных разломов, в настоящее время неактивных, частично заполненных осадками, отдельные части которых совместно с прилегающими блоками хребтов Скоша смещены косопоперечными (преимущественно северо-восточными) нарушениями.

К третьему типу желобов относятся обнаруженные во внутреннем бассейне западной части моря Скотия узкие желоба и борозды с простиранием на восток — юго-восток, часто цепочкой прослеживающиеся на расстояния в несколько десятков и первых сотен километров. Однако они менее протяженны, чем краевые, и глубины их обычно не превышают 5000 м. Один из них был обследован «Академиком Курчатовым» (рис. 3, профиль X). Он представляет собой узкий V-образный врез с очень крутым (30—35°) северным и более пологим южным склоном. Максимальная фиксированная глубина этого желоба, являющаяся также наибольшей в центральных частях моря Скоша, равна 5750 м. Дно впадины холмистое с амплитудой неровностей 50—170 м. Ширина относительно выровненного участка днища — 2,4—4,8 км. На протяжении описываемого желоба западнее и восточнее от него прослеживается цепь кулисообразных впадин, являющихся, очевидно, структурным выражением крупного разлома. С его дна при тралении был поднят разнообразный обломочный материал в виде крупных глыб и мелкого щебня, чрезвычайно пестрый состав которого связан, очевидно, с его аллохтонным происхождением. Судя по различной степени окатанности, среди обломков выделяется материал ближнего и дальнего переноса. К последнему относятся кислые и средние магматические и метаморфические породы. Менее окатанные алевролиты, песчаники, сланцы, базальты и, возможно, гипербазиты, по всей вероятности, снесены с ближайших островов. Крутизна стенок и V-образный врез желоба — результат слабого развития в нем процессов аккумуляции. Согласно батиметрическим картам, этот желоб, так же как и параллельные ему желоба, развитые в этой части моря, пересекает поднятие северо-восточного простирания по П. Баркеру (Barker, 1970), представляющее собой область расширения морского дна, и смещают отдельные его части (рис. 2). Таким образом, они, очевидно, представляют собой морфологическое выражение в рельефе дна моря трансформных разломов.

Помимо перечисленных выше крупнейших разломных структур, выраженных на поверхности дна глубокими желобами, весь Южно-Анtilьский регион разбит многочисленными тектоническими нарушениями преимущественно северо-восточными, реже северо-западными, выраженными в рельефе в виде уступов или борозд, разобщающими широтные структуры моря Скоша и Южно-Анtilьской дуги на отдельные блоки с видимым смещением по ним и, следовательно, являющиеся более молодыми (рис. 2). Впервые на широкое развитие этих нарушений, относящихся к типу косопоперечных сдвигов, обратил внимание Х. Кац (Katz, 1965), который связал их с растяжением региона в широтном направлении. Наиболее крупные из них располагаются между Огненной Землей и банкой Бердвуд, а также ограничивают Южно-Сандвичевы острова и прилегающую к ним восточную часть моря Скоша от северной и южной ветвей Южных Антил. Характерно, что эти нарушения развиты только в западной части региона.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ

Изложенный выше материал позволяет наметить некоторые общие закономерности строения и развития Южно-Анtilьского региона. Прежде всего устанавливается, что в его пределах объединены две раз-

личные тектонические структуры, отличающиеся историей развития и временем заложения. Первая из них включает северную и южную ветви Южных Антил и западную часть моря Скоша. Указанные ветви Южных Антил представляют собой продолжение складчатых поясов прилегающих континентов, обрамляющих с запада Тихий океан (Патагонские Анды и Западно-Антарктический подвижной пояс), претерпевших длительную и сложную историю развития. Расположенная между ними западная часть моря Скоша по особенностям рельефа и строению коры близка к Тихому океану. Вторая структура включает восточную ветвь Южных Антил, представленную активной вулканической дугой Южно-Сандвичевых островов, и восточную часть моря Скоша, где расположен ряд эшелонированных по отношению к дуге подводных хребтов, по-видимому, также вулканического происхождения. Граница между этими структурами проходит между восточным окончанием островных шельфов о. Южная Георгия и Южно-Оркнейских островов (см. рис. 2).

Обе эти структуры отличаются не только геологической историей развития и временем заложения, но, как было показано выше, и глубинным строением земной коры. Гетерогенность их подчеркивается расположением глубоководных желобов, сопряженных с островами и подводными хребтами. В западной части Южно-Антильского региона они обрамляют внутренний бассейн моря Скоша, представляя продолжение аналогичных желобов — Огнеземельского и Западно-Антарктического (Удинцев, 1972), обрамляющих континенты со стороны Тихого океана. Южно-Сандвичев желоб, сопряженный с восточной ветвью Южных Антил, расположен с фронтальной стороны дуги и граничит с Атлантическим океаном. Морфология и структурный рисунок Южно-Антильской дуги, в частности ее резкий изгиб в сторону Атлантического океана, широкое развитие косоперечных сдвигов, разобщающих отдельные участки структуры со сходным геологическим строением и увеличивающих общую ее протяженность, и наконец, растяжения, фиксируемые в море Скоша по магнитным аномалиям — все это заставляет признать вслед за большинством исследователей, изучавших этот регион (Katz, 1965; Хайн, 1971; Dalziel, Elliot, 1971; Ewing et al., 1971; Barker, Griffiths, 1972, и др.), при всех расхождениях, имеющих место в трактовке частных особенностей структуры, большую роль горизонтальных перемещений в его формировании. Эти перемещения обусловили разобщение и изгиб ранее единого подвижного пояса, по-видимому, соединявшего наподобие моста Южно-Американский и Антарктический континенты.

Поскольку существенные различия в разрезах Андийского и Западно-Антарктического складчатых поясов (и соответственно северной и южной ветвей дуги Скоша) начинаются с верхнемелового времени, начало их разобщения и формирование западной впадины моря Скоша имело место не позднее конца мезозоя. Однако четкая разница в интенсивности тектонических деформаций мезозойских пород позволили И. Далзиелю и Р. Кортесу (Dalziel, Cortes, 1972) датировать разъединение Анд и Антарктид концом юры — началом мела. По представлениям И. Далзиеля и Д. Эллиота (Dalziel, Elliot, 1971), основанным на сравнительном изучении разрезов островов северной и южной ветвей Южных Антил и Андийского пояса, начавшийся в мезозое широтный изгиб пояса, его растяжение и разобщение на отдельные блоки продолжалось вплоть до кайнозоя. Процесс переориентации андийских меридиональных структур в субширотные структуры Южно-Антильской дуги привел к совпадению обрамляющих их желобов (Фолклендского, Южно-Оркнейского и др.) с направлением максимального растяжения. Поскольку эти желоба разделяли блоки коры различной мощности и строения, то, по всей вероятности, по ним осуществлялись наибольшие перемещения в широтном направлении отдельных частей Южных Антил на ранней стадии процесса изгиба и растяжения структуры.

Позднее, в третичное время, растяжение и раскрытие моря осуществлялось в северо-западном — юго-восточном направлении и было связано с зоной расширения, расположенной в западной части моря и описанной выше. Оно дополнялось перемещениями по серии более молодых дизъюнктивных нарушений типа косопоперечных сдвигов, разобщивших желоба и континентальные структуры южной и северной ветвей Южно-Антильской дуги на отдельные блоки (рис. 2). Наблюдения над магнитными аномалиями позволяют П. Баркеру и Д. Гриффитсу (Barker, Griffiths, 1972) утверждать, что большая часть современного западного бассейна моря Скоша, открывшегося благодаря разобщению Южной Америки и Антарктиды, была сформирована не позднее конца третичного времени. В настоящее время вся западная часть Южно-Антильского региона практически асейсмична и неактивна в тектоническом отношении. Исключение составляют упомянутые выше поднятия северо-восточного простирания, где предполагается расширение дна моря, и зона растяжения и утонения континентальной коры между Южно-Шетландскими островами и Землей Грейама (пролив Бренсфильда). В последнем районе, начиная с третичного времени и до настоящих дней, расположены места излияния оливиновых базальтов (о-ва Десепшен и Бриджмен). В этих участках сосредоточена затухающая активность западной части Южно-Антильского региона.

Обратимся к структуре восточной половины Южно-Антильского региона. Субмеридиональные подводные хребты, по-видимому, вулканического происхождения, представляющие главнейшую черту морфологии восточной части моря Скоша, простираются параллельно Южно-Сандвичевой дуге и отличаются от нее в первую очередь своими меньшими размерами и соответственно, очевидно, более коротким временем вулканической активности. Поскольку они сейсмически неактивны, можно предположить, что они имеют более древний возраст, чем Южно-Сандвичева вулканическая дуга. Если это так, то формирование восточной части структуры Южных Антил осуществлялось путем последовательного образования все новых вулканических хребтов, постепенно смещающихся на восток в сторону Атлантического океана. Представляется, что длительность существования отдельных вулканических хребтов, а следовательно, скорость перемещения области на восток и активного вулканизма находятся в прямой связи с интенсивностью растяжения Южно-Антильской структуры. Активное растяжение ее в начальный этап вызывало зарождение и быстрое отмирание вулканических хребтов, сменяемых все более восточными, с постоянным увеличением радиуса кривизны и протяженности более молодых структур. Замедление этого процесса привело к длительному развитию одной из этих дуг — Южно-Сандвичевой, существующей, по мнению П. Бэкера (Baker, 1938), около 7—8 млн. лет, в то время как возраст всей восточной части структуры Южных Антил предполагается около 10 млн. лет (Barker, Griffiths, 1972).

Резко увеличившееся количество извергнутого эндогенного материала привело к образованию цепи островов и сопряженного с ними глубоководного желоба, значительно превосходящего по глубинам и размерам подводные долины, разделяющие вулканические хребты восточной части моря Скоша. Возможно, однако, что эти хребты в свое время также были подняты выше уровня моря, а в настоящее время испытали погружения. Можно предположить, что наиболее ранним выражением процесса перемещения островной дуги на восток в сторону океана, является образование продольного подводного хребта, осложняющего глубоководный Южно-Сандвичев желоб, и описанного выше. Как известно, подобные подводные хребты или гряды очень характерны для желобов, сопряженных с островными дугами (Mitchell, Reading, 1971). Очевидно, в случае интенсивного процесса пере-

движения дуги в сторону океана могут явиться впоследствии ареной дугового вулканизма.

Характерно, что вулканические хребты восточной части Южно-Антильского региона обладают простиранием, поперечным по отношению к простиранию структур его западной части и, по всей вероятности, возникают как реакция океанической коры на растяжение с запада.

В настоящее время происходит затухание вулканической и тектонической активности в центральной и южной частях Южно-Сандвичевой дуги, где она наиболее близко подходит к структурам Срединно-Атлантического хребта. В чем причина этого — в настоящее время сказать трудно, но давно подмеченный антагонизм этих двух типов структур еще раз находит здесь свое подтверждение. Повышенная вулканическая активность северо-восточной части дуги, сочетающаяся с максимально развитым желобом и максимальной глубиной землетрясений, по всей видимости, отражает миграцию вулканизма в сторону Аргентинской котловины, как бы в обход действия широтных напряжений, связанных с Срединно-Атлантическим хребтом. Таким образом, в процессы дугообразования вовлекаются все новые части океанической коры. Субмеридиональная зона растяжения, фиксируемая в тыловой части Южно-Сандвичевой дуги, и судя по магнитным аномалиям, одновозрастная с ней, возникла, по всей вероятности, как реакция на поступальное движение дуги в сторону океана при затухании процессов раздвижения, обусловивших образование западной части моря Скоша и Южных Антильских и давших начальный толчок к образованию Южно-Сандвичевой вулканической дуги. Подобная обстановка растяжения, согласно Д. Каригу (Karig, 1971), весьма характерна для тыловых частей островных дуг Тихого океана.

Итак, анализ фактического материала позволяет утверждать, что в пределах сложного Южно-Антильского региона сочленяются две гетерогенные разновозрастные структуры. Если отнесение западной из них к структурам обрамления Тихоокеанского сегмента вполне обосновано, то восточная должна рассматриваться как краевая структура обрамления Атлантического океана.

