

ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПЛАНЕТОЛОГИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXV сессия
Доклады советских геологов

ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПЛАНЕТОЛОГИЯ

1977



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976



УДК 551.24 + 523. 34/523.43

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
National Committee of Geologists of the Soviet Union

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS
XXV Session

Report of Soviet Geologists

TECTONICS AND STRUCTURAL GEOLOGY. PLANETOLOGY

Редакционная коллегия:

"ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ"
А.В. Пейве (ответственный редактор),
А.А. Белов, В.В. Белоусов, П.Н. Кропоткин,
М.В. Муратов

"ПЛАНЕТОЛОГИЯ"
академик А.П. Виноградов (ответственный редактор),
К.П. Флоренский (ответственный секретарь)

Editorial Board:

"TECTONICS AND STRUCTURAL GEOLOGY"
A.V. Peive (chief editor), A.A. Belov,
V.V. Belousov, P.N. Kropotkin, M.V. Mouratov

"PLANETOLOGY"
Academician A.P. Vinogradov (chief editor),
C.P. Florensky (secretary)

Т 20801-154 / 055(02)-76 Б3-67-7-75

© Издательство "Наука", 1976 г.

ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Доклады советских геологов охватывают широкий круг вопросов. Здесь рассмотрены и общие научные проблемы формирования и разрушения (деструкции) земной коры в ходе геологической истории (В.Е. Хаин, Е.Е.Милановский, В.В. Белоусов, М.В. Муратов и др.), и отдельные, принципиального значения, теоретические вопросы тектоники (С.В. Руженцев, А.А. Белов, Н.Л. Добрецов, В.Н. Пучков, А.Л. Яншин и др.), и наиболее важные проблемы связи полезных ископаемых с тектоникой (Ю.М. Пущаровский, С.Н. Иванов, Н.А.Шило и др.); некоторое освещение получили также вопросы тектоники океанов (А.В. Пейве, Л.И. Красный и др.).

Для всех без исключения статей сборника характерны не только широкий общенаучный подход к решению поставленных задач, но и разнообразие взглядов, свидетельствующих о творческой разработке проблем новой глобальной тектонической теории. Советские тектонисты, доклады которых здесь публикуются, представлены и фиксистами, и мобилистами, но среди тех и других есть ученые, научные взгляды которых различны. Вместе с тем следует подчеркнуть, что в сборнике не оказалось статей, авторы которых целиком опирались бы на общеизвестные и широкораспространенные постулаты тектоники плит и спрединга океана, хотя интерес к проблемам глобальной тектоники у наших ученых, как и всюду в мире, очень велик. Наблюдается определенное стремление авторов статей объяснить глобальные геологические явления исходя из более глубокого и детального изучения внутренней структуры континентов и океанов.

Мы надеемся, что читатели, интересующиеся успехами и развитием советской геотектоники, смогут убедиться в больших изменениях, которые произошли в науке за последние 15 лет, если они ознакомятся также с аналогичными сборниками докладов по тектонике, которые публиковались к каждому Международному конгрессу с 1960 г.

В. Е. ХАИН

ДЕСТРУКТИВНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ И ЕГО ГЛОБАЛЬНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ

Появление в 60-х годах идей тектоники плит явилось мощным стимулом для создания подлинно глобальной концепции тектогенеза. На практике, однако, эта концепция вначале ограничивалась лишь океанами (гипотеза спрединга океанского дна), распространившись затем на геосинклинали и непосредственно возникающие из них складчатые горные сооружения – эпигеосинклинальные орогены. В самые последние годы начинают привлекать внимание вопросы развития платформ – кратонов и горных сооружений, образующихся в их пределах, – эпиплатформенных орогенов (Burke, Dewey, 1973; Dewey, Burke, 1973). Это направление исследований представляется в настоящее время особенно важным и перспективным, во-первых, потому, что только таким образом тектоническая теория может стать действительно глобальной и, во-вторых, потому, что начальные стадии процесса океанообразования могут наблюдаться уже в пределах континентов. На этом втором аспекте проблемы мы здесь и остановимся несколько подробнее.

Гипотеза спрединга дна океанов, придавшая особое значение рифтовым зонам срединно-океанических хребтов как предполагаемым осям спрединга, заставила исследователей заинтересоваться континентальными рифтами, в первую очередь активными в новейшую и современную эпохи. В дальнейшем стало ясным, что крупные грабеновые структуры, установленные в пределах кратонов и получившие от Н.С. Шатского название авлакогенов, представляют собой не что иное, как палеорифты, и что древнейшие из подобных структур имеют поздне- и даже среднедокембрийский возраст; наиболее древние из них получили название палеоавлакогенов (А.М. Лейтес, В.С. Федоровский, М.В. Муратов), и их возраст достигает 2,0 млрд.лет (Печенгский, Имандра-Варзугский палеоавлакогены Балтийского щита, Удоканский палеоавлакоген Алданского щита).

Наряду с рифтами и палеорифтами, отчетливо выраженными в структуре континентальной коры, углубленные исследования позволяют выявить большое число недоразвитых эмбриональных рифтов и рифтовых систем типа, скажем, систем, осложняющих Северо-Аме-

риканские Кордильеры и Анды; зоны, соединяющей низовья р. Миссисипи с низовьями р. Святого Лаврентия; Балтийско-Беломорской системы и др. Широкое развитие рифтов, палеорифтов и крипторифтов самого различного возраста позволяет утверждать, что рифтообразование (рифтинг) представляет собой один из наиболее распространенных геологических процессов[1] и что, таким образом, деструкция континентальной коры с ее частичной или полной "океанизацией" является столь же закономерным явлением, как и создание континентальной коры за счет океанической. Изучение глубинного строения рифтовых зон, а также континентальных окраин геофизическими методами показало, что утонение континентальной коры и выклинивание гранитного слоя (или его замещение базальтовым?) начинается уже в пределах самих континентов. Существуют все переходы между мощными геосинклинальными поясами, основная часть которых развивается, по всеобщему убеждению, на океанической коре, перикратонными геосинклиналями типа Центральных и Южных Анд, Верхояно-Колымской геосинклинальной области на Северо-Востоке СССР, Большого Кавказа и интракратонными геосинклиналями Южной Америки и Африки, развивающимися целиком на континентальной коре. Очевидно, в последних случаях мы имеем дело с эмбриональной формой геосинклинального процесса, подобно тому как континентальные рифты, особенно крипторифты, являются зачаточной формой процесса океанообразования. Заметим, что океанообразование и геосинклинальное развитие близки, но далеко не тождественны друг другу: океанообразование в чистом виде – это "стерильная форма" деструктивного тектогенеза; геосинклинальный процесс довольно быстро ведет от деструкции к созидательному – конструктивному, или аккреционному, тектогенезу, причем этот скачок материализуется в заполнении прогибов осадками и вулканитами, в их складчатых деформациях и метаморфизме через преобразование глубинных сбросов, ограничивающих рифты и океаны, в наклонные сверхглубинные поддвиги и надвиги – зоны Заварицкого-Беньофа. Смыкание обеих ветвей деструктивного тектогенеза – рифтово-океанической и геосинклинально-орогенной – происходит как в области окраин океанов типа Тихого океана, так и на континенте – на переходе от пери- и интракратонных геосинклиналей к авлакогенам типа наблюдаемого между Донецко-Каспийской системой и Днепровско-Донецкой впадиной.

Толеит-базальтовый вулканизм океанических впадин по их периферии замещается плато-базальтовым, траповым вулканизмом континентальных кратонов или диабазово-спилит-кератофировым вулканизмом геосинклиналей, во всех случаях со щелочной "надстройкой", лишний раз подчеркивающей принципиальное единство основного мантийного магматического процесса.

---

[1] Это обстоятельство не дает, однако, права рассматривать рифтовые системы, как и глубинные разломы, в качестве элементов строения литосферы, равнозначных платформам (кратонам), геосинклинальным поясам или орогенам.

Образованию океанических бассейнов обычно предшествует образование обширных и плоских эпиконтинентальных бассейнов. Подобные бассейны существовали, например, по африканской, индостанской и особенно австралийской периферии Индостанского океана уже в палеозое, особенно в позднем палеозое, т.е. задолго до того, как начал активно "раскрываться" сам Индийский океан. Аналогичное положение наблюдалось в Арктическом бассейне с его палеозойскими и мезозойскими эпиконтинентальными морями, в Южной Атлантике и т.д. Очевидно, мы здесь имеем дело с тем же явлением, что и при образовании многих рифтов: Байкальского, Красноморского, Рейнского, когда началу собственно рифтинга, т.е. раздвига консолидированной коры, предшествует образование плоского прогиба на фоне очень широкого и невысокого сводового поднятия. Эпиконтинентальное море может выполнять либо впадины овальной формы, либо, и видимо чаще, широкие, но линейные прогибы, напоминающие прогибы авлакогенов или интракратонных геосинклиналей, но менее развитые, чем последние. В дальнейшем с развитием рифтообразования осадочные призмы крыльев этих прогибов оказываются разобщенными и в конечном счете расположенными по разные стороны океанского бассейна уже в виде гемибассейнов (А.А. Геодекян, В.Я. Троцюк). Иначе говоря, из интракратонных эти осадочные толщи, среди которых нередко наблюдаются эвапоритовые формации, превращаются в перикратонные образования. В некоторых случаях они сохраняются по обе стороны океана (пермь – юра Индийского океана), в других случаях – по одну его сторону (допермский палеозой Австралии, пермь – триас Восточной Гренландии) в зависимости от симметричного или асимметричного расположения рифта по отношению к предшествующему прогибу.

Океанические рифты, родоначальные для океанов, занимают, как правило, отнюдь не случайное положение по отношению к обрамляющим континентальным структурам. На это обстоятельство уже обращал внимание А.А. Мейергоф в своей критике тектоники плит, но оно может быть интерпретировано и иначе, чем сделано этим автором. Основные океанические рифты параллельны главным геосинклинальным поясам неогея, т.е. позднего докембрия и фанерозоя, и имеют тенденцию развиваться вдоль осевых зон более древних орогенов. Современным примером могут служить рифтовые системы Кордильер Северной и Южной Америки, пока еще не получившие полного выражения, но уже достаточно отчетливо проявленные; им параллелен Восточно-Тихоокеанский хребет. Рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта параллельна палеозоидам обрамления Северной и Центральной Атлантики и байкалидам южно-американского и африканского побережий Южной Атлантики. Эта зона на своем северном участке явно возникла в осевой полосе Гренландско-Скандинавского каледонского складчатого сооружения, а южнее Исландско-Фаррерского порога смещается сначала на его западное крыло (к северу от разлома Чарли – Гиббса), а затем на восточное (к югу от этого разлома). Аналогичным образом прото-Атлантика образова-

лась за счет распада гренвильского орогена, реликты которого мы находим по обе ее стороны – и в Северной Америке, и в Великобритании и Скандинавии. Лабрадорско-Дэвисовский палеорифт параллелен более древнему докембрийскому орогену – Лабрадорско-Эльсонскому.

Система срединных хребтов и рифтов Индийского океана на западе параллельна Аравийско-Мозамбикскому подвижному поясу; позднедокембрийские структуры того же направления известны также в Восточном Индостане (Восточные Гаты) и Западной Австралии (зона Дарлинг). Наконец, Африкано-Антарктический и Австрало-Антарктический срединно-океанические хребты и рифты обнаруживают явное тяготение к позднедокембрийско-палеозойскому подвижному поясу, намеченному еще А.Л. Дю Тойтом под названием геосинклинали Samfrau (South America-Africa-Australia); его реликты представлены зоной дислокаций Сьерр Буэнос-Айреса в Южной Америке, Капской складчатой зоной (байкальской и раннекиммерийской) на юге Африки, позднедокембрийской омоложенной зоной Фрейзер в Юго-Западной Австралии, юго-западной ветвью системы Аделаиды и зоной байкальского омоложения на побережье Восточной Антарктиды.

История Атлантики показывает, что существует определенная тенденция к возобновлению подвижности, в частности рифтогенеза, примерно в одних и тех же зонах. О том же свидетельствует тяготение (редко доходящее, однако, до полного совпадения) континентальных рифтов к более ранним интракратонным поясам орогенной активизации: Восточно-Африканской системы – к Аравийско-Мозамбикскому позднедокембрийскому-раннепалеозойскому поясу, трансевропейской системы Северное море – Средиземное море и ее африканского продолжения – к позднедокембрийскому Норгидо-Нигерийскому (в Африке Ливийско-Нигерийскому) поясу, Днепровско-Донецкой системы – к поясу готской активизации, подчеркнутому плутонами габбро-гранитовой формации (Н.П. Семененко), и т.п.

Кроме того, континентальные рифтовые и крипторифтовые системы обычно оказываются параллельными друг другу, а также океанам и геосинклинальным поясам. Это совершенно очевидно не только для рифтов эпигеосинклинальных орогенов, например, Кордильер Северной и Южной Америки, Антарктиды и Камчатки, но и для более древних рифтов. Так, девонские рифтовые системы Восточно-Европейского кратона были параллельны: Восточно-Русская – Уральской геосинклинали, Днепровско-Донецкая – Средиземноморской геосинклинали (ее Добруджинско-Крымско-Кавказскому сегменту). В свою очередь, более молодая, раннемезозойская Причерноморская система оказалась параллельной Днепровско-Донецкой (и отступившей к югу по сравнению с палеозоем альпийской геосинклинали). Можно полагать, что Черноморский рифт, развивавшийся в позднем мезозое – палеогене и давший начало Черноморской глубоководной впадине, явился следующей генерацией рифтов данного региона, а позднекайнозойская система грабенов северной части Эгейского моря – Мраморного моря – Главного Северо-Анатолийского разлома – оз. Севан представляет наиболее молодое образование в этой группе скачко-

образно смещающихся в югу рифтовых систем. Такое смещение происходило вслед за отступанием к югу фронта складчатых сооружений, т.е. в тылу складчатых систем. Геоморфологическим следствием такого "тыльного" рифтообразования являлось возникновение систем окраинных и внутренних морей и обособление островных дуг между ними и океаном (или его реликтом). Эгейское море и лишь несколько более древнее Тирренское море могут служить примерами недавнего проявления этого процесса. Новообразование морских бассейнов данного типа, в центральной части характеризующихся, как правило, утоненной и нередко лишенной гранитного слоя, т.е. субокеанической (или даже океанического типа), корой, происходит вполне закономерно в заключительные позднеорогенную – тафрогенную стадии геосинклинального цикла. Поэтому подавляющая часть современных морских бассейнов такого рода возникла в конце альпийского или киммерийского циклов, а некоторые, уже перешедшие в категорию шельфовых морей, представляют реликты более ранних циклов (например, Северное море – герцинского).

Из всего сказанного следует общий вывод о единстве процессов деструктивного тектогенеза на континентах и в океанах и одновременно о его принципиальном отличии от тектогенеза геосинклинальных поясов на зрелой и орогенной стадиях их развития. Это единство деструктивного тектогенеза выражено не только на коровом, но и на мантийном уровне, что доказывает общность базальтового магматизма. Второстепенные (относительно!) петрохимические различия, наблюдаемые при этом, являются естественным следствием различий в строении тектоносферы, в ее термобарических условиях, проницаемости и т.д. То обстоятельство, что элементы общности преобладают, несмотря на такие различия, распространяющиеся в глубину не только на всю литосферу, но и на астеносферу, т.е. практически на тектоносферу в целом, показывает, что "корни" деструктивного тектогенеза находятся ниже тектоносферы и что мы имеем дело с фундаментальным и весьма глубинным процессом, возможно, как и полагают ныне ряд исследователей, берущим начало близ границы мантии и ядра Земли.

Деструктивный тектогенез начинается в отмирающих геосинклинальных системах непосредственно за эпигеосинклинальным орогенезом или даже одновременно с ним в позднеорогенную стадию, когда на верхних уровнях орогенов уже проявляется растяжение, а на более глубоких уровнях еще господствует сжатие. В следующую, тафрогенную стадию растяжение распространяется уже на всю литосферу, и это открывает доступ к поверхности базальтовой магмы мантийного происхождения – субсеквентный магматизм схемы Штилле сменяется финальным. Тафрогенная стадия сливается с авлакогенной стадией развития платформы, которая затем сменяется плитной стадией с отмиранием рифтов, окончательным или временным. Но в определенных условиях тафрогенная стадия непосредственно переходит в океаногенную, как это произошло, например, в Средней Атлантике в раннем мезозое. Это имеет место, очевидно, тогда,

когда "сосредоточенное" рифтообразование оказывается энергетически более выгодным, чем "рассредоточенное", т.е. когда одна из рифтовых зон оказывается значительно более проницаемой, чем другие, когда вдоль нее фокусируется тепловой поток, происходит повышенное плавление астеносферы и ее подъем на более высокий уровень с образованием мантийного диапира. В случае достаточной мощности процесса адвекции разогретой и частично расплавленной мантии начинается ее растекание в обе стороны от основного рифта и "растаскивание" образующейся в рифтовой щели новой океанической коры, возможно, по механизму, недавно предложенному Е.В.Артюшковым (Артюшков, 1972; Artyushkov, 1973). Таким образом, вертикальный подъем астеносферы, приводящий к образованию срединно-океанического хребта, в определенных условиях вызывает раздвиг и горизонтальные движения литосферы. По периферии разрастающегося океана в одних условиях происходит периферическое отодвигание континентальных глыб, в других, когда океан граничит с молодым эпигеосинклинальным орогеном, этот ороген "наползает" на океаническую кору, а океаническая кора "подползает" под ороген вдоль зон Заварицкого – Беньофа. Опять же механизмом этого может являться "механизм Артюшкова", который, однако, вступает в действие лишь после формирования самого орогена с его мощной континентальной корой.

Необходимо отметить, что в первом случае континентальные глыбы не просто отодвигаются, а испытывают по своей периферии сжатие и коробление, как это можно заметить по периферии Африки, особенно Южной, с ее прогнутой серединой и повышенными краями, Южной Америки, Индостана; к аналогичному выводу пришел McConnell (1973). В свою очередь, зоны такого коробления – периокеанического орогенеза – осложняются рифтовыми системами. Ф.Дикси уже давно обратил внимание на параллельность Восточно-Африканской зоны сводовых поднятий и рифтов Мозамбикской геосинклинали, т.е. системе периокеанических прогибов западной части Индийского океана. На этом фоне в периокеанических орогенах проявляется специфический магматизм – кимберлитовый, ультраосновной-ультращелочной, включая карбонатитовый, щелочно-базальтовый. Дальнейшее развитие подобных рифтовых зон приводит к образованию структур типа Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов, Лабрадорского моря и т.п., т.е. к новообразованию микроокеанов и отделению микроконтинентов.

Таким образом, возникновение океанов (и образующихся по их периферии геосинклинальных поясов), в свою очередь, стимулирует процесс рифтообразования на периферии обрамляющих их континентов (обломков суперконтинентов!) и дальнейшее их дробление, вплоть до распада на микроконтиненты. Этому в особенности способствует наличие поперечных к осям рифтов трансформных разломов и ветвление рифтов с образованием "тройных сочленений" (triple junctions; Burke, Dewey, 1973). Возможно, что именно на зародышах таких сочленений (т.е. на сочленениях крипторифтов) сначала за-

рождаются куполовидные магматогенные поднятия типа Хоггара, Тибести, Камерунского, Абиссинского (на ранней стадии) в Африке, представляющие "горячие точки" (hot spots) с подпирающими их "мантийными струями" (mantle plumes). В дальнейшем образуются цепочки таких поднятий – линейные вулканические зоны (например, линия Камеруна с продолжением в Гвинейском заливе). Это явление часто объясняется прохождением плиты над "горячими точками" в мантии, но, как выяснено на примере Африки, основные эпохи магматизма кратонов совпадают с периодами их стационарного положения, по данным палеомагнетизма (Briden, Gass, 1974). Не подтвердилась эта идея и при бурении с судна "Гломар Челленджер" на островах Лайн в Тихом океане.

В конечном счете разрастание рифтовых зон и развитие связанных с ними раздвигов могло бы привести к полному раздроблению континентальной коры на мелкие глыбы, как это, возможно, было в раннем докембрии (особенно на рубеже архея – протерозоя) с его высоким тепловым потоком. Но этой тенденции в дальнейшем противодействовали аккумуляция напряжений сжатия и геосинклинальный процесс, "залечивавший" периодически возникавшие океанические зияния.

Отметим, наконец, что локализация рифтов была во многом обусловлена степенью консолидированности коры. Отнюдь не случайно рифты избегают складчатых зон с мощными неметаморфизованными осадочными толщами и развиваются во внутренних зонах складчатых сооружений, состоящих из вулканитов, метаморфитов и гранитов типа восточного склона Урала или Аппалачского Пидмонта. Такие зоны, как показывает уральский пример, нередко обладают изначально утоненным гранито-гнейсовым слоем. В других случаях, например в протерозойско-раннепалеозойских гранулитовых поясах типа Гренвильского или Мозамбикского, к этому ведут неоднократные поднятия и повторная метаморфическая дифференциация в условиях повышенного теплового потока с размывом продуктов кислых выплавок (Хаин, 1969). Эффективности этого механизма может заметно способствовать образование зон частичного плавления, геофизически выраженных волноводами, ныне обнаруженными в ряде орогенов в основании базальтового и гранитного слоев коры вследствие более низкой температуры плавления пород этих слоев литосферы по сравнению с породами нижележащих слоев. Данный механизм, схематически намеченный автором (Хаин, 1973), недавно подробно разработан И.А.Резановым и А.Ш.Файтельсоном (1974) с привлечением идеи зонного плавления А.П.Виноградова. Указанные исследователи допускают, что действием подобного механизма можно объяснить полное преобразование континентальной коры в океаническую без привлечения спрединга. Но эта концепция наталкивается на трудность удаления накапливающихся вверху кислых продуктов зонного плавления, тем более в условиях опускания и, следовательно, осадконакопления, как это предполагают цитированные авторы. Думается, что полное замещение континентальной коры океанической возможно лишь в результате рифтообразования и спре-

динга, или диапирового прорыва мантийных выплавок в узлах "тройного сочленения" рифтов. Но подъем и денудация консолидированной коры в сочетании с метаморфической дифференциацией и селективным плавлением несомненно могут способствовать утонению континентальной коры, возрастанию относительной мощности базальтового слоя (что вообще характерно для коры древних кратонов, особенно их щитов) и общей плотности коры, т.е. приближению ее параметров к параметрам океанической коры. Это, в свою очередь, должно способствовать рифтообразованию и внедрению даек и плутонов пород основной магмы; в дальнейшем перемещение зоны активного рифтинга в сторону новообразованного океана, снижение теплового потока и связанное с этим охлаждение и уплотнение верхней мантии могут вести к опусканию соответствующей зоны. Наконец, определенное значение в утонении коры может иметь предварительное "отжимание" частично расплавленного материала низов базальтового и (или) гранитного слоев под нагрузкой накапливающихся сверху осадков и базальтовых покровов.

Благодаря всему этому мы и находим блоки базифицированной таким образом коры по окраинам океанов, например во внешней части плато Воринг или в районе плато Блейк в Атлантике. Следовательно, физико-химическая океанизация и следующее за ней опускание утоненной и базифицированной коры в общем предваряют рифтовый раздвиг, новообразование и спрединг "настоящей" океанической коры, представляющие уже механическую океанизацию – более развитую стадию того же процесса.

ABSTRACT

Rifting within continents and oceans, including the formation of aulacogenes on ancient cratons is regarded as an integral process of destructive tectogenesis, no less important in the development of the lithosphere than its reverse process of accretion tectogenesis displayed as geosynclinal evolution when the continental crust is accreted at the expence of the oceanic. But though the destructive tectogenesis is a single process as regards its general manifestations and mantle roots (the unity being emphasized by a similarity of the accompanying magmatic activity), it is displayed to different degrees and in different modes, depending on the previous state and development. The extreme manifestation of destructive tectogenesis – the utter destruction of the continental crust, spreading and the formation of the oceans – is preceded by thinning and some basification of the continental crust due to repeated metamorphic differentiation, selective melting and denudation or squeezing out acid products. The altered relic crust is locally preserved along the peripheries of oceans. Thus, "physical-chemical oceanization" anticipates "mechanical". In the physical-geographical sense the formation of epicontinental seas precedes the formation of actual oceans. The primary systems of rifts originate as complication of epigeosynclinal orogens and develop into rifts in the

basement of the sedimentary platform cover (aulacogenes). The secondary systems develop within arches of epiplatformal orogens. Both the first and the second may develop into oceanic rifts – spreading axes, the formation of oceans, in its turn, stimulating epiplatformal orogenesis and rifting along their peripheries. Thus, since the epigeosynclinal orogenesis is parent to rifting, it is clear that rifts, including oceanic, inherit the trends and even, position of geosynclinal fold belts. Rifting is closely connected with the geosynclinal process both at the beginning (origination of intercontinental and, partly, marginal-continental geosynclines) and at the end (late-orogenic stage) of the geosynclinal development.

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В. Происхождение больших напряжений в земной коре. – "Изв. АН СССР. Сер. физика Земли", 1972, № 8.

Резанов И.А., Файтельсон А.Ш. Механизм образования океанической коры. – "Изв. вузов. Сер. геол. и разв.", 1974, № 2.

Хаин В.Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. – "Геотектоника", 1969, № 3.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.

Artyushkov E.V. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness in homogeneities. –"J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 32.

Briden J.C., Gass I.G. Plate movement and continental magmatism. – "Nature", 1974, v. 248.

Burke K., Dewey J.F. Plume-generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks. – "J. Geol.", 1973, v. 81.

Dewey J.F., Burke K.C.A. Tibetan, Variscan and Precambrian reactivation: products of continental collision. – "J. Geol.", 1973, v. 81.

McConnell R.B. Evolution of taphrogenic lineaments in continental platforms. – "Geol. Rundschau", 1973, Bd 63.

Meyerhoff A.A., Meyerhoff H.A. "The New Global Tectonics": age of linear magnetic anomalies of ocean basins. – "Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geologists", 1972, v. 56, N 2.

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

РОЛЬ РИФТОГЕНЕЗА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

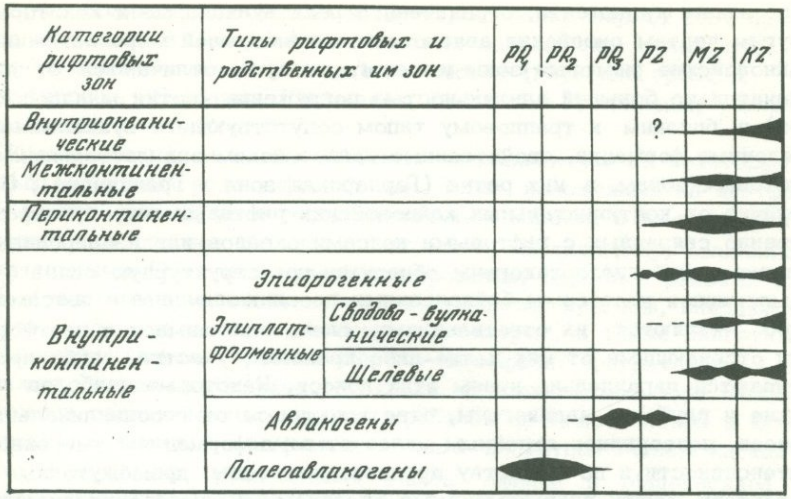
Под рифтовыми зонами мы понимаем полосовидные тектонические зоны планетарного масштаба, в которых происходит подъем нагретого мантийного вещества, сопровождаемый его распространением в стороны, что приводит к поперечному растяжению в земной коре. Поперечное растяжение выражается в образовании глубоких линейных грабенов, ограниченных нормальными сбросами, или раздвиговых полостей, заполняемых глубинным материалом. Среди современных

(позднекайнозойских) рифтовых зон, объединяемых в рифтовые пояса, ведущая роль принадлежит внутриокеаническим, в совокупности образующим мировую рифтовую систему. Посредством межконтинентальных рифтовых зон (Красного моря, Аденского и Калифорнийского заливов) они связываются с внутриконтинентальными, возникающими в пределах как платформ (эпиплатформенные щелевого и сводово-вулканического типов), так и молодых эпигеосинклинальных складчатых сооружений (эпиорогенные). Эту типизацию рифтовых зон (Милановский, 1970, 1972) следует дополнить выделением периконтинентальных рифтовых зон, развивающихся на границах древних континентальных массивов и океанических впадин Атлантического типа (например, Камбейско-Бомбейская рифтовая зона).

В последнее время становится все более очевидным, что в современной структуре Земли и ее позднекайнозойской истории рифтовые пояса и зоны играют не менее важную роль, чем геосинклинальные. В понимании взаимоотношений этих типов основных тектонически активных поясов Земли пока нет полной ясности. Некоторые исследователи (например, Зоненшайн, 1972; Dewey, Bird, 1970) рассматривают рифтогенез как раннюю стадию геосинклинального процесса, но такое представление приводит к необоснованному распространению понятия о реально существующих рифтовых зонах на гипотетические структуры растяжения, возникающие, согласно некоторым "моделям" геосинклинального процесса, в начале геосинклинального "цикла" и сменяющиеся структурами сжатия на последующих его стадиях. Кардинальным отличием геосинклинального процесса (особенно его ранних стадий) от рифтового является господство значительных погружений земной коры, тогда как рифтогенез протекает в условиях ее воздымания. Следовательно, растяжения в рифтовых и геосинклинальных поясах представляют лишь внешне сходные (конвергентные), но по своей природе различные явления. Сравнительный анализ мезозойско-кайнозойских рифтовых зон и рифтовых поясов не обнаруживает в них тенденции превращения в геосинклинальные пояса, и в пределах последних мы не обнаруживаем типичных рифтовых зон. Но некоторые рифтовые зоны и пояса, как современные, так и древние, возникали на месте эпигеосинклинальных складчатых поясов.

Кайнозойские рифтовые и геосинклинальные пояса, по-видимому, следует рассматривать как сосуществующие и как бы взаимно "уравновешивающие" друг друга на лике Земли, наиболее тектонически и магматически активные, но во многом различные и даже противоположные по характеру глубинных процессов, деформаций и структурных форм планетарные зоны – зоны преобладающего подъема вещества и растяжения, с одной стороны, и преобладающего погружения ("всасывания") и сжатия (не исключающего явлений растяжения и подъема вещества на отдельных их участках и стадиях развития) – с другой.

Поскольку геосинклинальные пояса и зоны существуют, по крайней мере, с середины докембрия, естественно допустить, что и корни



Распространенность различных категорий и типов рифтовых зон и близких к ним структур в истории Земли

рифтогенеза также могут уходить в глубокое геологическое прошлое. Исследование древних проявлений рифтогенеза весьма затруднено деструктивным характером этого процесса, могущего приводить, при его интенсивном и длительном течении, к полному разобщению ранее тесно сближенных и взаимосвязанных блоков коры и возникновению между ними зон с глубоко переработанной или новообразованной корой океанического типа. Поэтому наши представления о древних рифтовых зонах неполны и становятся все более фрагментарными по мере углубления в прошлое Земли. В наименьшей мере это относится к внутриконтинентальным, отражающим сравнительно раннюю стадию или умеренную интенсивность рифтогенеза, и в наибольшей – к древним океаническим. Автор предпринял попытку проследить проявления рифтогенеза в геологической истории (Милановский, 1974, 1975), и ниже кратко изложены некоторые результаты этого исследования. Неизбежная неполнота выявляемой картины древнего рифтогенеза определяет и некоторую условность выводов об общих тенденциях его эволюции в истории Земли (см.рисунок).

Поздний протерозой. Наиболее древние структуры, несомненно близкие к одному из типов кайнозойских рифтовых зон, а именно к внутриконтинентальным эпиплатформенным, появляются в позднем протерозое; это узкие линейные грабенообразные прогибы, выделенные Н.С.Шатским (Шатский, Богданов, 1961) под названием авлакогенов первоначально на Восточно-Европейской платформе, но присутствующие и на других древних платформах. По своим размерам, морфологии, типам деформаций, мощности выполняющих отложений, приуроченности к относительно наиболее молодым складча-

тым зонам фундамента, ограниченной роли вулканизма и некоторым другим чертам рифейские авлакогены в наибольшей мере напоминают кайнозойские рифтовые зоны щелевого типа, но отличаются от них значительно большей длительностью погружения (сотни миллионов лет) и близким к трапповому типом сопутствующего вулканизма. Щелочные формации, свойственные кайнозойским эпиплатформенным рифтовым зонам, в них редки (Гардарская зона в Гренландии). В отличие от континентальных кайнозойских рифтовых зон, пространственно связанных с рифтовыми поясами океанов или изолированных, многие рифейские авлакогены обнаруживают структурную связь с обрамляющими платформы байкальскими геосинклинальными поясами и либо являются их ответвлениями, слепо вдающимися в платформы или отсекающими от них какие-либо краевые участки, либо простираются параллельно краям этих поясов. Некоторые наиболее широкие и глубокие авлакогены, ответвляющиеся от геосинклинальных поясов, подверглись линейным складчатым деформациям умеренной интенсивности и по существу представляют зоны, промежуточные по характеру между платформенными впадинами и миогеосинклинальными прогибами.

В раннем и среднем протерозое типичные авлакогены не известны, но в пределах обширных ядер консолидации некоторых будущих древних платформ (Алданский, Сарматский щиты, Кольский полуостров и др.) возникали так называемые палеоавлакогены (Лейтес и др., 1970) – узкие наложенные грабенообразные прогибы, развитие в в которых сопровождалось более мощными проявлениями магматизма и метаморфизма и завершалось складчатостью.

Многие области последующего фанерозойского рифтогенеза, как показал В.Е.Хаин (1969), уже в протерозое выделялись своеобразным тектоническим режимом и являлись зонами тектоно-магматической активизации и повторного метаморфизма, начиная с раннего протерозоя (зона Становика) (Гренвильская, Дальсландская зоны) или конца позднего протерозоя (Мозамбикская, Ливийско-Нигерийская, Восточно-Бразильская, Западно-Австралийская зоны и др.).

Палеозой. Число структур, сходных или близких к типичным кайнозойским рифтовым зонам, в палеозое увеличивается, а тектоническая обстановка их размещения становится более разнообразной. В палеозое, в частности в девоне, активизировались (а частично, может быть, впервые возникли) некоторые авлакогены на древних платформах (например, Днепровско-Донецкий, Кировский и другие на Восточно-Европейской, Вилюйский – на Сибирской и т.д.). Как и в рифее, некоторые из них находились в структурной связи с соседними палеозойскими геосинклинальными поясами и даже переходили в миогеосинклинальные прогибы по простиранию. Вместе с тем магматизм в грабенообразных глубоких палеозойских прогибах платформ приобрел отчетливо щелочной характер (Днепровско-Донецкий, Осло и др.).

В палеозое же начинается формирование эпиорогенных рифтовых зон. Наиболее ранние из них – эпибайкальские – относятся к венду-

кембрию (Байкало-Патомская область), но более широко этот процесс проявился в Северо-Атлантическом каледонском складчатом поясе в девоне и отчасти позднем палеозое (глубокие грабены Шпицбергена, Норвегии, Шотландии, Восточной Гренландии, Северных Аппалачей).

Кроме того, к палеозою относится возникновение на некоторых южных материках ряда рифтовых зон, также наложенных на платформы, но тяготеющих не к геосинклинальным поясам, а к периферии современной впадины Индийского океана и, по-видимому, связанных с начальными (?) стадиями ее формирования. Наиболее ранними из них (ранне- и среднепалеозойскими) являются грабены, впадающие с северо-запада в Австралийскую платформу, а также долготные периконтинентальные грабены Перт и Карнарвон, приуроченные к ее границе с впадиной Индийского океана. В позднем палеозое закладываются разветвленные системы грабенов на Индостанской и юго-востоке Африканской платформы, а также долготная Мозамбикская система грабенов, разделившая глыбы Африки и Мадагаскара. В перми в ее пределы впервые проникают воды Индийского океана.

Триас-юра. В раннем мезозое сфера проявления рифтогенеза продолжает расширяться, а интенсивность его возрастает. Одновременно начинается длительная эпоха интенсивного траппового магматизма на платформах, почти совершенно отсутствовавшего в палеозое, а с середины юры фиксируются еще более мощные проявления базальтового магматизма в океанах, возможно также резко активизировавшегося. В мезозое на Индостанской, в западной части Австралийской и юго-восточной части Африканской платформы продолжается развитие внутриконтинентальных рифтовых зон, "открывающихся" в сторону впадин Индийского океана, а вдоль восточного края Африки и западного - Австралии - периконтинентальных или периокеанических. В непосредственной близости от современного Индийского океана в Южной Африке в лейасе, в Тасмании и Восточной Антарктиде в доггере происходят мощные траповые извержения, ареалы которых, очевидно, захватывали и прилегающие участки океана.

В позднем триасе система эпиорогенных рифтовых зон возникла на западном борту Центральной Атлантики в пределах герцинской складчатой области Аппалачей; их развитие сопровождалось базальтовыми извержениями. В ранней (?) юре мощная вспышка траппового вулканизма происходит и к востоку от Центральной Атлантики, в Западной Сахаре. В течение юры базальтовые извержения охватили также периферические зоны Центральной Атлантики, прилегающие к Африке и Северной Америке.

Исключительно мощный трапповый вулканизм имел место в раннем триасе на огромной площади Северо-Западной Азии. Он охватил как древнюю Сибирскую платформу (Тунгусская синеклиза) и ее периферию, захваченную впоследствии раннемезозойской складчатостью (Таймыр), так и палеозойскую область Западной Сибири.

В последней в триасе и лейасе сформировалась долготно вытянутая эпиорогенная рифтовая система, возможно продолжавшаяся к северу через Карское море до современного Ледовитого океана.

В Забайкалье в течение мезозоя развивалась своеобразная система грабенов, приуроченная к зоне длительной и неоднократной тектоно-магматической активизации.

В течение мела и палеогена сфера проявления рифтогенеза и траппового магматизма распространяется на многие области, прилегающие к Южной и Северной Атлантике, и продолжает расширяться в областях, обрамляющих Индийский океан. На Индостанской платформе происходят трапповые извержения в середине мела и наиболее грандиозные – в начале палеогена. Покровы базальтов уходят в пределы Индийского океана и вскрываются скважинами на значительной части его дна (меловые – в восточной части, палеогеновые – в западной и центральной). Базальтовые излияния происходят в мелу на побережье Мадагаскара. Регенерация некоторых рифтовых зон в Юго-Восточной Африке в раннем мелу сопровождается вспышками щелочного магматизма и кимберлитовыми извержениями. К юре – мелу относится ранняя стадия формирования рифтовых зон Аденского залива, а к концу мела – заложение (или, скорее, возрождение) рифтовых зон Красного моря. В позднем мелу – палеогене мощные излияния щелочных базальтов охватывают территорию Эфиопии и Йемена, становящуюся в неогене ареной проявлений эпиплатформенного рифтогенеза. Многочисленные внутриконтинентальные и периконтинентальные рифтовые зоны формируются в меловое время в восточной части Южно-Американской и западной части Африканской платформ, прилегающих к интенсивно развивающейся в эту эпоху южной части Атлантики. В Юго-Западной Африке и Бразилии в раннем мелу происходят извержения траппов, и одновременно с этим базальты изливаются на дне периферических зон Южной и Центральной Атлантики.

В течение мела (?) активизируется рифтовая система Святого Лаврентия на востоке Северной Америки и возникает (или возрождается?) более сложная рифтовая система Баффинова залива, разделившая Америку и Гренландию. Самая северная часть Атлантики была охвачена в палеогене (главным образом в эоцене) грандиозными извержениями базальтов. Помимо Гренландии, Фарер, Роколла, Шотландии, их проявления обнаружены (глубоководным бурением) во многих местах на дне Фареро-Исландского порога и Норвежского моря. В пределах последнего в олигоцене образовалась рифтовая зона, отмершая к началу неогена. В палеогене же активизируется или возникает ряд рифтовых зон Рейнско-Ливийского рифтового пояса, некоторые из которых продолжают развитие до современности (Верхне- и Нижнерейнская, Тунисско-Сицилийского пролива и др.). Весьма примечательно взаимопересечение этого кайнозойского рифтового пояса и Средиземноморского эпигеосинклинального орогенического пояса, продолжавшего свое развитие в течение всего кайнозоя (Illies, 1969; Милановский, 1972).

В конце палеогена–неогене возникают или регенерируются многочисленные рифтовые зоны самого крупного современного континентального эпиплатформенного рифтового пояса – Африкано–Аравийского (Восточно–Африканская рифтовая система, 1974). Развитие некоторых из них (Эфиопская, Кенийская сводово–вулканические рифтовые зоны) предварялось и сопровождалось очень мощными вспышками субщелочного и щелочного вулканизма, но в щелевых рифтовых зонах (Танганьикская и др.) их масштаб был относительно невелик. Одновременно в Азии формировался менее протяженный Байкальский эпиплатформенный рифтовый пояс, состоящий из нескольких рифтовых зон щелевого типа, а в Северной Америке – обширный Кордильерский эпиорогенный рифтовый пояс, наложенный на одноименную мезозойскую эпигеосинклинальную складчатую область.

В отличие от изолированных Байкальского и Рейнско–Ливийского рифтовых поясов, Кордильерский и Африкано–Аравийский пояса представляют ответвления или окончания внутриокеанических рифтовых хребтов и входят в мировую рифтовую систему, которая в своем современном виде, вероятно, сложилась лишь в позднем кайнозое. Анализ строения Северной Атлантики и Исландии показывает, что формирование пересекающего Исландию северного сегмента Срединно–Атлантического рифтового пояса на месте Северо–Атлантического палеогенового траппового бассейна происходило на протяжении неогена и антропогена (Белоусов, Милановский, 1975). В целом в позднем кайнозое происходит значительная, возможно наибольшая в геологической истории, активизация процессов внутриконтинентального и внутриокеанического (?) рифтогенеза. Одновременно снижается роль периконтинентальных рифтовых зон, а также траппового вулканизма на континентах и ареального базальтового вулканизма в океанах, исключительно мощно проявляющегося на огромных их пространствах в мезозое и палеогене.

Как видно из приведенного обзора, исторические "корни" рифтогенеза уходят в глубокое прошлое; структуры, принципиально сходные с современными континентальными рифтовыми зонами, возникали и развивались начиная с позднего протерозоя, а зоны, приближающиеся к ним по некоторым признакам, формировались уже в раннем – среднем протерозое. Однако интенсивность и распространенность процессов рифтогенеза во времени существенно изменялись; резкое усиление и расширение арены их проявления происходило в конце палеозоя, мезозое и кайнозое параллельно с сокращением площади геосинклинальных поясов и формированием впадин "вторичных" океанов.

Тектоническая обстановка, в которой возникали рифтовые зоны и соответственно их типы, была довольно разнообразной, ее относительная роль в истории Земли изменялась. В позднем протерозое и палеозое нам известны в основном континентальные рифтовые зоны, обнаруживавшие тектонические связи с геосинклинальными поясами. Напротив, в мезозое – кайнозое существовали все четыре главные категории рифтовых зон, которые в своем большинстве воз-

никали и развивались в связи с формированием впадин Индийского, Атлантического и Ледовитого океанов. С раннего и, более уверенно, среднего палеозоя констатируется существование эпиорогенных рифтовых зон и поясов. Также уже в палеозое фиксируется появление первых периконтинентальных рифтовых зон, не связанных с геосинклинальными поясами, а в мезозое они возникают почти по всей периферии Индийского и Атлантического океанов, сопровождая ранние стадии их формирования. Одновременно в течение всего мезозоя и палеогена в разных областях континентов, прилегающих к новообразованным океаническим впадинам, происходят мощные извержения траппов, почти неизвестные в палеозое, и, по крайней мере, с середины мезозоя констатируется еще более грандиозный базальтовый вулканизм на огромных пространствах океанов. На протяжении мезозоя и кайнозоя на континентах развивается несколько генераций рифтовых зон, вдающихся в них со стороны разрастающихся океанических впадин, а в кайнозое – также внутриконтинентальные рифтовые зоны и пояса, изолированные от последних. Возможно, уже в мезозое, но, несомненно, в течение кайнозоя существовали, разрастаясь в ширину и по простиранию, внутриокеанические рифтовые пояса, играющие главную роль в современной мировой системе рифтовых структур.

ABSTRACT

The structural zones principally similar to the recent rift zones have existed at least since the late Proterozoic. But the considerable intensification of the riftogenesis and its areal expansion took place during the Mesozoic and especially in the Cenozoic simultaneously with the decrease of the whole area of the geosynclinal belts and the formation of the "secondary" oceanic basins. The relative role of the different categories and types of rift zones and the tectonic environments of their arrangement have changed essentially in the course of the geological history. During the late Proterozoic and Paleozoic the intracontinental (intracratonic) rift zones ("aulacogenes") came into being white were tectonically connected with the geosynclinal belts and partly represented their "blind" offsets penetrating into adjacent platforms. In the Paleozoic the superimposed on the young epigeosynclinal folded belts (for instance on the Northatlantic Caledonian belt) appeared the first epiorogenic rift zones. During the Mesozoic and Cenozoic there were formed, besides the intracontinental rift zones and belts (epiplatform and epiorogenic ones) the numerous pericontinental, intercontinental and intraoceanic rift zones. Their development was closely connected both spatially and genetically with the formation of the "secondary" oceanic depressions (Atlantic, Indian and Arctic) and was accompanied by the powerful manifestations of the trap volcanism on continents and by still more grandiose basalt eruptions on the oceanic bottom. In the course of geological history the rift zones and belts have

turned gradually from the structures similar to the under-developed intracratonic geosynclinal troughs and related with geosynclinal belts into the structural zones "antagonistic" to the geosynclinal belts and being in dynamical balance with them on the face of the Earth.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В.В., Милановский Е.Е. Тектоническое строение и положение Исландии. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1975, № 3.

Восточно-Африканская рифтовая система, т. I–III. М., "Наука", 1974.

Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра", 1972.

Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. – "ДАН СССР", 1970, т. 191, № 6.

Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1970, № 2.

Милановский Е.Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1972, № 4.

Милановский Е.Е. Главные типы рифтовых зон континентов и некоторые закономерности их расположения и развития. Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК. М., "Наука", 1972.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого. – "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1974, № 5; 1975, № 5.

Хаин В.Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенезиса и проблема новообразования океанических впадин. – "Геотектоника", 1969, № 3.

Шатский Н.С., Богданов А.А. О международной тектонической карте Европы, м-б 1:2 500 000. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1961, № 4.

Dewey J.F., Bird J.M. Plate tectonics and geosynclines. – "Tectonophysics", 1970, v. 10, N 5–6.

Illies I.H. An intercontinental belt of the world rift system. – "Tectonophysics", 1969, v. 8, N 1.

А. В. ПЕЙВЕ

НОВАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Исследования офиолитовой ассоциации горных пород фанерозойских складчатых областей привели нас к заключению, что еще до этапа становления гранитного слоя океаническая кора геологического прошлого на континентах имела сложное полициклическое развитие – многофазный метаморфизм и многократные деформации (Пейве, 1969; Пейве и др., 1973).

Естественно возникли вопросы: так ли проста геологическая история океанической коры современных океанов, как это предполагает гипотеза спрединга? Какова тектоническая природа срединно-океанических хребтов? Что собой представляет "новая" океаническая кора, якобы рождающаяся в процессе спрединга?

Рассмотрим эти вопросы, основываясь на новейшем материале по геологии Атлантического океана.

По данным бурения с корабля "Гломар Челленджер" установлена следующая закономерность строения осадочного слоя: гемипелагические карбонатно-терригенные фации краевых зон океана по направлению к хребту сменяются сначала глубоководными пелагическими глинами, накопившимися ниже уровня карбонатной компенсации, затем карбонатными, менее глубоководными, пелагическими осадками. Хребет, как вытекает из гипотезы спрединга, нацело слагается магматическими породами; при этом по направлению к хребту нижняя граница осадков поднимается вверх по разрезу.

Буровые данные по Атлантическому океану, на которые опирается гипотеза спрединга, изображены на диаграмме (рис. 1), средняя часть которой кажется мне сомнительной и поэтому нуждается в специальном рассмотрении.

Не проще ли думать, что если с одной и с другой стороны Срединно-Атлантического хребта базальты сменяются синхронными осадками, то и в средней его части на глубине лежат этого же возраста базальты с осадками, как это показано на рис. 2.

Уже по данным драгирования можно было предполагать, что по крайней мере неогеновые и верхнепалеогеновые толщи в центре хребта слагаются неметаморфизованными толеитовыми базальтами с прослоями осадков, потому что драгами были подняты как осадочные породы с фораминиферами до олигоцена включительно, так и синхронные им базальты.

Летом 1974 г. юго-западнее Азорских островов в 37-м рейсе судна "Гломар Челленджер" бурились экспериментальные скважины через второй слой. Были разбурены неогеновые базальты на глубину до 700 м. Оказалось, что они содержат небольшие прослои карбонатных пород с фораминиферами и нанопланктоном. Не менее интересной была находка в этом же районе в скв. 334 в основании базальтов верхнего миоцена крупноглыбовой осадочной брекчии, сходной с широко распространенными офиолитовыми олистостромами континентов. Брекчия состоит из крупных глыб перидотитов и метаморфизованных габброидов, сцементированных карбонатным материалом с органическими остатками верхнего миоцена. В этой брекчии скважина была остановлена, вскрыв 40 м ее мощности. Здесь, таким образом, однозначно решен вопрос о соотношении базальтов и осадков.

Давайте посмотрим теперь, какими породами сложена ядерная часть Срединно-Атлантического хребта. Я буду брать данные только из приэкваториальной части океана, чтобы исключить неоднозначность толкования из-за ледового разноса материала.

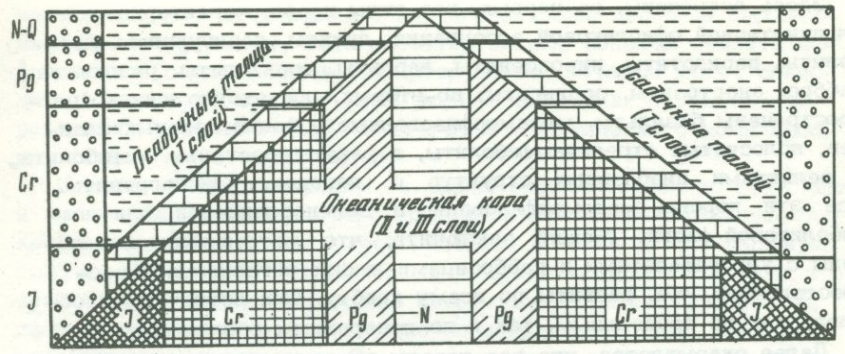


Рис. 1. Принципиальная схема распределения фаций осадочного чехла и возраст коры в Атлантическом океане (модель спрединга)

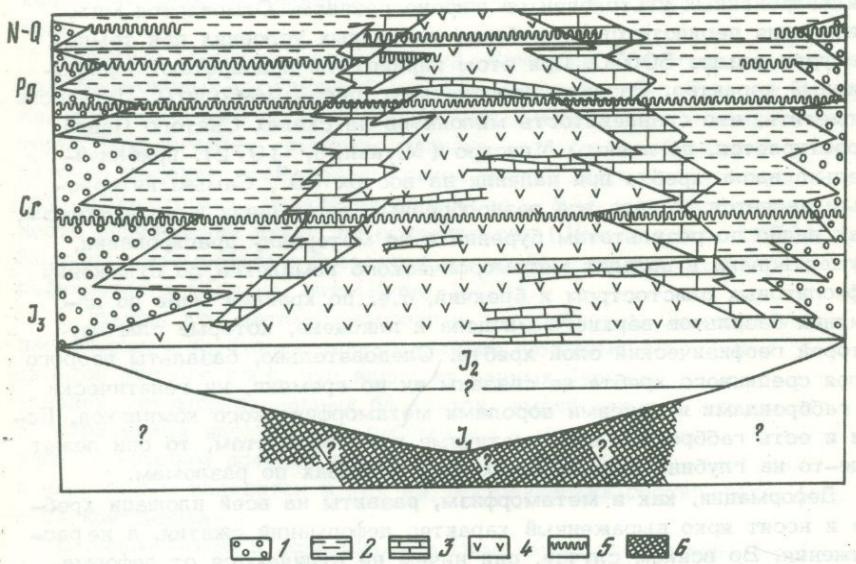


Рис. 2. Принципиальная схема распределения фаций осадочно-вулканогенного комплекса (I и II слои в Атлантическом океане) с учетом дрейфа континентов

1 – гемипелагические терригенно-осадочные отложения; 2 – пелагические глины; 3 – пелагические карбонатные отложения; 4 – базальты с прослоями карбонатных пород; 5 – перерывы и несогласия; 6 – серпентинизированные древние метаморфиты, мафиты мантии

Здесь встречены, во-первых, все типы пород, характерные для альпинотипной офиолитовой ассоциации: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, перидотиты, пироксениты, верлиты, троктолиты, различные габбро, анортозиты, родингиты; во-вторых, достаточно широко распространены базальты, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, полосчатые стресс-амфиболиты, а также массивные амфиболиты, с реликтами диабазовых структур и, наконец, плагиограниты. Все эти породы метаморфизованы в зеленосланцевой, или амфиболитовой фации. Можно заключить, что метаморфические породы с ультрабазитами и габброидами имеют региональное распространение, т.е. развиты по всему хребту. Они встречены в обрывах как по продольным, так и по поперечным разломам.

Далее оказывается, что все породы этого комплекса в той или иной степени деформированы, что является их самым характерным признаком. Дробление, катаклаз, сланцеватость, милонитизация перидотитов, плойчатость метаморфических сланцев и милонитов, зеркала скольжения и структуры пластических деформаций серпентинизированных ультрабазитов широко развиты. Отмечается милонитизация перидотитов и в более глубинных условиях при температурах свыше 500°С. При этом перидотиты приобретают гнейсовидный характер. Развиты полосчатые стресс-амфиболиты. Интересно отметить, что сланцеватость милонитов на скалах Святого Павла простирается, по данным Миясиро (Miyashiro, 1972), приблизительно вдоль хребта при падении на восток 60°. Самым интересным является то, что все разнообразные деформации и метаморфизм, как видно по результатам бурения и по материалу драгирования, существовали в породах метаморфического комплекса до отложения офиолитовых олистостром и брекчий, т.е. по крайней мере до излияния базальтов верхнего миоцена и плиоцена, которые слагают второй геофизический слой хребта. Следовательно, базальты второго слоя срединного хребта не связаны ни во времени, ни генетически с габброидами и другими породами метаморфического комплекса. Если и есть габброиды, комагматичные этим базальтам, то они лежат где-то на глубине и не обнажаются в обрывах по разломам.

Деформации, как и метаморфизм, развиты на всей площади хребта и носят ярко выраженный характер деформаций сжатия, а не растяжения. Во всяком случае, они ничем не отличаются от деформаций зеленокаменных толщ на континентах. Эти деформации, как и метаморфизм, имеют региональный характер, поэтому нельзя связывать их происхождение только с так называемыми трансформными разломами, тем более что они встречаются не только близ них, но столь же часто и в зонах продольных разломов, т.е. в зонах типичных сбросов, около которых не могли возникнуть эти деформации и особенно, конечно, стресс-амфиболиты и плойчатые сланцы.

Кроме того, надо сказать, что упомянутые разломы в хребте в подавляющей своей части молодые - плиоценовые и плейстоценовые, поэтому с ними не могут быть связаны достоверно доверх-

немиоценовые и предположительно доверхнеолигоценовые деформации. Имеются, однако, явно несостоятельные попытки связать деформации с серпентинитовыми протрузиями, которые могут объяснить в известной степени лишь деформацию самих серпентинизированных масс, но отнюдь не всего метаморфического комплекса, вплоть до стресс-амфиболитов.

Стратиграфические данные, а также весь материал по тектонике и метаморфизму офиолитового комплекса Срединно-Атлантического хребта показывают, что в геологической истории хребта был этап сжатия, скучивания горных пород, во время которого возникло в сущности настоящее складчатое сооружение в океанической коре, сформировавшееся приблизительно по направлению шва, некогда соединявшего континенты. Разумеется, после этой деформации океаническая кора хребта не перестала быть океанической.

Такое заключение о развитии Срединно-Атлантического хребта полностью соответствует данным, полученным при изучении океанической коры геологического прошлого на Урале, Тянь-Шане, Кавказе, Камчатке, в Апеннинах и в других районах развития офиолитов.

Теперь о возрасте метаморфизма. Наиболее известны данные калий-аргоновых определений ультрамафитов из скал Святого Павла, имеются очень древние цифры – до 2 млрд. лет, надежность которых подвергается сомнению. Однако возраст горнблендитов с достаточно высоким содержанием окиси калия, анализировавшихся в двух лабораториях, определен одинаково – 835 млн. лет; надежность определений никем не оспаривается (Melson e. a., 1972). Возраст метаморфизма базальтов и амфиболитов в хр. Палмер определяется в 60 млн. лет (Канн, 1973).

Я думаю, что метаморфизованные ультрабазиты Срединно-Атлантического хребта не только древнее неметаморфизованных базальтов второго слоя, что видно из данных бурения, но и гораздо древнее метаморфизованных базальтов, амфиболитов и широко распространенных интрузивных габброидов и плагиогранитов третьего слоя, в котором древние докембрийские ультрабазиты, габброиды и анортозиты находятся в тех же тектонических соотношениях, что и на континентах.

В одном месте в зоне разлома Вима были драгированы необычные осадочные породы, находившиеся в близком соседстве с ультрабазитами. Я думаю, что они были вынуты из серпентинитового меланжа. Их описанию посвящена специальная работа Бонатти и Гонн ореца (Bonatti, Honnorez, 1971). Джозе Гоннорец любезно показал мне эти интересные породы и шлифы из них, как и другие коллекции его и Бонатти по драгированию Срединно-Атлантического хребта. Но в данном случае я опираюсь не на свои впечатления, а на детальные описания упомянутых авторов.

Порода представляет собой твердый известняк, содержащий перекристаллизованные остатки мелководных донных фораминифер из группы мелиолид, обломки гастропод и зеленые водоросли. Воз-

раст этой фауны не древнее мезозоя; кроме угловатых зерен кварца найдены здесь зерна микроклина. Авторы убедительно показали, что этот известняк не мог образоваться в палеогеографических условиях, подобных современным, и, что самое главное, он в фациальном отношении чрезвычайно похож на мелководные юрские и нижнемеловые породы, разбуренные в краевой части океана.

Из всего сказанного я делаю вывод, что метаморфизованные базальты имеют возраст не древнее мезозоя, что они синхронны неметаморфизованным осадочным толщам, находящимся за пределами хребта (см. рис. 2). Вряд ли можно предположить что-либо иное, например палеозойский возраст метаморфитов.

Центральная часть Срединно-Атлантического хребта, как мы видели, охвачена не только процессами регионального метаморфизма, но и складчатостью (рис. 3). Океаническая складчатость и метаморфизм развиты лишь в срединной части океана в полосе шириной 600-500 км, в которой, вероятно, существуют несогласия и перерывы. Вообще перерывы на определенных стратиграфических уровнях в кернах скважин очень характерны для осадочных толщ океана (Worsley, 1974). Они приблизительно показаны волнистой линией на рис. 2. Хотя генезис перерывов в океанических осадках неясен, но они удивительно совпадают по времени с фазами складчатости в Тетисе. Да и сам хребет в сущности является складчатым сооружением альпийского возраста, возникшим в океанической коре.

В неогене и плейстоцене происходили контрастные блоковые перемещения по продольным и поперечным разломам и излияния довольно однообразных по составу базальтов, которые в этом отношении сходны с континентальными платобазальтами.

Блоковую тектонику с излияниями базальтов можно считать проявлением послескладчатого орогенеза в океанической коре растущего хребта. В конце концов весь Атлантический океан можно принимать в качестве межконтинентальной геосинклинальной системы на ранней океанической стадии развития со всеми ее характерными чертами - краевыми миогеосинклиналями, из которых особенно хорошо выражена западная, вытянутая вдоль Америки. В центральной части системы располагается вулканогенная эвгеосинклиналь, которая раньше других зон вовлекается в складчатость и метаморфизм. Легко видеть, что такой взгляд имеет многих предшественников: но только нужно иметь в виду, что геосинклинальный процесс ныне рассматривается как процесс становления и развития земной коры вообще. Теория геосинклинального процесса в наше время включает и мобилизм с учетом данных современной геофизики, поэтому нельзя согласиться с высказываниями некоторых ученых о необходимости полного отказа от геосинклинальной теории и замены ее, на мой взгляд, более узкой теорией новой глобальной тектоники плит, которая имеет в основном геофизический характер. Любой геофизической теории, объясняющей геологические явления, свойственна неизбежная схематизация геологической истории, что вытекает из самой сути геофизики как науки, в отличие от геологии, науки по

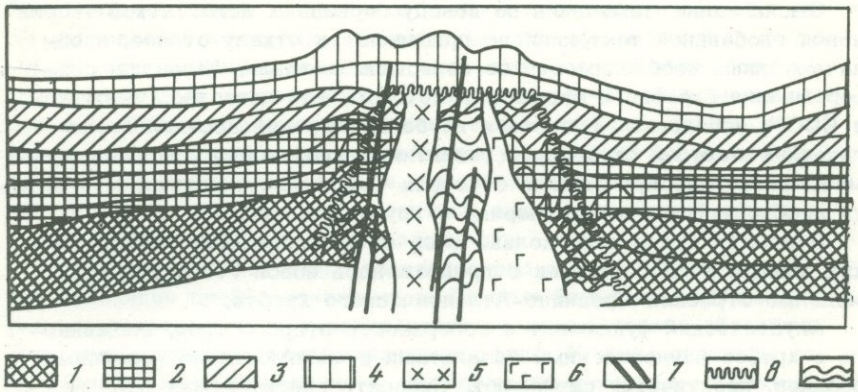


Рис. 3. Модель строения Срединно-Атлантического хребта

1 – юра; 2 – мел; 3 – палеоген; 4 – неоген; 5 – интрузия габбро; 6 – протрузия серпентинизированных ультрабазитов; 7 – дайки диабазов; 8 – границы метаморфического комплекса (III слой); 9 – деформированные комплексы центральной части хребта

сути дела исторической. Поэтому, в частности, оказались незамеченными важный этап складчатости тектонического скучивания океанической коры в Атлантическом океане и процесс неотектонической активизации и блоковой тектоники. Несомненное растяжение Срединно-Атлантического хребта, состоящего из достаточно толстой океанической коры уже на неотектоническом этапе его развития, было перенесено на всю историю развития океанической коры Атлантического океана. Между тем в начальные этапы его развития было нечто совсем иное: происходил дрейф континентов в течение юры, частично, может быть, триаса; в это время не было никакого тектонически выраженного срединного хребта, а, наоборот, возникла тектоническая депрессия, достигшая к началу мела размеров современного океана.

Есть основание думать, что дрейф нельзя смешивать с орогенным грабенообразованием. Это, по-видимому, разные явления. Дрейф синхронен складчатости и шарьяжеобразованию. Он, как и фазы складчатости, протекает быстро. Другое дело, что дрейф подготавливается предшествующим структурообразованием.

Возникающая депрессия заполнялась базальтами и, вероятно, мелководными осадками, которые и были подняты драгами в разломе Вима. В центральной части депрессии осадконакопление происходило на поверхности открывшегося после дрейфа континентов симатического основания, сложенного, вероятно, главным образом породами древней серпентинито-ультрабазитовой оболочки верхней мантии. Кое-где на дне океана могли остаться небольшие блоки и глыбы континентальной коры.

Высказанные замечания по поводу серьезных недостатков теории новой глобальной тектоники не призывают к отказу от нее, а означают лишь необходимость ее совершенствования. Ныне при развертывании бурения в океанах, в котором, как известно, участвует и СССР, необходимо опираться на более широкий арсенал геологических моделей строения и развития земной коры. Предлагаемую мною геологическую модель строения Срединно-Атлантического хребта необходимо учитывать наряду с другими моделями.

Я должен сказать несколько слов об интерпретации геофизических данных в соответствии с предложенной новой геологической моделью строения Срединно-Атлантического хребта.

Акустический фундамент и поверхность второго слоя, сложенного в хребте кайнозойскими базальтами с маломощными прослоями осадков, практически совпадают. Скорость сейсмических волн во втором слое высокая – 5,9 км/сек. Верхняя граница второго слоя, являющегося фацией мезозойско-кайнозойского разреза, совпадает с нижней границей осадочного слоя и так же, как и она, сечет стратиграфические уровни: чем дальше от хребта, тем она древнее. Третий слой состоит из охарактеризованного мною мезозойского метаморфического комплекса базальтов, интрузивных габброидов, серпентинитовых протрузий и тектонических фрагментов древних ультрамафитов и габброидов. Третий слой под хребтом образует утолщение – "корень" гор, в котором скорости 7,1-7,5 км/сек. Мы должны отказаться от выделения в хребте так называемой "разуплотненной" мантии и считать эту высокоскоростную часть разреза также третьим слоем, сложенным более плотными разновидностями тех же пород. Интересно, что если в хребте возраст третьего слоя, т.е. возраст метаморфизма базальтов, не древнее конца мезозоя, то за пределами хребта возраст его домезозойский.

Среднее значение теплового потока в хребте хотя и повышенное (около 4 мккал/см^2·сек), но, по данным Б.Г. Поляка, даже несколько ниже фонового в молодых вулканических провинциях континентов. Нет никакого основания для предположения о наличии под хребтом высокотемпературного астеносферного клина, который якобы выступает чуть ли не на самое дно рифта, раздвигает океанические плиты и формирует "новую" океаническую кору. Наиболее приемлемой альтернативой представляется гипотеза обычного магматического внедрения в более древнюю океаническую кору базальтового расплава, который образует дайковый комплекс, изливается на поверхность, а также в виде габбро кристаллизуется на глубине. Водные флюиды около таких магматических очагов вполне объясняют наблюдаемые тепловые потоки, и нет нужды привлекать мантийную конвекцию.

Какая-то роковая ошибка существует в геологической интерпретации полосовых магнитных аномалий. В самой первой своей статье 1963 г. Вайн и Метьюз (Вайн, Метьюз, 1974) были осторожны и писали, что магнитные контрасты и полосовые аномалии могут быть объяснены и без учета инверсий магнитного поля Земли,

например тем, что океаническая кора состоит из чередующихся блоков очень сильно и очень слабо намагниченного в одном и том же направлении материала. Упомянутые ученые не могли в то время допустить наличия подобного рода структуры хребта, поэтому предложили свое, широко распространенное сейчас объяснение полосовых магнитных аномалий. Однако теперь, как мы видим, несомненна очень сложная внутренняя структура хребта, состоящая из тектонических пластин, клиньев, протрузий и других образований, вытянутых по простиранию магнитных аномалий и резко отличающихся по интенсивности намагниченности.

Геологическую историю Атлантического океана нельзя понять без признания дрейфа континентов. Помимо большого количества фактов, накопленных в течение этого столетия, теперь обнаружились новые явления, подтверждающие дрейф. К этим явлениям относятся: во-первых, наличие в океанической коре как современных океанов, так и океанов геологического прошлого перерывов на больших пространствах, соответствующих отрезкам геологической истории, охватывающим один или несколько геологических циклов (океан Тетис, Атлантический океан, отдельные бассейны палеозойского океана Евразии и т.д.); во-вторых, наличие грандиозных поверхностей срыва с образованием шарьяжей, подстилаемых тектонизированным мантийным материалом (Урал, Аппалачи, Средиземноморье и т.д.); в-третьих, существование глобальной дискордантности структурного плана океанов и континентов.

Например, простирание Срединно-Атлантического складчато-глыбового хребта дискордантно простиранию структур континентов, но полностью конкордантно краям континентов. Этот факт использовал, как известно, в своей гипотезе А.Вегенер. С исключительной ясностью видна дискордантность в простираниях структур Тихого океана и обрамляющих его континентов. Даже такое гигантское горное сооружение, как Восточно-Тихоокеанское поднятие, подходит под углом и "ныряет" под Северо-Американский континент.

В сущности соотношения структур современных океанов и континентов такие же, какие наблюдаются в любом случае на границе океана и континента геологического прошлого. Например, ордовикско-силурийские океанические структуры Урала под большим углом "срезают" не только древнедокембрийские, но и рифейские континентальные структуры Русской платформы. Однако складчатые структуры Урала и главный разлом Урала, отделявший океан от континента, в общем конкордантны краю платформы.

Отмеченные явления стали известны после изучения тектоники океанической коры как современных океанов, так и океанов геологического прошлого. Они, как видно, вполне подтверждают дрейф континентов и необъяснимы с позиций фиксизма. Нельзя теперь согласиться и с гипотезой океанизации, предполагающей полную переработку и перерождение континентальной коры в кору океаническую, потому что теперь уже стали массовыми данные драгирования и бурения, свидетельствующие о том, что главные слои

океанической коры (второй и третий) современных и древних океанов состоят из мафитов и ультрамафитов с исчезающе малым количеством кислых дифференциатов, в основном плагиогранитов и небольших количеств осадочных пород. Если бы континентальная кора была каким-то образом погребена под мафиты и ультрамафиты и "потеряна" геофизиками, то она неизбежно "всплыла" бы при метаморфизме и складчатости в хребте. Но этого нет.

Вместе с тем очевидно, что явления глобальной дисгармонии и дискордантности структур океанической и континентальной коры не учтены также и концепцией тектоники плит. Более того, они ей противоречат. Из проведенного краткого анализа фактов мы видим, что океанические и континентальные плиты ведут себя, можно сказать, достаточно независимо. Континентальные плиты оказываются плохо "прикрепленными "к своему основанию, способными перемещаться, скользить самостоятельно, а не оставаться всегда лишь в качестве пассивных "седоков" на перемещающихся достаточно толстых плитах, охватывающих всю литосферу, как предполагает концепция глобальной тектоники плит.

На основании тектонических данных надо сделать заключение, что материал отдельных частей тектоносферы перемешается дифференциально. И если считать, что главной зоной тектонического течения и перемещения материала является астеносферный слой верхней мантии, то мы с не меньшим основанием должны признать также большую роль дифференциальных латеральных перемещений масс по основанию коры, т.е. по серпентинизированной оболочке верхней мантии, и внутри коры.

ABSTRACT

1. The section of the ridge consists of two complexes. The upper complex within the ridge is composed of non-metamorphosed volcanogeno-sedimentary rocks, mostly tholeiitic basalts with very thin intercalations of carbonate sedimentary rocks. It corresponds to the first and second of the oceanic crust. On slopes of the ridge the basalts are replaced by synchronous sedimentary rocks: at first carbonats- and then more abyssal clayey ones. These rocks are almost not deformed. Yet, they are broken into many blocks by young Tertiary-Quaternary faults. The complex is of the Oligocene-Quaternary age. The lower complex – metamorphic – consists of green schists, amphibolites and a complete set of rocks of the ophiolitic association: from anorthosites to various gabbro- and ultrabasites. It relates to the third layer of the oceanic crust. In the ridge the complex is regionally dislocated and metamorphosed. At each side from the ridge it is replaced by non-metamorphosed sediments. The lower complex is overlain by the upper one with olistostromes at the base. When judgen by radiometric data, the age of metamorphism of the lower complex is Lower Paleogene, the original age of metamorphosed effusives being likely from Jurassic to Eocene; the age of serpentinous ultrabasites and some gabbro oc-

curring in the metamorphic complex as wedge scales and protrusions, is Precambrian.

2. Stratigraphic data including the materials on tectonics and metamorphism of rocks of the Mid-Atlantic Ridge show that at the end of Cretaceous – beginning of Paleogene a folded structure developed in the oceanic crust. Jurassic and Cretaceous deposits beneath the ridge are underlain by old serpentinous Alpine-type ultrabasites and partly gabbro exposed in the process of the continent drift proceeding probably since Triassic and going on to the beginning of Cretaceous. Graben-facies deposits of the proto-Atlantic occur at the base of the Jurassic-Cretaceous volcanogenic complex.

3. The post-folded Neogene-Quaternary stage of development of the Mid-Atlantic Ridge is a homologue of the orogenic stage of development of continental folded systems characterized at that time by uplift and extension of the crust. The Atlantic Ocean can be regarded as an intercontinental geosynclinal system at the early oceanic stage of development with all the peculiarities – marginal miogeosynclines, the western one stretching along the American continent being best pronounced, and the Central eugeosyncline that had been drawn into folding and metamorphism long before the processes of granitization, earlier than the other zones.

4. In the theory of the global plate tectonics the concepts on the mechanism of formation of a new oceanic crust in the ridge in the spreading process proceeding according to this theory throughout the Meso-cenozoic proved erroneous.

ЛИТЕРАТУРА

Вайн Ф., Метьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами. – В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.

Канн Дж. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана. – В кн.: Петрология изверженных метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – "Геотектоника", 1969, № 4.

Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Геотектоническая природа офиолитовых ассоциаций. Доклады на симпозиуме "Офиолиты в земной коре". М., "Наука", 1973.

Bonatti E., Honnorez Y. Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge. – "Science", 1971, v. 174.

Melson W.G., Hart S.R., Thompson G. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea-floor spreading. – "Bull. Geol. Soc. America", 1972, v. 132.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. – "Amer. J.Sci.", 1972, v. 272.

Worlsey T. The Cretaceous-Tertiary boundary event in the ocean. – "Studies Paleooceanography", 1974, N 20.

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ В ТИХООКЕАНСКОМ ПОЯСЕ

Можно считать общепринятым, что в размещении нефтегазоносных бассейнов в земной коре важная роль принадлежит тектоническому фактору. Размеры, форма, характер осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов, т.е. самые важные параметры для определения перспективности нахождения в них месторождений, теснейшим образом связаны с тектоническим положением и условиями структурного развития бассейнов. Поэтому, прежде чем рассматривать нефтегазоносные бассейны Тихоокеанского пояса, необходимо остановиться на общих чертах строения самого пояса. Нас будет интересовать Тихоокеанский пояс как некая кольцевая система взаимосвязанных тектонических зон, окружающая ложе Тихого океана, т.е. тектонический пояс. С таким же основанием могут выделяться окружающие Тихий океан вулканический, сейсмический, рудный или гранитоидный кольцевые пояса, которые в каждом случае будут иметь свои собственные границы. Необходимо подчеркнуть, что выделение любого из упомянутых поясов основывается именно на взаимосвязанном (прежде всего в пространстве) положении отдельных составляющих их элементов. Следовательно, все эти пояса выделяются эмпирически, точно так же как, например, климатические пояса на Земле. Они реально существуют, поэтому и выделяются при геологическом изучении земной поверхности.

Тихоокеанский тектонический пояс[1] лежит между ложем Тихого океана, с одной стороны, и краями древних платформ окружающих континентов – с другой. Если говорить об американской стороне пояса, то его составляют здесь прежде всего Кордильеры Северной Америки и Анды и сопровождающие их предгорные и приокеанические зоны. В Азиатско-Австралийской половине пояс построен более сложно. Помимо континентальных складчатых сооружений разного времени образования, огромное развитие здесь получили структурные комплексы островных дуг. Несмотря на такую асимметрию в строении, Тихоокеанский пояс остается целостной тектонической единицей. В Арктике можно видеть естественную тектоническую связь между восточной и западной половинами пояса. Она подчеркивается геологическими аналогиями между Аляской и Чукоткой, не говоря уже о связи через Алеутскую дугу и Алеутский желоб. Точно так же на юге через Антарктиду вырисовываются естественные структурные взаимоотношения между Австралией и Южной Америкой. Однако упрощать картину для этого района не следует. Хотя связи здесь явно наблюдаются, но первоначальные

[1] Для сокращения мы будем в дальнейшем иногда говорить просто Тихоокеанский пояс.

тектонические соотношения из-за горизонтальных перемещений тектоносферных блоков и пластин нарушены. Большую роль при этом, вероятно, сыграло формирование на юге Тихого океана молодого, но очень крупного поднятия – Южно-Тихоокеанского. Его воздымание должно было способствовать разобщению и движению южных континентальных областей.

Таким образом, Тихоокеанский тектонический пояс имеет огромные размеры. Его длина по кольцу превышает 50 тыс. км, а ширина варьирует в пределах от 600–900 км на востоке (Анды) до нескольких тысяч километров на западе (в районе Юго-Восточной Азии до 5 тыс. км). Полное свое отображение Тихоокеанский пояс получил на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли[1].

На периферии Тихого океана имеется несколько нефтегазоносных районов. В их число входят бассейны залива Кука, Калифорнийская приокеаническая зона (включая прогиб Большой Долины Калифорнии), приокеанические зоны Эквадора и Перу, нефтегазоносные районы Калимантана, Яванского и Восточно-Китайского морей, Сахалина, Японии, Тайваня, Новой Гвинеи и др. Перспективны районы морей Росса и Уэддела в Антарктиде.

Анализ строения зон земной коры, разграничивающих континенты и океаны, позволяет выделить среди них три главных тектонических типа: а) зоны, представленные структурными комплексами островных гряд (современные геосинклинальные зоны); б) зоны конформных складчатых поясов; в) зоны соприкосновения древних платформ и океанического ложа. Каждому из этих типов свойственны нефтегазоносные районы и бассейны, которые соответственно ассоциируют с различными по характеру тектоническими структурами. Основываясь на этом, можно дробно оценивать перспективность в смысле нефтегазоносности приокеанических зон: шельфовых, краевых материковых и современных геосинклинальных. В Тихоокеанском поясе присутствуют два из упомянутых типов: "а" и "б"[2]. По ним и будет рассмотрена структурная позиция нефтегазоносных районов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ И БАССЕЙНОВ

Современные геосинклинальные зоны (или структурные комплексы островных гряд) интересны в данное время лишь с точки зрения своих потенциальных возможностей. В этом отношении привлекают внимание несколько типов имеющихся здесь прогибов и впадин.

---

[1] Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1:10 000 000. Ред. Ю.М. Пущаровский, Г.Б. Удинцев. М., 1970.

[2] Отсутствие непосредственного соприкосновения структур древних платформ со структурами океанского ложа, как это наблюдается в южном полушарии, свидетельствует о большом различии в тектонической истории океанов.

3 968

Благоприятны для поисков залежей мощные толщи осадочных отложений, выполняющие глубоководные геосинклинальные котловины, расположенные с материковой стороны островных гряд. Глубоководное бурение в котловине Японского моря (а также и в некоторых других), как известно, обнаружило горючий газ. В современных геосинклинальных зонах существует большое число подобных структурных форм. Они нуждаются в дальнейшем изучении прежде всего сейсмическими методами, а также глубоководным бурением.

О глубоководных желобах (геосинклинальных рвах) можно сказать, что в тех случаях, когда они заполнены осадками, их следует рассматривать как возможно нефтегазоносные. Это относится, например, к северной части Яванского желоба, где мощность отложений около 5 км, или к южной части Перуанско-Чилийского желоба, также заполненной осадками.

Скопления углеводородов могут быть найдены в центральных прогибах двойных островных гряд. В СССР такой прогиб существует между дугами Больших и Малых Курил. Он заполнен осадочными и вулканогенно-осадочными толщами мощностью более 3 км. В этой связи необходимо упомянуть о нефтепроявлениях, обнаруженных в скважине на о-ве Вавау в архипелаге Тонга. Остров лежит восточнее вулканической оси этого архипелага, т.е. занимает непосредственно приокеаническую позицию.

В структурные комплексы современных геосинклинальных зон входят также внутренние массивы - блоки больших или меньших размеров, лежащие в основном ниже уровня моря. Некоторые из них (Бородино, Наньша, Ансон и др.) представляют собой, по-видимому, фрагменты кайнозойских складчатых образований. Если это так, то в их пределах могут оказаться нефтегазоносные районы. В особенности это относится к массиву Наньша в Южно-Китайском море, который является лишь недавно и незначительно погруженной частью общей с Калимантаном позднекайнозойской складчатой страны.

Рассмотрим складчатые зоны, окаймляющие Тихий океан. От древних платформ они обычно отделены прогибами, с которыми связана группа нефтегазоносных бассейнов: приверхоянскими, предкордильерскими, прендандийскими, предкарибскими (венесуэльскими). Колвилский прогиб на севере Аляски, вероятно, также принадлежит к этой группе структур. То же можно сказать о районе моря Росса, где был обнаружен горючий газ при глубоководном бурении, и о районе моря Уэддела.

Предкордильерский прогиб прослеживается в Канаде, но на территории США на его простирании лежит мозаика позднемезозойских впадин Скалистых гор, обычно промышленно-нефтегазоносных (Сан-Хуан, Уинта, Биг-Хорн и др.).

Следует заметить, что в предкордильерской и прендандийской зонах существуют нефтегазоносные бассейны и более молодого возраста, чем краевые прогибы. Они связаны с предгорными впадинами

эпох негеосинклинального орогенеза. В Северной Америке такой орогенез был вызван ларамийскими движениями, в Южной – позднекайнозойскими. Бассейны подобной группы могут быть крупными, например Денверский бассейн в США.

Не меньшее значение в отношении нефтегазоносности имеют как бы антиподально расположенные, непосредственно прибрежные зоны окаймляющих океаны складчатых поясов. Основное значение среди них имеют такие зоны, где возраст складчатости позднекайнозойский. Последняя стадия геосинклинального развития (орогенная) в них не закончилась, и поэтому отдельные их районы нередко лежат ниже уровня моря. Распространены такие зоны по обе стороны Тихого океана и на востоке Индийского. К ним относятся зоны, расположенные на юго-востоке Корякского нагорья и на западе Камчатки, Сахалинско-Хоккайдинская, запада Японии, Тайвань, Калимантан (почти целиком) и сопредельные с ним районы ряда больших островов Индонезии, востока Суматры и Явы, основная часть Новой Гвинеи, Новая Каледония, Новая Зеландия, крайний юг Аляски, Калифорнийская, отчасти Калифорнийского полуострова, Боливарская и некоторые участки побережья Чили. Повсюду здесь распространены геосинклинальные прогибы, выполненные мощными толщами обломочных пород, в том числе неогенового возраста. Мощность только позднекайнозойских отложений, к которым в основном и приурочена нефтегазоносность, достигает в них многих километров.

Внутренние области горно-складчатых поясов, окаймляющих Тихий океан, включают ряд нефтегазоносных бассейнов. Такие бассейны занимают внутренние впадины, образовавшиеся в позднегеосинклинальную (орогенную) стадию развития поясов, когда происходило образование внутренних моласс. Это относится к бассейнам оз. Маракаибо в Венесуэле, к впадинам Магдалены в Колумбии и залива Кука на Аляске и др.

Внутри складчатых поясов существуют и другого рода впадины – послегеосинклинальные. Обычно они представляют собой одиночные грабенообразные структуры, выполненные молодыми формациями, например впадины Бассова пролива, отделяющего зону среднепалеозойской складчатости материка от ее продолжения на о-ве Тасмания. Здесь имеются два грабена. Залежи газа и нефти содержатся в мощных мезозойских и кайнозойских (преимущественно палеогеновых) отложениях.