В заключение следует отметить, что блоковое строение Южных Антильских и моря Скоша, доказываемое сложной геоморфологией дна, обилием разломов и гетерогенностью строения земной коры, свидетельствует о том, что на фоне горизонтальных перемещений, по-видимому, главенствующих, имели место и вертикальные подвижки с погружением одних и воздыманием других блоков.

Структуры Южно-Антильского региона во многом сходны с Карибско-Антильскими (Удинцев, 1972). Характерно, что в последних, значительно более изученных, смещение молодых структур к востоку и увеличение радиуса кривизны островных дуг может считаться доказанным (Хаин, 1971). В тыловой части Антильской дуги находятся Колумбийская и Венесуэльская впадины, земная кора которых так же сходна по строению с корой Тихого океана (Ewing et al., 1971), как и западная часть моря Скоша. Сходство этих структур дополняется сходством земной коры восточной части Карибского моря с восточной частью моря Скоша (Officer et al., 1959). Как в том, так и в другом случае здесь предполагается наличие структур подводных вулканических хребтов, параллельных соответственно Малым Антилам и Южно-Сандвичевым островам. По всей вероятности, Малые Антильские и восточная часть Карибского моря (от подводного хр. Авес к востоку), так же как и аналогичная по положению часть моря Скоша и Южно-Сандвичева вулканическая дуга, представляют собой относительно молодую дуговую структуру, относящуюся уже к Атлантическому обрамлению. Различия между Южно-Антильским и Карибско-Антильским регионами заключаются в более развитом (существенно андезитовом) вулка-

низме Малых Антил по сравнению с преимущественно толеитовым вулканизмом Южно-Сандвичевых островов, а также в наличии развитых аккумулятивных равнин в Пуэрториканском желобе, отсутствующих в Южно-Сандвичевом, и связаны в первую очередь с большей древностью структуры Малых Антил по сравнению с Южно-Сандвичевой.

Литература

- Авиллов И. К., Гершанович Д. Е. Рельеф дна моря Скотия.— Тр. ВНИИРО, т. XVI. Изд-во «Пищевая пром-сть», 1969.
- Климов Л. В., Равич М. Г., Соловьев Д. С. Геологическое строение. Атлас Антарктики, т. II, М.—Л., ГУГК МГ СССР, 1969.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника, т. I. «Недра», 1971.
- Allen A. Seismic refraction investigations in the Scotia Sea.— Brit. Antarctic Surv. Sci. Rep., No. 55, 1966.
- Baker P. E. Comparative Volcanology and Petrology of the Atlantic Island Arcs. Bull. 1968, v. 32, No. 189.
- Barker P. E. Plate tectonics of the Scotia Sea region.— Nature, 1970, v. 228.
- Barker P. E., Griffiths D. H. The evolution of the Scotia Sea and Scotia Ridge.— Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1972, A. 271.
- Dalziel Y. W. D., Elliot O. H. Evolution of the Scotia arc.— Nature, 1971, v. 233.
- Dalziel Y. W. D., Cortes R. Tectonic style of the Southernmost Andes and the Antarcticandes 24-th, Y. G. K. 1972, section 3.
- Barazangi M., Dorman G. World Seismicity map compiled from ESSA, Epicenter data, 1961—1967, Bul. seismol. Soc. Amer., 1969, v. 59 (1).
- Elliot D. H. Geology of north-west Trinity Peninsula, Graham Land.— Brit. Ant. Surv. Bul., 1965, No. 7.
- Ewing J., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Scotia Sea and South Sandwich arc. Preprints Inst. Oceanogr. Congr., AAAS, 1959.
- Ewing J. Y., Ludwig W. Y., Ewing M., Eittrem S. L. Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 29.
- Griffiths D. H. Geophysical investigations in the Scotia arc. Ant. Geol., North Holland, Amsterdam, 1964.
- Gutenberg B., Richter C. F. Seismicity of the earth and associated phenomena, Princeton, 1954.
- Hawkes D. D. The structure of the Scotia arc.— Geol. Mag., 1962, v. 99 (1).
- Harrington P. K., Barker P. F., Griffiths D. H. Crustal structure of the South Orkney Islands area from seismic refraction and magnetic measurements. Ant. Geol. and Geophys. Oslo, Univ. Forlag., 1971.
- Heezen B. C., Johnson G. L. The south Sandwich Trench.— Deep-Sea Res., 1965, v. 12.
- Heezen B. C., Tarp M. Physiographic diagram of the South Atlantic Ocean, the Caribbean Sea, the Scotia Sea and the eastern margin of the South Pacific Ocean. Columbia Univ., 1961.
- Karig D. E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.— J. Geol. Res., 1971, v. 76, No. 11.
- Katz H. R. Strukturelle Verhältnisse in den südlichen Patagonischen Anden und deren Beziehungen zur Antarktis: eine Discussion.— Geol. Rundschau, 1965, B. 54, H. 2.
- Ludvig W. J., Ewing J. Y., Ewing M. Structure of the Argentine continental margin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1968, v. 52.
- Matthews D. H. Aspects of the geology of the Scotia arc.— Geol. Mag., 1959, 96 (6).
- Matthews M. A., Maling B. A. The geology of the South Orkney Islands.— Falk. Is. Dep. Surv. Sci., Rep., 1967, No. 25.
- Mitchell A. H., Reading H. G. Evolution of islands arcs.— J. Geol., 1971, v. 79, No. 2.
- Ninkowich D., Heezen B. C., Conolly Y. R., Bruckle L. H. South Sandwich tephra in deep-sea sediments.— Deep-sea Res., 1964, v. 11, No. 4.
- Officer C. B., Ewing J. I., Hennon J. F., Harkrider D. G., Miller D. E. Geophysical investigations in the eastern Caribbean Summary of 1955 and 1956 cruises, Phys. Chem. Earth, 1959, v. 3.
- Trendall A. F. The geology of South Georgia. I. Falk Isl. Depend. Surv. Sci. Rep., 1953, No. 7.
- Trendall A. F. The geology of South Georgia. I. Falk Isl. Depend. Surv. Sci. Rep., 1959, No. 19.
- Tyrrel G. W. Report on the rocks from west Antarctica and the Scotia Arc. Discovery Reports, 1945, v. 23, p. 37—102.
- Watters D. G. Geophysical investigation of a section of the south Scotia Ridge.— Ant. geol. and geophys. Oslo, Univ. Forlag., 1971, v. 197.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова
Институт океанологии
АН СССР

Статья поступила
10 октября 1972 г.

УДК 551.241 : 551.242.31.550.814

В. И. МАКАРОВ, В. Г. ТРИФОНОВ, Ю. К. ЩУКИН

ОТРАЖЕНИЕ ГЛУБИННОЙ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ НА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКАХ

Дешифрируемые на космических снимках орогенических областей новейшие мегаструктуры, в том числе линеаменты, отражают элементы структуры земной коры на глубинах в первые десятки километров. Линеаменты представляют собой своеобразные проявления на поверхности зон глубинных латеральных разделов коры или зон линейных деформаций, которые фиксируются по гравиметрическим и сейсмическим данным. Восстанавливаемая с помощью космических снимков глубинная структура складчатых областей существенно отличается от приповерхностной геологической структуры, что позволяет ставить вопрос о возможной дисгармонии в деформациях различных горизонтов земной коры.

В статье описаны результаты исследования космических изображений двух различных горно-складчатых областей, характеризующихся высокой неотектонической активностью — Восточного Кавказа, Тянь-Шаня¹. На мелкомасштабных телевизионных снимках этих областей по геометрическим и фототонным особенностям различаются выраженные в рельефе крупнейшие мегаскладки, отвечающие сложнопостроенным сводовым поднятиям и соизмеримым с ними впадинам. На исследованных черно-белых (видимой части спектра) космических снимках разного масштаба отчетливо видны также линии или узкие полосы, которые отличаются от смежных участков фототонном, либо разграничивают районы с разным фототонном или внутренним рисунком. Протяженность таких линий достигает нередко десятков и первых сотен километров. Вслед за исследователями, ранее отмечавшими подобные образования на космических изображениях (Lowman, 1969; Скарятин, 1970), авторы называют их линеаменами², что отвечает по своей сути первоначальному значению этого термина, введенного У. Хоббсом.

Дешифрирование линеаментов на космических снимках, сопоставление последних с аэрофотоснимками и топографическими картами, а также результатами полевых исследований показали, что указанные линейные образования обычно более или менее отчетливо выражены в рельефе. Это либо спрямленные участки речных долин, расположенные один на продолжении другого, либо ложбины и уступы, порой малоамплитудные и весьма пологие, но тем не менее обуславливающие различие фаций и разновозрастных комплексов четвертичных отложений, различие в глубине и рисунке эрозионной сети по обе стороны такой линии. Некоторые линеаменты или их более широкие «расплывчатые» аналоги, названные линеаментными зонами, представляют собой границы крупных эле-

¹ Космические снимки указанных регионов опубликованы ранее (Трифонов и др., 1973) и поэтому здесь не приводятся.

² Возможно, термин «линеамент» в данном смысле не вполне удачен, поскольку тем же словом называют крупные, иногда планетарного значения зоны нарушений, рассекающие целые тектонические области и системы. Однако авторы не ставят задачи ревизовать сложившуюся терминологию.

ментов рельефа или линейные участки их существенного изменения: сужения межгорных впадин, резкие погружения хребтов вдоль их простираения, зоны кулисного подставления одних хребтов другими. Нередко линеаменты подчеркнуты особенностями распределения грунтовых вод, почв и растительного покрова.

Все указанные особенности ландшафта, определяющие возможность проявления и дешифрирования линеамента на космических изображениях, в конечном счете обусловлены геологическими причинами. Такие природные линеаменты следует отличать на снимках от каналов, дорог, границ сельскохозяйственных угодий и других искусственных «линеаментов», хотя и они нередко определяются геолого-геоморфологическими особенностями территории. Ниже сделана попытка сопоставить отдешифрированные на КС новейшие мегаструктуры и линеаменты с приповерхностной геологической структурной и глубинным строением рассматриваемых территорий.

ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ

На мелкомасштабных телевизионных снимках Кавказа системы «Ме-теор» читаются наиболее крупные выраженные в рельефе новейшие мегаструктуры — своды Большого и Малого Кавказа и разделяющая их система межгорных впадин. В самом общем виде своды отвечают прогибам поверхности Мохоровичича, а впадины — ее поднятиям, хотя полного соответствия и нет (Милановский, 1968). Более интересные сопоставления с глубинной структурой обнаруживают отдешифрированные на космических снимках линеаменты, расположение которых в пределах Восточного Кавказа показано на рис. 1. Эта схема дополняет и местами исправляет картину расположения линеаментов, данную на ранее выполненных схемах геологического дешифрирования этой территории¹. Исходным материалом как для них, так и для рис. 1 послужили космические снимки с негативами масштаба 1:7 000 000—1:8 500 000, сделанные А. Г. Николаевым и В. И. Севастьяновым с космического корабля «Союз-9» в июне 1970 г. Снимки относятся к двум сериям, одна из которых охватывает юго-восточную часть Большого Кавказа, Нижнекуринскую низменность, Талышские горы и северо-восточные отроги Карабахского хребта, а другая — более северные и западные районы Кавказа.

В зависимости от ориентировки выделенные линеаменты разделяются на три группы: 1) СЗ — ЮВ- и ССЗ — ЮЮВ-простирааний; 2) СВ — ЮЗ- и ВСЗ — ЗЮЗ-простирааний; 3) С — Ю- и ССВ — ЮЮЗ-простирааний. К первой группе относится Главная система линеаментов Восточного Кавказа, состоящая из четырех отрезков: Сальян-Ленгитбизского*, (1), Исмаиллы-Сыгырлинского (2), Самур-Геокчайского (3) и Аргун-Джермутского (4). Они расположены эшелонированно друг относительно друга и образуют правый кулисный ряд. Непротяженные линеаменты того же направления выделены на востоке Кобыстана и в Казбекском районе. Последние характеризуются той же особенностью взаимного расположения. Несколько северо-западных линеаментов протягиваются вдоль предгорий Талыша и далее на северо-запад (5).