Аналогичные структуры имеются в Андах, где к ним относятся грабен Центральной Чилийской долины и грабенообразная впадина Альтиплано, перспективы которых, однако, еще не ясны.

Особую группу структурных областей представляют платформенные чехлы, образовавшиеся поверх погруженных частей складчатых зон. Они принадлежат к молодым платформам. Одна из таких областей находится в Восточной Австралии. Нефть и газ связаны здесь преимущественно с прогибом Боуэн, расположенным на востоке плиты.

* * *

Приведенные данные о распространении и структурном положении нефтегазоносных районов и бассейнов в Тихоокеанском поясе свидетельствуют о его больших возможностях в отношении энергетических ресурсов. По сути дела, здесь может быть выделен Тихоокеанский нефтегазоносный пояс. В подавляющем большинстве случаев месторождения заключены в мезозойских и кайнозойских отложениях, но они находятся в различной тектонической позиции.

В последнее время все более проясняется строение составных элементов современных геосинклинальных зон, и сейчас уже трудно сомневаться в возможности обнаружения здесь отдельных залежей. Последние могут быть приурочены к геосинклинальным котловинам и желобам, прогибам, осложняющим геосинклинальные зоны, а также к внутренним массивам, обычно лежащим почти целиком ниже уровня моря. Интересно, что, как оказывается, нефть и газ сопутствуют довольно ранним стадиям геосинклинального процесса. Ни на одном из примеров древних (ископаемых) геосинклиналей из-за миграции и исчезновения скоплений углеводородов подобный факт не устанавливается. Тем самым расширяется возможность изучения связи нефтегазоносности с геосинклинальным процессом, в том числе в генетическом аспекте. Возможно, именно в условиях приокеанических геосинклинальных зон, где большие участки занимает океаническая кора, углеводороды могут иметь и глубинное происхождение. Во всяком случае, открытие нефти в архипелаге Тонга и газа в глубоководных котловинах Японского моря и некоторых других имеют важное научное значение.

Другой тектонический тип приокеанических зон – конформные складчатые пояса – с точки зрения нефтегазоносности необходимо рассматривать дифференцированно. В тыловой их части, на стыке с древними платформами, нефтегазоносность приурочена к краевым прогибам. В этом смысле перспективен Приверхоянский краевой прогиб. Иногда большая нефтегазоносность связана с другой категорией также позднегеосинклинальных структур – внутренними (орогенными) впадинами. Однако такие структуры встречаются не часто. Сравнительно с другими районами наименее изучены в отношении нефтегазоносности соответствующие впадины в мезозоидах Востока СССР, среди которых могут оказаться промышленно интересные месторождения.

Также не пользуются широким распространением послегеосинклинальные внутригорные впадины, хотя отдельные из них могут быть очень крупными. И в этом случае восточные районы СССР представляют определенный интерес (можно сослаться на обнаружение горючего газа в Анадырской впадине, на Северо-Востоке СССР).

Среди геосинклинальных структур наибольшее значение имеют линейные крупные прогибы, выполненные в верхней части мощными

неогеновыми толщами. Они распространены по всему окружению Тихого океана на краях материков или на крупных островах. Большой эффект должны дать подводные продолжения структур этого типа.

Большой интерес представляют и молодые плиты, распространенные на отдельных участках складчатых поясов в Юго- и Северо-Восточной Азии (поверх ранних и поздних мезозоид, а также эпипалеозойские). Они еще не раскрыли содержания своих недр.

Все изложенные выше данные позволяют сделать ряд критических замечаний в отношении гипотезы тектоники плит. Остановимся только на некоторых.

Если эта гипотеза пытается объяснить происхождение островных дуг (на взгляд автора, неубедительно), то в отношении многих структур тихоокеанских конформных складчатых зон подобных попыток не делается. Например, это относится к таким крупным структурам, как краевые прогибы, имеющиеся в Северной и Южной Америке, Азии и Австралии. Обратим внимание, что они расположены между миогеосинклиналями и платформами, т.е. внутри областей с континентальной корой. Краевые прогибы вытянуты на тысячи километров параллельно складчатым сооружениям и, судя по огромным мощностям отложений, а также по геофизическим данным, имеют очень глубокое заложение. Очевидно, что ни субдукция, ни спрединг как тектонические механизмы в этих случаях использованы быть не могут. Вообще границами раздела платформ и складчатых областей, которым наземная геология придает первостепенное тектоническое значение, новая глобальная тектоника не занимается.

Не менее остро стоит и проблема происхождения геосинклинальных прогибов типа Западно-Сахалинского, распространенных по всему Тихоокеанскому кольцу. Как отмечалось, это очень крупные и глубоко прогнутые структуры. Во многих из них в центральных частях прогибание происходит и в настоящее время. Такие прогибы не выявляют никакого отношения ни к процессам всасывания (субдукции) океанических или морских плит, ни к явлениям обдукции или спрединга. В то же время они расположены в приокеанических областях. В СССР, кроме Западно-Сахалинского, к соответствующему типу принадлежит Опукско-Пекульнейский прогиб, находящийся на юго-востоке Корякского нагорья. Такими же являются прогибы Исикари-Румои, Западно-Тайваньский, приматериковые сумматринские, Северо-Яванский, Саравакский, Большой Долины Калифорнии, Якатага и ряд других. Объяснение происхождения таких прогибов с помощью плитовой тектоники вряд ли возможно.

Наконец, устанавливаемые связи нефтегазоносности с конкретными типами крупных структур в Тихоокеанском обрамлении практически ни в одном случае не могут быть объяснены геодинамическими процессами, предполагаемыми плитовой тектоникой.

Автор полагает, что выяснение истинных глобальных тектонических закономерностей требует новых творческих поисков. Путь к этому, по мнению автора, лежит в развитии современной континентально-океанической геосинклинальной теории.

ABSTRACT

The Circum-Pacific tectonic belt is the planetar structural zone framing the floor of the Pacific Ocean. The continents are separated here from the oceanic floor by two types of perioceanic zones: a) structural complex of island arcs (recent geosynclinal zones) and b) conformal (relative to the coastal line) folded zones. Among the types of structures of recent geosynclinal zones deep basins of marginal seas, island arc's interior troughs, parts of deep trenches filled with thick sedimets, depressions on the inner massifs subsided, as a rule, below the sea level are worth attention consodering oil and gas content. Oil and gas content in conformal folded zones is related to: foredeeps; large lineal geosynclinal troughs filled with thick Late Cenozoic deposits; interior basins of the late geosynclinal stage of development of folded zones; postgeosynclinal recent depression, and covers on Paleozoic and Mesozoic folded zones.

The structural peculiarities of the perioceanic zones and the established relations of oil and gas reserces with certain types of large structures in the Pacific framing cannot be explained by geodynamic processes assumed by plate tectonics.

The map of oil- and gas-bearing basins of the Pacific belt, compiled by Yu.K. Burlin, Yu.M. Pushcharovsky, B.A. Sokolov has been presented.

А. Л. ЯНШИН, А. Е. ШЛЕЗИНГЕР

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЛИТНЫХ ЧЕХЛОВ

Анализ структуры плит платформ показывает, что среди них можно наметить две основные группы. Первую, бо́льшую по количеству, составляют плиты, в пределах которых резко выделяются контрастные структурные элементы первого порядка. Они прекрасно выражены на мелкомасштабных тектонических картах стратоизогипсами поверхности фундамента и более высоких горизонтов платформенного чехла. Нередко эти структурные элементы с достаточной определенностью вырисовываются на геологических картах. Их амплитуда измеряется многими километрами. Они чаще всего находят прямое отражение в залегании поверхности Мохоровичича и мощностях консолидированной коры. Особенно четко подмеченная закономерность установлена для территории Туранской плиты (Вольвовский и др., 1965; Борисов, 1967; Беляевский, 1974; Крылов, 1974). Типичными представителями этой группы являются Русская, Сибирская, Северо-Американская плиты древних платформ и Туранская и Скифская плиты молодой платформы.

Существенные отличия от указанных выше плит имеет Западно-Сибирская плита (Соболевская, 1973). Она представляет собой очень пологую, блюдцеобразную депрессию, лишенную контрастных структурных элементов первого порядка (Ростовцев, 1961; Гурарий, 1962; Ростовцев, Рудкевич, 1965; Рудкевич и др., 1970). В ее пределах поверхность фундамента относительно полого погру-

жается от западной, восточной и южной периферии к центральной части до глубины порядка 3–4 км (Рудкевич и др., 1970), а на севере – до 5–6, возможно, 8–9 км. Эта закономерность нарушается лишь в узких зонах триас–раннеюрских грабенов (тафрогенов), где поверхность домезозойского субстрата на локальных участках проваливается на несколько километров по сравнению со смежными площадями. Амплитуда между наиболее крупными положительными и отрицательными структурами на площади этой плиты обычно измеряется всего сотнями метров, не превышая 1–1,5 км. Таких высокоамплитудных структур первого порядка, как Волго-Уральская антеклиза Русской плиты, Анабарский массив Сибирской плиты, впадина Анадарко Западного Техаса, поднятие свода Бенд, массив плато Колорадо Северо-Американской плиты, Северо-Устюртский прогиб, Мангышлакская система дислокаций, Центрально-Каракумский свод Туранской плиты, Ставропольский и Симферопольский выступы Скифской плиты, на Западно-Сибирской плите нет.

Поверхность Мохоровичича на территории Западно-Сибирской плиты погружается от западных и восточных окраин к центру и с юга на север соответственно с 45–40 до 35–30 км. Причем мощность базальтового и гранитного слоев уменьшается в этом же направлении согласно с изменением мощности всей коры, но с большей амплитудой первого из них (Пузырев, Крылов, 1971). В.Д. Суворов и С.В. Крылов (1974) устанавливают, что погружение поверхности фундамента с 0 до 4 км отвечает уменьшению мощности консолидированной коры от 43 до 32 км. Таким образом, Западно-Сибирская плита по своей глубинной структуре имеет принципиальные отличия от плит первой группы и, в первую очередь, от Туранской.

В фундаменте молодых плит первой группы, особенно Туранской, обширные пространства занимают зоны ранней консолидации, превышающие по площади складчатые системы и зоны главного геосинклинального комплекса. Они покрываются квазиплатформенными (раннеплатформенными) чехлами (Буш и др., 1974). В зонах главного геосинклинального комплекса диапазон возраста слагающих его пород обычно невелик (отделы системы). Так, на территории Скифской плиты фундамент на большей части площади состоит из пород верхнего девона – нижнего карбона, что свидетельствует о пологом зеркале складчатости. В целом геологическая карта территории плит первой группы со снятым ортоплатформенным чехлом (плитный комплекс платформы) отличается относительно слабой дифференцированностью. При снятии всего осадочного чехла с молодых плит также вырисовывается более простая внутренняя структура фундамента, чем на территории открытых складчатых областей.

Другая картина наблюдается на территории Западно-Сибирской плиты. В ее пределах после снятия ортоплатформенного мезозойско-кайнозойского чехла наблюдается сложная мозаичная (в Приуральской части линейная) система мелких блоков, в которых выходят породы от докембрия до триаса и нижней юры включительно (Куликов, 1971; Бочкарев, 1973). С севера на юг Западно-Сибирская

плита пересечена гигантскими рифтами, сложенными основными магматическими образованиями перми и триаса (Сурков и др., 1967).

Значительный объем бурения и геофизических исследований (в первую очередь сейсморазведки) позволил установить основные закономерности заложения и вскрыть механизм формирования плит первой группы (Яншин и др., 1974). Они закладывались на участках земной коры, где процессы эпигеосинклинального орогенеза и связанная с ним магматическая активность не проявлялись или были по площади и интенсивности сильно редуцированными. Напротив, там, где эти процессы захватили большие площади и были интенсивными, на платформенном этапе развития возникали щиты и их структурные аналоги.

В направленном развитии плит эпигеосинклинальный орогенез и связанная с ним магматическая активность также имели ведущее значение. На территории молодых плит зоны докембрийской и каледонской консолидации, не затронутые этими процессами, явились первыми наиболее ранними участками зарождения платформенного режима. В условиях достаточно интенсивного прогибания в их пределах накапливались мощные серии осадочных и реже осадочно-вулканогенных палеозойских квазиплатформенных чехлов. Последние выполняли глубокие прогибы и впадины. В мезозойское время эти площади продолжали чаще всего ускоренно погружаться, приводя к возникновению на их месте ортоплатформенных прогибов и впадин, т.е. структур плитного этапа. Типичными примерами зон ранней консолидации с пассивным магматизмом являлись районы Северного Устюрта, Южного Мангышлака, Чу-Сарысуйской впадины и одноименные им квазиплатформенные и ортоплатформенные отрицательные структуры.

Обратная картина наблюдается на площади зон рифейской и нижнепалеозойской консолидации, в пределах которых в палеозое происходили внедрение преимущественно кислых интрузивных тел и излияние лав. Эти зоны характеризовались высоким стоянием, восходящими тектоническими движениями; лишь на отдельных участках образовывались мелкие изолированные внутренние орогенные впадины, выполняемые преимущественно молассовыми и вулканогенными образованиями. В мезозойское время зоны ранней консолидации с активным палеозойским магматизмом, лишенные квазиплатформенного чехла, втягивались в относительно маломощный ортоплатформенный чехол (обычно до 1-2, реже 3 км). Тем самым эти зоны превратились в сводовые поднятия молодых плит. Типичными примерами зон ранеей консолидации с активным магматизмом являются Центрально-Каракумский, Карабогазский, Ставропольский и Симферопольский массивы и соответствующие им одноименные сводовые платформенные поднятия территорий Туранской и Скифской плит.

На территории древних плит раннеплатформенные рифейские отрицательные структуры (авлакогены и их структурные аналоги) начали закладываться в зонах карельской консолидации (Гафаров, 1973). Наиболее надежно такая закономерность устанавливается для Рус-

ской плиты. В палеозое эти площади продолжали чаще всего ускоренно погружаться, приводя к возникновению на их месте ортоплатформенных прогибов и впадин, т.е. структур плитного этапа. Так, рифейскому Пачелмскому прогибу отвечает Рязано-Саратовский палеозойский прогиб, а Камско-Бельскому - Верхнекамская впадина.

Зоны беломорской консолидации с активным карельским и готским магматизмом характеризовались высоким стоянием и восходящими тектоническими движениями. В палеозойское время эти зоны, преимущественно лишенные доверхнедевонского чехла, втягивались в относительно маломощный ортоплатформенный чехол (обычно до 1-2, реже 3 км). Тем самым зоны беломорской консолидации, переработанные карельским и готским магматизмом, превратились в сводовые поднятия Русской плиты - Волго-Уральская и северо-западная часть Воронежской антеклизы (Кропоткин и др., 1971).

Несколько меньшую роль в направленном развитии плит первой группы играли процессы складчатости фундамента. Они привели к возникновению при платформенном развитии унаследованных движений. Последние создавали в платформенном чехле, особенно над инверсионными геосинклинальными трогами, системы линейных унаследованных дислокаций (Мангышлакская, Ейско-Березанская и др.). Эти системы свойственны плитам молодых платформ, хотя по площади распространены сравнительно ограниченно. На плитах древних платформ линейные дислокации чехла также встречаются чаще в зонах наиболее молодой карельской складчатости, чем за их пределами.

Развитие структурного плана плит первой группы происходило преимущественно под действием длительных конседиментационных вертикальных тектонических движений. Причем ведущее значение в образовании регионального структурного плана играл их дифференцированный характер. Участки замедленного погружения превращались в поднятия (антеклизы), а ускоренного - во впадины и прогибы (синеклизы). Второе место в создании структурного плана плит занимают относительно кратковременные блоковые тектонические движения фундамента (Яншин и др., 1974).

Таким образом, эпигеосинклинальный орогенез, магматическая активность и в меньшей степени процессы складчатости привели к дифференцированному вертикальному движению блоков фундамента. В конечном итоге они создали современный тектонический облик плит, в основе которого лежат штамповые структуры фундамента. Эта закономерность (Яншин и др., 1974), справедливая для указанных выше плит, совершенно неприменима для Западно-Сибирской плиты. Принципиально другие причины определили заложение Западно-Сибирской плиты, и ее дальнейшее развитие шло по иным законам, чем развитие плит первой группы. В поздней перми и триасе большая часть ее территории характеризовалась высоким стоянием, т.е. испытывала сводовое воздымание. С севера на юг она была рассечена гигантскими рифтами (Сурков и др., 1967). Длина наиболее крупного из них, Уренгойско-Колтогорского, достигает 1800 км при ширине 30-40, реже 80 км. Кроме этих суперструк-

тур, сводовое поднятие привело к образованию локальных структур растяжения – грабенов (Бочкарев, 1973). С раннеюрской эпохи, а для северной части плиты с триасового или даже позднепалеозойского времени ее территория начала испытывать региональное погружение.

Рассматриваемые события, которые на территории Западно-Сибирской плиты начались с позднего палеозоя, по-видимому, обусловлены глубинными процессами[1]. Они привели к утонению гранитного и базальтового слоев и подъему поверхности Мохоровичича (Куликов, 1971; Беляевский, 1974). Глубинные процессы в поверхностном выражении реализовывались в виде последовательно нарастающего погружения поверхности земной коры от их периферии к центру. Погружение компенсировалось осадками эпиконтинентального бассейна и мощными выносами рек, стекавших с Сибирской платформы и гор Алтае-Саянской области, которые в конечном итоге создали современный осадочный покров Западно-Сибирской плиты. Последний резко несогласно перекрыл мозаику блоков доплитного основания. Таким образом, Западно-Сибирская плита как структура второго порядка имеет резко наложенный характер. Ее заложение и дальнейшее развитие не имели связи с доплитным развитием, а обусловлены совершенно иными глубинными процессами, уничтожающими гранитный слой и поднимающими поверхность мантии. В этом заключается ее коренное качественное отличие от плит первой группы. Последние, напротив, являются унаследованными, поскольку их заложение и дальнейшее развитие было предопределено доплитной предысторией.

Конечно, и структуры фундамента оказывали некоторое воздействие на развитие Западно-Сибирской плиты. Но это были лишь вторичные осложнения на общем фоне ее направленного формирования. Так, в приуральской части Западно-Сибирской плиты известны среднеамплитудные унаследованные линейные дислокации, осложняющие ее региональный наклон с запада на восток. В восточной части плиты достаточно отчетливо выделяется протяженный линейный вал, которому отвечает интенсивно деформированный среднепалеозойский комплекс инверсионного синклинория, располагающегося непосредст-

---

[1] Совершенно сознательно и умышленно не уточнена физическая сущность этих глубинных процессов. По этому поводу высказаны различные гипотезы. Не употребляются также термины "базификация" или "океанизация", хотя речь идет именно о процессах, нередко называемых этими терминами. Действительно, их характер все чаще остается недостаточно установленным. Вполне вероятно, что существенную роль в этих процессах играют фазовые переходы одних пород в другие, более плотные, без существенного изменения их химического состава. Например, базальты могут превращаться в эклогиты, а граниты – в гнейсы и гранулиты. Круг этих интересных вопросов выходит за рамки наших исследований.

венно на северо-восточном продолжении дислокаций Колывань-Томской дуги.

Вероятно, глубинные процессы имели ведущее значение в образовании и других структурных элементов земной коры. К ним в первую очередь можно отнести Прикаспийскую, Примексиканскую, Североморскую впадины, впадины Черного моря, Южного Каспия и др. Все они, как и Западно-Сибирская плита, характеризуются значительным утонением гранитного слоя или его полным отсутствием, значительной мощностью осадочного выполнения (10 км и более) при направленном ее увеличении от периферии к центру и практически отсутствием резко дифференцированных положительных и отрицательных структур первого порядка, осложняющих их строение. Некоторые из них, например Прикаспийская впадина, прошли сложный путь развития. До верхнего палеозоя последняя, вероятно, принадлежала к платформенным структурам первой группы. Однако уже в верхнем палеозое (по крайней мере с кунгурского века) и в последующее мезозойское и кайнозойское время на ее территории начались процессы утонения коры и она стала развиваться по законам плит второй группы.

Приведенный материал показывает, что чехлы плит образовались в условиях разных тектонических процессов. Первую, бо́льшую, группу составляют плиты, заложение и развитие которых предопределяли особенности заключительного (орогенного) этапа геосинклинального развития. Создание их структурного рисунка обусловлено в основном вертикальными движениями поверхности фундамента. Эта группа плит может быть выделена под названием континентальной.

Вторую, меньшую, группу составляют плиты, заложение которых предопределили глубинные процессы, не связанные и не зависящие от заключительного (орогенного) этапа геосинклинального развития фундамента. К ним относится Западно-Сибирская плита. Эти же процессы обусловили образование и развитие ряда окраинных впадин платформ типа Прикаспийской, Североморской, Примексиканской, а также, вероятно, впадин внутренних морей типа Черноморской, Южно-Каспийской и впадин окраинных морей типа Охотоморской, Япономорской. Вся эта группа крупных отрицательных структур земной коры, по-видимому, родственна по своему происхождению независимо от того, входят ли они сейчас в состав континентов или же залиты водами внутренних и окраинных морей. Последнее обстоятельство позволяет выделить структуры описываемой группы под названием морских плит. Недаром В.В. Белоусов (1955) Западно-Сибирскую плиту называл неудавшимся океаном.

Вероятно, существует и третий тип крупных отрицательных структур плитного характера, образование которых связано не столько с вертикальными, сколько с горизонтальными перемещениями крупных блоков земной коры, испытывающих при этом погружение. Это уже не морской, а собственно океанический тип плит (талассогены, в понимании Ю.М. Пущаровского, 1971). Этот тип отрица-

тельных структур еще плохо изучен и заслуживает специальных исследований.

В заключение интересно отметить, что если рассматривать структуры типа морских плит изолированно друг от друга, например Западно-Сибирскую или Прикаспийскую, то в них наблюдается определенное соответствие интенсивности глубинных процессов величине прогибания, а следовательно и мощности чехла. Чем меньше мощность земной коры, тем глубже опущен фундамент и тем больше мощность чехла. Однако если рассматривать разные структуры этой группы, то такого соответствия не наблюдается. Охотоморская и Япономорская глубоководные впадины, лишенные геофизического гранитного слоя, если их даже заполнить осадками до уровня океана, будут иметь значительно меньшую мощность чехла (5-6 км), чем наиболее прогнутые участки Западно-Сибирской плиты, в которых гранитный слой уменьшен по мощности, но все же сохранился. Не исключено, что одним из факторов указанного различия окажется скорость протекания глубинных процессов.

ABSTRACT

The formation of platform covers was proceeding under conditions of various tectonic processes. The first, larger, group consists of platforms the formation of which predetermined the peculiarities of the final (orogenic) stage of geosynclinal development (Russian, North-American, Siberian, Turanian and other platforms). Their pattern can be accounted for mostly by vertical movements of the surface of the basement. This group has been distinguished under the name of continental.

The second, lesser, group is composed of platforms, the rise of which proved responsible for deep processes that are not related to and not dependent on the final stage of geosynclinal development. This group includes the West-Siberian platform and some marginal depressions of the Precaspisky, Severomorsky, Premexican types, as well as depressions of the inner seas of the Chernomorsky, Yuzhno-Caspisky types and depressions of the marginal seas of the Okhotomorsky and Yaponomorsky types. This group has been given the name of "morskaya".

It is likely that there exists another, the third, type of large negative patterns of the platform (oceanic) character, that owes its formation to horizontal dislocations of large blocks of the Earth's crusts undergoing subsidence (talassogenes).

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В.В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1955, № 3.

Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.

Борисов А.А. Глубинная структура СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.

Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. – "Труды ЗапСибНИГНИ", 1973, вып. 63.

Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Шлезингер А.Е. Докембрийские массивы фундамента молодых платформ Евразии. – В кн.: "Тектоника срединных массивов". М., "Наука", 1974.

Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты. – "Труды ГИН АН СССР", 1965, вып. 165.

Гафаров Р.А. Строение фундамента Восточно-Европейской платформы и некоторые вопросы сравнительной тектоники древних платформ. Труды совещания "Тектоника фундамента древних платформ". М., "Наука", 1973.

Гурарий Ф.Г. Геология и нефтегазоносность мезозойских и кайнозойских отложений южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1962.

Кропоткин П.Н., Валяев Е.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. – "Труды ГИН АН СССР", 1971, вып. 209.

Крылов С.В. Сравнение строения недр Западно-Сибирской и Туранской плит. – В сб.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974.

Куликов П.К. Происхождение Западно-Сибирской плиты. – "Труды ЗапСибНИГНИ", 1971, вып. 46.

Пузырев Н.Н., Крылов С.В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований.– В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.

Пущаровский Ю.М. Тектонические карты: обобщение опыта составления. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.

Ростовцев Н.Н. Тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезозойско-кайнозойских отложений с элементами палеотектоники. – "Труды СНИИГиМС", 1961, вып. 7.

Ростовцев Н.Н., Рудкевич М.Я. Схематическая структурная карта по подошве мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. – "Труды ЗапСибНИГНИ", 1965, вып. 1.

Рудкевич М.Я., Бочкарев В.С., Максимов Е.М., Тимофеев А.А. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. – "Труды ЗапСибНИГНИ", 1970, вып. 28.

Соболевская В.Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., "Наука", 1973.

Суворов В.Д., Крылов С.В. Закономерности глубинного строения Западной Сибири. – В сб.: Строение земной коры в Западной Сибири. Новосибирск, 1974.

Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. Строение доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты. – "Труды СНИИГиМС", 1967, вып. 65.

Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е. Роль ученых Академии наук СССР в развитии учения о платформах и некоторые современные его аспекты. – "Геотектоника", 1974, № 3.

В. В. БЕЛОУСОВ

ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ МАТЕРИКОВ И РИТМ В РАЗВИТИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Геологические наблюдения показывают, что в развитии материков различные эндогенные процессы: тектонические, магматические и метаморфические – сочетаются закономерно. В связи с этим можно говорить о различных эндогенных режимах, каждый из которых определяется формами проявления этих процессов и их взаимоотношениями (Белоусов, 1973 а, б; 1974). В прилагаемой табл. 1 дана краткая характеристика эндогенных режимов (подробнее см. Белоусов, 1974).

Изучая связь режимов с физическими процессами в недрах Земли, мы находим, что наиболее прямые взаимоотношения связывают режимы с размером глубинного теплового потока, а также со степенью выраженности астеносферы и ее влияния на скорости сейсмических волн.

Для выяснения связи размера теплового потока с областями различных эндогенных режимов можно воспользоваться результатами статистических обработок геотермических данных, выполненных рядом авторов (Поляк, Смирнов, 1968; Смирнов, 1968; Lee, 1970; Lubimova, Polyak, 1969). В табл. 2 сведены основные такие результаты.

Из этой таблицы общая тенденция вырисовывается вполне отчетливо: средний тепловой поток увеличивается по мере перехода от наиболее спокойных режимов ко все более активным. Самый низкий тепловой поток характеризует наиболее спокойные в современных проявлениях эндогенных процессов области – древние щиты. В среднем тепловой поток на них равен (по Я.Б. Смирнову) 0,9 мккал·см$^{-2}$·сек$^{-1}$. На плитах древних платформ, т.е. на относительно подвижных участках последних, средний тепловой поток равен 1,1 в тех же единицах. Далее следуют области, характеризуемые проявлением более активных эндогенных процессов. Цитированные авторы выделяют среди таких областей складчатые зоны разного возраста (палеозойские, мезозойские, кайнозойские). Правильность такого разделения в данном случае сомнительна. Тепловой поток должен затратить не более 10–20 млн.лет, чтобы пройти от кровли астеносферы до поверхности. Если тепло проходит через литосферу с подвижным теплоносителем, то эти цифры могут быть еще уменьшены. При таких условиях невозможно предположить, что в литосфере могла сохраниться какая-либо "термическая память" о событиях, происходивших в ней в мезозое или палеозое. Современный тепловой поток может нести в себе сведения только о новейших глубинных процессах, развивавшихся в неоген-четвертичное время. Такие новейшие процессы происходят в областях фанерозойской складчатости, включая и палеозойские складчатые зоны; они

Таблица 1

Эндогенные режимы материков

Класс режимов	Режим	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма и метаморфизма
Геосинклинальный	Эвгеосинклинальный а) офиолитовая стадия	Большие	Значительное преобладание опусканий	Рассеянная, очень большая	Основные подводные излияния, пластовые интрузии. Ультрабазиты
	б) инверсионная стадия	Умеренные	Равновесие опусканий и поднятий	Сосредоточенная, малая	Граниты нормальные и щелочные. Пегматитовые и аплитовые жилы. Сильный региональный метаморфизм и гранитизация
	Миогеосинклинальный а) стадия компенсированного прогибания	"	Преобладание опусканий	Рассеянная, малая	Отсутствие или слабые основные излияния и пластовые интрузии
	б) инверсионная стадия	Малые и умеренные	Равновесие поднятий и опусканий		Граниты, малые интрузии нормальные и щелочные. Слабый зеленосланцевый метаморфизм
	Парагеосинклинальный	То же	Преобладание опусканий	Сосредоточенная, малая	Слабый магматизм: дайки, силлы, лакколиты, магматические диапиры (преимущественно основные и щелочные)
	Срединных массивов	Малые	Равное развитие слабых поднятий и опусканий	Сосредоточенная, большая	Излияния основные, кислые и щелочные. Трещинные интрузии основные, кислые и щелочные

Таблица 1 (продолжение)

Класс режимов	Режим	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма и метаморфизма
Орогенный	Эпигеосинклинальный	Большие	Значительное преобладание поднятий	Сосредоточенная, большая	Излияния средние и кислые; трещинные интрузии разного состава
	Эпиплатформенный	Большие и умеренные	То же	Сосредоточенная, большая и умеренная	Основные и щелочные излияния. Трещинные интрузии разного состава
Рифтовый		Умеренные и большие	Пологие сводовые поднятия, осложненные грабенами	Сосредоточенная, большая	Основные и щелочные излияния
Платформенный	Древних платформ	Очень малые	Слабое преобладание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Непроницаемость	Отсутствуют или очень слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий
	Молодой платформы	Малые	Малое преобладание опусканий в начале цикла и поднятий в конце	Сосредоточенная, очень слабая	Слабые проявления основных и щелочных излияний и малых интрузий
Магматической активизации платформ	Платобазальтовый	Очень малые	Слабое преобладание опусканий	Сосредоточенная, умеренная или большая	Платобазальты
	Центральных интрузий и трубок взрыва	То же	Неопределенно	То же	Разнообразные, преимущественно щелочные, интрузии (трещинные, лакколиты, магматические диапиры). Кимберлитовые трубки

Таблица 1 (окончание)

Класс режимов	Режим	Контрастность и интенсивность колебательных движений	Соотношение опусканий и поднятий	Характер и степень проницаемости литосферы	Характер магматизма и метаморфизма
Окраин материков	Атлантический	Малые	Преобладание опусканий	Непроницаемость	Отсутствуют
	Тихоокеанский	Очень большие	То же	Сосредоточенная, большая	Мощные наземные излияния андезитов и андезитобазальтов. Интрузии гранодиоритов и гранитов

выражены в орогенной активизации – эпигеосинклинальной для альпийских складчатых зон и эпиплатформенной для более древних. Но известно, что, за некоторыми исключениями, новейшее горообразование развивается более интенсивно на месте альпийских складчатых зон, менее интенсивно – в мезозойских зонах и еще слабее – в палеозойских. Именно с этими различиями в интенсивности новейшей тектонической активности мы и должны сопоставлять наблюдаемые тепловые потоки. Эта точка зрения находит свое подтверждение в том, что в областях новейшей активизации палеозойских складчатых зон (например, в Тянь-Шане) тепловой поток не только достигает, но местами и превышает потоки, характерные для кайнозойских складчатых зон. Очевидно, интенсивность новейшей тектонической активизации имеет для сопоставления с тепловым потоком большее значение, чем возраст складчатости. Я.Б.Смирнов (1968) также отмечает прямую связь величины тепловых потоков с высокими положительными градиентами вертикальных движений коры.

Принимая это толкование связи геотермических условий со складчатостью и зонами разного возраста, мы можем установить, что по мере усиления процессов новейшего горообразования средний тепловой поток возрастает от 1,12 до 1,75.

Высокими тепловыми потоками характеризуются рифтовый режим (2,40 для Байкала) и области современных вулканических процессов (2,2 для Курило-Камчатской области).

Усиление тектонической деятельности от одного режима к другому в указанной последовательности сопровождается, как правило, усилением выделения магм, среди которых основную роль играют магмы основные, т.е. прямого мантийного происхождения. Таковы магмы орогенных зон, рифтов и современных вулканических областей.

Таблица 2

Средние значения тепловых потоков, мккал·см$^{-2}$·сек$^{-1}$

Геологические условия	Авторы			
	Поляк, Смирнов, 1968	Смирнов, 1968	Lubimova, Polyak, 1969	Lee, 1970
Древние щиты	0,90	0,90	0,86	0,98
Плиты древних щитов	1,04	1,00	0,99	1,49
Каледонские складчатые зоны	1,11	1,12	1,10	
Герцинские складчатые зоны	1,24	1,25	1,60	1,34
Мезозойские складчатые зоны	1,42	1,55		1,76
Кайнозойские складчатые зоны и зоны кайнозойской активизации (поднятия)	1,75	1,75	1,80	
Рифты (Байкал)	2,40	2,40		
Области современного вулканизма	2,19	2,20	2,10	
Окраины материков тихоокеанского типа				1,80

Можно говорить о все большей активизации мантийных магматических источников.

Сведения об астеносфере под материками до сих пор чрезвычайно скудны. Они сосредоточены преимущественно в следующих работах: Брюн, 1972; Дорман, 1972; Зорин, 1971; Лукк, 1966; Милановский, 1974; Тараканов, 1965; Федотов, 1966; Федотов и др., 1963, 1964; Херрин, 1972; Ansorge e.a., 1970; Archambeau e.a., 1969; Cook, 1962; Tarakanov, 1965; Tarakanov, Leviy, 1968; Tuneto, Kurita, 1974.

То, что известно, позволяет заключить, что активизация мантийных магматических источников связана с изменением глубины залегания астеносферы и степени ее влияния на скорости прохождения сейсмических волн.

Под древними щитами астеносфера во многих случаях либо вовсе отсутствует, либо залегает глубоко (ее кровля указывается на глубинах 120–150 км) и влияет на скорости прохождения только поперечных сейсмических волн. Под плитами платформ глубина астеносферы нормальная (около 100 км), и она влияет на скорости как

поперечных, так и продольных волн. Под областями новейшего сильного горообразования (например, в Альпах и Кордильерах) астеносфера находится на глубине 80 км или меньше. Известно, что в рифтовых зонах между типичной континентальной корой и типичной, по сейсмическим параметрам, мантией залегает "подушка" материала с промежуточными сейсмическими скоростями (7,4–7,6 км/сек для продольных волн), которая обычно толкуется как коро-мантийная смесь. В образовании такой смеси мы можем видеть результат подъема и проникновения в нижние слои коры материала, выплавляемого из астеносферы. Такое внедрение мантийного материала в кору следует связывать с тем, что в этом случае частичное плавление в астеносфере идет очень энергично. Не менее энергичное выплавление из астеносферы происходит на тихоокеанских окраинах материков, где, как, например, в Курило-Камчатской области, можно говорить о каналах с веществом с низкими сейсмическими скоростями, поднимающихся из астеносферы к подошве коры. А сама астеносфера становится очень мощной и многослойной.

Эти изменения в характере астеносферы, сопровождаемые усилением ее активности в выделении жидкой магмы, свидетельствуют о более высокой температуре в ней. С возрастанием степени частичного плавления в астеносфере, с понижением вязкости и плотности ее материала можно связать и усиление контрастности, скорости и амплитуды дифференциальных вертикальных движений литосферы, которые непосредственно могут вызываться астеносферным диапиризмом.

В этом перечне не был упомянут класс геосинклинальных режимов. Некоторые исследователи считают, что современными геосинклиналями являются окраины тихоокеанского типа, которые и могут быть приняты для характеристики геосинклиналей вообще. Однако нет необходимости основываться на этой точке зрения: вся наблюдаемая совокупность эндогенных процессов в геосинклиналях говорит в пользу большой тепловой активности недр под геосинклиналью. Это подтверждается палеогеотермическими исследованиями, указывающими на то, что региональный метаморфизм, составляющий один из признаков геосинклинальных режимов, происходит в обстановке теплового потока, в 3–5 раз превышающего "нормальный" поток (Белоусов, 1966).

Оговоримся, однако, что класс геосинклинальных режимов разнообразен. Высокая эндогенная активность характеризует эвгеосинклинальный режим. Она слабее в миогеосинклинальном режиме и еще слабее в парагеосинклинальном. В развитии эвгеосинклинального режима выделяются две стадии (см. табл.1): офиолитовая и инверсионная. Активность мантии максимальна в течение первой стадии, когда выделяются большие объемы мантийных основных и ультраосновных магм. В это же время наблюдается наибольшая контрастность вертикальных движений земной коры. В инверсионную стадию главными процессами являются региональный метаморфизм, гранитизация и складкообразование. Они несомненно свидетельствуют о

повышенной температуре в коре. Но нет признаков того, чтобы в это время верхняя мантия характеризовалась температурами, достаточно высокими для выделения магм: в инверсионную стадию выделения мантийных магм не происходит. Волна тепла распространяется в кору, но в астеносфере температуры становятся ниже, чем они были там в офиолитовую стадию. Это не значит, что температура в верхней мантии становится ниже, чем в коре. Такая температурная инверсия невозможна. Просто для процессов регионального метаморфизма и гранитизации нужны более низкие температуры (около 700°), чем для выделения магмы из астеносферы (1400°). В офиолитовую стадию верхняя мантия нагрета до этой последней температуры, а кора остается холодной. Геотермический градиент в тектоносфере в это время высокий. В инверсионную стадию в астеносфере температура опускается ниже той, которая нужна для выделения магм, а в коре поднимается до необходимой для регионального метаморфизма и гранитизации, но при этом остается более низкой, чем в верхней мантии. Геотермический градиент в тектоносфере становится низким. Эти соображения позволяют считать, что инверсионная стадия офиолитового режима связана с меньшей активностью верхней мантии, что подтверждается и меньшими в эту стадию контрастностью и скоростью вертикальных движений коры (Белоусов, 1966; Ронов, 1961; Шолпо, 1969).

Следовательно, эндогенные режимы можно разделить на возбужденные и спокойные.

К возбужденным режимам относятся эвгеосинклинальный в его офиолитовой стадии, орогенный, рифтовый и окраинный тихоокеанского типа, к спокойным – эвгеосинклинальный в инверсионную стадию, миогеосинклинальный, парагеосинклинальный платформенный, окраинный атлантического типа.

Различные режимы развиваются на материках одновременно и сменяют друг друга во времени. Их развитие подчиняется некоторому ритму, проявления которого давно известны как тектонические или тектоно-магматические циклы. При описании тектонической истории и составлении тектонических карт для фанерозоя выделяются каледонские, герцинские, мезозойские и альпийские складчатые зоны по возрасту главной складчатости. Но поскольку сильная складчатость является одним из процессов, приуроченных к инверсионной стадии развития эв- и миогеосинклинального режимов, ее возраст соответствует времени инверсионной стадии.

На рисунке для нескольких областей СССР и других, выбранных более или менее случайно, только для примера, показано время развития различных режимов в течение фанерозоя. На рисунке видно, что эпохи развития инверсионных стадий геосинклинальных режимов распределены во времени дискретно: первая эпоха инверсии в фанерозое падает на конец ордовика и силур, вторая – на карбон, третья – на конец юры – начало мела, четвертая – на поздний мел и палеоген. Соответственно эти эпохи принадлежат каледонскому, герцинскому, мезозойскому и альпийскому циклам.