Вторая группа представлена сложнопостроенным Сумгаит-Араксинским* линеаментом протяженностью свыше 250 км. Он простирается в

¹ Схема геологического дешифрирования Юго-Восточного Кавказа, составленная В. З. Сахатовым (Береговой и др., 1972). Схемы геологического дешифрирования и описания к ним, составленные для Юго-Восточного Кавказа М. Л. Коппом при участии Т. П. Ивановой, Н. Н. Курдина и В. И. Макарова, для Северо-Восточного Кавказа — С. Л. Бызовой и В. Г. Трифоновым, для Казбекского района — С. Л. Бызовой (Трифонов и др., 1973).

* Здесь и ниже звездочками помечены линеаменты, выделенные М. Л. Коппом. Цифрами обозначены номера линеаментов на рис. 1—А.

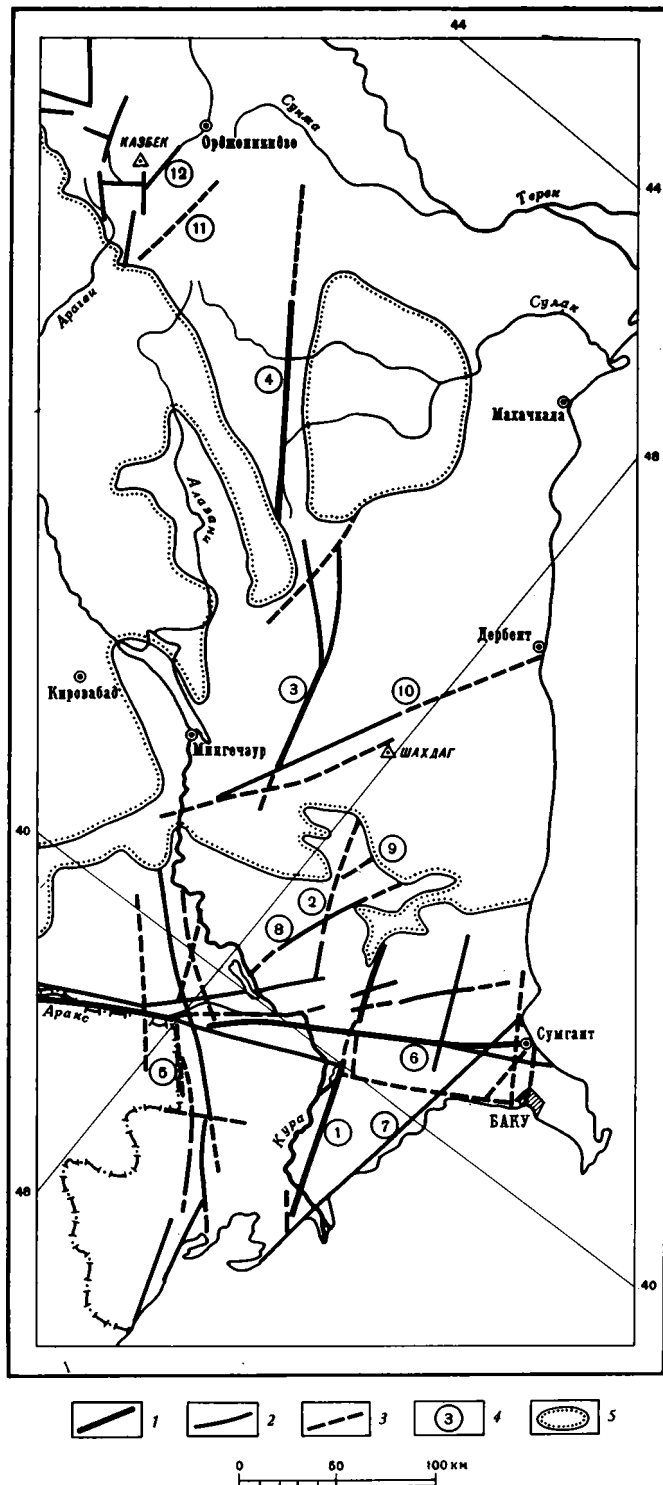


Рис. 1. Линеаменты, отдешифрованные на космических снимках Восточного Кавказа
 1 — крупнейшие отдешифрованные линеаменты; 2 — прочие отдешифрованные линеаменты; 3 — линеаменты, предполагаемые по результатам дешифрирования; 4 — номера линеаментов (названия см. в тексте); 5 — районы, закрытые облаками на отдешифрованных снимках

**Сопоставление линеаментов, отдешифрированных на космических снимках,
с элементами геологической структуры Восточного Кавказа**

Название линеамента	Признаки разрыва в поверхностной геологической структуре	Геологические признаки глубинного разлома
Сальян-Ленгибизский	Местами крупный разрыв сплошности пород. Правые взбросо-сдвиговые смещения молодых форм рельефа. Современные вертикальные подвижки, выявленные повторным нивелированием вдоль железной дороги (8)	На значительном протяжении выражен цепью сравнительно пологих асимметричных антиклиналей (7). Концентрация грязевых вулканов (4, 8). Флексура на склоне глубинного поперечного поднятия, фиксируемого изменениями фаций и мощностей (6)
Исмаиллы-Сыгырлинский	—	Склон глубинного поперечного поднятия (6)
Самур-Геокчайский	Разрыв в северной части (2). Простирается вдоль локальных новейших поднятий (7)	Отчасти совпадает со склоном глубинного поперечного поднятия (6)
Аргун-Джермутский	Разрыв в южной части (2)	Северо-западная часть приходится на «диагональный» по отношению к «общекавказскому» простиранию выступ — Чижгинскую антиклиналь; к северо-западу от нее протягивается зона третичных складок того же северо-западного простирания. Весьма возможно, что эта линия поднятий отвечает глубинному разлому (1)
Предталышские и их северо-западные продолжения	Местами разрывы сплошности пород. Граница новейшего поднятия Талыша	Склон глубинного поперечного поднятия (6)
Сумгаит-Араксинский	Правые взбросо-сдвиговые смещения молодых форм рельефа по оперяющим линеаментам. Современные вертикальные подвижки, выявленные повторным нивелированием вдоль железной дороги (8)	В юго-западной части — новейшее нарушение осадочных толщ, скрытое чехлом почти не дислоцированных рыхлых осадков (10). Северо-восточнее — структурная линия, по сторонам которой различаются общий стиль и простирания новейших складок (8). Концентрация грязевых вулканов (4, 8), влияет на распределение фаций и мощностей неогеновых и плейстоценовых отложений, причем в относительно древних комплексах следы этого влияния более расплывчаты, чем в молодых толщах (8)
Гирдыманчайский и Ахсуйский	Новейший разрыв, совпадающий с Гирдыманчайским линеamentом (7). Смещения молодых форм рельефа	Флексура: граница областей с разным характером и направлением складчатости; мощность некома резко возрастает к востоку; изменяются фации и мощности и более молодых отложений вплоть до плейстоцена (9). Халтанская граница поперечных ступеней (5). Приведенные данные относятся к зоне этих линеаментов и ее северо-восточному продолжению, скрытому на космических снимках облаками
Агдаш-Дербентский	—	Флексура (9), называемая Самурским разломом (3), который был заложен до желловей. Хызранская граница поперечных ступеней (5). Флексура на склоне глубинного поперечного поднятия (6)

Литературные ссылки: 1 — Брод, 1960; 2 — Варданянц, 1954; 3 — Геология СССР, т. IX, 1963; 4 — Горин, 1951; 5 — Кашкай, Тамразян, 1967; 6 — Кириллова и др., 1960; 7 — Милановский, 1968; 8 — Тамразян, 1960; Ханн и др., 1966; 10 — Ширнинов, 1973.

восток — северо-восточном направлении и сопровождается серией менее крупных линейментов северо-восточного простирания, определяющих его и образующих левокулисный ряд. Несколько коротких северо-восточных линейментов выделила С. Л. Бызова в Казбекском районе. Здесь они торцово сочленяются с линейментами северо-западного простирания.

Среди линейментов третьей группы наиболее отчетливо проявлены Советабд-Яшминский * (7), Ахсуйский * (8), Гирдыманчайский * (9), Агдаш-Дербентский (10), Барисахский (11), Верхнеретерский (12).

В таблице отдешифрованные линейменты сопоставлены с элементами альпийской и новейшей структуры Восточного Кавказа (Хаин, 1950; Варданянц, 1954; Паффентольц, 1959; Брод, 1960; Тамразян, 1960; Милановский, Хаин, 1963; Хаин и др., 1966; Геология СССР, т. IX, 1968; Милановский, 1968; Ширинов, 1973; с дополнениями по результатам полевых наблюдений В. Г. Трифонова на Юго-Восточном Кавказе). Сопоставление показывает, что важнейшие элементы приповерхностной геологической структуры региона — структурно-фациальные и складчатые зоны, складки и разрывы «общекавказского» простирания не коррелируются пространственно с расположением линейментов¹. Однако многие из них сопоставляются с «секущими» элементами альпийской и особенно новейшей (рис. 2) структуры верхних горизонтов коры. Некоторые из них совпадают с разрывами сплошности отложений, однако чаще линейментам отвечают различные менее четкие линейные образования: флексурные уступы, обычно длительно развивавшиеся; уступы, которые скрыты под чехлом слабодислоцированных пород и поэтому морфологические особенности нечетко; цепи складок; зоны структурных аномалий, пересекающие системы складок; границы областей с разными типами и направлением складчатости; зоны концентрации грязевых вулканов. Это позволяет предполагать, что отдешифрованные на космических снимках линейменты — проявление на поверхности структурных форм более глубоких горизонтов земной коры, в том числе глубинных разломов в понимании А. В. Пейве.

И. В. Кириллова и ее соавторы (1960) впервые обратили внимание на то обстоятельство, что зоны больших градиентов силы тяжести (гравитационные ступени), которые довольно близко совпадают с зонами намеченных по геологическим данным глубинных разломов Восточного Кавказа, не протягиваются непрерывно, а распадаются на отдельные участки, расположенные кулисно друг относительно друга. Такая же особенность, как было показано выше, присуща и линейментам. Неоднократно отмечалось наличие значительных градиентов аномалий силы тяжести непосредственно к западу от Сальян-Ленгибизского линеймента — на северо-восточном склоне Талышско-Вандамского гравитационного максимума (Цимельзон, 1965; Гаджиев, 1965; Али-Заде и др., 1968). Г. П. Тамразян (1960), ссылаясь на данные Л. К. Татевосяна и Р. М. Гаджиева, указывает на северо-восточные простирания гравитационных аномалий и значительные градиенты аномалий силы тяжести в северо-восточной части Сумгаит-Араксинского линеймента. В. Е. Хаин и его соавторы (1966) сообщали об изменении характера поля силы тяжести вдоль северо-восточных продолжений Гирдыманчайского и Ахсуйского линейментов, скрытых на рассмотренных космических снимках облаками. Гравитационная ступень выявлена вдоль Предталышских линейментов и их северо-восточных продолжений (Али-Заде и др., 1968).

Многочисленные гравиметрические данные, дополненные результатами глубинного сейсмического зондирования, послужили основой для сопоставления структурных карт по различным глубинным горизонтам зем-

¹ Это не означает, что продольная зональность Кавказа не видна на космических снимках. По данным С. Л. Бызовой и М. Л. Коппа, она находит отражение не в линейментах, а в иных индикационных признаках.