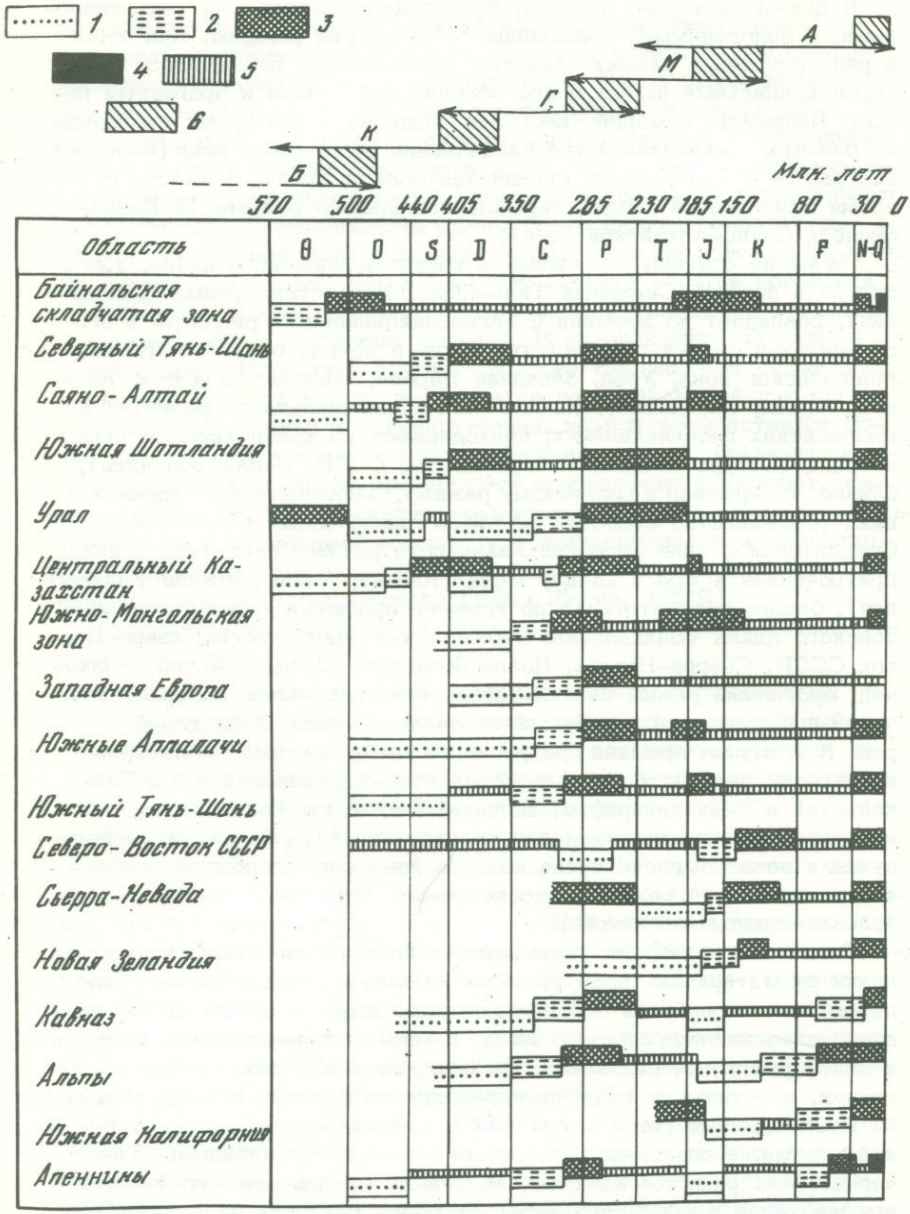
В циклы (которые, конечно, правильно называть не тектоническими, а эндогенными) "вписываются" и другие режимы. При этом в ряде случаев в разных областях одновременно развиваются эвгеосинклинальный режим в его офиолитовой стадии и орогенный режим. Например, кембрий (весь или поздний) – это время орогенного режима, заканчивающего байкальский эндогенный цикл (на нашей диаграмме – Байкальская складчатая зона и Урал), и вместе с тем время офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима (в Казахстане и Саяно–Алтайской зоне).

Развитие орогенного режима в конце каледонского цикла, т.е. в силуре и девоне (Северный Тянь–Шань, Казахстан, Южная Шотландия), совпадает во времени с эвгеосинклинальным режимом в его офиолитовой стадии герцинского цикла в других областях (Южно–Монгольская зона, Урал, Западная Европа, Южные Аппалачи, Кавказ, Альпы, Казахстан). Начало эвгеосинклинального развития в мезозойских геосинклиналях, приходящееся на конец карбона, пермь и триас (Сьерра–Невада, Северо–Восток СССР, Новая Зеландия), близко по времени к орогенному режиму, заключающему герцинский цикл (большинство областей из числа включенных в диаграмму). Офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима альпийского цикла, приуроченная к юре и началу мела (Кавказ, Альпы, Южная Калифорния), близко соответствует по времени орогенному режиму мезозойского цикла (Байкальская и Южно–Монгольская зоны, Северо–Восток СССР, Сьерра–Невада, Новая Зеландия, Саяны – Алтай). Наконец, орогенный режим неоген–четвертичного времени распространен чрезвычайно широко и охватывает области любой предыдущей истории. К этому же времени приурочены и все известные на материках проявления рифтового режима (Аравийско–Африканский пояс, Байкальский и Рейнский рифты, Большой Бассейн в Кордильерах, из которых на диаграмме отмечен только второй). Тогда же развернулся и весь комплекс процессов, составляющих основные особенности окраинного режима тихоокеанского типа (этот режим на диаграмме отдельно не показан).

Такое сопоставление указывает на близкую синхронность проявления на материках "возбужденных" режимов разных типов. Они перемежаются с более спокойными режимами: с инверсионной стадией эвгеосинклинального режима, с мио– и парагеосинклинальными и платформенными режимами. На диаграмме выделены инверсионные стадии, а остальные спокойные режимы объединены под одним знаком.

Возбужденные режимы связаны с высокими температурами в верхней мантии, а спокойные – с относительно более низкими. Такое чередование режимов означает колебания во времени интенсивности выноса тепла в верхнюю мантию из более глубоких областей. Эта импульсивность прогревания верхних оболочек Земли и определяет основу ритма в развитии эндогенных процессов.

Принято относить орогенный режим к концу цикла, а офиолитовую стадию эвгеосинклинального режима – к его началу. Этому обычаю мы и следовали выше при рассмотрении диаграммы. Очевидно, что



Ритм эндогенных режимов

1 – офиолитовая стадия эвгеосинклинального режима и вообще стадия контрастных вертикальных движений большой амплитуды с сильным преобладанием опусканий и с выделением мантийных магм; 2 – инверсионная стадия ортогеосинклинальных режимов, сопровож-

при таком подходе совпадение во времени указанных двух режимов надо толковать как наложение конца одного цикла на начало следующего.

Но поскольку эти два режима вызваны одним и тем же глубинным физическим процессом – подъемом температуры в верхней мантии – и являются синхронными, они принадлежат к одной и той же эпохе теплового возбуждения верхней мантии. Эндогенная цикличность оказывается вызванной повторным разогреванием верхней мантии, перемежающимся с ее остыванием. А если на поверхности тепловое возбуждение мантии проявляется в формах либо орогенного режима, либо офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима, а также, как показывает пример неоген-четвертичного времени, в форме рифтового и окраинного тихоокеанского режимов, то такое разнообразие поверхностных выражений единого глубинного процесса, вероятнее всего, следует приписать различной реакции литосферы на возбуждение астеносферы.

Автором высказана гипотеза, согласно которой литосфера реагирует различно на астеносферный диапиризм (вызванный усиленным плавлением части материала верхней мантии) главным образом в зависимости от характера своей проницаемости для магмы (Белоусов, 1973а,б). Астеносферный диапиризм вызывает контрастные вертикальные движения литосферы большой амплитуды, если литосфера разбита разломами так, что отдельные блоки ее способны двигаться, как клавиши. При этом большая рассеянная проницаемость литосферы способствует насыщению ее мантийными основными и ультраосновными магмами, которые после застывания утяжеляют литосферу, в связи с чем в этом случае опускания преобладают над поднятиями. Такова обстановка офиолитовой стадии эвгеосинклинального режима. Сосредоточенная проницаемость, когда блоки литосферы, заключенные между крупными разломами, почти непроницаемы для магмы, способствует развитию орогенного режима с преобладанием поднятий над опусканиями. Рифтовый режим возникает, когда тепловому возбуждению верхней мантии противостоит цельная и монолитная литосфера, которая под давлением рас-

---

←

даемая складчатостью, региональным метаморфизмом и гранитизацией; 3 – орогенный режим, контрастные вертикальные движения с преобладанием поднятий, выделение мантийных магм; 4 – рифтовый режим, выделение мантийных магм; 5 – спокойные режимы, характеризующиеся малоконтрастными вертикальными движениями и отсутствием или слабым проявлением магматических и метаморфических процессов (начальная стадия миогеосинклинального режима, парагеосинклинальный и платформенный режимы); 6 – эпохи преимущественного развития возбужденных режимов. Эндогенные циклы: Б – байкальский, К – каледонский, Г – герцинский, М – мезозойский, А – альпийский

ширяющегося материала мантии сперва выгибается в виде пологого обширного свода, а затем раскалывается.

Данная гипотеза объясняет, в частности, наиболее вероятную последовательность режимов. Например, после ортогеосинклинальных режимов при наступлении нового импульса теплового возбуждения наиболее вероятен орогенный режим, так как региональный метаморфизм и гранитизация, происходящие в инверсионную стадию геосинклинального развития, меняют характер проницаемости литосферы с рассеянного на сосредоточенный. Возобновление в этом случае геосинклинального режима возможно, если произойдет новое сильное раздробление литосферы. Та же гипотеза делает вероятным наследование последующим режимом возникшего при предыдущем режиме расчленения литосферы глубинными разломами на зоны, способные к вертикальным дифференциальным самостоятельным перемещениям, хотя такое наследование не является обязательным и с переходом к следующему режиму могут возникнуть новые простирания и новое размещение крупных положительных и отрицательных структур. Автор полагает, что способность гипотезы отразить вероятностный характер геологических закономерностей следует рассматривать как положительное ее качество.

Наиболее вероятно, что импульсивность выноса тепла в верхнюю мантию из более глубоких областей Земли определяется перемещающимися накоплением и подъемом материала-теплоносителя из нижней мантии в верхнюю. Подъем материала может быть связан с общим процессом дифференциации вещества земного шара. Известно, что дифференциация, растянутая на все время существования Земли и продолжающаяся доныне, являлась и является основным источником ее внутренней энергии. Весьма вероятно, что исходным уровнем для дифференциации служат глубокие области нижней мантии, откуда относительно легкий материал поднимается в верхнюю мантию и после дальнейшей дифференциации идет на построение земной коры, а относительно тяжелый опускается и пополняет ядро Земли (Артюшков, 1968).

Перемежающийся характер легкого материала, несущего с собой в верхнюю мантию тепло, вероятнее всего объяснить тем, что материал раньше, чем он получит возможность всплыть, должен накопиться в некотором объеме.

Требуются дополнительные гипотезы, чтобы объяснить неравномерность подъема материала-теплоносителя не только во времени, но и в пространстве, так как рядом с зонами возбужденных режимов существуют области спокойных режимов: между геосинклиналями располагаются платформы. Можно думать о системе глубинных каналов, заполненных веществом пониженной вязкости, по которым и поднимается глубинное вещество, прогревая каждый раз ту часть верхней мантии, которая находится под таким каналом. Тогда общая эволюция условий в тектоносфере от пермобильной стадии ее развития в архее (когда геосинклинальные режимы на материках были повсеместны) через неустойчивую протогеосинклинальную ста-

дию раннего протерозоя (когда появилось первое, но еще неустойчивое расчленение тектоносферы на зоны большей и меньшей эндогенной активности: протогеосинклинали и протоплатформы) к устойчивой геосинклинально-платформенной стадии в позднем протерозое и фанерозое отражает соответствующую эволюцию системы таких каналов. Последние могли быть чрезвычайно многочисленными и рассеянными в первую стадию, а затем площадь их выхода к поверхности все более сокращалась. Мог идти процесс все большей их концентрации вдоль некоторых зон. Поверхностным выражением этого процесса концентрации было разрастание платформ за счет геосинклиналей.

Важно отметить, что все большая локализация путей облегченного подъема глубинного нагретого вещества была не беспорядочной, а подчинялась некоторой направленности. В результате сохранившиеся до самого последнего времени пути подъема тепла оказались не беспорядочно разбросанными по поверхности материков, а образовали два цельных пояса: один – почти широтный (Средиземноморский), другой – на большем своем протяжении преимущественно меридиональный (Тихоокеанский). Автор не имеет готовой гипотезы для объяснения этого, несомненно весьма существенного, обстоятельства. Он не имеет также и объяснения для тех различий в ритме эндогенных процессов, которые наблюдаются между областями с "атлантической схемой" циклов (каледонский, герцинский и альпийский циклы) и с "тихоокеанской схемой" (палеозойский, киммерийский и альпийский или тихоокеанский циклы).

Изложенные (в последних абзацах) предположения о причинах импульсивности в тепловом потоке, о различной реакции литосферы на возбуждение верхней мантии и о способах выноса тепла к поверхности следует рассматривать лишь как постановку вопросов для дальнейших исследований. Но общая зависимость эндогенных режимов от теплового состояния верхней мантии Земли кажется вполне очевидной. Такая зависимость указывает на то, что процессы, происходящие в земной коре, имеют свои источники на больших глубинах, во всяком случае больших, чем глубина залегания астеносферы. А длительная пространственная устойчивость режимов, выраженная, например, в устойчивости расположения платформ и геосинклинальных поясов в течение позднего протерозоя и фанерозоя, опровергает любые представления о больших горизонтальных перемещениях литосферы относительно астеносферы и более глубоких оболочек Земли.

ABSTRACT

Regular combinations of tectonic, magmatic and metamorphic processes make the endogenous regimes of the development of the Earth's crust.

A classification of regimes with their characteristics is being proposed.

Endogenous regimes may be devided into "excited" and "quiescent" ones. To the excited regimes belong the eugeosyncline regime in its

ophiolite stage, the orogenic, rift regimes and regime of the Pacific type of continental margins. Theu are characterised by high heat flow and active asthenosphere, that implies the thermal nature of the excitation of the tectonosphere.

On vast areas of the continents a simultaneous occurrence of excited regimes of different types is observed. This leads to the conclusion that the heat transport to the upper mantle from deeper geospheres has an impulsive character. Such transport takes place along with the uplift of relatively light material in the course of the general differentiation of the globe. Initial layer of the differentiation may be located in the lower mantle.

Different types of the superficial geological excited regimes are due to the different reaction of the lithosphere on the thermal excitation of the mantle. Combinations of two phenomena play the leading role: asthenospheric diapirism and penetrability of the lithosphere for magma.

On this basis a hypothetical pattern of deep processes ausing the tectonic, magmatic and metamorphic processes has been elaborated.

The relationship between endogenous regimes and the value of heat-flow indicates that superficial regimes have their sources very deep in the interior of the Earth. This circumstance testifies, in its turn, against any large horizontal displacements of continents.

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.А. Гравитационная конвекция в недрах Земли. – "Изв. АН СССР. Сер. физика Земли", 1968, № 9.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.

Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. – В сб.: Проблема глобальной тектоники. М., "Наука", 1973а.

Белоусов В.В. О причинах эндогенных процессов. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1973б, № 2.

Белоусов В.В. Об эндогенных режимах материков. – "Геотектоника", 1974, № 3.

Брюн Д.Н. Поверхностные волны и строение коры. – В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.

Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия. – В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.

Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.

Лукк А.А. Строение верхней мантии Земли вдоль профиля Памир – река Лена. – "Сов.геол.", 1966, № 2.

Милановский Е.Е. Основные результаты изучения Восточно-Африканской рифтовой системы. – В сб.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т. III. М., "Наука", 1974.

Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. – "Геотектоника", 1968, № 4.

Ронов А.Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). – В сб.: Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Смирнов Я.Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. – "Геотектоника", 1968, № 6.
Тараканов Р.З. Годографы волн *P* и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над курило-японскими землетрясениями. – "Физика Земли", 1965, № 7.
Федотов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 г. Труды II вулканологического совещания, т. III. М., "Наука", 1966.
Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов. –"Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1963, № 5.
Федотов С.А., Матвеева Н.Н., Тараканов Р.З., Яновская Т.Б. 1964. О скоростях продольных волн верхней мантии в области Японии, Курильских островов. – "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1964, № 8.
Херрин Ю. Региональные изменения скорости волн *P* в верхней мантии. – В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
Шолпо В.Н. Количественные критерии оценки режима вертикальных движений. – "Геотектоника", 1969, № 2.
Ansorge J., Emter D., Fuchs K., Lauer J.P., Mueller St., Peterschmitt E. Structure of the crust and upper mantle in the rift system around the Rhinegraben. – In: Graben problems. J.H.Illies, St. Muller (Eds.). Stuttgart, 1970.
Archambeau C.B., Flinn E.A., Lamvert D.G. Fine structure of the upper mantle. – "J.Geophys. Res.", 1969, v. 74, N 25.
Cook K.L. The problem of the mantle–crust mix: lateral inhomogeneity in the uppermost part of the Earth s mantle. – "Advances Geophys.", 1962, v. 9.
Lee W.H.K. On the global variations of terrestrial heat–flow. – "Phys. Earth and Planet. Interiors", 1970, v. 2, N 5.
Lubimova E.A., Polyak B.G. Heat flow map of Eurasia. The Earth's crust and upper mantle. Geophys. Monogr., 13. P.Hart. (Ed.). Amer. Geophys. Union.Wash., 1969.
Tarakanov R.Z. The velocity section on the upper mantle in the transition zone from Asia to the Pacific Ocean. – "Tectonophysics", 1965, v. 2, N 2/3.
Tarakanov R.Z., Leviy N.V. A model for the upper mantle with several channels of low velocity and strength. – In: The crust and upper mantle of the Pacific area. L.Knopoff, Ch. Drake, P.Hart (Eds.). Geophys. Monogr., 12. Amer. Geophys. Union. Wash., 1968.
Tuneto, Kurita. Upper mantle structure in the Central United States from *P* and *S*–wave spectra. – "Phys. Earth and Planet.Interiors", 1974, v. 8.

М. С. НАГИБИНА

СТРУКТУРЫ, ПРЕОБРАЗУЮЩИЕ ЗЕМНУЮ КОРУ КОНТИНЕНТОВ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

К началу мезозойской эры почти на всей площади современных континентов завершилось становление гранитного слоя земной коры в процессе направленного геосинклинального развития складчатых об-

ластей, однако в мезозое в связи с этим не только не наблюдалось ослабления тектонической активности или затухания магматической деятельности, а наоборот, эти процессы проявились с исключительной силой и привели к формированию различных по своему качеству тектонических структур и гигантской по объему проявления магматической деятельности.

Процессы геосинклинального развития в мезозое и кайнозое были локализованы в двух крупнейших планетарных тектонических поясах: Тихоокеанском и Средиземноморском. Необычайно широкое развитие в мезозое, а затем и в кайнозое получили процессы активизации. В пределах континентов они проявились в областях с ранее сформированной гранитной корой и были выражены разнотипным структурообразованием и проявлением разнокачественного магматизма. По формационным признакам автором и другими (Нагибина, 1967; Нагибина и др., 1975) среди структур этого класса выделяются: 1) глыбово-складчатые структуры гранитоидной активизации или ревивации, 2) глыбово-сводовые структуры базальтоидной активизации, 3) глыбовые и складчатые (складки в платформенном чехле) структуры, развитие которых не сопровождается магматической деятельностью. Образование упомянутых типов структур в фанерозое происходило в различные геотектонические эпохи: в рифее и раннем палеозое, в среднем и позднем палеозое, однако развитие их в мезозое в количественном отношении не имеет себе равных.

Структуры гранитоидной активизации развивались в триасе, юре и раннем – позднем мелу и охватили гигантские пространства во внешней зоне Тихоокеанского тектонического пояса по периферии Азиатского и Американского континентов (см. рисунок). Области их развития вместе с мезозойскими геосинклинальными системами составили почти замкнутое асимметричное кольцо, обрамляющее впадину Тихого океана. Только на востоке Азии ширина зоны структур гранитоидной активизации достигала более 2000 км, протяженность – многие десятки тысяч километров. В составе интрузивных и эффузивных фаций выделяются разновидности от габбро до диоритов, нормальных и щелочных гранитов и аляскитов и соответственно базальтов, андезитов, дацитов, липаритов и трахилипаритов. Преобладающими породами являются нормальные граниты и гранодиориты, а в эффузивных фациях – андезиты. В зоне сочленения континентальных и океанических структур вдоль окраин Азиатского и Американских континентов располагались крупнейшие вулкано-плутонические пояса (Восточно-Азиатский, или Чукотско-Катазиатский, Андийский и Кордильерский), развитие которых было сопряжено с системой протяженных субмеридиональных разломов. Вглубь континента проникали более мелкие внутриконтинентальные вулканические пояса и зоны ареального вулканизма, сопровождавшие развитие глыбово-складчатых и вулкано-тектонических структур ревивации.

Сравнение состава мезозойских интрузивных и эффузивных образований единой вулкано-плутонической формации, или ассоциации, связанной с развитием структур ревивации и эпигеосинклинальных

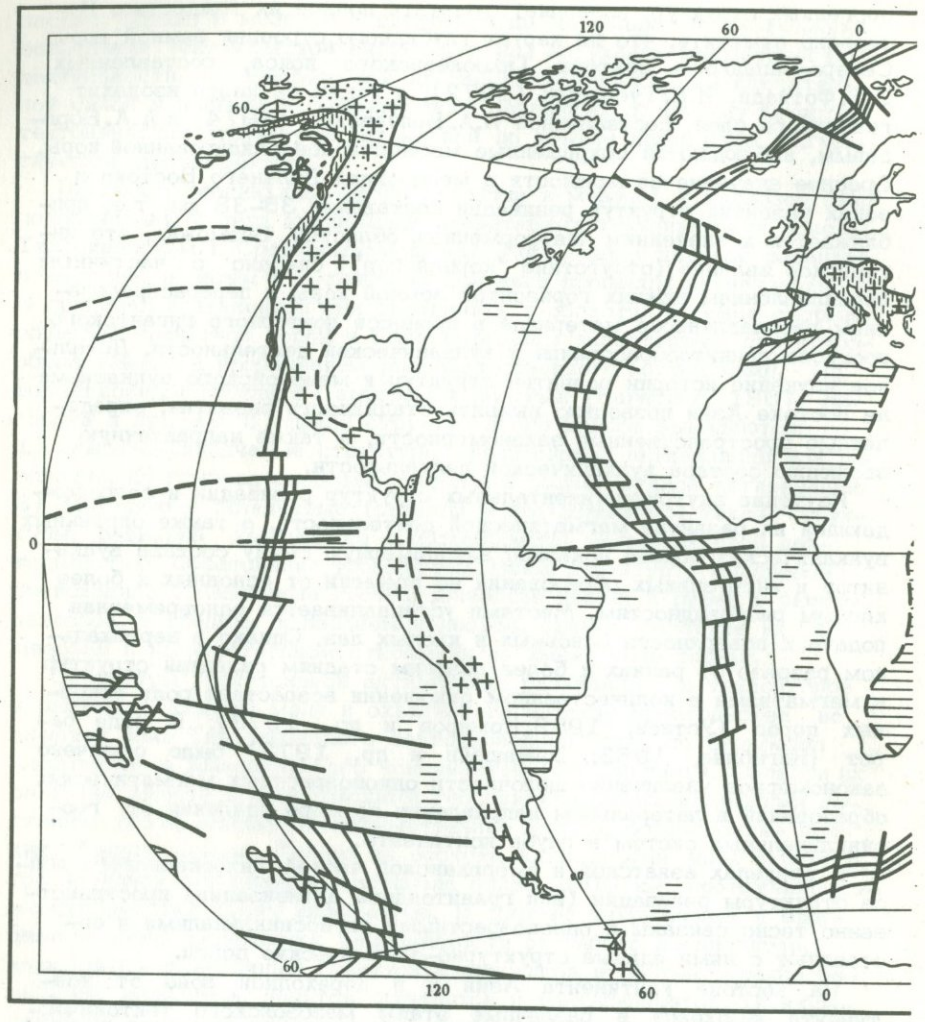
орогенных структур, позволяет отметить полное их тождество. Интересно отметить, что на картах глубинного строения земной коры Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса, составленных Э.Э. Фотиади, И.К. Туезовым (1972), а также на карте изопахит гранитного слоя, составленной Н.А. Беляевским (1974) и А.А. Борисовым, наблюдаются сокращенные мощности консолидированной коры. Среднее значение ее мощности в мезозоидах Дальнего Востока и зонах развития структур ревивации составляет 35-38 км, т.е. приближается к значениям платформенных областей. Возможно, это интересное явление (отсутствие "корней гор") связано с частичным переплавлением нижних горизонтов земной коры и перераспределением расплавленного материала в процессе повторного гигантского процесса гранитообразования и вулканической деятельности. Детальное изучение истории развития структур и мезозойского вулканизма на востоке Азии позволило выявить стадийность развития, определенные пространственные закономерности, а также направленную эволюцию состава вулканической деятельности.

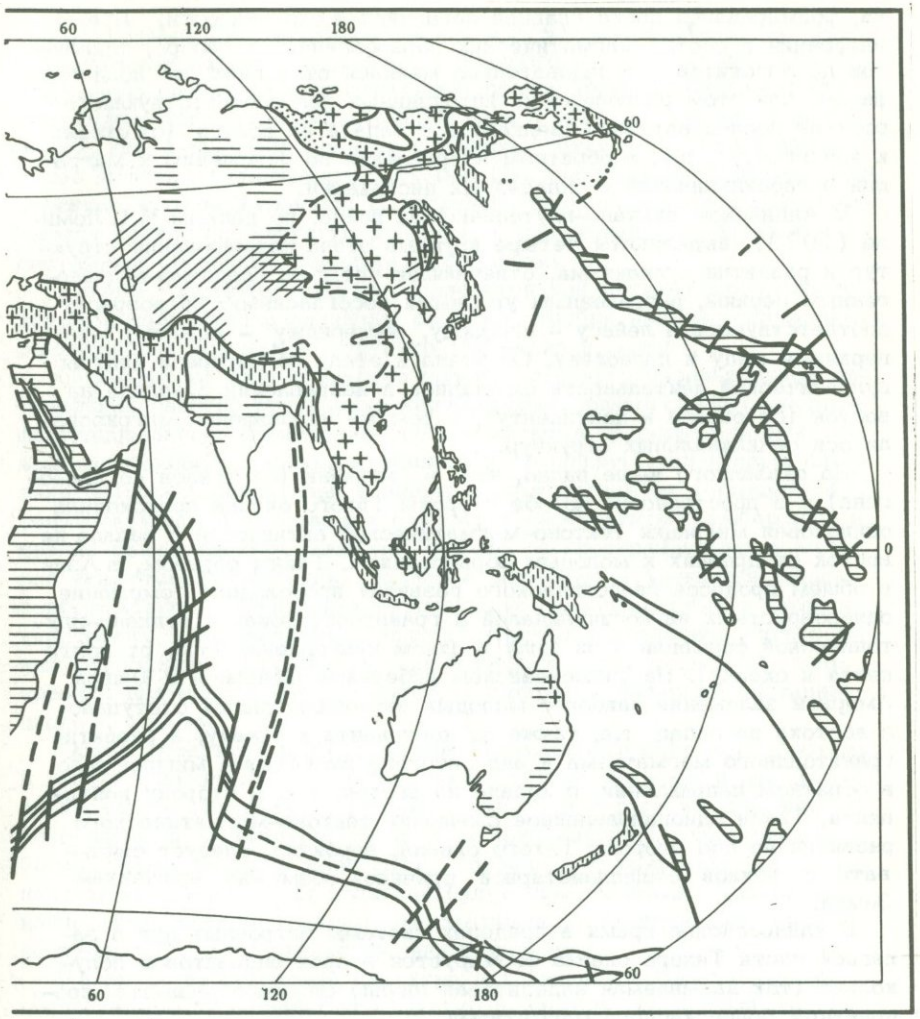
Изучение внутриконтинентальных структур ревивации и сопровождающей их развитие магматической деятельности, а также окраинных вулканических поясов показало закономерную смену состава вулканитов и интрузивных образований во времени от основных к более кислым разновидностям. Местами устанавливается одновременная подача к поверхности основных и кислых лав. Однако в вертикальном разрезе от ранних к более поздним стадиям развития структур и магматизма в количественном отношении возрастает роль основных пород (Устиев, 1959; Комаров и др., 1973). В ряде работ (Нагибина, 1963; Зоненшайн и др., 1973) было отмечено закономерное увеличение щелочности одновозрастных магматических образований в латеральном направлении по мере удаления от геосинклинальных систем в глубь континента.

В пределах азиатской и американской частей Тихоокеанского пояса структуры ревивации (или гранитоидной активизации) пространственно тесно связаны с одновозрастными эвгеосинклиналями и составляют с ними единые структурно-динамические пояса.

На востоке континента Азии и в переходной зоне от континента к океану в различные этапы мезозойского тектонического развития эвгеосинклинальные системы закладывались последовательно, отступая с запада на восток, т.е. по направлению от континента к ложу океана.

В Кордильерах Северной Америки (Eardley, 1962; Меланхолина, 1967; Молчанова, 1973) невадийская эвгеосинклинальная система так же, как в Сихотэ-Алине, имела сквозное развитие от палеозоя и до конца юрского времени. В мезозое по мере развития геосинклинальной системы происходило смещение эвгеосинклиналей в направлении с востока на запад от континента к ложу океана, в том же направлении изменялся возраст складчатых дислокаций (со средней юры до середины мела). Огромный пояс мезозойских гранитоидов вулканической ассоциации, протягивающийся от Аляски до Мекси-





1 2 3 4 5 6 7

2000 0 2000 4000 км

Схема расположения разнотипных структур мезозойской и кайнозойской геотектонических эпох

1 – мезозойские геосинклинальные складчатые системы (а – мезозойские гранитоиды вулкано-плутонической формации в их пределах); 2 – кайнозойские геосинклинальные складчатые системы Средиземноморского (альпиды) и Тихоокеанского (области Камчатской складчатости) поясов (а – гранитоиды в пределах альпид); 3 – области развития мезозойских структур гранитоидной активизации (ревивации); 4 – области развития мезозойских и кайнозойских структур базальтоидной активизации на континентах и установленные области развития базальтов, а также базальтовые пояса и нагорья в океанах (а – области развития кайнозойских структур базальтоидной активизации, наложенные на мезозойские амагматичные структуры активизации); 5 – проявление базальтоидного магматизма в пределах срединно-океанических хребтов; 6 – области развития амагматичных структур активизации; 7 – разломы в океанических структурах: а – установленные, б – предполагаемые

ки, формировался после главной невадийской складчатости. Время внедрения и состав магматических образований (от габбро, тоналитов до аляскитов) последовательно менялся от ранних к поздним фазам, при этом расположение интрузивных тел соответствующего состава последовательно смещалось с запада на восток (от океана к континенту), т.е. в обратном направлении по отношению к миграции эвгеосинклиналей и складчатых дислокаций.

В Андийском вулкано-плутоническом поясе, по данным М.Г. Ломизе (1973), выделяются четыре крупные этапа формирования структур и развития вулканизма, отвечающие четырем осадочно-вулканогенным сериям, разделенным угловыми несогласиями, по возрасту соответствующими лейасу – оксфорду, кимериджу – нижнему мелу, верхнему мелу и палеогену. От этапа к этапу по латерали центры вулканической деятельности смещались в направлении с запада на восток (от океана к континенту), в том же направлении мигрировали оси синклинальных структур.

Из сказанного выше видно, что в времени (от триаса до палеогена) и в пространстве по обе стороны Тихого океана происходила одинаковая миграция тектоно-магматической активности с запада на восток от древних к молодым образованиям. Таким образом, в Азии в общем процессе геологического развития происходило смещение одновозрастных эвгеосинклиналей и гранитообразования вулкано-плутонической формации в их тылу в одном направлении (т.е. от континента к океану). На Тихоокеанском побережье Северной и Южной Америки заложение наиболее молодых эвгеосинклиналей отступало с востока на запад, т.е. также от континента к океану, а развитие гранитоидного магматизма и андезитового вулканизма мигрировало в обратном направлении, с запада на восток, т.е. в сторону континента. Такое однонаправленное смещение тектоно-магматического развития по обе стороны Тихого океана, вероятно, следует связывать с единой общепланетарной причиной, возможно вращением Земли.

В кайнозойское время в пределах системы островных дуг в западной части Тихого океана формируется второе андезитовое полукольцо (так называемая андезитовая линия) со слабо развитым проявлением более кислого магматизма.

Довольно широко развит в мезозое, а также в кайнозое второй тип структур базальтоидной активизации, представленной разнообразными формами разломов: прямолинейными и дугообразными, преимущественно вертикальными или наклонными (крутопадающими) сбросами и сдвигами, сочетающимися с более пологими поверхностями изгиба и надвигами. Среди структур базальтоидной активизации можно выделить различные подтипы.

Весьма характерным подтипом являются рифтовые системы, связанные со сводово-глыбовыми поднятиями и структурами растяжения (щелевые рифты, по Е.Е. Милановскому). Типичными примерами этих структур могут служить крупнейшие системы Байкальских рифтов (Павловский, 1953; Флоренсов, 1964), Восточно-Африканская риф-

товая система (Милановский, 1973, 1974). Последняя имела дополнительное развитие с раннего и позднего мезозоя до наших дней и сложную разветвленную структуру, общая протяженность которой составляет несколько тысяч километров. Рифтовые системы развивались как в пределах древних платформ, так и на палеозойских и более молодых складчатых системах. Они располагались внутри континентов и на их окраинах. В последних случаях местами обнаруживаются теснейшие структурные связи с современными рифтовыми системами срединных океанических хребтов.

Другим подтипом структур базальтоидной активизации являются крупные кольцевые и линейные разломы, трубки взрыва, осложняющие развитие платформенных структур (синеклиз и щитов).

С развитием того и другого подтипа структур базальтоидной активизации связано проявление недифференцированного или слабодифференцированного базальтоидного магматизма. В формационном отношении наиболее типичными являются траповая (толеитовых базальтов), трахибазальтовая и щелочно-ультраосновная формации. К сопутствующим образованиям относятся карбонатиты, кимберлиты и другие разновидности. Наиболее широко распространенными в мезозое являются базальтоиды траповой формации. Излившиеся фации сопровождаются внедрением интрузивных гипабиссальных и субвулканических тел долеритов. Излияние траппов и внедрение интрузивных образований того же состава в мезозое происходило на всех древних платформах. Общая площадь траповых излияний составила около 6 млн.км^2.

Объем продуктов магматической деятельности основного состава в мезозое на платформах (Массайтис, 1970; Комаров и др., 1974) на несколько порядков превышает объем пород того же состава, образовавшихся в палеозое. Если сюда присовокупить океанические базальтоиды, местами неразрывно связанные с покровами на континентах, то объемы этих излияний будут грандиозными. Проявление кайнозойского базальтоидного магматизма установлено на всех континентах и в океанических пространствах.

Развитие второго типа структур активизации с базальтоидным магматизмом, в отличие от структур ревивации, на первый взгляд не имеет прямых пространственных связей с одновозрастными геосинклинальными системами, образуя поля, нередко поперечно расположенные по отношению к одновозрастным геосинклиналям или значительно удаленные от последних; однако по времени такие связи устанавливаются довольно четко, и это обстоятельство, вероятно, имеет более глубокий генетический смысл.

Весьма интересны непосредственные связи структур базальтоидной активизации с развитием океанических структур; срединно-океанических хребтов, океанических впадин, которые устанавливаются (Милановский, 1974) для рифтов Восточной Африки и Аравии, Северной Америки. Такие связи устанавливаются и для крупных структур, как синеклиза Параны, расположенная на восточной окраине Бразильского щита.

* * *

Из приведенного краткого рассмотрения вытекают следующие выводы. Мезозойская и кайнозойская геотектонические эпохи в истории Земли, кроме процессов геосинклинального развития были ознаменованы широким проявлением разнотипных структур гранитоидной активизации, или ревивации, и базальтоидной активизации, захвативших огромные пространства континентов, в пределах которых ранее была сформирована гранитная кора. Развитие этих структур в мезозое и кайнозое было связано с двумя структурно-динамическими поясами – меридиональным Тихоокеанским и широтным Средиземноморским – и сопряжено с образованием крупнейших океанических впадин. В строении Тихоокеанского и Средиземноморского поясов проявились яркие черты различия, свидетельствующие о том, что они развивались в разных динамических условиях. Вокруг впадины Тихого океана в периферической зоне Тихоокеанского пояса вдоль окраин Азиатского и Американского континентов в мезозое образовалось гигантское кольцо структур ревивации с гранитоидным магматизмом вулкано-плутонической формации.

В Средиземноморском поясе процессы мезозойского гранитообразования нигде не вышли за пределы геосинклинального складчатого пояса. Во внутренних его частях андезитовый магматизм и комагматичные гранитоиды формировались в весьма ограниченном количестве, преимущественно в пределах более древних кристаллических массивов, участвующих в строении этого пояса.

В процессе развития мезозойских структур гранитоидной и базальтоидной активизации наблюдается направленная эволюция состава магматических проявлений. Для траповой формации базальтоидов отмечается увеличение основности от древних к молодым излияниям (Массайтис, 1970). Увеличение роли основного магматизма от этапа к этапу намечается и в развитии гранитоидной вулкано-плутонической формации. Однотипная эволюция магматизма в двух различных контрастных по составу формациях, возможно, свидетельствует о более глубокой генетической связи в их развитии, тем более что крайними членами гранитоидной вулкано-плутонической формации также являются габбро и базальты. На кайнозойской стадии развития структур в целом резко возрастает роль основного магматизма.

Мезозойская, а затем и кайнозойская геотектонические эпохи были ознаменованы большой тектонической мобильностью. В Тихоокеанском поясе на рубеже палеозоя и мезозоя происходило заложение талассогеосинклиналей, лишь частично наследовавших палеозойские эвгеосинклинальные структуры, и развитие гигантского пояса глыбово-складчатых структур гранитоидной активизации в пределах окраины континентов.

В Средиземноморском поясе в позднем триасе и юре, по мнению одних авторов, происходило разрушение гранитометаморфического слоя и заложение эвгеосинклинальных трогов, по мнению других (Пейве, 1969; Книппер, 1973) – формирование первых океаничес-

ких серий базальтоидов, что соответствовало "этапу раскрытия океана Тетиса", а позднее, в альпийское время, наблюдалось сжатие – образование складчатости и шарьирование.

Мезозойская эра явилась кульминационной в фанерозойской истории развития вулканизма Земли. Возможно, образование гигантского пояса гранитоидов и андезитов вулкано-плутонической формации вокруг Тихого океана, а также гигантские излияния базальтовой магмы на континентах энергетически были сопряжены с образованием крупнейших океанических структур, в пределах которых в мезозое и кайнозое также происходили излияния базальтов. Такое предположение вполне правомочно, так как на дне современных океанов пока не обнаружено отложений древнее мезозойских.

Все эти явления были, вероятно, обусловлены возросшим в мезозое притоком тепловой энергии и миграции мантийного вещества к поверхности из глубоких недр Земли. Под влиянием этих процессов, в частности в пределах континентов, имели место повторное гранитообразование и вулканическая деятельность дифференцированного состава. При этом происходила ремобилизация вещества ранее сформированной гранитной коры, в основании которой возникали новые очаги плавления и вынос вещества в поверхностные зоны. Вероятно, этим процессом следует объяснить исключительное разнообразие и богатство рудных концентраций, связанных с мезозойскими внегеосинклинальными гранитоидами и вулканитами вулкано-плутонической формации в периферической части Тихоокеанского пояса. В процессе мезозойской ревивации происходило как бы повторное обогащение рудными элементами в результате взаимодействия земной коры с новыми порциями мантийного вещества.

Из сказанного видно, что мезозойская эра явилась одним из крупнейших рубежей в ходе общей эволюции земной коры. По своей значимости тектонический рубеж на границе палеозоя и мезозоя следует сравнивать с великим переломным этапом в формировании структуры Земли, происшедшим на границе протерозоя и фанерозоя.

ABSTRACT

Besides the processes of geosynclinal development localized in the largest tectonic belts – the Pacific and Mediterranean, the Mesozoic and Cenozoic tectonic epochs in the Earth's history are marked by rather pronounced processes of tectono-magmatic activization, the formation of various structures of granitoid activization or revival and basaltoid activization. The development of these structures covered vast areas of continents, where the granitic crust had already been formed.

The structures of granitoid activization are closely related in space to development of contemporaneous geosynclinal system, form with them common structural-dynamic belts, are correlated in the zone of jointing of continental and oceanic structures. More complicated structures in space and time can be also established in the development of structures

of basaltoid activization together with the formation of oceanic depression and contemporaneous geosynclinal systems.

In the structure of the Pacific and Mediterranean belts, relative to both the structure and the manifestation of magmatic processes, one can clearly see differences showing that their formation took place under various dynamic conditions.

The areas occupied by manifestations of granitoid magmatism of the volcano–plutonic formation, as well as eruptions of basaltoids in the Mesozoic and Cenozoic only within the continents are many orders greater than those in the earlier epochs of the Phanerozoic.

The Mesozoic is one of the largest borders in the general evolution of the Earth's crust. This border should be compared to a great turning–point in the formation of the Earth's structure occurring at the Proterozoic–Phanerozoic boundary.

ЛИТЕРАТУРА

Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И., Салтыковский А.Я., Натанов Л.М., Кудрявцев Г.А., Гатинский Ю.Г., Виноградов И.В., Мишина А.В. Структурно–магматическая закономерность и металлогения части Тихоокеанского пояса. – "Геотектоника", 1973, № 5.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф. докт. дис. М., 1973.

Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, "Наука", 1972.

Комаров Ю.В., Белый В.Ф., Быховская Е.В., Гельман М.Л., Ломизе М.Г., Массайтис В.Л., Нагибина М.С., Феоктистов Г.Д. Мезозойский вулканизм в истории Земли. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Новосибирск, "Наука", 1974.

Ломизе М.Г. Эволюция вулканизма в Чилийско–Аргентинских Андах. – В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Владивосток, 1973.

Массайтис В.Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. – "Зап. ВМО", 1970, вып. 2, ч. 99.

Меланхолина Е.Н. Складчатая система Невадид Южных Кордильер. – "Труды ГИН АН СССР", 1967, вып. 180.

Милановский Е.Е. Неотектоника. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., "Недра", 1973.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. Статья первая. – "Бюл. МОИП. Отд. геол." 1974, т. 19(5).

Молчанова Т.В. Место мезозойского гранитоидного магматизма в структурах Тихоокеанского тектонического пояса. – "Геотектоника", 1973, № 1.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо–Охотского пояса. – "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 79.

Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. – "Геотектоника", 1967, № 4.