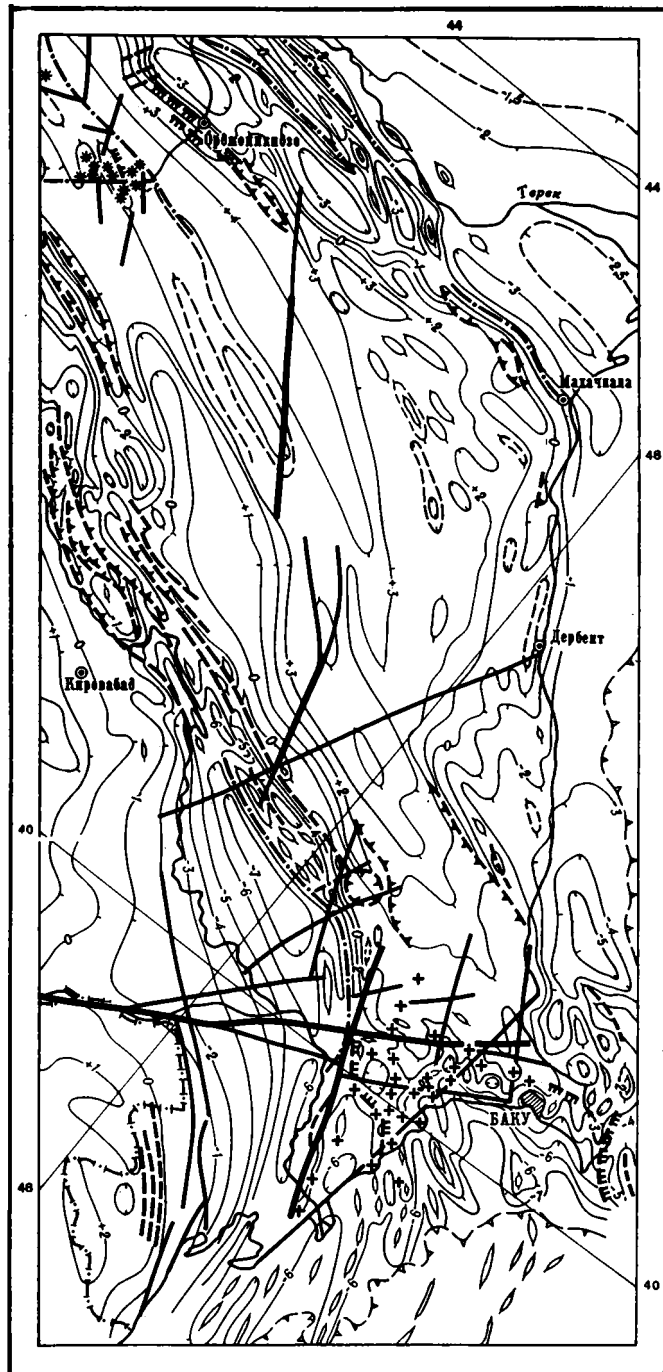
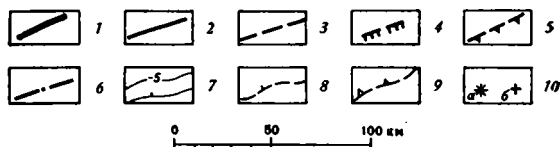


Рис. 2. Сопоставление
отдешифрованных ли-
нементов с картой нео-
тектонических (верхний
сармат — голоцен) де-
формаций в изобатах
(Милановский, 1968)

1, 2 — отдешифрован-
ные линейменты: 1 —
крупнейшие, 2 — прочие;
3 — крупные разломы и
флексуры, установленные
на поверхности; 4 — кру-
тые разломы и флексуры
с установленным направ-
лением смещения, выра-
женные на поверхности;
5 — надвиги и тектониче-
ские покровы, установ-
ленные на поверхности;
6 — предполагаемые раз-
ломы в фундаменте под
новейшими отложениями;
7 — изолинии суммарной
вертикальной составляю-
щей новейших движений,
проведенные через 1 км,
местами через 2 км; 8 —
изолинии дополнитель-
ные; 9 — бровка шельфа;
10 — четвертичные вулка-
ны (а) и грязевые вул-
каны (б)



ной коры. Один из них — поверхность доюрского кристаллического фундамента (Цимельзон, 1965; Али-Заде, Цимельзон, 1966; Милановский, 1968; Геология СССР, т. IX, 1968; Али-Заде и др., 1968; Ризниченко и др., 1974). В пределах Юго-Восточного Кавказа, где доюрская поверхность находится обычно на глубинах 8—20 км (рис. 3), наблюдается более или менее четко выраженное соответствие направления изолиний и зон резкого изменения глубин поверхности фундамента расположению Сальян-Ленгизского, Исмаиллы-Сыгырлинского, Самур-Геокчайского, Ахсуйского, Предталышских и отчасти Сумгаит-Араксинского линейментов. Северо-западнее, где глубина поверхности фундамента, как правило, меньше 8 км, такого соответствия нет.

На различных вариантах карт поверхности «базальтового» слоя (Цимельзон, 1965; Али-Заде, Цимельзон, 1966; Геология СССР, т. IX, 1968, и др.) примерно одинаково показаны основные формы, образованные этой поверхностью, хотя эти карты и не вполне совпадают одна с другой по абсолютным величинам рассчитанных глубин залегания «базальтового» слоя. На рис. 4 намечается соответствие структурному рисунку рассматриваемой поверхности Сальян-Ленгизского, Исмаиллы-Сыгырлинского, Самур-Геокчайского, Аргун-Держмутского, Агдаш-Дербентского, отчасти Сумгаит-Араксинского, Советабд-Яшминского и Предталышских линейментов. Они обрамляют (частично) прогибы и поднятия этой поверхности, следуют вдоль зон возрастания градиента изменения ее глубин или соответствуют характерным изгибам изолиний.

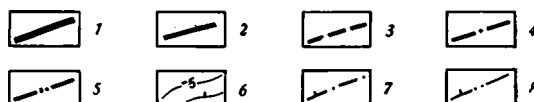
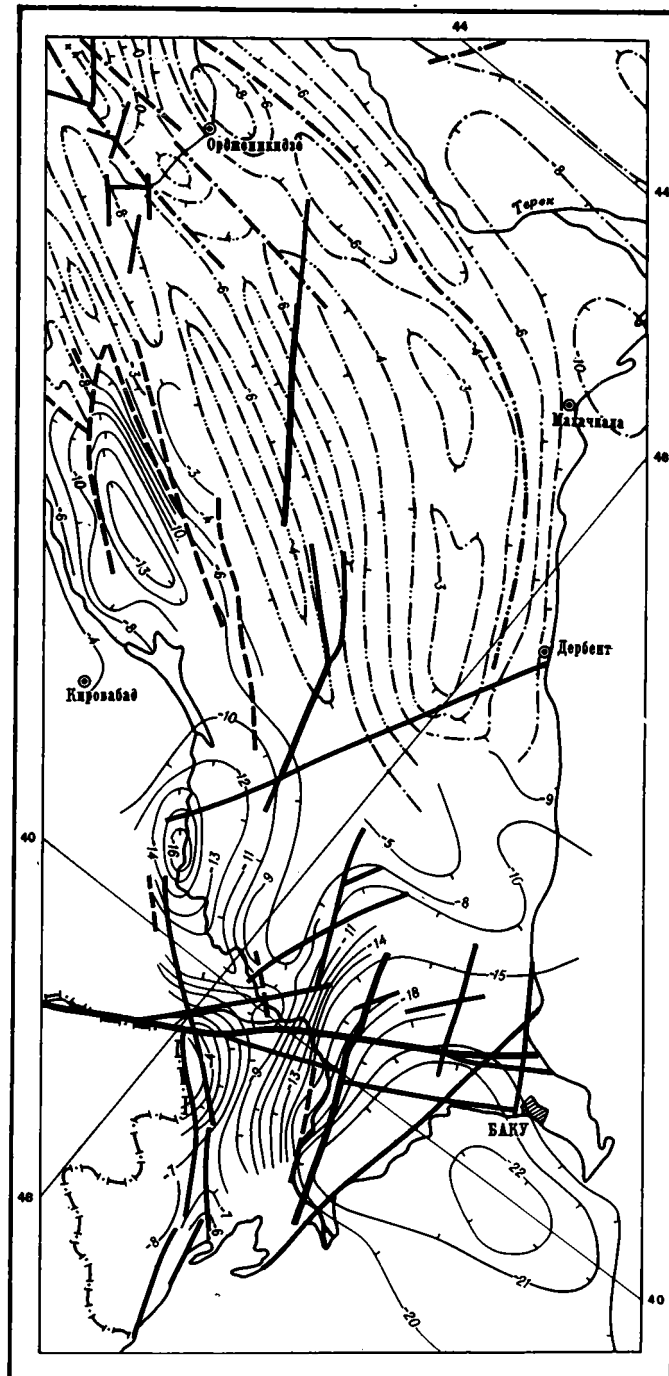
Наконец, мелкомасштабные карты поверхности Мохоровичича (Балавадзе, Шенгелая, 1961; Милановский, Хаин, 1963; Борисов, 1967; Цимельзон, 1965; Беляевский и др., 1967; Геология СССР, т. IX, 1968; Милановский, 1968) в сочетании с профилями глубинного сейсмического зондирования обрисовывают обширные и пологие структурные формы в общем «кавказского» простиранья. Отдешифрованные на космических снимках линейменты с ними не коррелируются.

М. Г. Агабеков и Ф. С. Ахмедбейли (1958), Е. Е. Милановский (1968), И. В. Кириллова и ее соавторы (1960) отмечали высокую сейсмическую активность «поперечных» нарушений Кавказа. Неоднократно подчеркивалась экранирующая для сейсмических волн роль Гирдыманчайского разлома, отвечающего одноименному линейменту (Хаин и др., 1966). Г. П. Тамразян (1960), ссылаясь на данные Е. И. Бюса, писал о полосе эпицентров землетрясений на северо-восточном продолжении Сумгаит-Араксинского линеймента. Выделена полоса эпицентров и вдоль Сальян-Лингизского линеймента (Хаин и др., 1966; Борисов, 1967).

На рис. 5 размещение линейментов сопоставлено с пространственным расположением зон глубинных сейсмогенных разломов. Схема плотности глубинных сейсмодислокаций, составленная Ю. К. Шукиным (1973) по макросейсмическим данным, дает представление о важных структурных элементах глубинных частей коры — зонах аномальных затуханий сейсмических волн, отождествляемых в большинстве случаев с современными сейсмогенными разломами и свидетельствующих о различиях в поглощающих свойствах среды. Эта схема, по-видимому, характеризует структуру земной коры на глубинах 10—20 км, соответствующих глубинам кавказских землетрясений, хотя их вариации для различных участков Кавказа и Закавказья значительны. Из рис. 5 следует, что зоны глубинных сейсмодислокаций, как правило, не имеют «общекавказской» ориентировки и близки по простиранию и расположению к рассматриваемым линейментам. В некоторых случаях линейменты точно совпадают с осями таких зон, а чаще отстоят от них на расстояния до 10—35 км, т. е. на величину, соизмеримую с глубинами очагов землетрясений.

Рис. 3. Сопоставление
отдешифрованных ли-
нементов со схемой глу-
бин залегания поверх-
ности доюрского фунда-
мента

1, 2 — отдешифрованные
линементы: 1 —
крупнейшие, 2 — прочие;
3—5 — разломы поверх-
ности доюрского фунда-
мента: 3 — по Ю. В. Риз-
ниченко, М. М. Раджа-
бову и др. (1974), 4 — по
Е. Е. Милановскому
(1968), 5 — по Е. Е. Ми-
лановскому (1968), пред-
полагаемые; 6—8 — изо-
линии глубин залегания
поверхности доюрского
фундамента в км: 6 — по
Ю. В. Ризниченко, М. М.
Раджабову и др. (1974),
7 — по Е. Е. Миланов-
скому (1968), 8 — по
Е. Е. Милановскому
(1968), предполагаемые



0 50 100 км

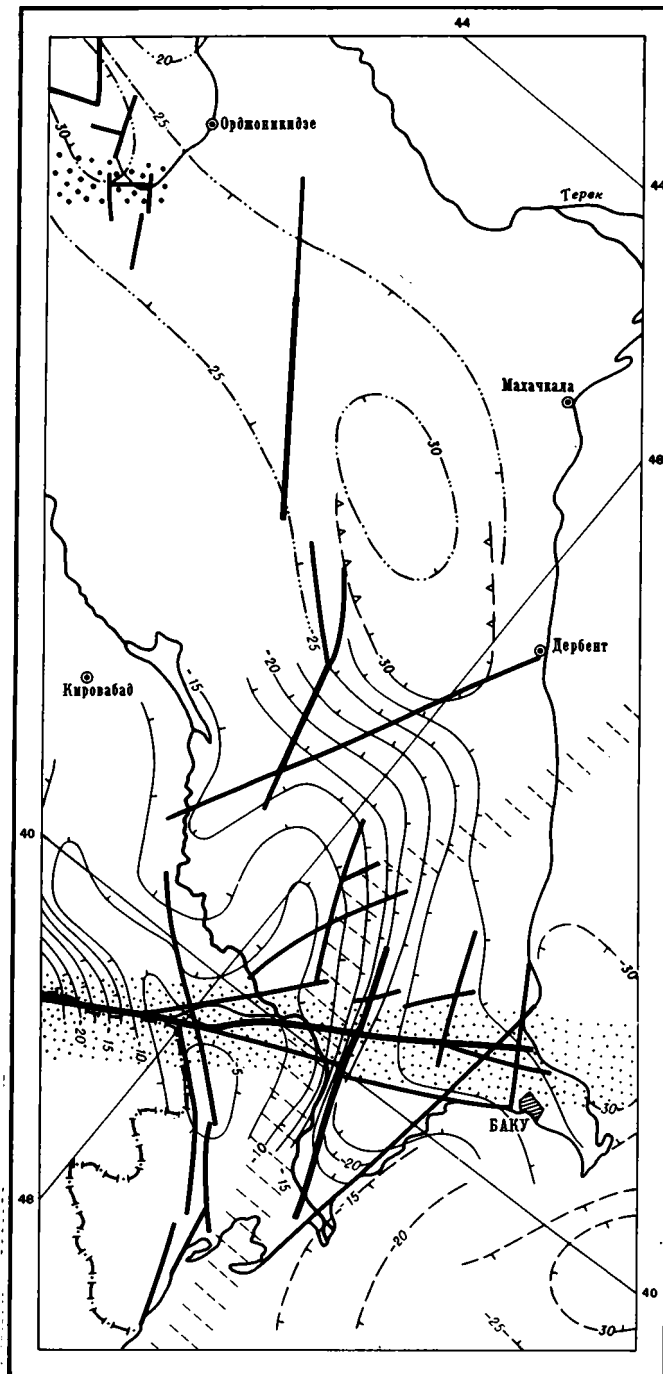
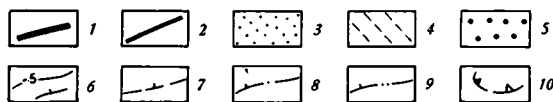


Рис. 4. Сопоставление отдешифрированных линеаментов со схемой глубин залегания поверхности «базальтового» слоя 1, 2 — отдешифрированные линеаменты: 1 — крупнейшие, 2 — прочие; 3—5 — зоны крупнейших глубинных разломов, выделенные по совокупности геофизических и геологических данных: 3 — Восточно - Кавказского (Тамразян, 1960), 4 — Западно-Каспийского (Хаин и др., 1966), 5 — Казбек-Цхинвальского (Милановский, 1968); 6—9 — изолинии глубин залегания поверхности «базальтового» слоя в км: 6 — по И. О. Цимельзону (1965), 7 — по книге «Геофизическое изучение...» (1963), 8 — по по книге «Геология СССР», т. IX (1968), 9 — по книге «Геология СССР», т. IX (1968), предполагаемые; 10 — контуры крупнейших впадин поверхности базальтового слоя (по И. О. Цимельзону, 1965)



0 50 100 км

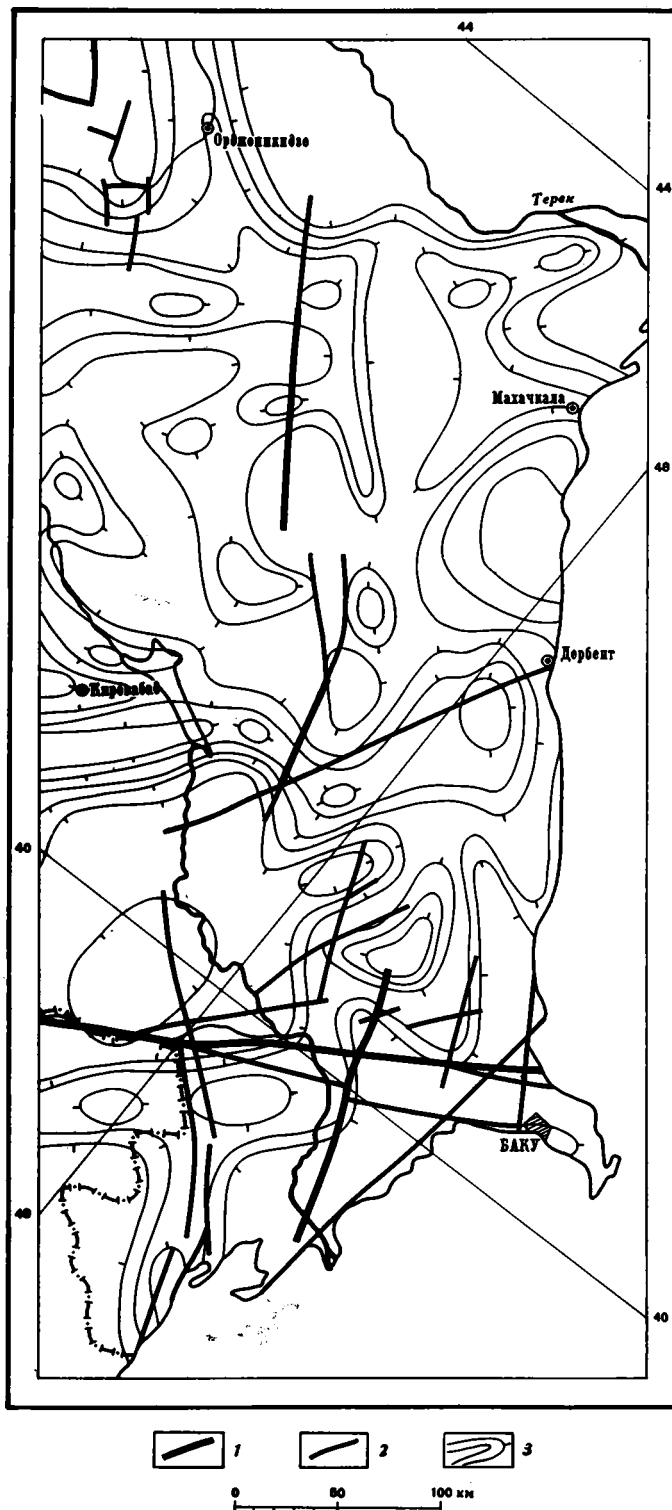


Рис. 5. Сопоставление отдешифрованных линеаментов со схемой глубинных сейсмодислокаций

1, 2 — отдешифрованные линеаменты: 1 — крупнейшие; 2 — прочие; 3 — изолинии плотности глубинных сейсмодислокаций в условных баллах (по Шукину, 1973)

Выполненные сопоставления показывают, что в расположении крупнейших линеаментов, отдешифрированных на космических снимках Восточного Кавказа, намечается более или менее полное соответствие латеральным разделам земной коры на глубинах около 10—30 км, выраженным в распределении гравитационных аномалий, структурах поверхности «базальтового» слоя и отчасти поверхности доюрского фундамента, а также в распределении сейсмической энергии. Показательно, что структура поверхности фундамента лучше коррелируется с линеаментами на участках достаточно глубокого его залегания, чем в местах общего подъема фундамента до глубин 8 км и меньше. Конечно, интерпретация геофизических данных в виде изолиний тех или иных поверхностей представляет собой весьма приближенное отображение глубинной структуры. Поэтому на основе выполненного сопоставления можно говорить лишь о принципиальном соответствии ее расположению линеаментов. В связи с этим существенно сходство простираний и пространственная близость большинства линеаментов и поверхностных проекций зон сейсмогенных разломов, которые нередко, по-видимому, точнее маркируют глубинные нарушения, нежели изолинии различных глубинных горизонтов. Отсутствие точного совпадения в плане отдешифрированных линеаментов и выделенных сейсмогенных разломов можно объяснить различными причинами, в том числе и возможным наклоном разломов, когда глубинные и приповерхностные их части проектируются не на одну линию. В целом же линеаменты Восточного Кавказа, отдешифрированные на космических снимках, представляются отражением на земной поверхности глубинных нарушений земной коры.

Подчеркнутая линеаментами глубинная структура Восточного Кавказа во многом отличается от его приповерхностной структуры, прежде всего структурным планом. Можно предполагать, что между деформациями разных горизонтов земной коры имеет место значительная дисгармония, которая представляется более существенной, чем дисгармония между осадочным чехлом и доюрским фундаментом на северном и южном склонах Восточного Кавказа, где, несмотря на наличие очевидных срывов по обе стороны поверхности раздела, сохраняются близкие простирания структурных форм.

ТЯНЬ-ШАНЬ

Геологическое дешифрирование Тянь-Шаня производилось на средне- и крупномасштабных черно-белых фотоснимках, полученных А. Г. Николаевым и В. И. Севастьяновым с космического корабля «Союз-9» в июне 1970 г., Г. Т. Добровольским, В. И. Пацаевым и В. Н. Волковым — с орбитальной станции «Салют» в июле 1971 г., а также на мелкомасштабном черно-белом телевизионном снимке, полученном с американского метеорологического спутника. Из этих материалов по состоянию облачного покрова наилучшие — телевизионный снимок и серия снимков с «Салюта».

Важнейшие элементы новейшей структуры Тянь-Шаня (Шульц, 1948; Петрушевский, 1955; Костенко и др., 1972) образуют крупные формы рельефа и хорошо видны на космических снимках, причем в зависимости от масштабов последних распознаются формы разных порядков. На телевизионном снимке Центральной Азии дешифрируется самый общий план неотектонической структуры. В пределах отчетливо обособленного Тянь-Шаня видны лишь субширотные системы поднятий мегантиклинорного типа и системы прогибов мегасинклинорного типа (Костенко и др., 1972). Зоны поднятий-мегантиклиналей и зоны впадин-мегасинклиналей, образующие эти системы, а тем более частные мегаскладки на таком изображении не видны или распознаются не на всем своем протяжении.

Сопоставление неотектонической структуры с имеющимися сейсмологическими и геофизическими данными о строении земной коры, проведенное в 1969 г. В. И. Макаровым для Северного и Центрального Тянь-Шаня, показало, что системам поднятий и системам межгорных предгорных прогибов соответствуют деформации подошвы земной коры. Зоны же поднятий и зоны впадин отражены в структуре поверхности «базальтового» слоя и, как и менее крупные структурные подразделения, не уходят ниже его верхней части. Аналогичные данные имеются для Западного Тянь-Шаня.

Таким образом, мелкомасштабные космические снимки областей новейшего горообразования, подобные рассмотренному, ценны тем, что на них отражены главным образом глубинные структуры земной коры, охватывающие всю ее мощность или имеющие отражение в области раздела «гранитного» и «базальтового» слоев и в верхах последнего, в связи с чем встает вопрос о возможности объективного выделения с помощью космических снимков границ глубинных структур, и в частности глубинных разломов. Рассмотрим с этой точки зрения несколько протяженных линеаментов, выделенных на упомянутом телевизионном снимке Центральной Азии. По отношению к простиранию Тянь-Шаня среди линеаментов различаются согласные и секущие. Первые соответствуют отчетливо проявленным в приповерхностной геологической структуре и рельефе тектоническим, главным образом новейшим направлениям. Это прежде всего так называемые краевые разломы. В большинстве своем они достаточно обстоятельно изучены. Значительно больший интерес вызывают секущие линеаменты. Не останавливаясь сколько-нибудь подробно на зоне известного Таласо-Ферганского глубинного разлома, ярко выраженного в рельефе и отчетливо проявленного на снимках всех масштабов, обратим внимание на три других столь же протяженных линеамента, которые в приповерхностной структуре далеко не очевидны.