Нагибина М.С., Хаин В.Е., Яншин А.Л. Типы структур тектоно-магматической активизации и закономерности их развития. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., "Наука", 1975.
Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. – "Изв. АН СССР, Сер.геол.", 1953, № 5.
Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – "Геотектоника", 1969, № 4.
Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. – "Сов. геол.", 1959, № 3.
Флоренсов Н.А. Структура и геологическая история впадин байкальского типа. Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М., "Наука", 1964.
Фотиади Э.Э., Туезов И.К. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического кольца. – "Геол. и геофиз.", 1972, № 12.
Eardley A.J. Structural geology of North America. 2hd.ed. N.Y., 1962.
Hamilton W., Myers W.B. The nature of batholiths. – "U.S.Geol. Profess. Paper", 1967, N 554–c.

В. Н. ПУЧКОВ

РЕЛИКТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С РЕЛИКТАМИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ВПАДИНЫ НА УРАЛЕ

В последнее время автором (Пучков, 1973а,б; 1974) развивается представление о том, что формации Лемвинской зоны Полярного Урала и другие подобные образования западного склона Урала возникли первоначально на склоне палеозойского Европейского континента и являются батиальными. Эта точка зрения может быть тесно увязана с выводами целого ряда геологов (Иванов и др., 1974) о том, что офиолитовый комплекс, широко развитый на восточном склоне Урала, представляет собой выведенные на поверхность остатки палеозойской океанической коры и мантии. Первичные взаимоотношения батиального и офиолитового комплексов в настоящее время не могут наблюдаться, поскольку они искажены палеозойскими (особенно позднепалеозойскими) деформациями. В современной структуре эпиконтинентальный и эпиокеанический секторы палеозойского Урала сочленяются по зоне интенсивных разновозрастных дислокаций, входящих в структуру, выделявшуюся под названием Главного Уральского глубинного разлома (Пейве, 1947).

История становления континентальной окраины и сопряженной с ней океанической впадины начинается в конце кембрия – начале ордовика, когда образовавшийся на рассматриваемой территории молодой эпибайкальский континент испытал растяжение и раскалывание с формированием новой коры океанического и переходного типов.

Подобные процессы широко проявились в это время в различных районах земного шара (Урал, Южный Тянь-Шань, геосинклиналь Франклин, в какой-то мере Западная Европа и др.), и мы объединяем их в самостоятельную уральскую фазу рифтогенеза.

Раннепалеозойский рифтогенез в пределах континентального сектора Урала сопровождался специфическим магматизмом (трапповая, базальт-трахитовая, щелочно-базальтоидная, липаритовая формации), а также образованием мощных молассоподобных (внизу) и флишеподобных (выше) терригенных толщ (Голдин, Пучков, 1974; Пучков, 1974).

Для суждения о морфологии структур, образовавшихся в это время, нет прямых данных, поскольку эти структуры были затушеваны последующими деформациями. Однако аналоги с современными рифтовыми зонами и рифтогенными окраинами современных континентов (Пучков, 1974) позволяют предположить широкое развитие структур растяжения (сбросы, грабены) при полном отсутствии складчатости общего смятия. Эти аналоги позволяют также предполагать, что сочленение палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала в раннем – среднем палеозое происходило через зону постепенного утонения земной коры и выклинивания "гранитного" слоя, отвечающую прежде всего континентальному склону. В отличие от формаций континентального шельфа, формации континентального склона не прослеживаются непрерывной полосой вдоль всего Урала, а образуют отдельные изолированные эрозионно-тектонические останцы, расположенные цепочкой непосредственно к западу от Главного Уральского разлома (см. рисунок).

Основываясь на работах по геологии этих зон (Устрицкий, 1961; Елокян, 1971; Войновский-Кригер, 1967; Пучков, 1973а,б; Ожиганов, 1955), мы пришли к выводу, что вертикальные формационные ряды в этих останцах удивительно похожи, что является одним из аргументов в пользу первичной непрерывности батиальной зоны ("батиклинали") Урала.

В сильно обобщенном виде типичный вертикальный ряд Уральской батиклинали можно представить следующим образом (формации снизу вверх): 1) известняково-алевро-сланцевая (ордовик), обычно представлена мощной (свыше 1000 м) ритмичной толщей красно- и зеленоцветных филлитов и алевролитов с прослоями песчаников (в низах) и известняков (в верхах); 2) известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая (ордовик – нижний девон) представлена фтанитами, углисто-глинисто-кремнистыми сланцами, комковатыми известняками (в верхах формации почти повсеместно прослеживается горизонт комковатых тентакулитовых известняков), может включать прослои кварцевых песчаников и небольшое количество основных эффузивов (на юге Урала), мощности невелики (обычно первые сотни метров); 3) кремнисто-терригенная олигомиктовая (средний девон) представлена песчаниками (преимущественно кварцевыми) и (или) глинистыми и кремнистыми сланцами, изредка присутствуют прослои известняков, иногда – линзы конгломератов с мелководной фауной в

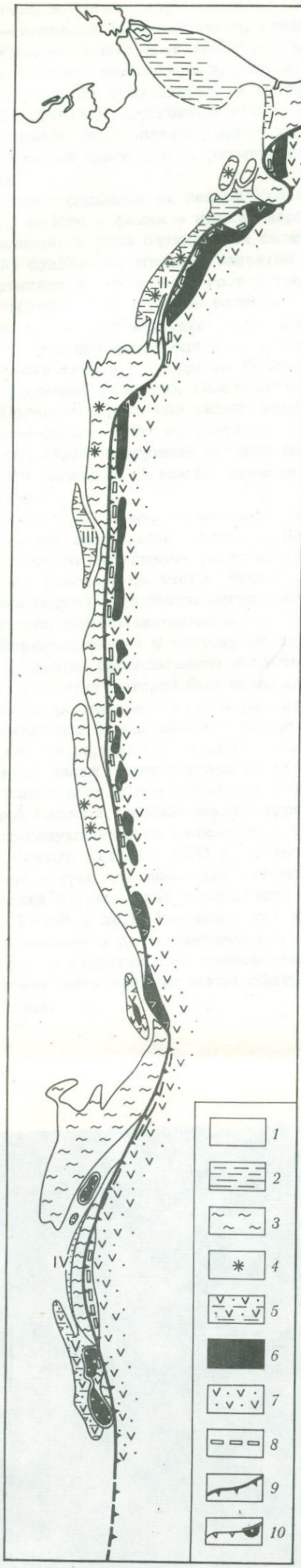


Схема соотношения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала

Палеоконтинентальный **сектор**: 1 – палеозойские формации шельфа; 2 – палеозойские формации континентального склона; 3 – докембрийский фундамент; 4 – участки развития рифтогенных вулканических формаций с повышенной щелочностью. Палеоокеанический сектор: 5 – фрагменты края палеоокеанического сектора (Сакмарский аллохтон); 6 – гипербазит–габбро–плагиогранитные ассоциации; 7 – вулканогенно–осадочные породы зеленокаменной полосы Урала; 8 – проявления среднепалеозойского глаукофансланцевого и эклогит–глаукофансланцевого метаморфизма (по В.Л. Ленных, 1974); 9 – Главный Уральский разлом; 10 – прочие шарьяжи. Структурно–формационные зоны: I – Карская, II – Лемвинская, III – Малопечорская, IV Северо–Зилаирская, V Сакмарская

обломках, мощность изменчива; 4) известняково-глинисто-кремнисто-сланцевая (верхний девон, нижний и средний карбон; на Южном Урале – только франский ярус) представлена глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, плитчатыми кремнями, с прослоями известняков; 5) граувакковая и терригенно-флишевая – мощные (2000–3000 м) терригенные толщи, представленные полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в низах иногда присутствуют прослои известняков, ритмичность здесь более грубая, чем в верхах.

Возраст формаций на севере Урала – нижний карбон – нижняя пермь, на юге – фамен – нижний карбон. Отличительными чертами формационного ряда батиклинали являются: континентальный (складчатый) фундамент, широкое развитие кремнистых пород, комковатых известняков и турбидитов, господство пелагических комплексов фауны, отсутствие или слабое развитие эффузивов. В палеогеографическом плане эти формации располагались между устойчивой неритовой зоной шельфа, с одной стороны, и тектонически активными участками океана – с другой. В современном же плане положение этих формаций различно. Они практически не смещены на Пай-Хое. На Полярном Урале они сильно надвинуты на более западные шельфовые формации того же возраста. На Северном Урале они, по-видимому, слагают крупный останец шарьяжа. На Южном Урале они отчасти залегают на месте, отчасти смещены (Бетринский останец шарьяжа).

На севере Урала батиальные осадки были вовлечены в тектонические деформации только в нижней перми, а наличие сноса терригенного материала с востока ощущается только с карбона (на юге – с девона). До этого времени континентальная окраина переживала период спокойного погружения, совершенно не компенсировавшегося осадконакоплением.

Непосредственно к востоку от полосы распространения батиальных формаций располагается область зеленокаменных синклинориев, стиль развития которой был совершенно иным: интенсивные деформации островнодужной стадии развития, связанные со сжатием и образованием размывавшихся поднятий, начались еще в силуре (венлок на севере, лудлов на юге), т.е. значительно раньше, чем в смежной части континентального склона. Более того, в офиолитовом комплексе вблизи его основания в зоне Главного разлома прерывистой полосой прослеживаются проявления среднепалеозойского эклогит-глаукофанового метаморфизма с абсолютным возрастом, по В.И.Ленных (1974), 400 ± 20 млн. лет. Широко распространено мнение о том, что подобный метаморфизм отражает условия сверхдавлений и трассирует поверхности грандиозных надвигов (Добрецов, 1974, и др.). Тот факт, что эти грандиозные среднепалеозойские события в палеоокеаническом секторе Урала не нашли никакого отзвука в развитии края палеоконтинентального сектора, может быть объяснен лишь тектоническим сближением этих секторов в позднем палеозое.

Действительно, гипотетическая среднепалеозойская зона глубинного надвигания, наиболее ярким проявлением которой является эклогит-глаукофановый пояс, прослеживается на Урале далеко не повсеместно (например, она практически отсутствует на юге Среднего Урала). Но и там, где она развита довольно широко, часто наблюдается срезание ее более молодыми надвигами, выраженными в виде широких зон дробления, рассланцевания и зеленосланцевого диафтореза, серпентинитовых тектонитов и меланжа, образование которых местами достоверно датируется поздним палеозоем (в этих деформациях участвуют фаунистически охарактеризованные девонские и каменноугольные отложения).

Каков же был характер переходной зоны, потерянный в результате тектонического сближения указанных секторов по Главному разлому?

Есть основания предполагать, что фрагменты этой фауны сохранились на западном склоне Урала в аллохтонном залегании, и прежде всего в Сакмарском аллохтоне. По С.В.Руженцеву (1971, 1972, 1974), этот аллохтон имеет очень сложное внутреннее строение: в нем устанавливаются, по крайней мере, три разнофациальные пластины; при этом предполагается не менее чем пятикратное сокращение первичной ширины зоны. Фации, занимавшие предположительно наиболее западное (близкое к континенту) положение, имеют явные черты сходства с лемвинскими; разрез, правда, отличается широким развитием туффитов и туфов альбитофиров в среднем – верхнем ордовике, резким преобладанием фтанитов над глинистыми сланцами в силуре, весьма заметной ролью обвальных брекчий в эйфеле присутствием щелочных базальтоидов в живете, но в остальном характер и последовательность формаций в формационном ряду, как нам кажется, близки к батиальным. Разрезы, относимые к более восточным фациям, характеризуются широким развитием эффузивов по всему разрезу (для силура характерны спилиты).

Надо отметить, что в истории развития Сакмарской зоны, в отличие от зеленокаменных синклинориев, не намечается четко выраженной островодужной стадии. Прямых данных о характере первичного фундамента зоны не имеется; возможно, на западе еще сохранились какие-то остатки растянутой континентальной коры, однако участие офиолитов и серпентинитового меланжа в строении тектонических пластин является указанием на океанический фундамент по крайней мере части зоны.

Все изложенное выше подтверждает предположение о том, что в доверхнепалеозойской структуре Урала сочленение континентального и океанического секторов происходило через континентальный склон, его подножие и смежную глубоководную впадину, в пределах которых континентальная кора, утоняясь, переходила в океаническую; в этом же направлении увеличивалась роль эффузивов в разрезах. Важно подчеркнуть, что описанная зона сочленения, по-видимому, не переживала островодужной стадии развития.

ABSTRACT

The mode of contact between the paleocontinental and paleooceanic sectors of the Urals is discussed. It is shown that along the eastern margin of the paleocontinental sector some patches of Early Paleozoic riftogenic formations and of more young bathyal (continental–slope) ones had been preserved from the erosion. This formations are situated now in the nearest position to the paleooceanic (ophiolite and island–arc) formations of the same age. Nevertheless the Middle Paleozoic history of the continental slope acquired almost no signs of an influence of intense tectonic movements that were taking place in the paleooceanic sector during that time. Along with the structural data this fact accounts for the tectonic rapprochement of the mentioned sectors during the Upper Paleozoic.

The new data give also a support to an idea that the pre–upper–paleozoic contact between continental and oceanic sectors was represented by a zone of continental slope, rise and abyssal plane within which a thinning out of a continental crust and transition to an oceanic one had taken place. It is also important to point out that the development of this contact zone shows no typical island–arc stage.

ЛИТЕРАТУРА

Войновский–Кригер К.Г. Очерк тектоники Лемвинской фациально–структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Статья 2. – "Бюл. МОИП Отд. геол.", 1967, т. 42, вып. 3.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Формация щелочных базальтоидов Приполярного Урала и ее тектоническое положение. –"ДАН СССР", 1974, т. 216, № 6.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит–глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука", 1974.

Елокян В.С. Палеозойские отложения и история тектонического развития западного Пай–Хоя и острова Вайгач. Автореф. канд. дис.Л., 1971.

Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Ферштатер Г.Б. Палеозойская история Урала. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

Ленных В.И. Эклогитовый и глаукофановый метаморфизм в геологической истории Урала. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

Ожиганов Д.Г. Геологическое строение метаморфического пояса хребта Урал–Тау Южного Урала. – "Учен. зап. Башк. гос. пед. ин–та", 1955, вып. IV.

Пейве А.В. Тектоника Северо–Уральского бокситового пояса. Изд–во МОИП, 1947.

Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры. – В сб.: Ежегодник–1972 Ин–та геол. Коми ФАН СССР. Сыктывкар, 1973а.

Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Полярного Урала. – "Геотектоника", 1973б, № 6.

Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Серия препринтов "Научные доклады президиуму Коми ФАН СССР", вып. 9. Сыктывкар, 1974.
Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
Руженцев С.В. Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала. – "ДАН СССР", 1972, т.207, № 5.
Руженцев С.В. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф. докт. дис. М., 1974.
Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя. – "Труды НИИГА", 1961, вып. 123.

С. В. РУЖЕНЦЕВ

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР ТИПА ОКРАИННЫХ МОРЕЙ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Глубоководные котловины окраинных морей часто рассматриваются как сложно построенные геосинклинальные прогибы, формирующиеся частично на океанической, частично на коре переходного типа. Структурно-морфологические особенности указывают на большое их разнообразие (Пущаровский, 1972). Однако общим для большинства из них является пространственная связь с системой островная дуга – желоб. Другой отличительной особенностью окраинных морей является специфический набор выполняющих отложений. Здесь накапливаются относительно тонкие (алевро-пелитовые) терригенные осадки, однако на склонах поднятий наблюдается погрубение отложений. Кроме того, из области островных дуг поступают массы пирокластического и вулканотерригенного материала. Мощность отложений больше в приконтинентальных участках. В центральных частях бассейна она существенно уменьшается. В целом для котловин окраинных морей характерны следующие формации: туффито-карбонатно-терригенная в гумидных и туффито-кремнисто-терригенная с турбидитами в бореальных областях (Безруков, 1970; Безруков, Мурдмаа, 1971).

Мощные комплексы вулканокластических, терригенных и кремнистых пород широко распространены в пределах складчатых сооружений Тихоокеанского кольца. Многие из них формируются в пределах мезозойских окраинных морей, например отложения Большой Долины в Калифорнии (Bayley e. a., 1964; Hsu, 1973; Блейк, Джонс, 1974). К аналогичным образованиям, по-видимому, относятся мезозойские отложения Северо-Тайгоносской зоны, а также вулканокластические юрско-меловые отложения Майницкой зоны Корякии. Повсеместно они залегают на спилит-диабазах, которые, в свою очередь, перекрывают ультрабазиты и габбро. Считается, что последние представляют собой реликты древней океанической

коры и верхней мантии и, согласно М. Блейку и Д.Джонсу (1974), характеризуются здесь следующими особенностями: 1) аномально малой мощностью, 2) большой пестротой состава, в частности присутствием тел кварцевых кератофиров, 3) отсутствием дайкового комплекса.

Таким образом, отличительными чертами окраинных морей Тихого океана являются: 1) положение их в тылу островных дуг, 2) формирование на океанической или субокеанической коре, 3) особый состав осадков, представляющих смесь продуктов размыва пород континента и островных дуг, а также продуктов эксплозий, 4) специфическое строение меланократового основания.

На происхождение окраинных морей существуют различные точки зрения. В основном все они базируются на геофизических и геоморфологических материалах, геологическая интерпретация которых весьма произвольна. Примером подобного рода построений являются работы Д. Карига (1974), Д. Пакхэма и Д. Фалви (1974). Так, Д. Пакхэм и Д. Фалви, изучая геоморфологические особенности и геофизические поля океанов и окраинных морей, пришли к выводу об их сходстве. На этом основании делается заключение о спрединговой природе последних. В общем близкие представления развивает Д. Кариг, связывающий растяжение коры окраинных морей с поднятием глубинного диапира. Главным элементом всех этих гипотез является идея о новообразованности коры рассматриваемых структур. В общем-то на признании этого положения основаны и гипотеза базификации (Белоусов, 1968), и гипотеза рифтинга (Karig, 1974; Corbett e. a., 1972).

Совершенно иначе решается проблема М.С. Марковым (Марков и др., 1967), который рассматривает окраинные моря как реликтовые структуры периферических частей океана, вовлеченных в геосинклинальное развитие. Процесс формирования гранитного слоя, активно проходящий в островных дугах, охватывает и окраинные моря. Однако идет он здесь гораздо более вяло, вследствие чего местами сохраняются участки океанической коры.

Даже беглый обзор существующих гипотез на природу окраинных морей показывает многочисленность часто взаимоисключающих представлений. Рассматривая проблему, Ю.М. Пущаровский (1972) справедливо отмечает, что разнообразие структурной позиции морей вряд ли допускает какой-то универсальный механизм их образования. Так, возможны и латеральный отток глубинных масс коры (Южно-Охотское море), и раздвиг блоков коры (Тасманово море, Калифорнийский залив). Признается также процесс базификации (Мексиканский залив). Как реликтовая рассматривается Филиппинская котловина.

Такое большое число гипотез отражает крайнюю скудность наших знаний о геологии рассматриваемых структур. Любые построения, основанные только на геофизических материалах, не могут дать однозначное решение проблемы. Поэтому, по нашему мнению, более перспективно выделение и изучение структур типа окраинных

морей в фанерозойских складчатых сооружениях. Здесь можно выяснить латеральное и вертикальное расположение вулканогенно-осадочных комплексов, понять специфику развития структур, выяснить особенности строения основания, на котором они формировались. Трудность заключается в том, что первичное расположение этих комплексов в большинстве случаев запутано в связи с процессами складчатости (в частности, с шарьированием и сдвигами). Восстановление палеотектонической и палеогеографической обстановки требует в этом случае палинспастических реконструкций.

В качестве примера рассмотрим Сакмарскую зону Южного Урала, протягивающуюся в виде узкой (26–30 км) полосы вдоль западного его склона на 250 км. Она сложена эвгеосинклинальными сериями нижнего и среднего палеозоя, выходы которых наблюдаются среди миогеосинклинальных отложений среднего и верхнего палеозоя. В настоящее время появились данные о том, что зона – аллохтон, шарьированный в пределы восточной части Русской платформы (Камалетдинов, 1968; Кропачев, 1970; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971).

Внутренняя структура зоны крайне сложна и представляет собой систему пластин, сложенных разнофациальными отложениями ордовика, силура и девона. Древнейшими здесь являются аркозы и ортокварциты кидрясовской свиты ($\epsilon_3 - O_1 ar_1$). Фациальная их разновидность – отложения куагачской свиты ($O_1 t - ar_2$), представленные аркозами, трахибазальтами, кремнями и известняками. Далее следуют аргиллиты и алевролиты кураганской свиты ($O_1 ar_2 - S_1 ln_1$). Верхней ее части в некоторых разрезах соответствует толща туфогенных пород и основных эффузивов губерлинской свиты ($O_2 - S_1 ln_1$). Местами туфогенные породы появляются на более высоких стратиграфических уровнях (косистекская свита – $O_2 - S_1 ln_{2-3}$). Силурийские отложения ($S_1 ln_1 - S_2$) представлены несколькими разновидностями. В основном это фтаниты и вулканогенно-кремнистые серии. Девонские отложения подразделяются на четыре свиты: шандинскую ($D_{1-2} e$) – полимиктовые конгломераты и песчаники, андезитовые порфириты, спилиты, известняки, олистростромы; чанчарскую ($D_2 e - gv$) – трахиандезитобазальты, вулканомиктовые брекчии; егиндинскую ($D_3 fr$) – кремни, постепенно переходящие вверх в граувакки зилаирской свиты ($D_3 fm - C_1$).

Уже говорилось, что перечисленные отложения образуют систему тектонических пластин, вследствие чего в разрезе чередуется весьма пестрый в фациальном отношении комплекс различных толщ. Для выяснения их первоначального положения нами были выполнены палинспастические реконструкции (Руженцев, 1974). Основанная на них оценка первоначальной ширины Сакмарского прогиба дает минимальные значения 200–250 км. Установлены следующие фациальные ряды (с запада на восток): $O_2 - S_1 ln_1$ – 1) аргиллиты, алевролиты; 2) туфоаргиллиты; туффиты, кремни; 3) туфоаргиллиты, туффиты, туфы дацитов и плагиолипаритов; 4) туфоаргиллиты, туффиты, туфы дацитов, плагиолипаритов и андезитов, редко диабазы,

спилиты; 5) туфы андезитов и плагиолипаритов, вулканомиктовые песчаники и конгломераты, потоки пемз, олистострома, туфоаргиллиты;

$S_1ln_1 - S_2$ – 1) аргиллиты, алевролиты, фтаниты; 2) фтаниты, 3) фтаниты, кремневые песчаники, олистострома; 4) спилиты, диабазы, фтаниты, яшмы; 5) спилиты, диабазы, фтаниты, яшмы, туффиты, туфы плагиолипаритов; 6) туфы, андезитов и плагиолипаритов, туффиты, туфоаргиллиты, вулканомиктовые песчаники, яшмы.

Все эти отложения прорваны многочисленными телами серпентинового меланжа. Уже породы верхнего кембрия – тремадока содержат продукты размыва ультрабазитов. Обломки ультрабазитов и габбро установлены в средне– и верхнеордовикских отложениях. Однако особенно широко они представлены в силурийских отложениях зон 3–го и 5–го фациальных рядов, причем здесь же появляются многочисленные обломки зеленых сланцев, зерна метаморфигенного эпидота и роговой обманки. Все это, а также отсутствие внутрибассейнового сиалического материала позволяет предположить (Поспелов, Руженцев, 1972), что вулканогенно–осадочный комплекс Сакмарской зоны формировался на коре океанического типа (ультрабазит–габбровое основание).

Становление Сакмарского прогиба началось в конце кембрия, когда формировалась толща терригенных осадков, состоящих из продуктов размыва пород сиалического ряда. Наряду с аркозами и ортокварцитами здесь присутствуют трахибазальты, кремни и известняки. Подобные отложения, вообще характерные для базальных горизонтов некоторых эвгеосинклинальных серий ("грабеновые фации"), накапливались в отдельных более или менее разобщенных мелководных ваннах и отличаются непостоянством мощностей и гранулометрии. Они формируются в результате размыва резких уступов платформенных блоков, расположенных рядом с областью аккумуляции (наличие грубообломочных разностей вплоть до конгломератов, сложенных валунами гранитоидов, липаритов и т.д.).

Начиная с аренига в прогибе накапливается маломощная (200–450 м) толща красных аргиллитов, аркозовых и кварцевых алевролитов и песчаников, грубость и количество которых закономерно увеличиваются к западу, где присутствуют мощные пласты грубых песчаников и гравелитов с градационной сортировкой. Отложение осадков происходило в слабо дифференцированном глубоководном бассейне, на что указывают преобладание глинистых осадков, отсутствие бентосной фауны и текстурные особенности песчаников. Снос шел с запада, из области восточной части Русской платформы.

Со среднего ордовика формируется более пестрый в фациальном отношении комплекс. Лишь на самом западе прогиба накапливались осадки, аналогичные нижнеордовикским. Здесь возникли глубоководные алеврито–глинистые осадки, содержащие незначительную примесь пепла. К востоку они замещаются туфосилицитами, туффитами, кремнями (мощность 70–100 м) и, наконец, туфоар–

гиллитами, туфами дацитового и липаритового состава с горизонтами иногда грубых вулканомиктовых пород (мощность 400 – 500 м). Условия седиментации в это время характеризовались сокращением приноса в бассейн платформенного обломочного материала с запада и появлением вулканогенного материала, поступавшего с востока, где в это время возникают островные эксплозивные вулканы.

В позднем ордовике картина несколько изменяется. Продолжает сокращаться снос терригенного материала с запада. Одновременно увеличивается площадь развития туффитов, кремней, туфосилицитов. В полосе туфогенных пород появляется зона, где наряду с туфами кислого и среднего состава появляются отдельные покровы спилитов. По направлению к востоку они замещаются толщей туфов (в том числе игнимбритов и пемз), вулканомиктовых пород, олистостром, которые маркируют западный склон вулканической гряды.

Таким образом, в ордовике Сакмарский прогиб представлял собой глубоководный бассейн, располагавшийся между континентальным блоком Русской платформы и вулканической грядой, где происходили выбросы пирокластики кислого и среднего состава. Седиментационная обстановка определялась поступлением тонкого терригенного материала с платформы и пирокластического – из области вулканической гряды. Кроме того, существенное значение имело осаждение кремнистых илов.

Указанные отложения, по-видимому, накапливались на ультрабазит-габбровом основании. Во всяком случае для верхнего ордовика это доказывается прямыми полевыми наблюдениями. И по своей структурной позиции, и по типу вулканогенно-осадочных формаций, и по особенностям седиментации, а возможно, и по характеру коры Сакмарский прогиб чрезвычайно схож с котловинами современных окраинных морей.

Описанная смена комплексов по латерали и вертикали отражает процесс становления прогиба вследствие разрыва континентальной плиты и последующего раздвига обособившихся ее частей. Сначала вдоль линии разрыва закладывается система грабенов, заполнявшихся грубыми аркозами. Здесь же местами происходило излияние щелочных базальтоидов. В условиях последующего раздвига частично за счет удаления или нивелировки континентальных уступов обломочный материал становился гораздо более тонким. Начиная со среднего ордовика терригенные осадки замещаются туфогенными, "оттесняющими" область терригенной седиментации к западу. Этот процесс шел не путем "разбавления" терригенного материала туфогенным при постоянстве поступления первого, а путем постепенного ослабления терригенного сноса, что привело к сокращению области терригенной седиментации. Синхронно расширялась область аккумуляции туфогенных осадков. Характерно, что обе они разделены зоной маломощных "конденсированных" осадков (кремни, туффиты, туфосилициты), миграция которой к западу устанавливается вполне отчетливо.

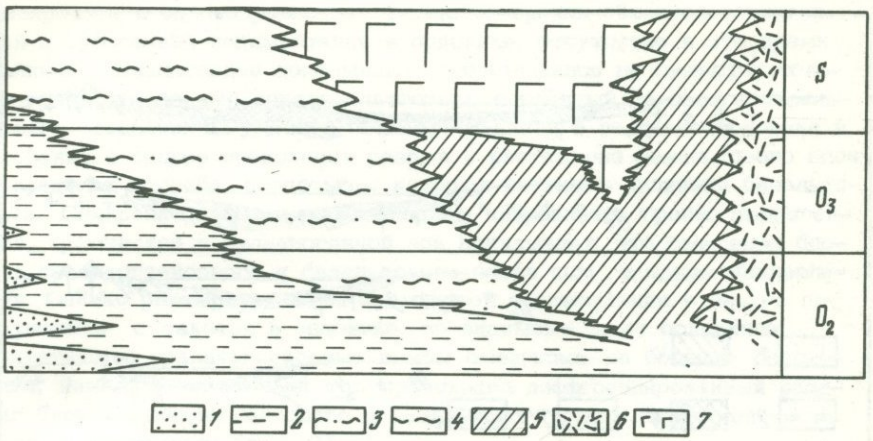


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая соотношение основных формационных комплексов Сакмарского прогиба (палинспастическая реконструкция)

1 – аркозовые песчаники и гравелиты; 2 – кварцевые алевролиты и аргиллиты; 3 – туфосилициты, кремни; 4 – фтаниты; 5 – туффиты, туфоаргиллиты, туфы андезитов, дацитов, липаритов; 6 – туфы андезитов, дацитов, липаритов, вулканомиктовые песчаники и конгломераты; 7 – спилиты, диабазы

В силуре этот процесс получил дальнейшее развитие. Аргиллиты и алевролиты сохранились на крайнем западе в виде отдельных сравнительно редких прослоев. Вместе с тем область кремнистой седиментации резко расширилась. На востоке продолжали существовать эксплозивные вулканы, поставлявшие в восточную часть бассейна обильный пирокластический материал кислого и среднего состава. Главное отличие условий, существовавших в силуре, – появление в зоне стыка кремнистой и туфогенной седиментации интенсивных трещинных излияний базальтов. Излияния базальтов начались еще в позднем ордовике. Однако в силуре их масштабы несравненно грандиозней, а основные лавы заняли обширную площадь.

Общее расположение основных литологических комплексов силура показывает, что процесс удаления континентальных (платформенных) источников сноса получил свое максимальное выражение. Одновременно западный край зоны конденсированной седиментации (фтаниты) резко продвинулся к западу на фоне общего увеличения ее ширины. Также к западу продвинулся край вулканогенной зоны. Вместе с тем область туфогенной сидиментации и, по-видимому, вулканическая цепь на востоке сохранились в своем первоначальном виде (рис. 1).

Излияния базальтов создали вулканическую гряду, разделившую бассейн на две части. В восточной оседала основная масса пироклас-

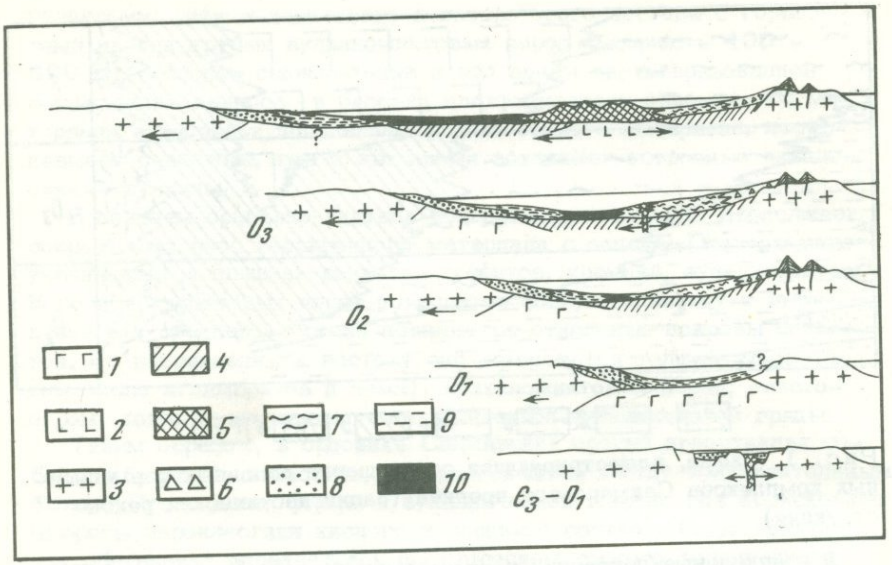


Рис. 2. Профили, иллюстрирующие развитие Сакмарского прогиба

1 – древнее ультрабазит-габбровое основание; 2 – новообразованная океаническая кора; 3 – гранито-гнейсовый цоколь Русской платформы; 4 – отложения предшествующих эпох; 5 – основные лавы; 6 – туфы кислого и среднего состава, вулканомиктовые песчаники и конгломераты; 7 – туффиты, туфоаргиллиты, туфы кислого и среднего состава; 8 – аркозовые песчаники; 9 – аргиллиты и кварцевые алевролиты; 10 – кремни, туфосилициты. Стрелками показаны направления смещения плит

тики; доступ в западную ей был затруднен, вследствие чего там происходило накопление почти исключительно углисто-кремнистых осадков.

Рельеф бассейна менялся не только в связи с появлением вулканических построек. Местами со второй половины силура в нем возникали внутрибассейновые кордильеры. В зону размыва здесь попадали не только нижнесилурийские толщи, но и породы меланократового основания. Возникали разнообразные (вплоть до олистостром) обломочные горизонты, в которых наряду с фрагментами ультрабазитов и габбро встречаются обломки амфиболитов и чаще зеленых сланцев. Характерно, что здесь полностью отсутствуют продукты перемыва ордовикских пород. Это позволяет предположить, что по крайней мере местами вулканогенный комплекс силура ложился непосредственно на меланократовое основание.

Формирование Сакмарского прогиба, по-видимому, связано с рифтингом континентальной плиты и раздвигом ее отдельных частей. В процессе раздвига был вскрыт ультрабазит-габбровый комплекс.

Синхронное и однонаправленное смещение границ областей терригенной и туфогенной седиментации в ордовике, отсутствие в это время излияний базальтоидов показывают, что смещался по существу только гранитогнейсовый цоколь платформы, сорванный со своего базальтового основания (Руженцев, 1974). Начиная с позднего ордовика и особенно в силуре происходят разрыв и растяжение базальтового слоя в пределах прогиба, следствием которых являются излияния базальтоидов. Синхронное смещение в западном направлении границ терригенной, кремнистой и вулканогенной зон показывает, что смещение блоков гранитогнейсового и базальтового слоев шло в одном направлении. Однако расширение зоны кремнистой седиментации в силуре по сравнению с таковой в ордовике, по-видимому, дает основание считать, что гранитогнейсовые глыбы смещались на бо́льшие расстояния, нежели базальтовые, т.е. происходил дифференцированный раздвиг блоков гранитогнейсового и базальтового слоев восточной части Русской платформы (рис. 2).

Раздвигание было асимметричным: сильнее смещался западный блок платформы. В этом смысле схема асимметричного спрединга, предполагаемого, например, для Японского моря (Пакхэм, Фалви, 1974), находит подтверждение.

В историко-тектоническом аспекте западная часть Урала сходна с западным сектором Тихоокеанского кольца. В обоих случаях между континентом и океаном существовали котловины окраинных морей, структурно сопряженные с островными дугами. По крайней мере для некоторых из них можно предположить формирование в связи с раздвигом континентальных блоков, смещаемых не только вдоль волновода (модель стандартного или асимметричного спрединга), но и по срывам вдоль поверхностей *M* и *K*.

ABSTRACT

A large Sakmarian allochton containing Early and Middle Paleozoic eugeosynclinal sediments is located in the west part of the South Urals. This allochton was overthrust onto the east margin of the Russian platform. Mentioned sediments had been accumulated in a basin with an ultramafic–gabbroic basement. The composition of the sediments and position of the basin between a craton (platform) and an island–arc are similar to present day marginal seas. The basin history began in Late Cambrian with an appearance of grabens filled by coarse arkoses and locally by trachybasalts. Beginning in Arenig time the basin widened and the continental source of terrigenous material drifted westward. Deep–water argillites were deposited in the western part of the basin and tuffaceous sediments in its eastern part. Broadening of the basin resulted from a break and an independent displacement of granitic basement blocks along "K"–surface. During the Silurian movement of these blocks continued but a contemporaneous break and displacement of blocks of the ultramafic–gabbroic complex occured. In the central part of the basin appeared

a rift filled by spilites. Thus, the history of the basin was connected with rifting and spreading of continental plate. Its fragments displayed differential displacement not only along the asthenosphere (model of standard or asymmetrical spreading) but also along breaks on the "K" – surface.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П.Л. Общие черты осадконакопления в Тихом океане. – В кн.: Тихий океан. Т. 2. М., "Наука", 1970.

Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Осадочные формации океанов. – В кн.: История Мирового океана. М., "Наука", 1971.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., "Наука", 1968.

Блейк М.К., Джонс Д.Л. Происхождение франсисканского меланжа Северной Калифорнии. –"Геотектоника", 1974, № 6.

Камалетдинов М.А. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа. – "Геол. нефти и газа", 1968, № 3.

Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. – В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.

Кропачев С.М. Тектоника Сакмарской зоны Урала. –"Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1970, № 1.

Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., "Наука", 1967.

Пакхэм Д., Фалви Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. – В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.

Поспелов И.И., Руженцев С.В. К проблеме "офиолитового комплекса" центральной части Сакмарской зоны Урала. – "ДАН СССР", 1972, т. 203, № 1.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., "Наука", 1972.

Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.

Руженцев С.В. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф. докт. дис. М., 1974.

Bayley E.H., Irwin W.P., Jones D.L. Franciscan and relayted rocks and their singificance in the geology of Western California. – "Calif. Div. Mines and Geol. Bull.", 1964, v. 183.

Corbett K.D., Bains M.R., Jago T.B. Plate tectonics and the Lower Paleozoic of Tasmania. – "Natur.–Phys. Sci"., 1972,v. 240, N 97.

Hsu K.J. The Odyssey of geosyncline. – In: Evolving concepts in sedimentology. London, Hopkins Univ. Press, 1973.

Karig D. Tectonic erosion at trenches. – "Earth Planet. Sci. Letters", 1974, v. 21, N 2.

А. А. БЕЛОВ

ГРАНИЦА ГОНДВАНЫ И ЕВРАЗИИ И ШОВ ПАЛЕОТЕТИСА В КАВКАЗСКОМ СЕКТОРЕ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

История тектонического развития Средиземноморского складчатого геосинклинального пояса в доальпийское время известна нам далеко не полно. По представлениям многих исследователей (Э.Зюсс, Г.Штилле, М.В. Муратов, А.В. Пейве, В.Е. Хаин, Н.А. Штрейс и др.), здесь существовали последовательно допалеозойский, палеозойский и мезозойский океанические (или геосинклинальные) бассейны. Однако их местоположение, взаимоотношения и время существования представляются по-разному.

В настоящее время осадочные, вулканические и магматические образования, часто метаморфизованные, различных этапов развития Средиземноморского пояса, а также краевые части обрамлявших его континентов тектонически сближены. Крупные горизонтальные движения больших масс земной коры, особенно в течение альпийского этапа развития, привели к широкому распространению шарьяжей, в результате чего отдельные зоны, а возможно, целые системы были перемещены со своего первоначального места и перекрыли соседние зоны, создав серьезные трудности для расшифровки первичной тектонической зональности.

Положение мезозойского океана Тетиса устанавливается по распространению в южной части Альпийской складчатой области мезозойских офиолитовых ассоциаций. Как отмечали А.В. Пейве (1969) и А.Л. Книппер (1975) и что подтверждается нашими исследованиями, в разрезах офиолитовых ассоциаций южной зоны пояса палеозойские отложения отсутствуют и нижний мезозой (триас-юра) в формациях океанического типа ложится непосредственно на древний габбро-гипербазитовый фундамент[1]. Этот факт позволяет думать, что Мезотетис возник в результате раннемезозойского (местами, может быть, с поздней перми) тектогенеза. Джон Дьюи с соавторами (Dewey e. a., 1973), не указывая времени образования Мезотетиса, изобразили его на предпозднетриасовой палеогеографической схеме в виде широкого океанического бассейна, сужающегося к западу в сторону современного Средиземного моря и открывающегося к востоку в Индийский океан. Можно полагать, что этот "пра-Атлантический океан", существовавший уже к позднему триасу, возник после или одновременно с окончанием замыкания Палеотетиса. В связи с этими событиями, вероятно, находится время замыкания ос-

---

[1] Немногочисленные радиометрические определения, подтверждающие докембрийский возраст меланократового фундамента, требуют дополнительного подкрепления. Если внутри него будут обнаружены палеозойские образования, то Мезотетис придется считать унаследованным, по крайней мере частично, от Палеотетиса.

таточного бассейна Палеотетиса – Сванетского (зоны южного склона Большого Кавказа) – и складчатости его морских отложений, имевшей место в конце триаса перед ранней юрой, отложения которой залегают трансгрессивно с резким несогласием на разновозрастных палеозойских и триасовых толщах (Белов, Сомин, 1964).

В Кавказском секторе Средиземноморского пояса (Передовой хребет Северного Кавказа) имеются разрезы, в которых палеозойские отложения (точнее, нижнепалеозойские досилурийские) залегают непосредственно на коре океанического типа (Белов, Омельченко, 1976). Нижнепалеозойские отложения, объединенные с габбро-гипербазитами в офиолитовой ассоциации, выявлены на Северном Кавказе совсем недавно; этот факт имеет большое значение, так как раньше можно было лишь утверждать, что северная часть Средиземноморского пояса построена складчатыми герцинидами. Теперь мы знаем, что среди последних имеются реликты структур океанического типа, существовавших с начала палеозоя, а возможно, и с позднего докембрия, т.е. Палеотетиса.