Нарынский линеамент прослеживается в север-северо-западном направлении от северного края Таримского массива через район г. Нарына до Чу-Илийских гор (рис. 6). Наиболее отчетливо он выражен в Центральном Тянь-Шане, где служит западным ограничением серии широтных новейших поднятий: Нарынтауского, Джетымтау-Нура-тауского, Капкатасского, Караджоргинского и Терсейского, которые западнее линеамента продолжают кулисно с ними сопряженными и менее поднятыми мегантиклиналями. На имеющихся картах приповерхностной геологической структуры Нарынский линеамент в целом не является сколько-нибудь обособленным. Можно отметить лишь его частичную пространственную близость к границе между Бурханской раннекаледонской и Центрально-Киргизской позднекаледонской складчатыми зонами (Геология СССР, т. XXV, 1972), а также Сонкульской зоне нарушений, выделенной по данным неотектоники (Костенко и др., 1972). На основе анализа структуры магнитного поля вдоль Нарынского линеамента в пределах Молдотау-Терсейской системы новейших поднятий прослежены тектонические швы северо-западного простирания, не имеющие непосредственного выражения в приповерхностной структуре (Корнев, 1970). Учитывая выводы В. И. Кнауфа, А. Н. Лобанченко и Г. Г. Маринченко (1970) о закономерности совпадений аномалий магнитного и гравитационного полей Тянь-Шаня, их связи с внутренним строением земной коры, в том числе с поведением поверхностей Конрада и Мохоровичича, можно предполагать, что Нарынский линеамент отражает на земной поверхности зону глубинных деформаций земной коры (см. рис. 6 — вкл. к стр. 49).

Аксуйский (или Восточно-Исыккульский) линеамент дешифрируется в виде достаточно резкой линии, параллельной Ферганскому разлому, от северных окраин Таримского массива до antecedentного участка

долины р. Или, который пересекает юго-западные отроги Джунгарского Алатау (рис. 6). Линеамент не обособлен сколько-нибудь отчетливо в структуре выходящих на поверхность домезозойских пород. Можно отметить лишь приуроченность к нему флексурообразного в плане изгиба Восточно-Терскайского эпикаледонского прогиба со смещением западной его части к югу, причем в зоне линеамента здесь развиты субмеридиональные разрывы (Геология СССР, т. XXV, 1972). Более отчетлива связь линеамента с элементами новейшей структуры. С ним совпадают ограничения новейших поднятий (Майдантаг и сложно дифференцированная ступень Кэлпинских кряжей) или тектонические понижения (антецедентное ущелье г. Сарыджас-Аксу).

Показательно совпадение Аксуйского линеамента с линейной зоной повышенной сейсмической активности, выделенной в 1966—1968 гг. по наблюдениям со станции «Земля» (рис. 6, Альтер и др., 1973). Указанной зоне, вероятно, принадлежат и эпицентры сильных землетрясений 1889 г. (К-17) и 1970 г. (К-15) (Горбунова и др., 1973). Обследование Сарыкамышского землетрясения 1970 г. ($I_0 \geq 8$ баллов) показало, что эпицентральная его зона вытянута вдоль разлома северо-западного простирания, устанавливаемого по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным в восточной части Иссык-Кульской впадины. Разлом является правым сдвигом, причем его юго-западное крыло взброшено относительно северо-восточного. Предполагается также, что землетрясение связано с развитием сейсмогенного разрыва в северо-западном направлении (Кнауф и др., 1971). Приведенные данные свидетельствуют о современной подвижности отдельных участков линеамента и возможной миграции этой подвижности в пространстве и во времени.

Третий (Западно-Тянь-Шанский) линеамент — как бы западное ограничение Тянь-Шаня. Он прослеживается из района г. Джамбула через Ташкент к г. Шахрисябзу и г. Гузару (рис. 7). Южнее Кашкадарьинской впадины эта линия приобретает субмеридиональное простирание, а Юго-Западный Гиссар на телевизионном снимке имеет не совсем привычный рисунок, основу которого составляют два субмеридиональных блока. Восточный из них (Байсунский) характеризуется большими высотами (3000 м) и на снимке выделяется белым заснеженным массивом. Западный (Кугитангский) блок представляет более низкую ступень. Он смещен к югу относительно Байсунского блока и отделен от него субмеридиональной линией, которую условно назовем Ширабадским линеаментом. С западной стороны Кугитангская ступень также имеет отчетливо обозначенное на снимке субмеридиональное ограничение. Оно проходит примерно в районе селений Дыхканабад и Карлюк, и расположенная западнее более низкая ступень Юго-Западного Гиссара на снимке сливается с Каршинской степью. Таким образом, здесь проявлено очевидное несоответствие структурного рисунка Юго-Западного Гиссара, полученного с помощью мелкомасштабного телевизионного снимка, и приповерхностной геологической структуры, которая изображена на геологических картах, дешифрируется на более крупномасштабных снимках с «Союза-9» и в которой меридиональные простирания развиты очень слабо, подчиняясь более активному северо-восточному направлению. Близкое к меридиональному направление структурных форм начинает проявляться достаточно определенно лишь в самой южной части Юго-Западного Гиссара (антиклиналь Кугитангтау и западнее). В северных предгорных грядях Банди-Туркестана Ширабадскому линеаменту противостоит, как бы продолжая его, широкий и весьма протяженный субмеридиональный участок долины р. Банди-Баба, а расположенная западнее меридиональная гряда противостоит поднятию Кугитангтау.

Западно-Тянь-Шанский линеамент полностью соответствует Западно-Тянь-Шанскому глубинному разлому, зона которого впервые бы-

ла намечена А. В. Пейве (1947) и впоследствии подробно и многосторонне охарактеризована в работах В. В. Попова и И. А. Резанова (1955), О. М. Борисова (1962), Д. П. Резвого (1962), Б. Б. Таль-Вирского (1964, 1972; Таль-Вирский и др., 1971), А. А. Юрьева (1967), Р. И. Пав-

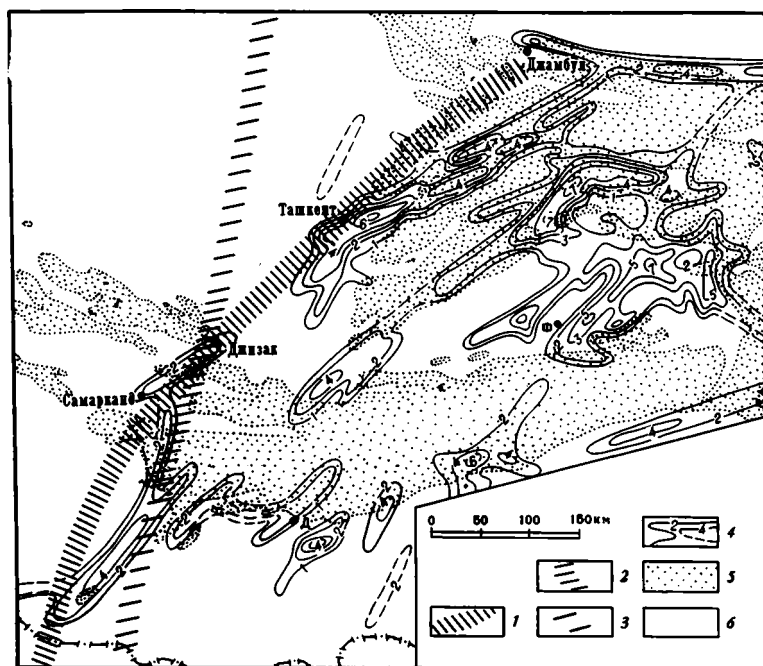


Рис. 7. Сопоставление линеаментов, выделенных на космических снимках Западного Тянь-Шаня, с плотностью глубинных сейсмогенных дислокаций

1 — Западно-Тянь-Шанский линеамент; 2 — Джизакский линеамент; 3 — продолжение Джизакского линеамента, предполагаемое по геолого-геоморфологическим данным; 4 — изолинии плотности глубинных сейсмодислокаций (по Щукину, 1973); 5 — выходы палеозойского основания; 6 — области распространения мезозойско-кайнозойского покрова

лова (1972) и др. Этот линеамент — граница между высокой и низкой степенями рельефа, которые отвечают соответственно области интенсивного новейшего горообразования (Тянь-Шань) и платформенной области с проявлениями умеренного и слабого горообразования (Туранская плита).

Наиболее детальная геофизическая характеристика линеамента дана Б. Б. Таль-Вирским (1972). В его интерпретации эта важнейшая тектоническая линия названа Северным краевым разломом Тянь-Шаня. В гравитационном поле линеамент совпадает с полосой высоких градиентов убывания аномалий силы тяжести в южном и восточном направлениях, причем полоса высоких градиентов почти перпендикулярно сечет западные отроги Туркестанского и Зеравшанского хребтов (рис. 8). Предполагается, что такая резкая и протяженная гравитационная ступень связана с неоднородностями нижних частей земной коры и верхов мантии и располагается на границе крупных блоков литосферы. В магнитном поле линеамент разделяет существенно различные по морфологии зоны аномального магнитного поля; оси магнитных аномалий простираются диагонально или поперек относительно простирания герцинских структур, что подчеркивает дискордантность структурных пла-

разрешающей способности и ограничение обзорности уменьшило ранг и глубину заложения структурных форм, которые оказываются в «фокусе». На таких снимках распознаются зоны поднятий и зоны впадин, образующие их складки основания, некоторые крупные складки чехла, сравнительно небольшие разрывы. Из этих структурных форм обращает на себя внимание субмеридиональный линеамент, несколько расплывчатые контуры которого прослеживаются из района Джизакского оазиса на западное окончание Туркестанской мегантиклинали. Линеамент разделяет Самаркандскую и Пенджикентскую впадины, пересекает Зеравшанское поднятие примерно по линии сел. Ургут — сел. Миряки и резко ограничивает с востока Кашкадарьинскую впадину (Макаров, 1973). Пространственно он продолжает на север отмеченный выше Ширабадский линеамент, выделенный на мелкомасштабном телевизионном снимке Юго-Западного Гиссара.

Продолжением рассматриваемого линеамента в другую сторону является, по-видимому, 200-километровый меридиональный отрезок долины р. Сырдарьи, называемый Шардаринской степью. Она представляет собой пологую синклиналичную структуру, разделяющую поднятия Приташкентских чучей и Каратау. Туранская плита на данном участке испытала в мезозое и кайнозое значительное опускание (Арысский прогиб). По данным И. С. Вольвовского и др. (1966), подошва палеогена здесь снижается до отметок — 800—1000 м, обнажаясь в смежных поднятиях на высотах 200—500 м. В южном направлении разница абсолютных отметок этой поверхности убывает до 500 м, характеризуя западный склон субмеридионального поднятия Джамсугун, который, вероятно, и представляет на этом участке рассматриваемый линеамент. Сходная картина рисуется в изменении мощностей меловых отложений, которые здесь увеличиваются до 1600 м. Соответственно поверхность палеозойского фундамента погружается до —2 км и глубже. Интересно, что при сопоставлении со структурной картой рельефа поверхности палеозойского фундамента (Вольвовский и др., 1966, см. рис. 91) Шардаринская зона субмеридиональных опусканий представляется границей, разделяющей участки с различной структурой этой поверхности. Значительно более интенсивные и дробные деформации поверхности фундамента к востоку от Шардаринской зоны свидетельствуют о том, что этот участок Туранской плиты, непосредственно примыкающий к Тянь-Шаню, подвергся существенной переработке в отличие от районов, расположенных западнее Шардаринской зоны. Наконец, параллельно рассматриваемой зоне проходит разлом, который намечен восточнее в фундаменте плиты, разделяет, как предполагается, каледонские и герцинские образования и продолжает развиваться в платформенный этап (Вольвовский и др., 1966, см. рис. 94). Возможно, и Шардаринская зона соответствует каким-то неоднородностям палеозойского основания, на которые следует обратить внимание при интерпретации геофизических данных.