К северу от зоны Передового хребта в фундамента Скифской платформы Предкавказья и Степного Крыма широко развиты отложения девона и нижнего карбона. Они представляют собой образования краевых морей как по типу осадков (мощные глинисто-алевритовые терригенные, реже кремнисто-туффитовые и карбонатные), так и по положению в общей структуре между краем Восточно-Европейской платформы и океаническим бассейном Палеотетиса. Комплекс этих осадков в более глубоких горизонтах, еще не достигнутых скважинами, вероятно, содержит и более древние силурийские и нижнепалеозойские породы.

Палеозойские отложения зоны окраинного моря формировались на позднедокембрийской субокеанической или субконтинентальной коре[1], представленной в настоящее время метаморфическими, в основном зелеными, сланцами, образовавшимися по терригенным и вулканогенным породам, в том числе по спилитам и диабазам. Они вскрыты многими скважинами в Степном Крыму и в Западном Предкавказье и обнажаются на поверхности в Бечасынской зоне Северного Кавказа. Часто в результате различных метаморфических преобразований эти отложения превращены в гнейсы и кристаллические сланцы, прорваны позднепалеозойскими гранитами и совместно с палеозойскими комплексами несогласно перекрыты верхнепалеозойскими орогенными образованиями.

Все эти явления свидетельствуют о процессе формирования континентальной земной коры, завершившемся в позднем палеозое. Каких-либо нормальных калиевых гранитов или орогенных вулканитов

---

[1] В северной краевой части они были наложены на древнее основание Восточно-Европейской платформы, испытавшее позднедокембрийскую и герцинскую переработки (разрушение и затем вновь наращивание континентальной коры).

позднедокембрийского времени здесь не обнаружено. Единственным указанием на докембрийскую континентальную кору в рассматриваемой северной части Кавказского сектора являются находки среди галек юрских и меловых конгломератов в Горном Крыму гранитов с К–Ar возрастом 848–1100 млн. лет и различных гнейсов (Добровольская и др., 1970). Возможно, в северной части Черного моря к югу от берегов Крыма существовала докембрийская зона ранней консолидации и роста сиалической коры, откуда эти гальки и поступили, либо гранитно–метаморфические массы были перемещены сюда с юга в процессе герцинского тектогенеза (докембрийские граниты и гнейсы из галек сильно катаклазированы, а верхнепалеозойские – нет).

К югу от мегантиклинория Большого Кавказа, где мы имеем свидетельства существования Палеотетиса, находится Черноморско–Закавказский массив, ограниченный с юга Эрзинджан–Севанским офиолитовым швом. Доальпийская тектоническая история этого массива остается пока загадочной. В его фундаменте имеются два разновозрастных и различных по степени метаморфизма комплекса пород. Более ранний образован на Дзирульском, Храмском и Локском массивах биотитовыми и двуслюдяными кристаллическими сланцами, представляющими собой продукты метаморфизма основных вулканогенных пород, полосчатых амфиболизированных габброидов и амфиболитов. Они густо инъецированы кварц–полевошпатовым материалом, прорваны кварцевыми диоритами и плагиогранитами, часто превращенными в гнейсы (Заридзе, 1970, и др.).

Следующий комплекс представлен зелеными аповулканогенными хлоритовыми и хлорит–серицитовыми сланцами, мусковитовыми и двуслюдяными сланцами, инъецированными кварц–плагиоклазовым материалом, филлитами, графитовыми сланцами, рассланцованными алевролитами и песчаниками. С ними связаны тела диабазов, порфиритов и габбро–диабазов. На Дзирульском массиве к этому же комплексу относятся мраморы с нижнекембрийской фауной и конгломераты с галькой плагиогранитов, имеющих К–Ar возраст 500 млн. лет (по М.Б. Абесадзе, Г.К. Цинакуридзе, М.М. Рубинштейну). Эти данные позволяют думать, что первый более сильно метаморфизованный комплекс является докембрийским. Относительно возраста второго, описываемого обычно на Дзирульском массиве под названием "свита филлитов", пока что–либо утверждать трудно. Дело в том, что он не представляет собой какой–либо последовательно напластованной толщи. Это узкая (2 км) зона сильно тектонизированных пород, зажатых в разломах между гранитами и кристаллическими сланцами и разбитых на отдельные линзы и блоки, сопровождаемые тектонитами (милониты, филлониты, катаклазиты) и серпентинитами.

В связи с этим невозможно решить, являются ли нижнекембрийские мраморы самыми молодыми либо самыми древними породами в этом комплексе, относится ли последний к докембрию – нижнему палеозою либо к нижнему – среднему палеозою, или, наконец, отдельные его части разновозрастные. Время же главных дислокаций, при-

ведших к сильной тектонизации всего комплекса, доюрское, так как они захватывают и позднепалеозойские граниты, и кварцевые порфиры (Леонов, 1974).

Складчато-метаморфический фундамент массива перекрывается неметаморфизованными отложениями орогенного типа, наиболее древние из которых на Храмском массиве представлены мелководными морскими вулканогенно-терригенными и терригенно-карбонатными отложениями и субаэральными вулканитами верхнего визе-башкирского яруса. Позднепалеозойские вулканические образования кислого и среднего состава были распространены широко на Закавказском массиве; сейчас от них сохранились отдельные останцы.

Приведенные сведения не позволяют однозначно решить вопрос, являются ли Закавказский массив и его западное продолжение в Восточном Понте, а также занятое акваторией Черного моря частью платформ южного ряда. Если считать возраст его фундамента докембрийским, что представляется более вероятным, то Черноморско-Закавказский массив можно представить в течение палеозойской эры как краевую относительно приподнятую часть Гондванского континента. В палеогеографическом смысле это был остров, лишь временами заливавшийся морем и ограниченный на севере океаническим бассейном Палеотетиса, а на юге, западе и востоке – эпиконтинентальными шельфовыми морями.

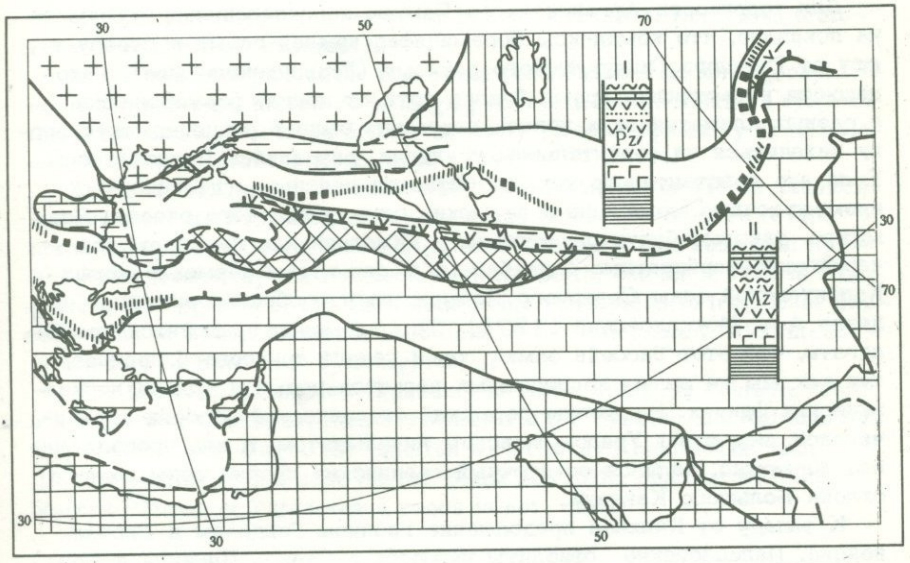
В позднем палеозое Черноморско-Закавказский массив испытал сильное воздействие герцинского диастрофизма, во время которого, вероятно, его земная кора окончательно приобрела континентальное строение.

В южном Закавказье, Иране и Восточной Анатолии к югу от Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны метаморфический докембрийский фундамент перекрывается венд-инфракембрийскими отложениями, представленными красноцветными молассами, включающими местами наземные вулканиты орогенного типа. В Закавказье аналогичные отложения известны пока в единственном месте – в Южном Зангезуре (Белов, 1968). Метаморфические породы Мисханского массива Армении (арзаканская, дзораглухская, бжнуялская свиты схемы Р.А. Аракеляна) не имеют возрастной датировки. Они испытали двукратный метаморфизм (Агамалян, 1974), последний раз – в мезозое, и лишь условно относятся к докембрию. Какая-либо корреляция со "свитой" филлитов и кембрийскими мраморами Дзирульского массива невозможна.

Орогенные формации наряду с редко встречаемыми гранитами свидетельствуют о формировании в этой области в позднем докембрии континентальной коры. Нижне-, средне- и верхнепалеозойские отложения представлены преимущественно мелководными карбонатными и терригенными, выдержанными на значительных расстояниях, платформенными осадками. В Армении и Нахичеваньской АССР условия их залегания и фациальные изменения указывают на существование на севере области Закавказского острова (данные Ш.А. Азизбекова, Р.А. Аракеляна, М.С. Абрамян, Э.Я. Левена, И.А. Гречишниковой и

др.). Все они имеют большое сходство с платформенными разрезами Аравийского полуострова и образовались на северном шельфе континента Гондваны. Именно эта шельфовая платформенная область подверглась в раннем мезозое раздроблению при образовании Мезотетиса.

Таким образом, границу Гондваны и Евразии логично проводить вдоль южного склона Большого Кавказа, имея в виду при этом не-



Тектоническая схема доальпийского основания Средиземноморского пояса

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Африкано-Аравийская и Индийская платформы; 3 – южная часть Средиземноморского пояса с распространенными в ее пределах палеозойскими платформенными отложениями северного шельфа Гондваны; 4 – Закавказский массив; 5 – граница Гондваны и Евразии, приведены два принципиальных разреза офиолитовых зон к северу (I) и к югу (II) от этой границы; 6 – гипербазиты; 7 – габброиды, 8 – эффузивно-осадочная серия; 9 – границы зон; 10 – северная часть Средиземноморского пояса с остатками структур Палеотетиса; 11 – шовные зоны с палеозойскими офиолитами: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – палеозойский прогиб зоны южного склона Большого Кавказа и Каракульская зона Памира; 13 – область распространения нижне-среднепалеозойских осадков краевых морей Палеотетиса: а – преимущественно терригенных, б – карбонатно-терригенных; 14 – Урало-Монгольский пояс

которую неясность тектонической истории Закавказского массива, далее на восток она проходит через Каспийское море вдоль южного склона Копетдага и затем соединяется с Главным Гиндукушским разломом. При этом центральная часть Палеотетиса с океаническими разрезами палеозоя протягивается несколько севернее, от Передового хребта Северного Кавказа на соединение с Туаркыром, и затем причленяется к той же границе (см. рисунок).

Для территории Афганистана и Памира исследованиями Э.Я.Левена показано, что комплексы фораминифер нижней перми к северу и югу от Главного Гиндукушского разлома (Герирудского шва), находящиеся в настоящее время близко друг от друга, формировались в разных климатических поясах и должны были в раннепермскую эпоху находиться на значительном удалении, разделяясь Палеотетисом. Если это действительно так, то остается неясным, где находятся промежуточные между ними пермские отложения этого океана. Возможно, таковые будут обнаружены в Гималаях или ими окажутся терригенно-карбонатные с диабазами и спилитами пермские толщи Каракульской зоны Северного Памира, на что обратил внимание недавно А.А. Моссаковский (1972). Тем не менее приходится предполагать, что этот бассейн замкнулся в начале триасового периода, так как мы не знаем непрерывных разрезов перми и триаса в океанических фациях. На западе пермский океанический бассейн ограничивался, вероятно, Урало-Оманским линеаментом, а его продолжением, возможно, являлся остаточный герцинский прогиб зоны южного склона Большого Кавказа.

К западу от Кавказа продолжение границы Гондваны и Евразии неясно. Палеозойские офиолиты имеются в Старой Планине в Болгарии, откуда эта зона протягивается в Западно-Понтийские горы. Неясно, существуют ли офиолиты палеозоя в Вардарской зоне Балканского полуострова и на ее продолжении к востоку в Измирской зоне и на Мизийско-Галатском массиве в Западной Анатолии. Эти зоны можно попытаться протянуть через впадину Черного моря на соединение с Большим Кавказом, однако пока таким попыткам противоречат геофизические материалы по Черноморской впадине.

Наиболее общей чертой истории тектонического развития Средиземноморского пояса является последовательное чередование эпох сжатия и растяжения, которые приводили к новообразованию и замыканию межконтинентальных океанических бассейнов и пространственному перераспределению литосферных масс, возможно, на фоне общего роста площадей как континентов, так и океанов.

ABSTRACT

Relicts of the oceanic type structures in the Caucasian sector of the Mediterranean folded belt in the beginning of Paleozoic habe been recently recognized in the Hercynian synclinorium of the Peredovoi Range of the North Caucasus. The sections are meant where Lower Paleozoic strata of

volcanogenic and volcanogeno–sedimentary rocks (spilites with spheroidal parting, diabases, siliceous and clayey–siltstone–tuffaceous rocks) occur on the gabbro–ultrabasitic complex.

To the north of the Peredovoi Range zone in the basement of the Scythian platform of Predkaucazie the Devonian and Lower Carboniferous deposits are presented by formations of the marginal seas formed on the Late Precambrian suboceanic crust. The continental crust was formed in the northern part of the Mediterranean belt as a result of Hercynian tectogenesis in the Late Paleozoic.

In the southern part of the Hercynian folded area a residual geosynclinal basin has been preserved belonging to a zone of the southern slope of the Great Caucasus closed before the Early Jurassic, probably synchronously with opening of the Mesotethys ocean.

South of the Greater Caucasus the Transcaucasian massif is assumed to have the Late Precambrian basement and is likely attributed to the northern margin of Gondwana. During the Paleozoic it was somewhat uplifted being framed by the Paleotethys in the north, and shelf seas in other places, the deposits of the shelf seas being widespread in Iran, East Anatolia and the Transcaucasian. In the end of the Paleozoic it was intensely affected by Hercynian diastrophism.

The Gondwana/Eurasian boundary is drawn along the southern slope of the Greater Caucasus, then eastwards via the Caspian Sea and southern foot of the Copet–Dag to the junction with Glavny Gindukushsky fault. Its continuation to the west via the Black Sea to the junction with the Staraya Planina or Vardarskaya zones is not clear.

ЛИТЕРАТУРА

Агамалян В.А. Докембрий – нижний палеозой. – В кн.: Геология Армянской ССР, Т. V. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1974.

Белов А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.," 1968, № 10.

Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. – "Геотектоника", 1976, № 2.

Белов А.А., Сомин М.Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ). – "ДАН СССР", 1964, т. 159, № 1.

Добровольская Т.И., Лебединский В.И., Макаров Н.Н., Юрк Ю.Ю. Геохронология Крыма по радиологическим данным. Труды XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука"; 1970.

Заридзе Г.М. О базальтовом субстрате древнейшего геосинклинального пояса Кавказа. – В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., "Наука", 1970.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. – "Труды ГИН АН СССР", 1975, вып. 267.

Леонов М.Г. Разрывные нарушения Дзирульского массива (Грузия). "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1974, т. 49, № 6.

Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии. – "Геотектоника", 1972, № 1.
Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – "Геотектоника", 1969, №4.
Dewey J.F., Pitman III W.C., Rayn W.B.F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. – "Bull. Geol. Soc. America", 1973, v. 84.

Л. М. ПАРФЕНОВ, Л. П. КАРСАКОВ, Ю. Ф. МАЛЫШЕВ,
В. С. ПРИХОДЬКО, Д. Ф. СЕМЕНОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЛУБИННОЙ ТЕКТОНИКИ СОВЕТСКОГО ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Между Сибирской платформой, являющейся одним из древних ядер Азиатского континента, и ложем Тихого океана выделяются мезозойские геосинклинальные системы различного типа, срединные массивы, вулканические пояса (Охотско-Чукотский и др.) и кайнозойские геосинклинальные системы (рис. 1).

Мезозойские геосинклинальные системы завершили геосинклинальное развитие в течение поздней юры – мела. По составу осадочных и магматических формаций и интенсивности складчатости они подразделяются на ряд типов.

Эвгеосинклинальные системы типа А (Корякская, Южно-Анюйская, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алиньская, Восточно-Сахалинская) в настоящее время разобщены водами окраинных морей, покровами вулканитов и молодыми депрессиями. Согласно магнитометрическим, структурным, палеогеографическим данным и материалам драгирования, эти системы, сливаясь друг с другом, образуют единый приокеанический пояс шириной до нескольких сотен километров. Монголо-Охотская и Южно-Анюйская системы, которые в виде узких (десятки километров) лентовидных полос вдаются в пределы континента, представляют собой части этого пояса. Они характеризуются преимущественно спокойным пониженным и близким к нормальному анизотропным магнитным полем с ориентировкой магнитных аномалий, совпадающей с простиранием геосинклиналей. По магнитометрическим данным, намечается соединение Монголо-Охотской и Корякской систем в пределах северной части Охотского моря.

Системы образованы преимущественно кремнистыми, глинистыми, граувакковыми и флишевыми толщами; формирование некоторых из них происходило в глубоководных условиях. Существенное значение в разрезе имеют вулканические породы, представленные главным образом базальтами. Разрез геосинклинальных систем, за исключением, возможно, лишь Южно-Анюйской, включает наряду с мезозойскими палеозойские и местами позднедокембрийские образования. В геосинклинальном комплексе установлены несогла-

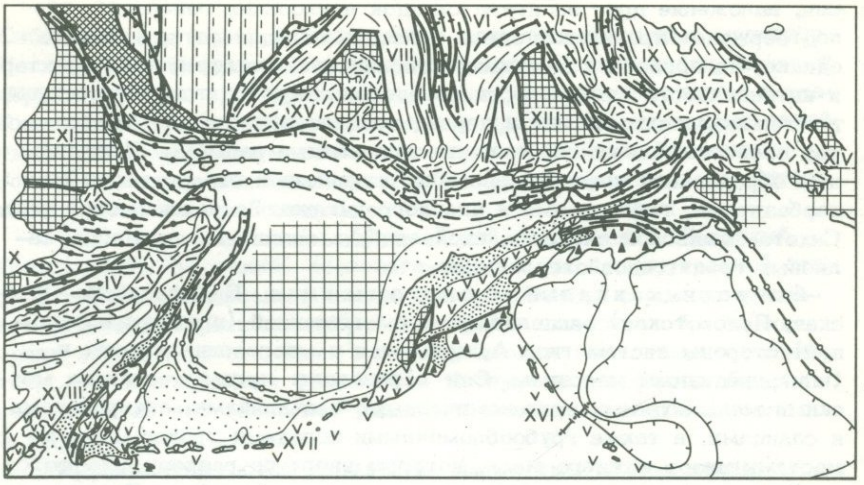


Рис. 1. Схема тектоники советского Дальнего Востока и сопредельных территорий

1 – Сибирская платформа; срединные массивы: 2 – достоверные, 3 – предполагаемые; 4 – Становая геосинклинальная система (древнее 2 млрд.лет); мезозойские геосинклинальные системы: 5 – миогеосинклинальные, 6 – эвгеосинклинальные типа А, 7 – их предполагаемое продолжение на шельфе, 8 – эвгеосинклинальные типа Б, 9 – их предполагаемое продолжение на шельфе; 10 – мезозойские вулканические пояса и поля; кайнозойские геосинклинальные системы: 11 – миогеосинклинальные зоны, 12 – их предполагаемое продолжение в акваториях, 13 – эвгеосинклинальные зоны, 14 – вулканические пояса, 15 – их предполагаемые продолжения в акваториях; 16 – надвиги; 17 – сдвиги; 18 – разломы; 19 – глубоководные впадины окраинных морей. Мезозойские эвгеосинклинальные системы типа А: I – Корякская, II – Южно-Анюйская, III – Монголо-Охотская, IV – Сихотэ-Алиньская, V – Восточно-Сахалинская; эвгеосинклинальные системы типа Б: VI – Алазейско-Олойская, VII – Приохотская; миогеосинклинальные системы: VIII – Яно-Колымская, IX – Чукотская; срединные массивы: X – Ханкайский, XI – Буреинский, XII – Охотский, XIII – Омолонский, XIV – Чукотский; XV – Охотско-Чукотский вулканический пояс; кайнозойские геосинклинальные системы: XVI – Алеутская, XVII – Курило-Камчатская, XVIII – Западно-Сахалинская

сия, наложение друг на друга складок нескольких генераций, что подтверждает проявления здесь эпизодов складчатости, которые, однако, не привели к замыканию геосинклинальных систем. Характер и интенсивность складчатости свиедетельствуют о том, что ширина геосинкличальных систем в период осадконакопления во много раз превосходила их современные поперечные размеры. Интрузивные образования представлены участвующими в складчатости гипербазитами, габброидами и плагиогранитами. За исключением лишь Сихотэ-Алиньской системы, сколь-нибудь значительные массы калиевых гранитоидов отсутствуют.

Эвгеосинклинальные системы типа Б (Алазейско-Олойская, Приохотская) располагаются с внутренней (приконтинентальной) стороны систем типа А, примыкая к миогеосинклиналям и (или) срединным массивам. Они образованы преимущественно морскими мелководными вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и сланцами, а также грубообломочными породами триаса, юры и местами низов нижнего мела, которые вверх по разрезу сменяются прибрежно-морскими и континентальными накоплениями. Вулканические породы представлены лавами и туфами андезитов, дацитов, липаритов и базальтов повышенной щелочности. Отложения ордовика, девона, карбона и перми, известные в их пределах, сходны с мезозойскими разрезами. Повышенная щелочность является отличительной особенностью палеозойских вулканитов. Известны толщи трахибазальтов и трахиандезитов с содержанием K_2O до 5% (Мерзляков, Лычагин, 1973). Интрузивные образования представлены небольшими телами габбро, плагиогранитов и граносиенитов.

Складчатость не отличается особой интенсивностью. Зеркало складчатости в целом имеет пологое залегание.

Особенности геосинклинальных систем данного типа могут быть объяснены заложением их в зонах раздробления раннедокембрийского кристаллического фундамента, отдельные блоки которого известны в их пределах.

Специфика геосинклинальных систем подчеркивается сочетанием двух типов аномальных магнитных полей: мозаичного, подобного магнитному полю срединных массивов, и анизотропного, представленного системой аномалий, ориентированных в соответствии с простиранием геосинклиналей.

Миогеосинклинальные системы (Яно-Колымская и Чукотская) располагаются в обрамлении Алазейско-Олойской и Южно-Анюйской систем. Они образованы морскими мелководными сланцево-песчаными толщами большой мощности карбона-верхней юры. Позднедокембрийско-раннепалеозойские толщи, местами выступающие по их обрамлению, представлены терригенно-карбонатными комплексами миогеосинклинального типа, что позволяет относить заложение систем к позднему докембрию.

Развитие данных систем происходило на погруженном дорифейском сиалическом фундаменте того же типа, что слагает фундамент

Сибирской платформы и выступает в пределах срединных массивов. Наличие такого фундамента объясняет стиль складчатости, который характеризуется присутствием овальных участков с пологим и слабоволнистым залеганием, окаймленных протяженными зонами линейных складок при общем положении зеркала складок, близком к горизонтальному. Магматические образования представлены цепочками и поясами гранитоидов.

Срединные массивы (Ханкайский, Буреинский, Охотский, Омолонский, Чукотский) располагаются цепочкой с внутренней стороны эвгеосинклинальных систем типа А. Основу строения массивов составляют раннедокембрийские кристаллические образования, среди которых устанавливаются гранулитовые комплексы того же типа, что и в пределах фундамента Сибирской платформы. Возраст некоторых из них датирован радиометрическими методами около 3 млрд. лет.

Массивы отличаются мозаичным магнитным полем, характерным для раннедокембрийских кристаллических образований Сибирской платформы, на которые наложены аномалии различной ориентировки.

На Охотском и Омолонском массивах позднедокембрийские и более молодые отложения имеют платформенный характер, на Буреинском и Ханкайском позднедокембрийско-раннепалеозойские комплексы сходны с геосинклинальными образованиями. Однако нигде отложения этого возраста не имеют эвгеосинклинальных черт. Среди вулканитов широко распространены породы кислого состава, наряду с андезитами и базальтами, отличающиеся повышенной щелочностью, в особенности высокими содержаниями калия. Характерно широкое распространение гранитоидов, преимущественно калиевых, среди которых устанавливаются позднедокембрийские, раннепозднепалеозойские и мезозойские комплексы.

Охотско-Чукотский вулканический пояс на своем огромном протяжении следует параллельно внутренней стороне мезозойских эвгеосинклинальных систем типа А, накладываясь резко несогласно на примыкающие к ним эвгеосинклинальные системы типа Б, миогеосинклинальные системы и срединные массивы. Вдоль простирания пояса в юго-западном направлении наблюдается последовательное удревнение возраста нижних горизонтов: от апт-альба до верхней юры. Изменение возраста нижних горизонтов пояса происходит параллельно с увеличением возраста главной складчатости примыкающих к нему эвгеосинклинальных систем типа А при переходе от Корякской к Монголо-Охотской системе. Эти данные служат указанием, что между поясом и этими системами существует не только пространственная, но и тесная генетическая связь.

Представляется, что в палеогеографическом отношении пояс отвечает границе позднемезозойского континента с окаймляющим его с юго-востока глубоководным геосинклинальным бассейном. Эта граница, судя по различию разрезов разделяемых ею блоков, определилась по крайней мере уже в раннем палеозое.

Кайнозойские геосинклинальные системы (Алеутская, Курило-Камчатская, Западно-Сахалинская) располагаются главным образом в зоне сопряжения континента с ложем океана.

Осевым элементом кайнозойских систем являются вулканические пояса, заложение которых относится к концу палеогена-миоцену. Они соответствуют вулканическим геоантиклиналям и прослеживаются на всем протяжении геосинклинальных систем в пределах Алеутских островов, Большой гряды Курильских островов, Центральной Камчатки, на западе о-ва Хонсю через о-в Хоккайдо на шельф Западного Сахалина, разделяя мио- и эвгеосинклинальные зоны.

Миогеосинклинальная зона на западе Камчатки (Западный Камчатский прогиб) образована мощными складчатыми толщами морских и прибрежно-морских терригенных пород палеогена и неогена. Аналогичное тектоническое положение занимают сходные по составу и дислокациям третичные толщи Западного Сахалина, прослеживающиеся в пределы Западного Хоккайдо.

Эвгеосинклинальные зоны (Олюторский прогиб, Восточная Камчатка, геосинклиналь Симанто в Японии) образованы многокилометровым комплексом базальтов и ассоциирующимися с ними кремнистыми, глинистыми породами и граувакками верхнемелового-нижнемиоценового возраста. Они обычно интенсивно складчатые. Характерны изоклинальные линейные складки и надвиги с перемещением масс в сторону океана. Интрузивные образования представлены поясами альпинотипных гипербазитов, мелкими телами габброидов и диоритов. Рассматриваемые зоны по составу слагающих их образований и стилю дислокаций неотличимы от большинства мезозойских геосинклинальных систем типа А.

Кайнозойские геосинклинальные системы образуют три крупные кулисы одинаковой ориентировки, которые имеют торцовое сочленение. Ориентировка систем в плане является резко дискордантной относительно направления мезозойских геосинклинальных систем. Большинство структурных элементов кайнозойских геосинклинальных систем продолжает развиваться в настоящее время и в связи с этим находит отчетливое выражение в современном рельефе. Современными аналогами эвгеосинклинальных зон кайнозойских систем и мезозойских эвгеосинклинальных систем типа А являются глубоководные желоба совместно с прилежащими участками океанического дна.

Во всех мезозойских эвгеосинклинальных системах данного типа толщи основных вулканитов располагаются на нескольких стратиграфических уровнях: в Монголо-Охотской системе - в позднем докембрии-кембрии, силуре-девоне, карбоне, перми и триасе-юре, на Сихотэ-Алине - силуре-девоне, карбоне-перми и триасе-юре, на востоке Сахалина - перми-триасе, юре-раннем мелу и позднем мелу. Наиболее древние толщи вулканитов сходны с океаническими толеитовыми базальтами (см. таблицу). Вверх по разрезу в базальтах уменьшаются содержания титана, железа, извести и увеличиваются

содержания щелочей (особенно калия), кремнезема и глинозема. В молодых ассоциациях увеличивается количество андезитов, а сами ассоциации становятся более контрастными. Элементы такой же направленности в изменении состава вулканитов можно проследить внутри каждого комплекса отмеченных стратиграфических уровней.

Альпинотипные гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации, ассоциирующиеся с кремнисто-вулканическими толщами, встречаются на различных стратиграфических уровнях рассматриваемых эвгеосинклинальных систем. Однако они отчетливо преобладают на более низких уровнях. Вверх по разрезу повышается роль стратиформных габбро-гипербазитовых тел. Это объясняется влиянием габброидных масс, которые всегда более поздние, чем массивы ультраосновных пород, либо перемещением магматического очага ближе к поверхности. В стратиформных гипербазитах отмечаются повышенные содержания извести, глинозема, пониженные - магнезии. Большую роль в них играют верлиты, лерцолиты и метасоматические пироксениты.

Пояса альпинотипных гипербазитов сопровождаются зонами глаукофансланцевого метаморфизма, возраст которого "омолаживается" в направлении от континента к океану (Добрецов, 1974).

Нет оснований сомневаться, что фундамент рассматриваемых эвгеосинклиналей большей частью образован породами меланократового состава. Вместе с тем существуют данные о присутствии в составе фундамента древних, возможно докембрийских, сиалических блоков различного размера. На востоке Камчатки, в пределах Ганальского хребта, известны гранулиты кислого состава с содержанием K_2O до 8%, которые намного древнее имеющейся здесь Rb-Sr - датировки в 487 млн. лет (Герман, 1973). Присутствие этого же комплекса пород под меловыми и третичными толщами доказывается находками в пемзах и игнимбритах Авачинского и других вулканов резорбированных кристаллов силлиманита, кордиерита, альмандина, циркона, характерных для метаморфических пород. В районе блока отмечаются повышенные содержания K_2O (около 3%) в меловых базальтах (Ротман, Марковский, 1968). На о-ве Парамушир в современных лавах известны ксенолиты гранитогнейсов и гранулитов с гиперстеном и кордиеритом (Родионова, Федорченко, 1971).

Более крупные погруженные блоки метаморфических пород кислого состава, по-видимому, присутствуют в основании Сихотэ-Алиньской системы. Об этом свидетельствуют: наличие здесь выходов мигматизированных метапелитов с кордиеритом, ставролитом, альмандином, датируемых по K-Ar в 500 - 600 млн. лет; широкое распространение высокоглиноземистых гранитов, которые местами содержат ксенолиты метаморфических пород; присутствие в низах мезозойского геосинклинального комплекса среди преобладающих натровых базальтов высококалиевых (до 5-7% K_2O) их разновидностей. В составе палеозойских и мезозойских геосинкли-

Средний химический состав базальтоидов эвгеосинклинальных систем Дальнего Востока СССР (вес.%)

Окисел	А				Б			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50,16	50,95	50,81	51,38	47,85	51,95	50,45	51,98
TiO_2	1,77	2,05	2,04	2,78	2,00	1,41	1,57	1,01
Al_2O_3	15,82	14,19	15,75	18,26	14,72	15,82	14,55	16,07
Fe_2O_3							5,56	4,61
ΣFeO	11,39	13,47	12,16	10,63	11,48	11,38		
FeO							6,40	4,80
MnO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,21	0,25	0,31	0,14
MgO	6,89	9,36	6,52	4,24	9,32	6,88	6,17	6,95
CaO	10,15	6,95	8,11	5,57	11,10	8,35	9,42	8,74
Na_2O	3,22	3,95	4,10	4,18	2,44	3,20	4,30	3,24
K_2O	0,60	0,03	0,51	2,95	0,59	0,58	1,05	2,18
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,26	0,18	0,22	0,28
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Количество анализов	38	50	20	14	27	10	10	5

А – Монголо-Охотский пояс: 1 – верхний докембрий, 2 – кембрий, 3 – силур, 4 – нижний карбон; Б – Корякия (по Добрецову, 1974): 5 – нижний палеозой, 6 – девон, 7 – верхняя юра – нижний мел, 8 – верхний мел; В – Сахалин: 9 – пермь – триас, 10 – верхняя юра – нижний мел, 11 – верхний мел; Г – Камчатка: 12 – ганальская серия (P_z?) (по Розену, Маркову, 1973), по Ротману, Марковскому (1968); 13 – верхний мел, 14 – палеоген; 15 – толеитовые базальты океанов (по Кутолину, 1972).

7 908

Окисел	В			Г			Д
	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	49,10	47,25	52,18	49,97	51,33	50,06	49,77
TiO_2	1,57	2,21	0,69	1,61	0,89	1,17	2,12
Al_2O_3	16,08	14,21	17,92	11,85	16,70	18,07	15,31
Fe_2O_3	5,15	6,86	4,30	6,80	4,40	3,70	3,39
ΣFeO							
FeO	5,85	7,20	5,25	6,41	5,37	6,14	7,65
MnO	0,16	0,15	0,12	0,37	0,19	0,21	0,17
MgO	7,57	7,65	4,60	8,16	6,68	6,80	7,84
CaO	9,96	10,55	6,69	11,08	9,86	8,35	10,75
Na_2O	3,72	3,54	5,61	2,95	3,14	4,39	2,26
K_2O	0,51	0,38	2,64	0,62	1,44	0,78	0,31
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,18	Не опр.	0,33	0,23
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Количество анализов	17	9	10	5	53	14	110

нальных комплексов наряду с граувакками отмечается аркозовый материал. Эти комплексы, в отличие от Монголо-Охотской системы, имеют повышенные (в 2-3 раза) относительно кларковых содержания олова (Михайлов и др., 1974).

О строении низов земной коры и верхней мантии можно судить на основе изучения глубинных метаморфических комплексов и ксенолитов в вулканических породах. Наиболее полно исследованы глубинные комплексы Сибирской платформы и Становой области, сходные с комплексами фундамента срединных массивов. Поля условий метаморфизма пород гранулитовой фации этих областей на PT-диаграмме образуют практически непрерывный ряд (рис. 2). Кривая, аппроксимирующая этот ряд, фиксирует геотермический градиент в период архейского метаморфизма, а располагающиеся вдоль нее метаморфические комплексы представляют сформированный

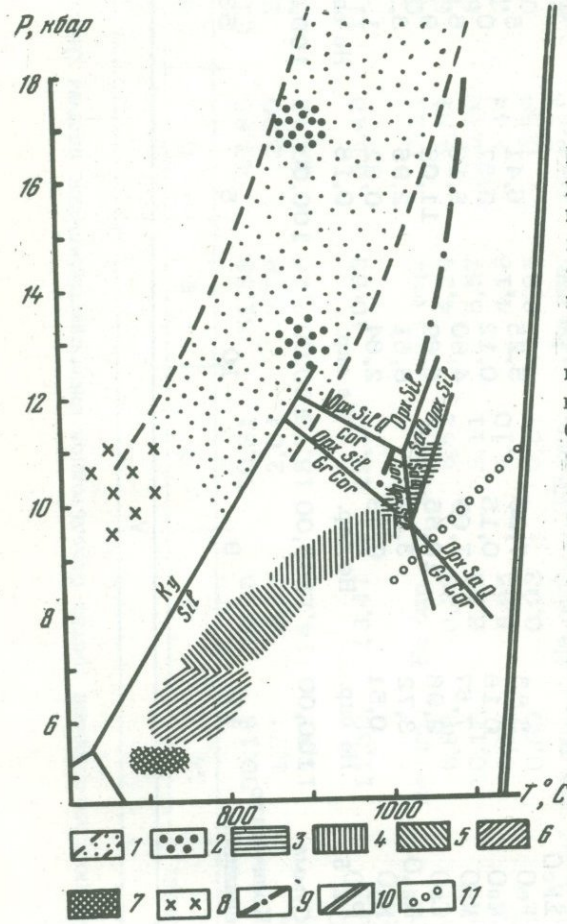


Рис. 2. Диаграмма полей условий образования главнейших метаморфических комплексов Дальнего Востока и глубинных включений в базальтах

Поля условий образования шпинельсодержащих гипербазитов из включений в базальтах: 1 - по J. MacGregor (1974), 2 - на Сихотэ-Алине; поля условий образования докембрийских гранулитовых комплексов Дальнего Востока: 3 - чогарского, 4 - сутамского, 5 - тимптоно-джедтулинского, 6 - иенгрского, 7 - ханкайского, 8 - поле дистеновых гнейсов; 9 - докембрийский геотермический градиент (по Б.Т.Лутцу, 1974); 10 - солидус оливинового толеитового базальта; 11 - линия начала эклогитизации

в то время разрез низов земной коры платформы и срединных массивов. Наиболее глубинные образования (чогарский, сутамский комплексы) характеризуются преобладанием кристаллических сланцев основного состава, широким развитием эклогитоподобных пород, незначительным распространением гидроксилсодержащих минералов с высоким содержанием TiO_2 и F. Они вмещают гигантские массивы габбро-анортозитов. Выше по разрезу эти комплексы сменяются менее глубинными гранулитами, средний состав которых соответствует гранодиориту.

Геотерма, построенная Б.Г. Лутцем (1974) для мантии платформы по глубинным включениям в кимберлитах, располагается практически на продолжении архейской геотермы. Судя по включениям в кимберлитовых трубках, гранулитовые комплексы книзу сменяются эклогитоподобными породами, шпинелевыми и гранатовыми перидотитами, пироповыми и алмазоносными эклогитами, которые продолжаются до глубин 120-180 км. Формирование их связано с дифференциацией вещества мантии, в основном закончившейся в раннем докембрии. Изотопные датировки ксенолитов в кимберлитах, достигающие 1,9-2 млрд. лет, подтверждают это предположение.

Мантия сходного состава, выхолощенная в отношении легкоплавких и редких элементов, по-видимому, распространялась на площади срединных массивов и эвгеосинклинальных систем типа Б, что определелило существенно щелочной (главным образом калиевый) характер основного магматизма. Кислый магматизм этих областей, а также миогеосинклиналей объясняется реомобилизацией сиалического материала в условиях повышенного теплового потока и благоприятной тектонической обстановки.

Иной состав имеют низы земной коры и верхняя мантия в пределах мезозойских эвгеосинклинальных систем типа А и кайнозойских систем. На основе изучения глубинных включений в четвертичных лавах Камчатки, Курильских островов и в неогеновых щелочных базальтах Сихотэ-Алиня предполагается, что они образованы габбро- и плагиоклазсодержащими гипербазитами, которые книзу сменяются шпинелевыми перидотитами, пироксенитами и далее, возможно, гранатовыми гипербазитами того типа, который встречается во включениях базальтов Гавайских островов. По данным Макгрегора (MacGregor, 1974), на PT-диаграмму нанесено поле условий образования шпинелевых перидотитов из включений в базальтах различных фанерозойских складчатых областей. Шпинелевые перидотиты Сихотэ-Алиня располагаются в пределах этого поля, которое характеризует термодинамические условия в низах земной коры и верхней мантии рассматриваемых эвгеосинклиналей. Оно не совпадает с геотермой докембрийской Сибирской платформы и сдвинуто относительно нее в область более низких температур. Возможным его продолжением является поле условий образования дистеновых гнейсов и сланцев, характерных для фанерозойских складчатых систем.

ABSTRACT

Mesozoic geosynclinal systems (eugeosynclines of the A and B types, miogeosynclines), median massifs, volcanic belts and Genozoic geosynclinal systems are distinguished between the Siberia platform and the Pacific Ocean floor.

Eugeosynclinal systems of the A type are made of the siliceo-volcanic, greywacke and flysch Mesozoic, Paleozoic and sometimes Upper Pre-Cambrian age. The oldest volcanic rocks are similar to the oceanic tholeiital basalts, whose age changes from the Late Pre-Cambrian (in the Mongolo-Okhotsk system) to the Triassic towards the ocean. The alpinotype ultrabasital belts of different ages are typical and they are accompanied by glaucophaneslatic metamorphic zones. Potassic granites are mainly absent (except Sikhote-Alin). These systems and similar to them eugeosynclinal zones of the Cenozoic systems were formed on the oceanic crust. At the same time within their basement some sialic blocks of the Pre-Cambrian age are expected (Sikhote-Alin, East Kamchatka).

The peculiarities of the eugeosynclinal systems of the B type are defined by their location in the breaking up zones of the Early Pre-Cambrian basement. They are made of the marine shallow sediments with acid, medium and basic volcanics of the high alkalinity (K_2O_5 to 5% in basalts). The Okhotsko-Chukotsk volcanic belt is situated alongside the boundaries of the Late Mesozoic continent. These boundaries were mainly determined in the Early Paleozoic time. By studying deep metamorphic complexes, xenolithes in kimberlites and basalts the distinctions in the composition of the lower part of the Earth's crust and the upper mantle within the tectonic zones are outlined.

ЛИТЕРАТУРА

Герман Л.Л. Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки. – "ДАН СССР", 1973, т. 209, № 3.

Добрецов Н.Л. Глаукофанасланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука", 1974.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, "Наука", 1972.

Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1974.

Мерзляков В.М., Лычагин П.П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР. – В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., "Наука", 1973.

Михайлов М.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Некоторые особенности распределения олова и золота в вулканогенно-осадочных и континентальных комплексах. – В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974.

Родионова Р.И., Федорченко В.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района. – В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., "Наука", 1971.

Розен О.М., Марков М.С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг. – "Геотектоника", 1973, № 3.

Ротман В.К., Марковский Б.А. О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). – "ДАН СССР", 1968, т. 182, № 3.

MacGregor J.D. The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: Solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. – "Amer. Mineralogist", 1974, v. 59, N 1–2.