Взаимоотношения Западно-Тянь-Шанского линеамента северо-восточного простираения и Джизакского субмеридионального линеамента не совсем ясны. Выделение их на снимках с существенно различной разрешающей способностью может свидетельствовать о том, что эти линеаменты — отражение на земной поверхности образований разного масштаба и разной глубины заложения. В данном случае в палеозойском основании и мезозойско-кайнозойском чехле мы видим предпочтительное развитие субмеридионального тектонического нарушения, а на более глубоком структурном уровне значительно активнее проявлено нарушение северо-восточного простираения. В районе же Юго-Западного Гиссара, наоборот, северо-восточное простираение преобладает в верхних горизонтах земной коры, а меридиональное становится характерным для более глубоких горизонтов.

Ранее отмечалась возможность исследования с помощью космических снимков погребенной структуры платформенных областей (данные П. В. Флоренского в ст. В. Г. Трифонова и др., 1973). Авторы использовали тот же прием для изучения областей молодого орогенеза. Оказалось, что новейшие мегаструктуры и линейamentos, выраженные в ландшафте и потому дешифрируемые на космических снимках Восточного Кавказа и Тянь-Шаня, отражают глубинное строение этих территорий. Мегаструктуры коррелируются с рельефом тех или иных глубинных горизонтов коры. Линейamentos определяются как глубинные разломы, во-первых, по их геологическим признакам в приповерхностной структуре и, во-вторых, благодаря их совпадению с зонами латеральных разделов и линейных деформаций глубинных горизонтов коры, выявленными геофизическими методами.

Есть основания предполагать, что с увеличением обзорности и уменьшением разрешающей способности снимков, т. е. при генерализации космических изображений, на них проявляется структура все более глубинных горизонтов. Так, на Восточном Кавказе линии, дешифрируемые на снимках с пилотируемых космических кораблей коррелируются со структурой поверхности «базальтового» слоя и отчасти поверхности доюрского фундамента, тогда как результаты дешифрирования телевизионных снимков (более низкая разрешающая способность) коррелируются со структурой поверхности Мохоровичича. Подобные соотношения отмечались выше для Юго-Западного Тянь-Шаня и западного ограничения Афгано-Таджикской депрессии. По существу дешифрирование разномасштабных космических снимков дает тот же эффект, которым широко пользуются геофизики для выделения в наблюдаемых геофизических полях региональных, локальных и других частных аномалий. Таким образом, дешифрирование космических снимков, как и структурно-морфологический анализ рельефа, открывает новые возможности изучения глубинного строения, которые могут дополнять геофизические методы исследования и, в частности, способствовать более рациональному планированию геофизических работ и уточнению расположения глубинных сейсмоактивных нарушений.

Дешифрирование космических изображений с разной разрешающей способностью выявляет значительные различия в структурном плане приповерхностных и глубинных горизонтов коры, что позволяет ставить вопрос о ее дисгармоничном строении. Так, на Восточном Кавказе в верхних горизонтах коры преобладает структурная зональность «общекавказского» простиранья, а ниже, примерно на уровне поверхности «базальтового» слоя, большое, если не решающее значение, приобретают секущие нарушения. Еще ниже, на уровне поверхности Мохоровичича, предположительно вырисовывается система еравнительно пологих впадин и поднятий вновь «общекавказского» простиранья. Сходная этажность строения земной коры намечается и на Тянь-Шане. В ее верхних слоях здесь преобладают сравнительно мелкие складчатые формы «тяньшанского» простиранья. Ниже они укрупняются и вместе с тем возрастает роль «диагональных» по отношению к Тянь-Шаню разломов. Складывается, однако, впечатление, что раздел между этими «этажами» на Тянь-Шане находится гипсометрически и структурно ниже структуры верхнего «этажа», вероятно, достигают поверхности «базальтового» слоя, а нижнего — поверхности Мохоровичича. Возможно, указанное отличие связано с разным масштабом структурных форм, более мелких на Восточном Кавказе, и разным возрастом становления «гранитного» слоя.

- Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С. Основные задачи в области исследований неотектонических процессов на территории Азербайджана.— Изв. АН АзербССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 4.
- Али-Заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана.— Геотектоника, 1966, № 3.
- Али-Заде А. А., Ахмедов Г. А., Ахмедов А. М., Куликов В. И., Раджабов М. М., Терешко Д. Л. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Каспия.— Изв. АН АзербССР. Сер. наук о Земле, 1968, № 5.
- Альтер С. М., Кунин Н. Я., Лысяков Л. М., Певзнер Л. А., Попов К. А., Шацлов В. И., Эренбург М. С. Результаты и дальнейшее направление комплексных геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты.— В сб.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., «Наука», 1973.
- Балавадзе Б. К., Шенгеля Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 6.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР.— Сов. геология, 1967, № 11.
- Береговой Г. Т., Бузников А. А., Васильев О. Б., Виноградов Б. В., Волков В. Н., Гонин Г. Б., Кондратьев К. Я., Лебедев О. Н., Николаев А. Г., Севастьянов В. И., Смоктий О. И., Стэжюра В. П., Хрунов Е. В. Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций. Л., Гидрометеонаиздат, 1972.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.
- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж., 1962, № 2.
- Брод И. О. (ред.). Коллектив авторов. Геологическое строение восточной части северного склона Кавказа.— Тр. КЮГЭ, вып. 2. Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа. Госгеолиздат, 1954.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. М., «Наука», 1966.
- Гаджиев Р. М. Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку. Азерб. гос. изд-во, 1965.
- Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ, ч. 1. Геологическое описание. М., «Недра», 1968.
- Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР, кн. 2. М., «Недра», 1972.
- Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. Баку, «Азернешт», 1963.
- Горбунова И. В., Вырупаева Г. П., Дегтярева Л. А., Калмыкова Н. А. О сейсмическом режиме Северного Тянь-Шаня перед сильным Пржевальским землетрясением 5 июня 1970 г.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 1.
- Горин В. А. Каспийская тектоническая впадина и грязевой вулканизм. Докл. АН АзербССР, 1951, т. VII, № 9.
- Захарова А. И., Матасова Л. М. Механизм очагов землетрясений Приташкентского района и сейсмический режим.— В сб.: Труды II Всес. симпозиума по сейсмическому режиму (3—7 июня 1968), ч. 1. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Каишкин М. А., Талразян Г. П. Поперечные (антикавказские) дислокации Крымско-Кавказского региона, их роль в магматизме и закономерностях размещения полезных ископаемых. М., «Недра», 1967.
- Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
- Кнауф В. И., Лобанченко А. Н., Маринченко Г. Г. Опыт анализа взаимоотношений геофизических полей и региональных геологических структур Тянь-Шаня.— В сб.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970.
- Кнауф В. И., Королев В. Г., Трофимов А. К., Утиров Ч. У., Чедия О. К. Предварительные данные о Сарыкамышском землетрясении 5 июня 1970 г.— Изв. АН КиргССР, 1971, № 1.
- Корнев О. С. Отражение разрывных нарушений Тянь-Шаня аномальным магнитным полем.— В сб.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970.
- Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. Новейшая тектоника (Киргизской ССР).— Геология СССР, т. XXV, кн. 2. М., «Недра», 1972.
- Макаров В. И. Дешифрируемость тектонических структур областей молодого эпиплатформенного горообразования на космических снимках Земли (на примере Юго-Западного Тянь-Шаня).— Изв. ВУЗ. Геология и разведка, 1973, № 7.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», 1968.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Павлов Р. И. О системе и геологических признаках региональных поперечных структур западной части Южного Тянь-Шаня.— Сов. геология, 1972, № 10.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского оро-

- гена и происхождение его впадин.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1947, т. XXII, вып. 5.
- Петрушевский Б. А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.
- Попов В. В., Резанов И. А.* О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Резвой Д. П.* О Западно-Тяньшанском поперечном глубинном шве.— Вестн. Львов. гос. ун-та. Сер. геол., 1962, № 1.
- Ризниченко Ю. В., Раджабов М. М., Куликов В. И., Баба-Заде О. Б.* Состояние и первоочередные задачи изучения глубинного строения сейсмоопасных зон Азербайджана геофизическими методами.— В сб.: Геофизические поля и сейсмичность. М., «Наука», 1974.
- Скарятин В. Д.* Геологическая информация с орбиты.— Авиация и космонавтика, 1970, № 11.
- Таль-Вирский Б. Б.* Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований).— В сб.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., «Наука», 1964.
- Таль-Вирский Б. Б., Захарова А. И., Яковлева И. Б.* О связи сейсмической активности территории Узбекистана с некоторыми элементами геологического строения и геофизических полей.— Узб. геол. ж., 1971, № 2.
- Таль-Вирский Б. Б.* Тектоника и геофизические поля нефтегазоносных областей центральной части Средней Азии. Автореф. докт. дис., М., 1972.
- Тамразян Г. П.* О наличии глубинного разрыва на Юго-Восточном Кавказе.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.
- Трифонов В. Г., Бызова С. Л., Ведешин Л. А., Деревянко О. С., Иванова Т. П., Копп М. Л., Курдин Н. Н., Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Флоренский П. В.* Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., ВИНТИ, 1973.
- Хаин В. Е.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М.* Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, вып. 2.
- Цимельзон И. О.* Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований.— Сов. геология, № 4, 1965.
- Ширинов Н. Ш.* Развитие морфоструктур Кура-Араксинской депрессии на неотектоническом этапе.— Геоморфология, 1973, № 1.
- Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ, 1948.
- Шукин Ю. К.* Глубинные сейсмогенные разломы земной коры.— В сб.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. ВНИИГеофизика, М., 1973.
- Юрьев А. А.* К неотектонике западного окончания Туркестано-Зеравшанской горной системы.— В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Наука», 1967.
- Lowman P. D.* Geologic orbital photography experience from the Gemini program.— Photogram., 1969, v. 24, No. 3—4.

Геологический институт АН СССР
Всесоюзный научно-исследовательский
институт геофизических методов
разведки

Статья поступила
31 мая 1973 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24 (98+99)

Ю. А. КОСЫГИН и Л. М. ПАРФЕНОВ

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

В настоящее время усилиями исследователей многих стран, и в том числе нашей страны, накоплен значительный материал по геологии и геофизике полярных областей. Научно-исследовательским институтом геологии Арктики в последние годы составлены и изданы «Тектоническая карта Арктики и Субарктики» масштаба 1 : 5 000 000 (1964) и «Тектоническая карта полярных областей земли» масштаба 1 : 10 000 000 (1969). Карты сопровождаются объяснительными записками (Атласов и др., 1970; Егизаров и др., 1972), в которых излагаются принципы построения карт, их легенда и основные выводы по тектонике полярных областей. Данные работы представляют собой синтез огромного материала по геологии и геофизике Арктики и Антарктики. Этот синтез выполнен специалистами, которые в течение многих лет принимали участие в полярных экспедициях и внесли существенный личный вклад в получение новой информации в этих трудно доступных областях Земли. Методика построения рассматриваемых карт несколько отлична от широко распространенной в нашей стране за последние годы методики составления тектонических карт по возрасту главной складчатости. Авторы ищут новые пути в этом отношении. Существенно по-иному авторы подошли также к изображению ситуации в области шельфов и океанических бассейнов, чем это сделано, например, на тектонической карте Евразии (1966) и тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970). Все это определяет значительный интерес к рассматриваемым работам. Легенды обеих карт сходны. В основу их положено выделение структур континентального и океанического рядов (или типов), а также имеющих самостоятельное значение парагеосинклинальных впадин, которые авторы рассматривают в качестве промежуточных образований.

Рассмотрим подробнее структуры континентального ряда (типа), к которым относятся «тектонические формы суши и шельфа материков» (Егизаров и др., стр. 30) ¹.

В основу изображения тектоники суши положено выделение трех групп структурных элементов: 1) платформы и срединные массивы, 2) складчатые системы и 3) перикратонные, краевые и межгорные прогибы.

В составе фундаментов платформ изображены структурные комплексы катархейско-архейский, архейско-протерозойский и др. Платформенные чехлы классифицируются в зависимости от возраста их фундамента на эпиархейские, эпирифейские и т. д., показанные различными цветами. В их составе оттенками соответствующих цветов показаны структурные ярусы, выделяемые на основе анализа несогласий. Ярусы обозначаются по возрасту слагающих их отложений, например, рифейский, вендско-нижнепротерозойский и т. п.