Л. И. КРАСНЫЙ, Е. Б. БЕЛЬТЕНЕВ

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА[1]

Труды геологов, проводивших исследования в Тихоокеанском подвижном поясе, были обобщены в 1970 г. на Тектонической (редакторы Ю.М. Пущаровский и Г.Б. Удинцев) и в 1972 г. на Геологической картах (главный редактор Л.И. Красный). Представляется целесообразным проанализировать закономерности размещения структурно-формационных комплексов этого сегмента Земли, используя обширную информацию, поступающую из всех тихоокеанских стран. Это даст в руки геологов конкретный материал для суждения об эволюции геологических формаций или, другими словами, вещественно-генетических комплексов, составляющих, как правило, одновременно и структурные подразделения земной коры. В подавляющем большинстве случаев в современной региональной структуре благодаря тектоническим, эрозионным и другим процессам наблюдаются лишь фрагменты былых структурных подразделений (геосинклинальных борозд, различных прогибов и впадин). Речь идет о группах пород (формациях, по Н.С. Шатскому и Н.П Хераскову), которые тесно связаны единым тектоническим режимом и образуют обычно ограниченные крупными региональными несогласиями самостоятельные геологические тела, достаточно четко выделяющиеся в вертикальном и горизонтальном отношениях (т.е. в геологической истории и пространстве).

Многообразие формационных ассоциаций, их сложное сочетание в пространстве и времени характеризуют разнообразную тектоническую обстановку восточной части Азиатского материка. Здесь до-

---

[1] На основе структурно-формационной карты Тихоокеанского подвижного пояса, составленной в м-бе 1 : 10 000 000 сотрудниками Дальневосточного института минерального сырья (ДВИМС), НИЛ зарубежгеологии СССР и Института тектоники и геофизики ДВИНЦ АН СССР (ИТГ). Авторский коллектив: Л.И. Красный, Е.Б. Бельтенев (руководители группы), Г.Л. Кириллова, А.В. Мишина, В.И. Мурашко, Б.Л. Натальин.

кембрийские и палеозойские широтные структуры Урало-Монгольского и Средиземноморского геосинклинально-складчатых поясов торцово сочленяются с мезозоидами Восточной Азии меридионального и северо-восточного направлений, а узкие шовные геосинклинальные борозды рассекают консолидированные структуры девонских и молодых платформ и значительно вдаются в глубь континента. Наряду с подвижными системами, заложенными в докембрии или палеозое и полициклически развивавшимися до мезозоя включительно, существуют геосинклинальные троги, время заложения, развития и замыкания которых ограничивается периодом и даже двумя эпохами.

На востоке Азии четко выделяются протяженные краевые системы, закладывавшиеся на периферии жестких структур обычно одновременно с наиболее ранними прогибами соседних геосинклиналей и развивавшиеся параллельно с последними. Формационное выполнение таких краевых систем (палеотектонически перикратонных прогибов) имеет промежуточный характер между платформенными и геосинклинальными комплексами формаций, но находится ближе к первым из них. В эпоху тектонической активизации в них развивались надвиги и часто специфическая складчатость с узкими гребневидными антиклиналями и широкими выположенными синклиналями. Все это выделяет описываемые краевые системы в особый надвиго-складчатый класс структур, характерный для некоторых пограничных районов Тихоокеанского подвижного пояса (Сетте-Дабан-Юдомо-Майский в Азии, Аделаида в Австралии, Канадские Скалистые горы). Выделение этих структур на карте имеет большое прикладное значение, ибо в их пределах локализуется целый ряд месторождений цветных и редких металлов.

В соответствии с новыми материалами в центральной части северо-востока Азии (хребты Улахан-Сис, Кондаковский, Алазейское плоскогорье) на карте показаны формации вулканогенно-кремнистой и терригенной (сероцветной) групп палеозойского и мезозойского возраста. Это является свидетельством заметного развития в данном районе эвгеосинклинальных отложений и наличия только фрагментов крупного срединного массива байкальской консолидации. Система геоантиклиналей, разделяющих эв- и миогеосинклинали на северо-востоке Азии, фиксируется выходами карбонатно-терригенной группы формаций на Чукотском полуострове, о-ве Врангеля, в хребтах Полоусном, Тас-Хаятах и в верховьях р. Колымы. Новая долгоживущая (поздний архей-палеозой) Билякчанская эвгеосинклинальная борозда, выполненная метаморфизованными вулканическими формациями с примесью терригенного материала, выделена в бассейне верхнего течения р. Маи, на западных отрогах хребта Джугджур. Присутствие вулканогенно-кремнистой, андезито-граувакковой, флишевой и молассовой групп формаций в пределах Илинь-Тасса, Северного и Южного Анюйских хребтов позволяет выделить в этих районах эвгеосинклинальные троги короткого развития.

Неоднократное повторение вулканогенно-кремнистой и флишевой групп формаций в разрезе палеозойских и мезозойских отложений

хребтов Буреинского, Баджальского и Сихотэ-Алинь является доказательством полициклического развития существовавшей здесь геосинклинали. Процесс миграции эвгеосинклинальных прогибов с запада на восток, в сторону океана, фиксируется омоложением возраста формаций вулканогенно-кремнистой группы в этом направлении. Этим же подтверждается и механизм сложного, в целом блокового, обрастания древних ядер за счет последовательной консолидации геосинклинальных прогибов с запада на восток с превращением их в краевые геоантиклинали и причленения последних к жестким структурам.

Наличие на юго-востоке Азии позднепалеозойских (Прибрежный Китай, Фуцзянь, Гуаньдун) и раннемезозойских (Индокитай) грубообломочных молассовых, иногда с примесью вулканического материала, отложений характеризует данный регион как область развития палеозойских (каледонских и герцинских) складчатых систем. И только в шовных геосинклинальных трогах (Северный Вьетнам, бассейн р. Черной) фиксируются мезозойские формации вулканогенно-кремнистой группы.

Сочленение подвижных систем между собой и со структурами древней консолидации происходит, как правило, по зонам глубинных разломов, что обусловливает мозаичный блоково-глыбовый рисунок тектонической структуры восточной части Азиатского материка. При этом наряду с краевыми системами, опоясывающими по периферии жесткие сооружения, наблюдаются случаи тектонического причленения формаций эвгеосинклинального ряда к окраинам структур докембрийской консолидации (Внутренняя Монголия, хребет Тукурингра и др.). Надрегиональные разломы, прослеживающиеся на многие сотни и тысячи километров, трассируются формациями вулканогенно-кремнистой и андезито-граувакковой групп. Резкая смена групп формаций, необычное сочетание их позволяют выделить структуры, сопровождающиеся горизонтальными перемещениями.

Большинство геосинклинальных систем востока Азиатского материка было заложено на коре континентального типа. Не исключено возникновение ряда эвгеосинклинальных борозд на коре, близкой к океанической. Это узкие протяженные троги в зонах надрегиональных разломов (Монголо-Охотском и др.), образовавшиеся, по всей вероятности, за счет раздвигания континентальных геоблоков. Обращает на себя внимание, что основность пород формаций порфировой группы в вулканогенных поясах и зонах находится в прямой зависимости от состава формаций субстрата, на который наложены вулканогенные структуры.

Многие структурно-формационные особенности Аляски выделяют ее в самостоятельную геоструктурную область. История геологического развития Северной Аляски (хребет Брукса и Арктическая прибрежная равнина) имеет свои специфические черты. Широтные структуры хребта Брукса отчленяются от остальной части Аляски системой разломов. В восточной части на поверхности, а в западной под покровом более молодых отложений развита вулканогенно-

кремнисто-терригенная формация кембрия-силура. В позднем девоне произошла смена тектонического режима и на большой площади отложились грубообломочные толщи молассового типа. Карбонатные толщи карбона характеризуют известную стабилизацию региона. В дальнейшем для Северной Аляски наступила длительная эпоха накопления терригенных толщ (зрелая терригенная формация), деформированных в раннем мелу в крутые складки и надвиги на юге и куполовидные на севере.

Для Центральной и Южной Аляски позднепротерозойская и раннепалеозойская история напоминает историю многих азиатских районов, и только с позднего палеозоя она сближается с историей Кордильерской геосинклинальной области. В последней в отдельных ее частях можно различить преобладание андезито-граувакковой (Калифорния, Британская Колумбия, Южная Аляска) и вулканогенно-кремнистой (Сьерра-Невада, Большой Бассейн, о-в Ванкувер, Каскадные горы, горы Святого Ильи и др.) формаций. Для многих частей весьма протяженной Кордильерской геосинклинальной области ее ранняя история фиксируется с ордовика, а местами с кембрия. В целом она продолжается до юры включительно. Это, как правило, сложно дислоцированные толщи изменчивого формационного состава, но несомненно с резким преобладанием кремнисто-вулканогенных формаций для палеозоя и андезито-граувакковых для мезозоя.

Немногие районы, тяготеющие к побережью Тихого океана, относятся к наиболее молодым частям рассматриваемой области. Так, в Береговых хребтах Калифорнии и горах Чугач Аляски преобладают позднемеловые граувакковые толщи, а в Береговых хребтах штатов Вашингтон и Орегон, включая юго-восточную часть о-ва Ванкувер, геосинклинальное развитие продолжалось в эоцене и даже до начала миоцена.

Граувакковые формации в Кордильерской геосинклинальной области распространены широко. Однако следует различать внутренние районы, где по краям морских прогибов присутствуют грубообломочные породы, и районы современного побережья Тихого океана, характеризующиеся однородными по составу и сходными по типу осадками.

Структурно-формационный анализ Тихоокеанского подвижного пояса в пределах Южно-Американского континента четко устанавливает наличие мезозойских геосинклинальных борозд, в основном позднеюрских - меловых, на крайнем севере, на границе с Карибским геоблоком, и на крайнем юге, на границе с геоблоком Скотия.

Огромной протяженности Андийская геосинклинальная область расчленяется, как это было показано ранее в других работах, на несколько частей, отделенных друг от друга выступами докембрийского - раннепалеозойского фундамента. Такие выступы подходят близко к побережью в районе мыса Париньяс и к северу от Арики.

В Северных Андах к востоку от Боготы известен значительный по ширине и протяженности прогиб, выполненный терригенно-вулка-

ногенными отложениями нижнего палеозоя (кембрий – ордовик). Параллельно ему, ближе к Тихому океану, трассируется меловая вулканогенно-терригенная геосинклинальныя борозда. И наконец, на побережье выходят терригенно-вулканогенные образования олигоцена-миоцена. К югу от мыса Париньяс мощная вулканогенно-кремнистая формация, включающая, по новым данным, весь мезозой (триас – нижний мел), как бы продолжает упомянутую выше меловую вулканогенно-терригенную полосу Северных Анд. Можно предположить, что кайнозойские умеренно складчатые толщи на этом участке скрыты под молодыми рыхлыми отложениями шельфа.

К востоку от Альтиплано в Восточных Андах обширная площадь занята ордовикскими и более молодыми терригенными толщами, слагающими так называемый "палеозойский блок". А прибрежная полоса к югу от Арктики и до Сантьяго представляла в юре и раннем мелу весьма протяженную геосинклинальную борозду, выполненную андезито-граувакковой формацией. Прибрежная полоса к югу от Сантьяго сложена, как известно, в основном палеозойскими гранитоидами и только по отдельным фрагментарным выходам можно думать, что ранее здесь преобладали раннепалеозойские терригенные толщи с вулканитами.

Итак, Тихоокеанский подвижный пояс в пределах Южно-Американского континента в большей своей части характеризуется теми же тенденциями, что и Северная Америка и Австралия (см. ниже), а именно: ближе к внутриконтинентальным жестким сооружениями заметно преобладают терригенный (в раннем палеозое) и карбонатные или карбонатно-терригенные (в позднем мезозое) формации; в то же время узкая приокеаническая зона на большей части окраины континента, за исключением упоминавшейся полосы выходов гранитоидов, сложена вулканогенными и граувакковыми толщами с существенным участием андезитовой составляющей.

Восток Австралии является блестящим примером миграции прогибов эвгеосинклинального типа с запада на восток от древних стабилизированных структур к Тихому океану. Эта тенденция четко наметилась по крайней мере с раннего кембрия. Начальные геосинклинальные борозды выполнялись мощными существенно граувакковыми толщами (кембрий – силур). По-видимому, в девоне происходило изменение тектонического режима, местами сформировались флишоидного типа прогибы. Имеются твердые доказательства, что ближе к океану в девоне, раннем карбоне и перми при сохранении и даже некотором усилении геосинклинального процесса формационный состав толщ меняется, в обилии среди морских граувакковых осадков появляются андезиты. Естественно, что Восточно-Австралийская геосинклинальная область имела сложный тектонический рельеф и на отдельных поднятиях были широко развиты кислые вулканиты. Другие части этой области испытывали умеренные погружения, и в этих прогибах накапливались терригенно-карбонатные формации.

Стали уже классическими представления, что в Восточной Австралии геосинклинальное развитие закончилось в позднем палео-

зое. Однако весьма любопытно, что в прогибе Мэриборо установлена недавно мощная толща (свыше 3 км) мезозойских андезитов, туфов, глинистых и кремнистых сланцев доальбского возраста. В результате позднемелового тектогенеза осадки прогиба Мэриборо подверглись интенсивной складчатости. Этим самым крайние восточные районы Австралийского континента сближаются с мезозоидами других частей Тихоокеанского подвижного пояса.

Выше были сжато разобраны особенности размещения геосинклинальных формаций в пределах континентальных окраин Тихоокеанского подвижного пояса. Следует упомянуть, что в островных дугах, которые не являются предметом рассмотрения настоящей статьи, наряду с описанными геосинклинальными формациями появляются и новые: 1) туфо-диатомитовая, состоящая из туфов эффузивов среднего состава, различных туфогенных песчаников и алевролитов, диатомитов и опок (возможно, все это разновидность вулканогенно-турбидитовой группы формаций); 2) формация зеленых туфов, характерная для ассоциаций вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, связанных со специфическим островным вулканизмом.

В окраинно-континентальных вулканогенных поясах и их звеньях-структурах, приобретающих все большее металлогеническое значение, в существенно наземных условиях образовались формации: базальто-андезитовая липарит-дацитовая и базальтовая (иногда трахибазальтовая). Последняя нередко слагает обширные плато (плато Колумбия и др.).

И наконец, на всех прилегающих к Тихому океану материках развиты различного типа впадины (межгорные, предгорные и др.) и депрессии. Первые из них обычно присущи активным подвижным системам (например, провинции "Бассейнов и Хребтов" США), а вторые – более пассивным системам с малоамплитудными вертикальными движениями (например, меловые депрессии Центральной и Восточной Монголии). Для образования аллохтонных формаций этих структур решающее значение имеют как динамичность пары поднятие-впадина, так и климатический фактор. Ярким примером в этом отношении может служить впадина Альтиплано (Западная Боливия), в которой в мезозое-кайнозое развиты пестроцветные меденосные и гипсосоленосные формации.

ABSTRACT

A new structure-formation map of the Pacific Mobile Belt (PMB) on the Pacific Mobile Belt (PMB of the scale 1:10 000 000 more deeply reflects qualitative peculiarities of large structural units. Coloured showing of rock assemblages (formations) with their age and composition differencies marked by letter indexes allows to determine the type of structural unit, the character of its fulfilment, the time of its generation, evolution and consolidation. Within the east of Asian mainland there is sharply outlined a juncture of Pre-Mesozoic latitudinal structures of the Ural-Mongolian

and Mediterranean geosyncline–structural belts with the mesozoids of East Asia; encircling of ancient cores by folded belts; trough migration, and generation of new eugeosynclinal furrows cutting consolidated elements. Structure–formation features of Alaska distinguish it as an independent geostructural area having been developed before the Late Paleozoic of Asian geosyncline type. Since the Late Paleozoic the history of its development has become nearer to that of the Cordillieran geosyncline. On the North and South America continents near intracontinental rigid structures carbonaceous, terrigen–carbonaceous and terrigenic formations predominate, whereas a narrow nearoceanic zone is formed by volcanogenic–greywackian sequences with great part of andesitic component. Distinguishing the Mesozoic eugeosynclinal furrow in the east of Australia makes the development of these regions similar to the mesozoids of other parts of PMB.

Ю. А. КОСЫГИН, Л. М. ПАРФЕНОВ

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

За последние десятилетия достигнут значительный прогресс в изучении докембрийских образований Урало-Монгольского, Средиземноморского, Грампианского, Тихоокеанского и Арктического геосинклинальных поясов. Анализ новых материалов позволяет уточнить представления о состоянии земной поверхности в докембрии этих обширных пространств континентов и общей тектонической эволюции Земли. Данные вопросы рассматриваются преимущественно на примере Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов, материалы по докембрию которых известны авторам на основании личных исследований.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

В пределах пояса, располагающегося между Сибирской, Русской и Китайской платформами, устанавливаются как верхнедокембрийские образования (моложе 1600 млн.лет), так и более древние (древнее 1600 млн.лет). На основании анализа докембрийских образований, выходящих на дневную поверхность, буровых и геофизических данных, а также с учетом материалов по раннепалеозойской тектонике, которая во многом наследовала позднедокембрийский структурный план, определены основные элементы структуры докембрия пояса (см. рисунок).

По периферии пояса, вдоль границы с Сибирской и Русской платформами, прослеживаются протяженные позднедокембрийские миогеосинклинали. В своем развитии миогеосинклинали тесно связаны

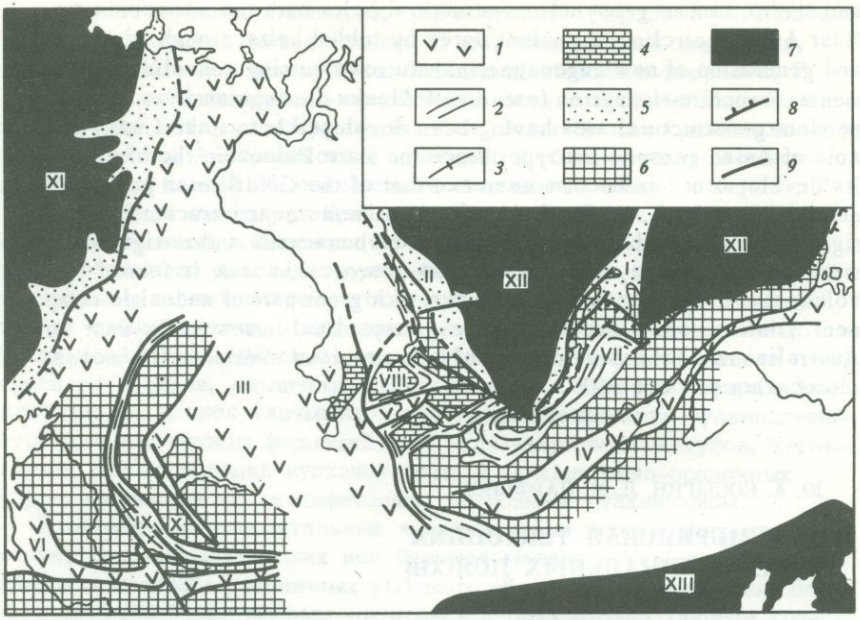


Схема докембрийской тектоники Урало-Монгольского пояса

Районы распространения верхнего докембрия различного типа во внутренней зоне пояса: 1 – граувакково-сланцевые и кремнисто-сланцевые комплексы с основными вулканитами, 2 – карбонатно-терригенные комплексы с основными, средними и кислыми вулканитами, 3 – терригенные комплексы, 4 – карбонатные комплексы; 5 – позднедокембрийские миогеосинклинали; 6 – блоки нижнего – среднего докембрия (отложения верхнего докембрия в их пределах не показаны); 7 – платформы; 8 – зоны Главного разлома; 9 – остальные разломы. Миогеосинклинали: I – Патомская, II – Енисейская; геосинклинальные системы внутренней зоны пояса: III – Тектурмасско-Еременгауская, IV – Монголо-Охотская, V – Уральская, VI – Южно-Тяньшаньская, VII – Байкальская, VIII – Алтае-Саянская, IX – Северо-Тяньшаньская; X – Муюнкумский массив; платформы: XI – Русская, XII – Сибирская, XIII – Китайская

со смежными окраинами платформ. В их пределах по направлению к внутренним районам пояса происходит погружение кристаллического фундамента платформы, увеличивается степень дислоцированности отложений верхнего докембрия и изменяется их состав от маломощных платформенного типа толщ до мощных (10–12 км) флишоидных и сланцевых толщ, заключающих местами пачки вулканических пород. Разрезы верхнего докембрия обычно включают весь объем рифея начиная примерно с 1600 млн.лет. Местами (Енисейский кряж, Патомское нагорье) позднедокембрийские миогео-

синклинали наследуют более древние, среднедокембрийские (1600–2500 млн.лет), прогибы сходного типа.

Внутренняя зона пояса, занимающая около 90% его площади, характеризуется разнородным строением и различными рядами осадочных и вулканических формаций верхнего докембрия. В ее пределах обособляется ряд своеобразных геосинклинальных систем (Тектурмасско–Ерементауская и Монголо–Охотская, занимающие центральное положение во внутренней зоне пояса, а также Уральская и Южно–Тяньшаньская, которые характеризуются, по–видимому, глубоководными граувакково– и кремнисто–сланцевыми осадочными толщами верхнего докембрия. Ассоциирующие с ними вулканические породы представлены преимущественно диабазами, спилитами, слабо измененными базальтами, имеющими широкое площадное распространение. По петрохимическим особенностям большинство базальтов сходно с океаническими толеитами.

В западных районах Алтае–Саянской области, в пределах Горного Алтая, смежных районов Салаира и юга Кузнецкого Алатау вулканиты верхнего докембрия также представлены преимущественно породами основного состава (Белоусов и др., 1969). Вулканиты здесь ассоциируют с карбонатными породами, а также с конгломератами, гравелитами, граувакками и яшмами. Предполагается, что вулканиты не имеют широкого площадного распространения, а приурочены к подводным поднятиям типа вулканических геоантиклиналей и при удалении от них сменяются по латерали глубоководными тонкообломочными породами и сланцами (Волков, 1966). По особенностям химизма среди вулканических образований преобладают породы, сходные со щелочными оливиновыми базальтами, присутствуют также высокоглиноземистые базальты типа вулканитов современных островных дуг и базальты толеитового типа. К рассматриваемым образованиям приурочены глаукофансланцевые комплексы (Урал, Южный Тянь–Шань, Западный Саян, Горный Алтай, Монгольский Алтай), имеющие позднедокембрийский и местами, возможно, раннепалеозойский возраст (Добрецов, 1974).

Мощность толщ верхнего докембрия здесь точно не установлена в связи с их интенсивной дислоцированностью. Наиболее древние из известных радиометрических датировок, как правило, не превышают 1000 млн.лет.

Доверхнедокембрийские комплексы фундамента рассматриваемых геосинклиналей представлены преимущественно породами основного состава с отчетливыми признаками метаморфизма высоких давлений: гранатовыми амфиболитами, эклогитами, жадеититами и местами также серпентинитами.

Байкальская система и Алтае–Саянская область (в восточных и центральных своих районах), примыкающие к миогеосинклиналям, а также Северо–Тяньшаньская система, примыкающая к Муюнкумскому массиву, характеризуются многокилометровыми (до 7–10 км) карбонатно–терригенными и карбонатными рядами осадочных формаций. Слагающие их отложения часто несут отчетливые признаки

мелководности. Разрезы верхнего докембрия здесь весьма полные и включают верхне-, средне- и, вероятно, нижнерифейские образования, как это устанавливается на основании изучения строматолитов и микрофитолитов. Вулканические породы характеризуются значительным разнообразием (базальты, андезито-базальты, андезиты, кератофиры, альбитофиры) и относятся преимущественно к известково-щелочной серии.

Геосинклинальные системы обычно разделены крупными (до нескольких сотен километров в поперечнике) блоками нижнего – среднего докембрия, на которых обычно присутствуют также верхнедокембрийские образования. Верхний докембрий блоков представлен олигомиктовыми, существенно кварцевыми песчаниками и карбонатными породами. Мощность этих комплексов меньше мощности синхронных им толщ, обрамляющих глыбы геосинклинальных систем. Вулканические породы представлены липаритами, которые обычно преобладают, а также дацитами и андезитами, отмечаются андезито-базальты. В петрохимическом отношении вулканиты соответствуют трахитоидной ассоциации с ярко выраженной калиевой специализацией.

С Урало-Монгольским поясом по особенностям строения верхнего докембрия во многом сходны Средиземноморский пояс, расположенный между Русской и Китайской платформами на севере и Африканской и Индостанской платформами на юге, а также Грампианский пояс, который обнимает верхнедокембрийские геосинклинальные образования Восточной Гренландии, Ньюфаундленда, Аппалачей, Ирландии, Великобритании и Скандинавии. Вдоль границ поясов с платформами, где их взаимоотношения не замаскированы фанерозойскими образованиями, прослеживаются позднедокембрийские миогеосинклинали (Аппалачи, Шотландия, Восточная Гренландия, Гималаи и др.) того же типа, что и в обрамлении Урало-Монгольского пояса.

Внутренние зоны поясов представлены весьма полно. Как и в пределах Урало-Монгольского пояса, они характеризуются широким распространением верхнего докембрия эвгеосинклинального типа. В ряде районов верхнедокембрийские комплексы во многом напоминают образования, характерные для Уральской, Монголо-Охотской и других своеобразных геосинклинальных систем Урало-Монгольского пояса. К этому типу, в частности, принадлежат: комплекс Мона о-ва Англси Великобритании, представленный граувакками, яшмами, сланцами (в том числе глаукофановыми) и спилитами, с радиометрическими датировками около 600 млн.лет (Fitch e. a., 1964); нижняя часть разреза комплекса Баллантре, располагающегося в зоне Южного разлома нагорий Шотландии, возможно имеющая докембрийский возраст, представленная метабазитами, зелеными сланцами, глаукофановыми сланцами, эклогитами и серпентинитами (Bloxam, Allen, 1958). В пределах внутренних зон рассматриваемых геосинклинальных поясов устанавливаются также образования верхнего докембрия иного типа, которые сходны с древ-

ними глыбами верхнего докембрия Урало-Монгольского пояса (уриконские и лонгмидские образования так называемого Юго-восточного кратогена Англии, верхний докембрий полуострова Авалон Ньюфаундленда и др.).

Большинство разрезов верхнего докембрия внутренних зон Средиземноморского и Грампианского поясов представлены мощными (до 10–15 км) толщами песчаников, кварцитов, карбонатных пород и сланцев, заключающих пачки эффузивов основного, среднего и кислого состава. Эти разрезы напоминают разрезы верхнего докембрия восточных районов Алтае-Саянской области и Байкальской системы Урало-Монгольского пояса. Таковы разрезы верхнего докембрия Индо-Памирской области и Ирана, бриовера Арморикансного массива, верхнего протерозоя (альгонка) Богемского массива и др.

О ВОЗРАСТЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО, СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И ГРАМПИАНСКОГО ПОЯСОВ

Урало-Монгольский пояс является весьма древним и существовал уже в период накопления толщ станового комплекса и его аналогов (около 2500–3000 млн.лет). Этот вывод основывается на данных о широком распространении в пределах пояса геосинклинального типа комплексов данного возраста. В прошлом эти комплексы были известны преимущественно на юге Сибири (Становой хребет, Прибайкалье, Хамар-Дабан, Восточный Саян), где наблюдаются их резко дискордантные соотношения со структурами фундамента Сибирской платформы, которые образованы преимущественно комплексами древнее 3000–3500 млн.лет (Судовиков и др., 1965; Замараев, 1967). В настоящее время они устанаваливаются на Юго-Западном Памире (Хорева, Мурина, 1968) в основании разреза ряда древних глыб Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня (Киселев, Королев, 1972). Они представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами, часто с дистеном, силиманитом, гранатом и телами эклогитов, при подчиненном распространении амфиболитов и карбонатных пород.

Более молодые комплексы внутренней зоны пояса, датируемые средним докембрием (древнее 1600–1700 млн.лет), отличаются большим разнообразием формационного состава и во многом сходны с образованиями верхнего докембрия.

Средиземноморский пояс является, возможно, столь же древним, как и Урало-Монгольский пояс. В пределах внутренней зоны Средиземноморского пояса, как и в пределах Урало-Монгольского пояса, широко распространены мощные геосинклинального типа метаморфические комплексы, которые подстилают образования верхнего докембрия (Пентеврий Арморикансного массива, Молданубикум Богемского массива и др.). В составе этих образований наблюдаются несомненно осадочные породы, представленные мраморами, высо-

коглиноземистыми гнейсами и сланцами, кварцитами, а также гранитогнейсы, мигматиты и амфиболиты. Для ряда этих комплексов получены радиометрические доказательства их весьма древнего (до 2000–2600 млн.лет) возраста (Roach e. a., 1972; Allegre, Albarede, 1974).

В отличие от Средиземноморского и Урало–Монгольского поясов, Грампианский геосинклинальный пояс, по–видимому, является значительно более молодым (не древнее 1000 млн.лет).

ОБ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО, СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО И ГРАМПИАНСКОГО ПОЯСОВ

В последние годы многие исследователи вновь возвращаются к идеям, высказанным еще Э.Огом, согласно которым состояние земной поверхности на ранних этапах развития геосинклинальных поясов было близко к геологической обстановке современных океанов. Вместе с тем резкая изменчивость состава отложений, которая устанавливается для верхнего докембрия геосинклинальных поясов, широкое распространение в центральных их районах заведомо мелководных, часто субаэральных накоплений не согласуются с существующими данными об осадках современных океанов. Проведению аналогий между современными океанами и ранними этапами развития поясов противоречат также данные о широком распространении во внутренних зонах поясов крупных сиалических глыб нижне–среднедокембрийского возраста и наличие здесь мощных верхнедокембрийских толщ кислых вулканитов калиевого ряда.

Однако уже сейчас имеются данные, которые при их дальнейшем накоплении могут сделать эти различия значительно менее существенными, чем это представляется авторам статьи. В океанах установлены вулканиты кислого состава, появление которых местами невозможно объяснить процессами кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы (Лучицкий, 1973), отмечены крупные погруженные сиалические блоки, в том числе с породами докембрийского возраста (Сейшельские острова и др.).

Результаты сравнительного тектонического изучения докембрийских геосинклинальных поясов и современных океанов будут зависеть от степени изученности геологического строения океанической коры, главным образом от вновь получаемых буровых и геофизических данных.

Необходимо также обратить внимание на некоторые аналогии между системами докембрийских разломов обрамления платформ и современными зонами глубинных разломов обрамления Тихого океана.

Позднедокембрийские миогеосинклинали всюду отделены от внутренних зон геосинклинальных поясов длительно живущими глубинными разломами, которые по их значению в разграничении докембрийских структур выделяются как зоны Главного разлома.

В южном обрамлении Сибирской платформы установлено, что Главный разлом существовал уже в период накопления толщ станового комплекса и его аналогов (Косыгин и др., 1964; Замараев, 1967). Зоны Главного разлома характеризуются высокой магматической активностью, особенно интенсивной в среднем и позднем докембрии, раннем и среднем палеозое, которая на отдельных отрезках разлома сохранилась вплоть до кайнозоя. Магматические образования зоны Главного разлома представлены комплексами основного и ультраосновного состава преимущественно средне- и позднедокембрийского возраста, а также гранитоидами различного типа и щелочными породами.

С зоной Главного разлома под различными углами сопрягаются сопровождающие его разломы, которые прослеживаются на сотни километров в пределах структур ограничения платформы. По сравнению с зоной Главного разлома эти разломы характеризуются меньшей глубиной заложения и являются более молодыми. С ними связаны преимущественно магматические проявления кислого состава в виде поясов гранитоидов или вулканитов кислого и среднего состава, отмечаются породы основного состава; гипербазиты практически отсутствуют.

Сходные системы разломов, может быть не столь длительного развития, устанавливаются также в обрамлении других платформ (Урал, Шотландия).

Области сопряжения миогеосинклиналей и внутренних зон геосинклинальных поясов, как правило, характеризуются метаморфизмом высоких и повышенных давлений. К зонам Главного разлома местами приурочены глаукофансланцевые комплексы (Урал, юг Шотландии) или эклогитподобные породы (Восточный Саян, Прибайкалье). Для примыкающих к этим зонам участков миогеосинклиналей характерны зональные метаморфические комплексы дистен-силлиманитового типа, которые по направлению к платформе сменяются андезит-силлиманитовыми комплексами низких давлений, как на Урале и Патомском нагорье (Добрецов и др., 1971; Великославинский и др., 1971).

Зоны Главного разлома по значению, какое они имеют в разграничении докембрийских структур, и характеризующим их признакам могут рассматриваться в качестве аналогов зон Беньофа, которые отделяют ложе Тихого океана от континентов вместе с их погруженными краями. При этом выступает отчетливая аналогия между зонами разлома, сопровождающими Главный разлом, и мезозойскими окраинными вулканическими поясами востока Азии (типа Охотско-Чукотского и др.).

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Тихоокеанский позднедокембрийский геосинклинальный пояс почти непрерывно прослеживается вдоль современных границ континентов в обрамлении Тихого океана.

Асимметрия Тихоокеанского пояса, различие его восточной (Американской) и западной (Австралийско-Азиатской) ветвей, которые отчетливо выражены в его современной структуре, устанавливаются также и при анализе верхнедокембрийских геосинклинальных образований.

Позднедокембрийские области западной ветви пояса (Верхояно-Чукотская, Индокитайская, Восточно-Австралийская) имеют изометричные очертания и в виде широких заливов вдаются в пределы континентов. Для них характерно мозаичное строение: наличие различно ориентированных прогибов, разделенных выступами нижне-среднедокембрийского фундамента, на которых местами сохранился чехол верхнедокембрийских отложений. В восточной ветви пояса почти на 4000 км прослеживается Кордильерская геосинклиналь шириной до 300-500 км, выдерживающая на всем протяжении характерные особенности состава и строения разреза верхнего докембрия.

С особенностями строения западной и восточной ветвей Тихоокеанского пояса, по-видимому, находится в связи широкое площадное распространение верхнедокембрийских чехлов на Сибирской, Китайской и Австралийской платформах и почти полное отсутствие платформенного верхнего докембрия на Северо-Американской и Южно-Американской платформах (Карта тектоники докембрия континентов, 1972).

Для Тихоокеанского пояса характерны слабо метаморфизованные карбонатно-терригенные и терригенные отложения верхнего докембрия миогеосинклинального типа. По набору пород, строению разреза и мощности эти отложения практически не отличаются от верхнедокембрийских миогеосинклинальных комплексов внутриконтинентальных геосинклинальных поясов. Имеющиеся радиометрические определения возраста этих отложений свидетельствуют о том, что формирование их на различных отрезках пояса началось в различное время (от 1600 до 1000 млн.лет).

В изученных разрезах верхнего докембрия Тихоокеанского пояса вулканогенные образования встречаются в ограниченном количестве.

В позднем докембрии обрамлению Тихого океана, по-видимому, были присущи черты, характерные для современного и мезозойско-кайнозойского обрамления Атлантического океана: накопление мощных призм осадочных толщ на шельфе и континентальном склоне, постепенно сменяющихся в сторону океана маломощными океаническими отложениями, и отсутствие мощных проявлений вулканической деятельности. В пользу этого предположения свидетельствует смена грубообломочных пород тонкообломочными, появление турбидитов, глинистых и кремнистых пород в составе серий Белт и Уиндермир Кордильерской области по направлению к Тихому океану (Monger e. a., 1972). В Австралии к востоку от геосинклинали Аделаида верхний докембрий, выходящий на островах Кинг, Тасмания и Новая Зеландия, представлен преимущественно граувакками и глинистыми породами при полном отсутствии или подчиненном

количестве карбонатных и вулканогенных пород. Маломощные кремнисто-глинистые отложения верхнего докембрия предположительно выделяются в осевой зоне Сихотэ-Алиня (Силантьев, 1971) и Корякском нагорье (Егиазаров и др., 1965).

Отсутствие четко выраженной эвгеосинклинальной зоны позднедокембрийского возраста следует рассматривать как еще одно доказательство древности Тихого океана. Слабое развитие вулканической деятельности позволяет предполагать, что зон Беньофа в это время еще не существовало. Они возникли позднее, возможно уже в раннем палеозое, поскольку нижнепалеозойские комплексы эвгеосинклинального типа здесь выражены вполне отчетливо.

ABSTRACT

The Pre-Cambrian history and the initial development peculiarities of the main geosynclinal belts of the Earth are discussed laying stress upon the Ural-Mongolian and Pacific belts.

The inner zone of the Ural-Mongolian belt, occupying about 90% of its area and bordered with the Late Pre-Cambrian miogeosynclines is characterized by different Upper Pre-Cambrian rock associations. The Mongolo-Okhotsk, the Urals and some other Upper Pre-Cambrian geosynclines comprize deepwatered greywacke slates and siliceous slates with basalts, similar to the oceanic tholeiites. They are accompanied by the zones of the glaucophane-lateous metamorphism of the Late Pre-Cambrian and Early Paleozoic ages. Geosyncline systems continuous to the Siberia platform include thick Upper Pre-Cambrian carbonifero-terrigenous and carboniferous sequences with volcanics of the basic and acid composition of the calc-alkali series. On the blocks of the Middle-Lower Pre-Cambrian within the inner zone there are quartzy sandstones and carboniferous rocks, sometimes subcontinental, with acid potaxsic volcanics.

The Ural-Mongolian belt origenated in the Middle and probably even in the Early Pre-Cambrian. The Mediterranean and the Grampian belts are similar to it, but the latter is not older than 1 milliard years.

The Late Pre-Cambrian Pacific belt is outlined around the Pacific ocean border from 1,6 to 1,0 milliard years. This belt is believed to be similar to the Atlantic type of the modern geosynclines.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., "Наука", 1969.

Великославинский Д.А., Мануйлова М.М., Ревякин Л.В., Соколов Ю.М., Шалек Е.А. Метаморфические пояса Байкальской горной области. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.

Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий – ранний палеозой). Новосибирск, "Наука", 1966.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука", 1974.
Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдаванцев Ю.Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
Егиазаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева Л.И., Русаков Н.М., Дегтяренко Ю.П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. – "Труды НИИГА", 1965, вып. 148.
Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., "Наука", 1967.
Карта тектоники докембрия континентов, м-б 1:15 000 000. Ред. Ю.А.Косыгин. М., 1972.
Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, изд-во "Илим", 1972.
Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтэй Г.М., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
Лучицкий И.В. О кислых магматических породах океанов. – "Геотектоника", 1973, № 5.
Силантьев В.Н. О составе и возрасте древних кремнистых толщ Сихотэ-Алиня. – "Геол. и геофиз.", 1971, № 9.
Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неалов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., "Наука", 1965.
Хорева Б.Я., Мурина Г.А. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей. Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.
Allegre C.J., Albarde E., $^{238}U/^{206}Pb$ – $^{235}U/^{287}Pb$ – $^{232}Th/^{208}Pb$ zircon geochronology in Alpine and Non-Alpine environment. – "Contrib. Mineral. Petrology", 1974, v. 43, N 3.
Bloxam R.W., Allen J.B. Glaucophane schist, eclogite and associated rocks from Knockormal in the Girvan-Ballantrae Complex, South Ayrishire. – "Trans. Roy. Soc. Edinburgh", 1958, v. 64.
Fitch F.J., Miller J.A., Brown P.E. Age of Caledonian orogeny and metamorphism in Britain. – "Nature", 1964, v. 203.
Monger J.W.H., Souther J.G., Gabriels H. Evolution of the Canadian Cordillera: a plate-tectonic model. – "Amer. J. Sci"., 1972, v. 272, N 7.
Roach R., Adeams C., Brown M., Power G., Ryan P. The Pre-Cambrian stratigraphy of the Armorican Massif, N.W. France. Intern. Geol. Congr., Sess. 24, sect. 1. Montreal, 1972.

Ч. Б. БОРУКАЕВ

О ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ НЕСКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСАХ

В ходе составления Карты тектоники докембрия континентов (1972) выявлены своеобразные нескладчатые комплексы, по вещественному составу и особенностям строения идентичные или весьма близкие к комплексам смежных или удаленных складчатых зон. Предлага-

ется выделить такие комплексы в класс геосинклинальных нескладчатых.

Анализ опыта формационного анализа показывает, что вещественный состав толщ и степень их дислоцированности не столь тесно связаны, как это предполагалось ранее. Ни в одном из известных определений формации степень дислоцированности не фигурирует, но в кажное из них входят характеристики вещественного состава и взаимоотношений пластов (Драгунов, 1968). Поэтому при отнесении формаций или их рядов к платформенным или геосинклинальным характер складчатости не может учитываться.

Классы геосинклинальных складчатых и платформенных нескладчатых комплексов широко известны. В последние годы получил характеристику также класс платформенных складчатых комплексов. К нему, в частности, отнесены на Тектонической карте Евразии (1966) складчатые толщи палеозоя Китайской платформы. В этот же класс надо включить чехол байкальского основания Средиземноморского пояса, описанный М.В. Муратовым. Класс геосинклинальных нескладчатых комплексов в явном виде не выделялся, хотя в качестве одного из типичных примеров геосинклинали автор термина Д.Дэна называл "грабен Коннектикута с континентальными нескладчатыми отложениями" (Хаин, Шейнманн, 1960, с. 5). Попытка выделения и краткой характеристики такого класса составляет предмет настоящей работы.