Принятая авторами классификация чехлов в зависимости от возраста фундамента представляется не совсем удачной, так как в этом случае классификация объектов основывается не на признаках, присущих самим объектам. Это приводит к тому, что отложения одного возраста, но залегающие на различном фундаменте, изображаются различными цветами, например, нижне-среднепалеозойский структурный ярус эпиархейских и эпирифейских чехлов.

На тектонической карте Арктики и Субарктики в пределах плит линиями различного цвета показаны изопакиты структурных ярусов и стратонизогипсы по кровле фундамента и некоторым опорным горизонтам внутри чехлов. Обилие пересекающих друг друга цветных линий, которые накладываются на изображаемые различными оттенка-

¹ Использование термина структуры континентального ряда в данном значении не совсем удачно, поскольку ранее он был введен для обозначения систем изолированных континентальных впадин и разделяющих их поднятий (Косыгин, 1960), т. е. совершенно другого понятия.

ми цветов структурные ярусы, перегружает карту и затрудняет ее чтение. Возможно, здесь следовало бы использовать ступенчатую раскраску по стратозогипсам, проведенным по подошве структурных ярусов, что, во-первых, придало бы карте «объемность» и, во-вторых, позволило бы более наглядно показать некоторые структурные соотношения (например, между чехлами и геосинклинальными образованиями и др.).

В составе складчатых систем выделяются структурные комплексы и ярусы, геосинклинальные и постгеосинклинальные. Геосинклинальный структурный комплекс понимается как комплекс отложений, который «соответствует всему периоду развития геосинклинали от ее заложения до завершения складчатых деформаций» (Атласов и др., 1970, стр. 9). Различаются рифейско-девонский (Шпицберген, Норвегия, Гренландия), рифейско-верхнепалеозойский (Иннуитская и Урало-Новоземельная складчатые системы), палеозойско-нижнемезозойский (Таймыро-Североземельская система), рифейско-меловой (Верхоянно-Чукотская область, Аляска) и рифейско-кайнозойский (Камчатка, Корякское нагорье) структурные комплексы. Комплексы подразделяются на разделенные несогласиями ярусы, обозначаемые по возрасту слагающих их пород.

Рассматриваемые структурные комплексы сходны с традиционно выделяемыми каледонидами, герцинидами, мезозоидами и альпидами. Однако здесь имеются и существенные отличия, заключающиеся в понимании объема отложений, которые слагают эти подразделения. Каледониды, герциниды, мезозониды, альпиды и тому подобные образования обычно понимаются в узких возрастных рамках соответственно нижнего палеозоя, среднего верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Так, например, на тектонической карте Евразии (1966) в составе мезозонид Верхоянно-Чукотской области рифейские, нижне- и среднепалеозойские толщи отнесены к образованиям фундамента, несмотря на отмечаемое многими исследователями отсутствие между ними и вышележащим верхоянским комплексом крупных несогласий и складчатости. Принятое на рассматриваемых картах выделение структурных комплексов представляется более логичным. Несомненно также, что индексация структурных ярусов по возрасту слагающих их отложений более правильна, чем традиционное их разделение на нижние, средние и верхние, имеющие разный возрастной объем в различных районах. К тому же число ярусов непостоянно и изменяется от района к району.

Выделение постгеосинклинальных структурных комплексов, время формирования которых определяется интервалом от последней складчатости геосинклинального типа до перехода складчатой системы в платформу (Атласов и др., 1970, стр. 13), не совсем понятно, так как наряду с ними выделяются краевые и межгорные прогибы. Необходимые разъяснения и определения в тексте объяснительных записок отсутствуют.

Недостаток рассматриваемой части легенды карт — отсутствие какой-либо информации о горных породах, слагающих структурные комплексы и ярусы. Представляется, что даже самая грубая вещественная характеристика этих единиц, например указание на принадлежность их к мио- или эвгеосинклинальным образованиям, или выделение вулканогенно-сланцевых, терригенных, терригенно-карбонатных и других комплексов, значительно бы обогатила карты.

Особого внимания заслуживает изображение на рассматриваемых картах строения шельфовых областей. На многих существующих тектонических картах на шельфах ничего не изображается или показываются геоморфологические и неотектонические элементы.

Изображение геоморфологических и неотектонических элементов в акваториях на тектонических картах, которое в последнее время получило широко распространение, нельзя признать удачным.

Вне зависимости от различий подходов исследователей основой тектонического районирования суши является анализ горных пород и дислокаций. Выделение же геоморфологических и неотектонических элементов основывается на анализе рельефа земной поверхности, который никак не учитывается при тектоническом районировании суши. В связи с этим тектонические карты для районов суши и акваторий оказываются составленными по разным признакам и не могут сравниваться друг с другом. По существу при таком подходе на одной карте совмещаются две различные карты.

Суше, прежде всего шельфов, на рассматриваемых картах. Впервые на столь обширных пространствах акваторий, какими являются арктические шельфы, выделяются те же структурные элементы, что и в пределах суши.

На шельфе изображены те же подразделения легенды, что и на суше, но показаны они более блеклыми цветами, что подчеркивает меньшую достоверность рисуемой здесь ситуации. Построение карт в областях шельфов основывается на непосредственных данных — изучении большого каменного материала, поднятого со дна советскими полярными экспедициями, а также на результатах геофизических съемок, которые увязывались с геологическими исследованиями побережий и островов. Используются также данные о подводном рельефе постольку, поскольку в комплексе с другими материалами они позволяли прослеживать и предсказывать тектонические структуры. Такой подход наряду с большой полнотой охвата основной суммы имеющейся информации по геологии шельфов позволил авторам нарисовать объективную картину строения шельфов Арктики и Антарктики. На рассматриваемых картах определены основные особенности строения Арктического геосинклинального пояса, большая часть которого располагается в пределах шельфа. Эти особенности определяются существо-

ванием здесь крупных блоков древнего ниже-среднедокембрийского фундамента (Баренцово-Карская платформа, Южно- и Северо-Гиперборейские глыбы и др.), которые окаймляются более молодыми складчатыми системами, длительными (начиная уже с рифея) и устойчивым существованием геосинклинальных условий, наличием здесь своеобразных гигантских впадин, представляющих собой области длительного прогибания. Такие впадины описываются авторами под названием парагеосинклиналей (впадины Свердруп, Восточно-Сибирская, Северо-Аляскинская и др.) Впадины выполнены мощными (до 15 км) толщами кайнозоя, мезозоя и местами верхнего палеозоя и характеризуются своеобразными дислокациями.

При тектоническом районировании океанических структур, к сожалению, отмеченная выше четкость и ясность принципов нарушается. Здесь наряду с вещественными категориями (например, Трансарктический платобазальтовый пояс, рифейско-нижнепалеозойские комплексы хр. Ломоносова, Книповича и др.) фигурируют категории геоморфологические (океанические впадины, желоба и др.), а также геофизические (океанические впадины на земной коре переходного типа и кор океанического типа).

В системе признаков, на которых основывается выделение геоморфологических или геофизических элементов в океанах, могут быть выделены соответствующие элементы и на шельфе и суше (например, области сводовых поднятий и т. п. или районы, разлагающиеся по толщине земной коры и соотношениям ее «гранитного» и «базальтового» слоев), но это уже будут другие, не тектонические карты. Сравнение этих карт с тектоническими, несомненно, полезно и может служить основой для выявления связей неотектонических структур и мощностей земной коры с различными типами тектонических структур, разломами и т. д. В связи с этим заслуживает всяческого одобрения сопровождение тектонической карты картами-врезками другого содержания. В рассматриваемых работах тектонические карты сопровождаются схемами толщины земной коры, сейсмичности, геоморфологической, физическими картами верхней мантии, распределения магнитных аномалий и др. Все эти материалы содержат в компактном, удобном для обозрения виде по существу всю основную информацию по геологии, геофизике и неотектонике полярных областей Земли и являются основной для их дальнейшего углубленного анализа.

Складчатые дислокации на данных картах показываются традиционным образом путем нанесения осей антиклиналей, синклиналей, антиклинориев, синклинориев. Изображения специальными знаками брахиантиклиналей, куполов, мульд и флексур. Местами показаны наложенные (повторные) дислокации.

Разрывные нарушения подразделяются на глубинные разломы двух типов: а) геосинклинальный и постгеосинклинальный этапы развития и б) платформенный этап развития и поверхностные разломы трех типов: а) геосинклинальный этап развития, б) постгеосинклинальный этап развития и в) платформенный этап развития. Классификацию разломов, показываемых на тектонической карте, по этапам развития вряд ли следует считать удачной, поскольку в большинстве случаев тип разлома этой классификации следует из карты, в зависимости от того, «сечет» он геосинклинальные или платформенные отложения. Вряд ли у кого вызывает сомнение, что разломы, изображаемые в пределах Сибирской платформы или Западно-Сибирской плиты, не относятся к геосинклинальному этапу развития. Путем нанесения дополнительных знаков различаются кинематические типы разломов: надвиги, сбросы и сдвиги.

Заканчивая рассмотрение тектонических карт, мы хотим подчеркнуть, что сделанные замечания нисколько не умаляют той огромной работы, которая проделана коллективом геологов и геофизиков Института геологии Арктики по обобщению и систематизации материалов по геологии полярных областей Земли. Не вызывает сомнения, что данные карты, являющиеся графическим выражением этого синтеза, еще долгие годы будут служить основой для анализа различных аспектов геологии Арктики и Антарктики.

Литература

- Атласов И. П., Дибнер В. Д., Егизаров Б. Х. и др. Объяснительная записка к тектонической карте Арктики и Субарктики, масштаба 1:5.000.000. М., «Недра», 1970.
- Егизаров Б. Х., Равич М. Г., Атласов И. П. и др. Тектоника полярных областей Земли (объяснительная записка к Тектонической карте полярных областей Земли масштаба 1:10 000 000). «Недра», Л., 1972.
- Косыгин Ю. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения.— Геол. и геофизика, 1960, № 4.
- Тектоническая карта Арктики и Субарктики, масштаба 1:50.000.000. Гл. редактор И. П. Атласов, 1964.
- Тектоническая карта Евразии, масштаба 1:5.000.000. Под ред. А. Л. Яншина, 1966.
- Тектоническая карта полярных областей Земли, масштаба 1:10 000 000. Гл. редактор Б. Х. Егизаров, 1969.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли, масштаба 1:10 000 000. Под ред. Ю. М. Пушаровского и Г. Б. Удинцева, 1970.

Редакционная коллегия:

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

Адрес редакции:

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

Технический редактор Сафронова Т. И.

Сдано в набор 7/III-1974 г. Т-08120 Подписано к печати 25/IV-1974 г. Тираж 1980 экз.
Зак. 4076. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,9+1 вкл. Бум. л. 4¹/₄ Уч.-изд. листов 13,5

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

В 232

Ж

ПЕСОЧНИК ПЕР 3-12

МАКАРЧЕВ Г И

70228

1-12

Цена 1 р. 20 к.

Индекс

70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ КНИГИ:

МЕЗОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ. 22 л. 2 р. 10 к.**Авт.: Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С., Турунхаев В. И., Цырендоржиев Ц. Ц.**

В работе на основе анализа особенностей развития вулканизма, осадконакопления и соотношений структурных форм намечены стадии мезозойского тектогенеза Забайкалья. Выделены триасовые, ниже-среднеюрские, верхнеюрско-нижнемеловые и верхнемеловые структуры, дано их подробное описание. Проведено структурное районирование территории. Предпринята попытка систематики мезозойских континентальных структур.

Осипов А. П. ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЕ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТО-КОЛЫМСКОГО ВОДОРАЗДЕЛА. 12 л. 1 р. 20 к.

В монографии дано систематизированное описание геологического строения и позднемезозойского эпигеосинклинального развития одного из перспективных районов Северо-Востока СССР. Показана эволюция мелового — палеогенового магматизма и процессы позднемеловой тектонической активизации, в результате которых усложнен структурный план юго-восточного окончания мезозойской Яно-Колымской складчатой области.

ласти.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117464 МОСКВА В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9 линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. К. Маркса, 29; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