В качестве типичного представителя класса рассматривается надгруппа Маунт-Брус плиты Наллагайн Западной Австралии. Этот нижнепротерозойский комплекс с резким несогласием залегает на интенсивно дислоцированных гранитогнейсах и зеленых сланцах архея (Daniels, 1966, и др.). В его основании расположена толща преимущественно вулканогенного состава, сложенная базальтами, спилитами, туфами, туфогенными и аркозовыми песчаниками. Местами присутствуют вулканиты кислого и (меньше) среднего состава. Видимо, толща соответствует спилито-диабазо-кератофировой формации (Хаин, 1973). Выше следует толща, наиболее характерными элементами которой являются пласты и пачки джеспилитов, выдержанные на площади. В фоновую последовательность вклинивается горизонт риолито-дацитов. Эта толща определенно отвечает джеспилитовой формации криворожского типа (Марков, 1959). Комплекс завершается мощной грубообломочной толщей, сложенной терригенными породами, часто красноцветными. Среди них отмечены горизонт доломитов, линзы базальтов, а иногда и кислых вулканитов. Очевидно, что данную толщу следует рассматривать в качестве молассовой суперформации. Общая мощность комплекса превышает 10 тыс.м.

Большое сходство с надгруппой Маунт-Брус обнаруживает нижнепротерозойская криворожская серия Украинского щита. Формационный ряд начинается толщей биотит-амфиболовых ортосланцев, амфиболитов, апоспилитов, слюдяных, кварц-слюдяных и кварц-хлоритовых сланцев, кварцитов. Эта толща рассматривается как мета-

морфизованный аналог спилито-диабазо-кератофировой формации. Выше следует джеспилитовая формация, представленная чередованием пакетов джеспилитов и различных сланцев - слюдяных, хлоритовых, амфиболовых, кварц-серицитовых - и прослоями аподиабазов. Выше с угловым несогласием залегает мощная молассовая толща, на 65% сложенная конгломератами и кварцито-песчаниками и содержащая кварц-биотитовые сланцы, доломитовые мраморы и кварц-карбонатные породы.

Очевидно тождество двух рассмотренных рядов по типоморфным формациям и их последовательности. Хотя породы криворожской серии метаморфизованы, их первичный состав устанавливается сравнительно легко. С обоими комплексами сходен нижний протерозой КМА (михайловская ? и курская серии). Поскольку криворожская и курская серии издавна относятся к типу геосинклинальных комплексов, логично включать в этот тип и надгруппу Маунт-Брус, несмотря на значительные различия в степени дислоцированности комплексов.

К геосинклинальным нескладчатым комплексам надо отнести верхнеархейско-нижнепротерозойский чехол Трансваальского и Родезийского массивов Южной Африки. Эта мощная (15-20 тыс.м) пологозалегающая толща сложена песчаниками, кварцитами, глинистыми сланцами, конгломератами с мощными пакетами вулканитов, обычно основного состава. Присутствует джеспилитовая формация. Другим представителем класса являются нижнепротерозойские толщи, узкие полосы выходов которых окаймляют блок Унгава провинции Сьюпириор Канадского щита (Dimroth e.a., 1970). Эти толщи по составу и строению сходны с эвгеосинклинальным комплексом смежной складчатой зоны Циркум-Унгава (сланцево-грауваккова, джеспилитовая формации), хотя в последнем шире распространены основные вулканиты. Формационный ряд миогеосинклинального типа характерен для нижнепротерозойского чехла массива Слейв Канадского щита (Hoffman e. a.,1970). Здесь снизу вверх сменяют друг друга фалаховая формация, аспидная, флишоидная и молассовая суперформации.

Таким образом, геосинклинальные нескладчатые комплексы довольно широко распространены в пределах щитов древних платформ. Все рассмотренные нижнепротерозойские комплексы приурочены к жестким массивам в областях карельской (гудзонской) складчатости, причем преимущественно к их окраинам.

Первыми обратили внимание на своеобразие этих отложений канадские геологи, выделившие их на Тектонической карте Канады 1950 г. под названием недислоцированного протерозоя. На новой Тектонической карте Канады 1969 г. эти же комплексы рассматриваются как чехол на кенорских орогенах и по структурному положению подразделены на краевые гомоклинали и чехол нескладчатых и умеренно складчатых пород. К первым отнесены узкие полосы на окраинах блоков Слейв и Унгава, ко второму - изометричные выходы в пределах блоков. В одной из последних работ по гео-

логии Канадского щита (Dimroth, 1972) все эти комплексы уже отнесены к платформенным и миогеосинклинальным без расчленения.

Е.В. Павловский (Павловский, Марков, 1963) отнес большинство рассмотренных комплексов к чехлу выделенных им протоплатформ. В этом понятии хорошо отражено двухъярусное строение блоков. Однако при этом не отмечен геосинклинальный характер толщ чехла, изоформационных толщам смежных складчатых зон.

Анализ структуры нижнего протерозоя показывает, что складчатые зоны образуют геометрически правильную сеть, в ячеях которой расположены жесткие массивы. На отдельных участках последних залегают чехлы геосинклинального типа. Поскольку одновозрастные им толщи платформенного типа неизвестны, параллелизовать такие массивы с платформами можно лишь в структурном плане. Краевые гомоклинали фиксируют первичные границы блоков, отделяясь от смежных складчатых зон разломами, при переходе через которые скачкообразно увеличиваются дислоцированность толщ и степень их метаморфизма. Несогласное положение таких разломов относительно структуры фундамента указывает на заложение раннепротерозойских геосинклинальных областей в результате алгомской регенерации, следующей непосредственно за кенорской складчатостью. Таким образом, жесткие массивы в этих областях следует относить к остаточным.

Наличие изолированных, но широко распространенных выходов геосинклинальных нескладчатых комплексов на плите Наллагайн, в провинциях Сьюпириор и Слейв позволяет полагать, что на этапе седиментации эти комплексы составляли сплошной чехол, подобно тому как это наблюдается в Южной Африке. Мощность толщ при выдержанности их формационного облика увеличивается к окраинам блоков.

Аналогичные закономерности размещения характерны для среднепротерозойского ятулийского комплекса Балтийского щита. Этот комплекс, по-видимому, тоже следует отнести к рассматриваемому классу хотя бы на основании значительного количества (75%) вулканогенных пород. Однако в целом закономерности размещения средне- и верхнедокембрийских геосинклинальных нескладчатых комплексов существенно отличаются от описанных.

Среди средне- и верхнедокембрийских комплексов к классу геосинклинальных нескладчатых относятся комплекс прогиба Баттен Северной Австралии и карагасско-оселковый комплекс Присаянского прогиба. Первый из них залегает в меридионально вытянутом троге среди поля развития платформенных формаций, отделяясь от плит зонами разломов. Вдоль разломов со стороны плит местами расположены барьерные рифы. Мощный троговый комплекс сложен формациями миогеосинклинального типа с пакетом риолитов, трахитов и их туфов. Синхронные отложения смежных плит вулканитов не содержат, а мощность их в 2-3 раза меньше.

Карагасско-оселковый комплекс представлен неполным миогеосинклинальным формационным рядом. В этом ряду карбонатно-тер-

ригенная формация сменяется нижнемолассовой, которая перекрывается платформенными толщами. Комплекс залегает в прогибе, вытянутом вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы и отделенном от складчатых зон Бирюсинской глыбой. С последней прогиб граничит по разлому.

Средне- и верхнепротерозойские комплексы распространены, видимо, менее широко, чем нижнепротерозойские. В отличие от раннего протерозоя, на этапе их формирования уже появляются формации платформенного типа, которые в позднем протерозое и раннем палеозое затягивают платформы сплошным чехлом. Геосинклинальные нескладчатые комплексы приурочены к окраинным частям плит, где выполняют прогибы типа авлакогенов и периферических миогеосинклиналей. Возникновение таких прогибов определенно связано с альгонкской (ассинтской) регенерацией.

С этой же регенерацией связано заложение Верхоянской эпикратонной геосинклинали (Косыгин и др., 1964). Общий структурный рисунок геосинклинали – многочисленные остаточные массивы и "обтекающие" их складчатые зоны – очень напоминает рисунки нижнепротерозойского этажа. Чехол срединных массивов Северо-Востока СССР наряду с формациями платформенного типа (рифей – средний палеозой) включает в себя комплекс терригенных пород (верхний палеозой – мезозой), изоформационный геосинклинальному верхоянскому комплексу. Различия заключаются в двукратном изменении мощностей, но в ряде случаев (Эльгинско-Адычанская и другие "зоны пологих дислокаций") вообще проблематичны. Очевидно, что верхнюю часть чехла массивов целесообразно отнести к типу геосинклинальных комплексов.

Возникновение геосинклинальных нескладчатых комплексов в чехле срединных массивов мезозоид сопровождалось, по-видимому, вовлечением в геосинклинальное погружение окраин Сибирской платформы. Особенно ясно это проявляется на примере области сочленения Вилюйской синеклизы с Предверхоянским прогибом. Верхнемезозойские отложения этих двух форм столь близки по составу и строению, что граница платформы на тектонических картах постоянно "мигрирует" в интервале до 400 км.

Из приведенного примера следует вывод о главном различии срединных массивов фанерозоя и среднедокембрийских жестких массивов. Чехол последних начинается геосинклинальными комплексами или слагается ими нацело. Чехол срединных массивов фанерозоя начинается платформенными комплексами, которые затем сменяются геосинклинальными, синхронными и изоформационными комплексами смежных прогибов. Геосинклинальные нескладчатые комплексы неогея локализуются в основном в пределах геосинклинальных поясов и лишь изредка "выходят" на окраины смежных платформ. Распространение геосинклинальных нескладчатых комплексов в протогее, видимо, было значительно более широким, чем в неогее.

Как представляется, выделение класса геосинклинальных нескладчатых комплексов имеет принципиальное значение.

1. Необходимую формальную полноту приобретает классификация крупных структурных элементов, в которой наряду с геосинклинальными складчатыми и платформенными нескладчатыми в последние годы фигурировали платформенные складчатые комплексы.

2. Уточняются связи между геосинклинальным прогибанием и складчатостью, между литогенезом и тектогенезом, которые оказываются далеко не прямыми.

3. Анализ размещения комплексов открывает новые возможности для тектонического районирования.

Приведенные примеры, конечно, не исчерпывают множества комплексов класса, а лишь служат целям его общей характеристики.

ABSTRACT

The unfolded complexes, which have similar material composition with geosynclinal complexes of the folded zones are characterized. To distinguish ones as the class of the geosynclinal unfolded complexes is proposed. The Mount Bruce Super-Group of the Western Australia has been choosed as the typical member of the class. The geosynclinal nature of the complex has been determined on the base of the comparison of the formational series with the eugeosynclinal complexes of the Krivoi Rog folded zone and the Labrador trough. The geosynclinal unfolded complexes are widespread on shields of cratons, but also are placed on margins of plates and in intracratonal basins. Frequently the gradual conversions of these complexes into the geosynclinal folded ones are observed. The geosynclinal unfolded complexes of the Lower Proterozoic are localized on the rest-massifs of the geosynclinal areas of the Algomian regeneration. The limitations of massifs are determined by the marginal homoclines. The complexes of the Middle and Upper Proterozoic are concentrated mainly in intracratonal basins of the aulacogene-type. The geosynclinal unfolded complexes in the Protogaeicum had been distributed apparently more widely than in the Neogaeicum.

ЛИТЕРАТУРА

Драгунов В.И. Основные понятия учения о геологических формациях. – В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968.

Карта тектоники докембрия континентов, м-б 1:15 000 000. Ред. Ю.А. Косыгин. М., 1972.

Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтэй Г.М., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск, 1964.

Марков М.С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники.– В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Тектоническая карта Евразии, м-б 1:5 000 000. Ред. А.Л. Яншин. М., 1966.
Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.
Хаин В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях. – "Сов. геол.", 1960, № 11.
Daniels J.L. The Proterozoic geology of the north-west division of Western Australia. – "Proc. Australas. Inst. Mining and Metallurgy", 1966, v. 219.
Dimroth E. The Labrador geosyncline revisted. – "Amer. J. Sci.," 1972, v. 272, N 6.
Dimroth E., Barager W.R.A., Bergeron R., Jackson G.D. The filling of the Circum-Ungaba Geosyncline. – "Geol. Surv. Canada Paper", 1970, v. 70, N 40.
Hoffman P.F., Fraser J.A., McGlynn J.C. The Coronation Geosyncline of Aphebian age, District of Mackenzie. – Ibidem.

К. В. БОГОЛЕПОВ

ДЕЙТЕРООРОГЕНЕЗ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К подвижным поясам Земли наряду с современными геосинклиналями, эпигеосинклинальными орогенами и океаническими рифтовыми поясами принадлежат области и пояса возрожденного горообразования – дейтероорогенеза (Боголепов, 1968, 1971), возникающие при деформациях континентальной коры, прошедшей до этого стадии геосинклинального, протоорогенного (эпигеосинклинального) и во многих случаях платформенного развития (Хаин, 1965, 1973).

Области дейтероорогенеза характеризуются высокими значениями теплового потока и повышенной сейсмичностью. Изгибы континентальной коры, ее расколы и блоковые движения, создающие морфоструктурный облик возрожденной горной страны, сопровождаются внедрением базальтоидных расплавов, ремобилизацией сиалического вещества, формированием кислых интрузий и вулканитов. Сравнительный анализ глубинного строения стабильных и активизированных участков складчатых областей свидетельствует, что в процессе дейтероорогенеза существенно изменяются геофизические параметры земной коры: мощность, расслоенность и блокировка (Беляевский, 1974; Фотиади, 1971). Очевидно, указанный комплекс преобразований следует рассматривать как закономерную реакцию утолщенных и гранитизированных частей литосферы на динамическое и тепловое воздействие конвекции и диапиризма в мантии Земли.

От проницаемости коры, обусловленной ее силовым полем, зависят характер магматизма и возможность его проявления на поверхности. Ступеням проницаемости коры соответствуют: а) сла-

бодифференцированный вулканизм, отражающий более или менее свободное перемещение к поверхности Земли выплавок мантийного вещества; б) "пестрый" вулканизм (от базальтов до липаритов и трахилипаритов) и сопутствующие ему гранитные интрузии, свидетельствующие о том, что в процессе дейтероорогенеза формируются внутрикоровые магматические очаги и существует возможность дифференциации расплавов в относительно замкнутых камерах; в) проявление ювенильных флюидов и гидротерм, нарушающих стерильность сжатых приповерхностных оболочек коры и указывающих на вероятность существования глубинных фронтов магматизма.

Степень проницаемости коры находит выражение в двух важнейших типах дейтероорогенных областей, различных по структуре и динамике развития. Первый тип характеризуется скучиванием сиалического слоя вдоль границ надвинутых одна на другую литосферных плит или в зонах их дополнительной блокировки и сжатия. Его морфоструктурным выражением являются контрастные формы горного рельефа, созданные напряженными системами сводово-глыбовых поднятий и разделяющих их межгорных впадин, а наиболее ярким примером может служить величайшее вздутие земной коры, охватывающее западную часть Центрально-Азиатского горного пояса - от Тянь-Шаня на западе до Монгольского Алтая и Нань-Шаня на востоке. В отношении магматизма области этого типа (по крайней мере по верхним горизонтам коры) наиболее стерильны - они соответствуют отмеченной выше ступени "в".

Второй тип дейтероорогенных областей связан с зонами горизонтального растяжения континентальной коры и характеризуется преобладанием горсто-грабеновых структур и широким распространением как "пестрого", так и базальтового вулканизма. Крайним проявлением этого типа являются рифтовые структуры, связывающие дейтероорогенез на предельной стадии развития с зарождением океанических впадин. Примером в первом случае может служить Монголо-Охотская часть Центрально-Азиатского пояса в мезозое, во втором - области неоген-четвертичного рифтогенеза в Прибайкалье и Восточной Африке.

Дейтероорогенные области и пояса по соотношениям с другими структурными элементами земной коры разделяются на три группы:

а) сопряженные с одновременно развивающимися геосинклиналями и расположенные в пределах их "жестких" рам; к ним в соответствии с палеотектоническими реконструкциями (Атлас..., 1967) относятся среднепалеозойские сводово-глыбовые сооружения и вулканические пояса, наложившиеся на байкальское и раннекаледонское (салаирское) складчатое основание в обрамлении герцинских геосинклиналей Центрально-Азиатского пояса, и подобные же образования, формировавшиеся в позднем мезозое и кайнозое на докембрийских и палеозойских структурах восточных окраин Азии и Австралии;

б) связанные с областями протоорогенеза и являющиеся их непосредственным продолжением в глубь континентов; это горные со-

оружения, возникшие в неогене вдоль окраин Альпийско-Гималайского и Андийского поясов на складчатом фундаменте различного возраста;

в) не имеющие непосредственной пространственной связи с геосинклинальными и протоорогенными поясами и охватывающие внутренние части континентов; к ним относится большая часть Центрально-Азиатского пояса в среднем мезозое и кайнозое.

Заслуживает внимания, что процессы дейтероорогенеза во внутренних частях континентальных блоков проявлялись наиболее широко в эпохи, следовавшие после тектонической стабилизации, за карельской и герцинской складчатостью. По-видимому, это обусловлено созданием обширных гетерогенных по структуре и поэтому недостаточно устойчивых континентальных масс. Ослабленные пояса деформаций залечивались повторной гранитизацией или служили путями формирования рифтов.

Группы "а" и "б" соответствуют "перигеосинклинальным" поясам классификации, предложенной В.Е. Хаиным (1965, 1973). Однако пояса группы "а", которые действительно можно назвать перигеосинклинальными, в морфоструктурном отношении являются антиподами геосинклиналей, тогда как образования группы"б" спаяны с протоорогенными структурами и образуют фланги единых горных областей. Эти различия внутри "перигеосинклинального" класса вызывают необходимость его разделения. Вместе с тем "периокеанические пояса" классификации В.Е.Хаина пространственно тяготеют к установленным в последние годы геосинклиналям атлантического типа (Mitchell, Reading, 1969) и следовательно должны быть отнесены к группе "а".

Существование в разрезах континентальной коры на разных ее уровнях дейтероорогенных структурно-вещественных ассоциаций (структурных этажей), представленных молассоидными осадочными и вулканогенными толщами ископаемых межгорных впадин и вулканических поясов, зонами повторной гранитизации и метаморфизма платформ и складчатых сооружений, позволяет утверждать, что в геологической истории дейтероорогенез, подобно геосинклинальному процессу - протоорогенезу, талассогенезу, является эволюционирующим, но неоднократно повторяющимся механизмом преобразования континентальной коры; было бы ошибочным рассматривать его как явление, возникшее только в мезозойскую или кайнозойскую эру. В мезозое и кайнозое он накладывается на разновозрастные складчатые сооружения и окраины древних платформ в Евразии (Центрально-Азиатский пояс, Северо- и Южно-Рейнская, Северо-Чешская и другие вулканические области Западной Европы), Северной Америке (Аппалачи, Скалистые горы), Австралии (провинция Нью-Арк) и т.п. (Тектоника..., 1973, и др.). В среднем и позднем палеозое его выражением являются вулканические пояса, гранитоидные плутоны и системы впадин и грабенов (типа Агульско-Удинского, Рыбинской и др.), формирующихся на докембрийских и раннекаледонских (салаирских) структурах окраинных частей Северо-

Азиатского континентального блока (Булгатов, Красильников, 1968). Чрезвычайно широким выражением того же процесса преобразования континентальной коры, носящего во многом неповторимые черты (интрузии рапакиви и т.п.), служат ареалы наземного вулканизма, повторной гранитизации и грабенообразования, сформированные в пределах Лавразиатской группы платформ в среднем докембрии между 1900 и 1650 млн.лет (Салоп, 1973). Примерами этих образований служат: на Сибирской платформе – комплексы Акитканского вулканического пояса, субаэральные диабазово-порфиритовые, порфировые и молассоидные формации (улкачанская, элгэтейская свиты) Улканской системы грабенов; на Русской платформе – значительная часть субиотнийских и овручских отложений; на Северо-Американской платформе – часть серии Дабаунт, серии Мартин-Лейк, Летития-Лейк в провинциях Черчилл и Гренвилл с их грубообломочными и вулканогенными (от диабазов до трахиандезитов и порфиров) формациями.

Выделение и типизация дейтероорогенных структурно-вещественных комплексов и установление их пространственных и временных соотношений с платформенными (плитными), геосинклинальными и протоорогенными комплексами имеют важное значение для рассмотрения проблем геодинамики и эволюции состава и структуры гранитно-метаморфической и осадочной оболочек земной коры. Практическим аспектом исследования дейтероорогенных структур является приуроченность к ним крупнейших рудных поясов мира, в первую очередь редкометальных. Их образование следует связывать с повышенным термическим режимом, приводящим к ремобилизации рассеянного рудного вещества и его переотложению вдоль активизированных зон разломов.

ABSTRACT

Deuteroorogenesis (rejuvenated mountain building) represents a process of transformation of the Earth's crust of continents, its thickness, foliation and blocking, repeatedly taking place in the course of geologic history. It may be regarded as a reaction of thick granitized continental crust in response to dynamic and thermal effect of convective movements and diapirism to occur in the mantle of the Earth. Deuteroorogene structural-substance assemblages (structural stages) represented by molassoidal and magmatic rocks of intermountaine depressions and volcanic belts have been established from Upper Archean time to Cenozoic time inclusively. Deuteroorogene complexes of inner parts of continental blocks have become especially widespread after Karelian and Hercynian folding epochs which created large continental masses (land-masses). One can distinguish two main types of deuteroorogene structures caused by torsion and stretching of sialic layer. The extreme example of the latter are intracontinental rift structures linking deuteroorogenesis at its limiting stage of evolution accompanied by generation of oceanic troughs.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Ред. А.П. Виноградов. М.–Л., "Недра", 1967–1969.

Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.

Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. – "Геол. и геофиз.", 1968, № 8.

Боголепов К.В. О понятиях "орогенная структура" и "орогенез". – В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971.

Булгатов А.Н., Красильников Б.Н. Орогенные системы юга Сибири. – "Геол. и геофиз.", 1968, № 8.

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра", 1973.

Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука", 1973.

Фотиади Э.Э. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований. – В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971.

Хаин В.Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. – "Сов. геол.", 1965, № 7.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.

Mitchell A.H., Reading H.I. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. – "J. Geol.", 1969, v. 77, N 6.

М. В. МУРАТОВ

РОЛЬ МАГМАТИЗМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР ОРОГЕННОГО ЭТАПА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

В орогенном этапе развития геосинклинальных складчатых областей происходит образование значительных горных поднятий, возникающих одновременно с межгорными и краевыми впадинами, иногда системами грабенов. Все главные структуры орогенного этапа отличаются от собственно геосинклинальных более простым строением. Синклинории представлены прогибами с широким плоским дном, осложненным дополнительными складками. Последние являются обычно надразломными. Поднятия нередко наследуют антиклинальные структуры, а в современном рельефе образуют более или менее значительные горные гребни, иногда нагорья.

Морфологические различия структурных элементов орогенного и главного геосинклинального этапов позволяют считать, что они имеют в основе различное происхождение. Орогенные впадины скорее всего соответствуют типу больших просадочных депрессий, а поднятия связаны с глыбовыми или сводовыми воздыманиями отдельных участков земной поверхности. Примером современной области, в которой почти закончился орогенный этап развития, является Альпийская, где мы видим сочетание горных гряд и нагорий, срединных массивов, хорошо выраженных межгорных и краевых впадин различ-

ных размеров. Общая картина строения здесь осложнена, кроме того, наличием особых глубоких впадин внутренних морей: Средиземного, Черного и др.

Магматические явления орогенного этапа существенно отличаются от геосинклинального магматизма главного этапа. Вулканические формации орогенного этапа относятся к базальт–андезит–липаритовой группе (Кузнецов, 1964) и состоят из сочетания различных формаций: андезито–базальтовой, андезитовой, дацит–андезитовой, дацито-липаритовой, липаритовой и других, часто слагающих мощные комплексы. Эти формации чередуются и неоднократно повторяются, в вертикальном разрезе иногда наблюдаются постепенные переходы между ними. В составе их участвуют лавовые, пирокластические и субвулканические породы.

Большинство исследователей считают сейчас, что в формировании и питании этих сложных комплексов участвуют очаги как первичной базальтовой магмы мантийного происхождения, так и вторичной кислой магмы, которые достигают к началу орогенного этапа широкого распространения и значительного объема.

Среди интурзивных комплексов орогенного этапа выделяют две главные группы гранитоидных формаций. Первая известна под названием "гранитных формаций малых глубин" (Коптев–Дворников, 1952). По своему происхождению и составу она тесно связана с вулканогенными формациями. Вторая представлена гранитоидами, в значительной мере – собственно гранитами, вулканизмом обычно не сопровождается. Для нее характерны гранитные батолиты различного размера, часто очень большие, которые секут и проплавляют складчатые структуры главного этапа, поэтому они часто именуются послескладчатыми. Ю.А. Кузнецов (1964) выделяет среди них три главные формации: а) биотитовые граниты довольно однообразного состава; б) гранодиориты и тоналиты с переходами от кварцевых диоритов и тоналитов до нормальных гранитов; 3) гранитоиды пестрого состава, в которых происходит быстрая смена пород от диоритов, гранодиоритов и сиенитов до разнообразных гранитов. Присутствуют обычно и различные гибридные породы, вплоть до основных по составу.

Гранитоидные тела рассматривают как образовавшиеся в результате процессов метасоматоза или магматического замещения и связанные с зонами разломов, а также проницаемости для глубинных эманаций, растворов и теплового потока. В таких условиях образуются автохтонные гранитоидные плутоны. Аллохтонные гранитоидные тела возникают в процессе внедрения магматического расплава, который обычно сопровождается деформацией вмещающих пород. Внедренные тела чаще всего имеют штокообразную или линзовидную и дайкообразную форму, удлиненную вдоль зон разломов.

Автохтонные тела нередко обладают плоской и куполовидной формами с неправильными или округлыми очертаниями и удлинены в направлении складчатых структур. Изучение этого типа тел, особенно в палеозойских и мезозойских складчатых областях, где они хо-

рошо обнажены, позволяет сделать вывод о связи многих из них с зонами антиклинальных поднятий. Это отмечалось уже многими исследователями: Е.В. Павловским (1953), Н.П. Васильковским (1960), В.В. Белоусовым (1966), Н.А. Штрейсом (1968), Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиными (1969) и др.

Гранитные батолиты часто имеют форму тел, вытянутых по простиранию складчатой области (удлиненные валы, наподобие караваев хлеба или батонов). Именно такие тела приурочены к ядрам антиклинальных структур или, лучше сказать, замещают метаморфические и осадочные породы самых внутренних частей антиклинориев или мегантиклинориев. Возраст гранитоидов этих тел обычно соответствует середине или концу заключительного этапа развития данной области, что указывает на их теснейшую связь с формированием орогенных структур. Нередко они имеют огромные размеры. Ряды таких массивов, вытянутых вдоль простирания складчатой области, можно видеть в антиклинальных зонах на Урале, Тянь-Шане (Гиссарский батолит), Алтае, в Монголии, в герцинской складчатой области Западной Европы и других местах. Особенно значительных размеров, в тысячи километров в длину, они достигают в мезозойской складчатой области Кордильер Северной Америки. На Урале размеры скромнее – 50–100 км, но полоса их вытянута вдоль всего Урала.

В Альпийской складчатой области Европы большие гранитные тела орогенного этапа (неогеновые по возрасту) отсутствуют, но можно предположить их существование в скрытом виде под осевой частью горных поднятий Большого Кавказа, Альп, Высоких Татр и многих других горных сооружений. Подтверждением этого предположения служат выходы небольших гранитоидных интрузий вдоль разломов в Альпах, на Кавказе и в других районах. К ним относятся адамелитовые и тоналитовые интрузии, внедренные вдоль зоны глубинного разлома Инсубри–Ивреа в Альпах; анортоклазовые гранит-порфиры Тепли – вдоль разломов южного склона Большого Кавказа; эльжуртинские граниты на северном склоне близ Тырныауза (возраст 10 млн. лет) и др. Эти интрузии можно считать своего рода отпрысками крупных гранитоидных тел, залегающих на глубине и еще не вскрытых эрозией и не вполне раскристаллизовавшихся здесь вплоть до конца неогена.

Тесная связь гранитоидных батолитов с ядрами крупных антиклинальных структур, по-видимому, не случайна. Многие исследователи, начиная с Геттона и Леопольда фон Буха, указывали на активную роль магматических тел в формировании поднятий земной коры. Однако в том универсальном виде, как она рисовалась в начале прошлого века, гипотеза поднятий не оправдалась и после возникновения геосинклинальной теории была полностью забыта. В последнее десятилетие появилось много новых фактов, свидетельствующих об активной роли магматических тел при формировании отдельных конкретных структурных форм, в частности сводовых поднятий земной коры. Воздействие гранитоидных тел на образование больших анти-

клинальных структур в Центральном Казахстане было отмечено и показано Т.Г.Павловой (1972). Значительная роль магматических внедрений при росте крупных поднятий в Срединном Тянь-Шане, Пскемском антиклинории и Чаткало-Кураминских горах освещена в работах Г.И. Макарычева (1964), Г.И. Макарычева, М.Д. Геся (1970, 1971). Интересные материалы о связи Мегри-Ордубадского батолита на юго-востоке Кавказа с ростом поднятий и проседаний соседних депрессий приведены Ш.А. Азизбековым и М.И. Рустамовым (1972). Имеются данные об активном росте крупных гранитных батолитов при образовании позднепалеозойских антиклинориев Прииртышской зоны Калбинского хребта на Алтае (Горжевский, Муратов, 1958). Такова же, по-видимому, роль системы гранитоидных батолитов на восточном склоне Южного Урала и во многих других районах.

Следовательно, можно привести много примеров, позволяющих считать, что рост орогенных поднятий происходил в ряде случаев одновременно с формированием крупных гранитоидных массивов в осевых частях больших антиклинальных структур. Это дает возможность думать, что возникновение самих поднятий в этих случаях зависело от увеличения объема очагов гранитной магмы, которые и приподнимали покрывающие породы и саму поверхность земной коры, образуя горные поднятия. Увеличение объема очагов, располагавшихся на относительно небольшой глубине (примерно 2-4 км) от поверхности, должно было быть связано с активным поступлением в них магматического материала. Оно и вызвало подъем их кровли и рост поднятия.

Поскольку процесс усиленного поднятия горных гряд проявляется в различных по возрасту складчатых областях с середины орогенного этапа, приходится именно в этой стадии допустить наличие процесса, связанного с нагнетанием в магматические камеры новых порций расплава. Только при этом можно понять их активный рост, сопровождаемый поднятием земной поверхности над ними.

Формирование впадин орогенного этапа также находится в зависимости от магматических явлений, но уже в форме вулканических процессов. Их проседание нередко бывает связано с опорожнением неглубоких очагов, заполненных магматическим расплавом, который в то же время является источником вулканических продуктов, выброшенных на поверхность.

Некоторые небольшие впадины целиком обязаны своим образованием процессам вулканизма. Примером их может служить Верхнетерская и Кельская депрессии на Центральном Кавказе, описанные Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским (1964). Они заполнены четвертичными продуктами вулканизма мощностью до 400 м и образовались в итоге проседания при опорожнении неглубокого вулканического очага в итоге деятельности вулканов.

Видимо, близкое происхождение имеют и некоторые более значительные по размерам межгорные впадины. Такое предположение особенно вероятно для тех из них, вокруг которых расположены круп-

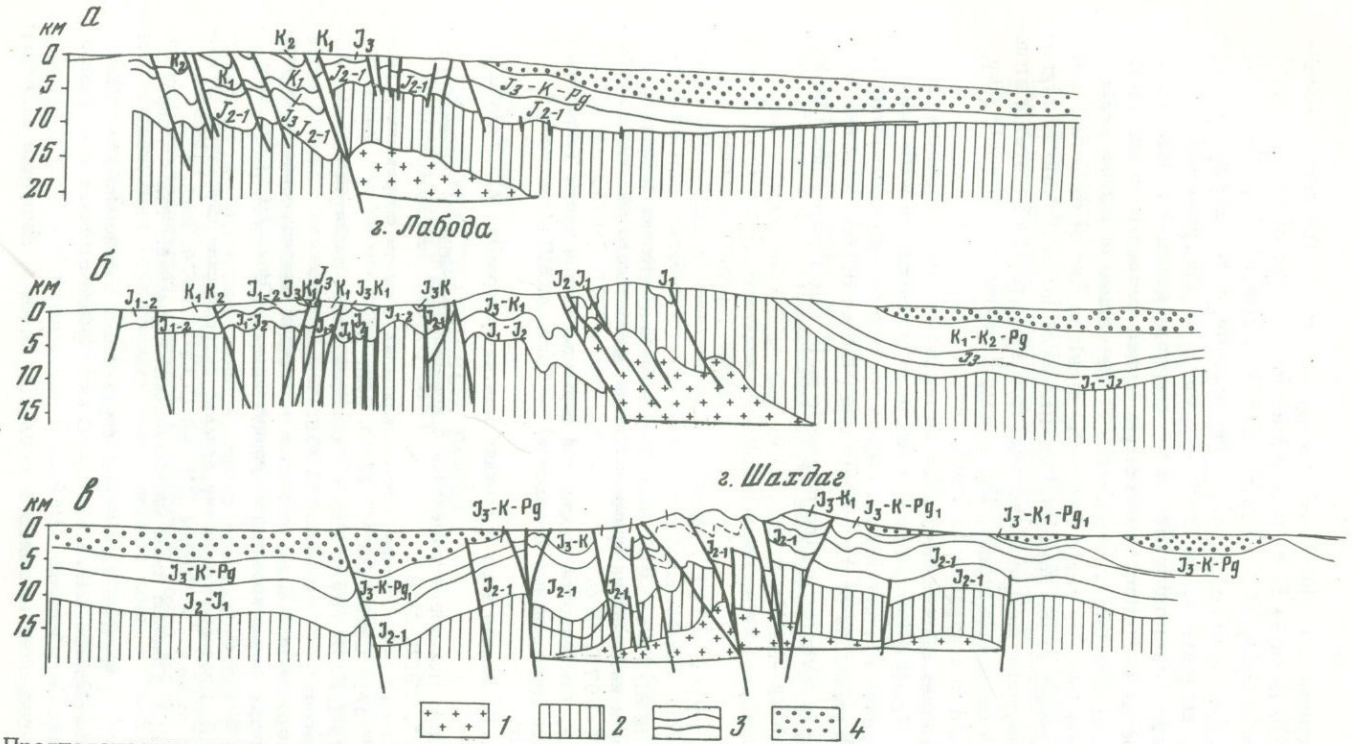
ные вулканические конусы и происходило накопление мощных толщ, состоящих из продуктов вулканизма. Особенно вероятно это для впадин, окруженных плиоцен-четвертичными вулканами, как, например, для Приараксинской на Малом Кавказе и Трансильванской в Румынии. Примерами подобных же впадин позднепалеозойского возраста являются Сержихинская депрессия на Алтае, заполненная вулканической толщей среднего карбона (Микунов, 1961), впадины Чаткало-Кураминского района (Макарычев, Гесь, 1970) и Прибалхашья (Бахтеев, 1966; Коптева, 1974; Щерба, 1973) и многие другие, заполненные верхнекаменноугольными и пермскими эффузивно-осадочными толщами. Более или менее значительную роль процессы вулканизма могли играть также при образовании некоторых частей больших межгорных депрессий типа Венгерской. По восточной периферии последней расположена цепь миоцен-плиоценовых вулканов, которые окаймлены продуктами вулканической деятельности.

Однако при прогибании межгорных впадин мог происходить и другой процесс миграции магматических продуктов, не сопровождавшийся действующими вулканами из-за отсутствия крупных разломов. Отток магматического материала неглубоких камер мог происходить в результате перемещения этого материала в горизонатльном направлении в тесной зависимости от изменения объема магматических камер, возникших под соседними горными поднятиями.

Боковую миграцию магмы можно объяснить перетеканием ее под влиянием неравномерной нагрузки.

Магматический расплав мог при этом играть роль жидкости в гигантском гидравлическом прессе. Испытывая значительную нагрузку на большой поверхности плоского магматического очага, расплав мог поднять участок кровли с небольшой площадью и меньшим весом. Накопление осадочных и вулканических толщ во впадинах должно было способствовать течению этого процесса, так же как размыв растущего поднятия. В результате магматические камеры под сводом поднятия должны были увеличиваться в объеме, а под впадинами уменьшались и даже могли полностью исчезнуть. Увеличение объема этих камер при этом не сопровождалось внедрением интрузивных тел во вмещающие породы, а происходило лишь с подъемом их кровли. Процесс этот мог протекать в течение длительного времени, соответствующего середине и концу орогенного этапа, т.е. много миллионов лет, в течение ранней перми в герцинских складчатых областях и позднего миоцена – плиоцена в альпийских (см. рисунок).

Понятно, что развитие его могло идти в орогенных областях далеко не всюду и не всегда, а лишь в тех случаях, когда создавались условия для возникновения крупных очагов гранитоидной магмы и возможного ее перемещения. Этот процесс в отдельных случаях усиливал, как бы акцентировал рост орогенных поднятий и прогибания впадин. Прекращение его было связано с кристаллизацией магматических тел с образованием более или менее крупных массивов кристаллических пород в недрах структур орогенного этапа.



Предполагаемое расположение гранитоидных магматических тел в ядрах антиклинальных поднятий на примере северо-западной (а), центральной (б) и юго-восточной (в) частей Большого Кавказа (за основу схемы приняты разрезы, составленные К.Н. Паффенгольцем)

1 – гранитоидные магматические тела; 2 – метаморфические комплексы протерозоя и палеозоя; 3 – мезозойский и палеогеновый осадочный комплекс; 4 – орогенный комплекс отложений межгорных и краевых впадин

ABSTRACT

Magmatic phenomena of the orogenic stage accompany the crustal movements and play in doing so an active role. In a number of cases they intensity downwarping of depressions and development of uplifts. This, in particular, distinguishes in origin the formation of depressions and uplifts of the orogenic stage from structures of the principal geosynclinal stage. Granitoid bodies of the orogenic stage are massifs of the autochtonous and allochtonous origin formed frequently in nuclei of large anticlinal structures. An increase of the volume of magma pockets or foci in these massifs could frequently result in rise of their roof and successive growth of the anticlinal uplift. Important is the role of migration of the magmatic melt of withdrawal from some parts of orogenic structures and forcing it into others. The granitoid magmatic melt could play a role of liquid in a gygantic hydraulic press.

The processes of volcanism play an important role in formation of depressions. Small depressions can be entirely associated with subsidence at the expense of emptying the magma pockets by volcanoes, with formations of depressions of the caldera type. Larger depressions relate to downwarping in withdrawing the magmatic melt, this flowing down under adjacent growing uplifts.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И. Тектонические условия формирования гранитоидных интрузий на примере Мегри-Ордубадского батолита. – "Геотектоника", 1972, № 6.

Бахтеев М.К. Особенности порфировой формации южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1966, № 6.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.

Богданов А.А. Некоторые замечания о краевых прогибах. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1955, № 8.

Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. – "Труды СНИИГиМС", 1960, вып. 13.

Горжевский Д.И., Муратов М.В. Основные этапы развития рудного Алтая в палеозое. – "Сов. геол.", 1958, № 11.

Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1952, № 4.

Коптева В.В. Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибалхашья. – "Труды ГИН АН СССР", 1974, вып. 252.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1969.

Макарычев Г.И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Срединного Тянь-Шаня и их положение в структуре. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1964, № 6.
Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Интрузивные комплексы Пскемского синклинория Срединного Тянь-Шаня. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1970, № 3.
Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор. – В сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
Микунов М.Ф. Закономерности распространения и условия формирования малоульбинской свиты на Рудном Алтае. – "Изв. вузов. Сер. геол. и разв.", 1961, № 5.
Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги. – "Бюл. МОИП, Отд. геол.", 1964, № 6.
Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии. – "Геотектоника", 1972, № 1.
Муратов М.В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. – В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука", 1968.
Павлова Т.Г. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени. – "Геотектоника", 1972, № 4.
Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1953, № 5.
Слободской Р.С. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, "Наука", 1971.
Хаин В.Е. Общая геотектоника, М., "Недра", 1973.
Штрейс Н.А. Тектоника и магматизм геосинклинальных систем. Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.
Шерба И.Г. Герцинская структура Северного Прибалхашья. – " Труды ГИН АН СССР", 1973, вып. 249.

Н. Л. ДОБРЕЦОВ

ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫЕ ПОЯСА И ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ

Основные проблемы тектоники в последние годы обсуждаются под углом зрения новой глобальной тектоники, или тектоники плит. В этом аспекте важнейшее значение приобретают проблемы офиолитов и глаукофансланцевых поясов. Отличительной особенностью шовных зон (границ плит) является обычное присутствие в них голубосланцевых метаморфических поясов, тесно ассоциирующих с офиолитами (Coleman, 1971). По модели Эрнста (1970) и Мияширо, поддержанной тектонистами, глаукофансланцевые пояса формируются в зонах поддвигания (субдукции) океанической коры и "засасывания" осадков желоба под край континента или островной дуги. По модели Бейли и Блейка (Blake e. a., 1969; Бейли, Блейк, 1969; Блейк, Джонс, 1974) глаукофановые (голубые) сланцы формируются при крупных надвигах в зонах обдукции и связаны непосредственно с

процессами надвигания и образования меланжа. Коулмен (Coleman, 1971) заключил, что голубосланцевые пояса могут формироваться в зонах как субдукции, так и обдукции. Во всех случаях, по мнению сторонников тектоники плит, глаукофановый метаморфизм происходит на границах разных плит во время их деформации и переработки.

Автор уже имел возможность показать ряд противоречий, неточностей и упрощений в этих представлениях, привел дополнительные факты и возможности альтернативных решений (Добрецов, 1968, 1971, 1974а,б). Цель настоящего доклада – продолжить усилия в этом направлении, показать преемственность более старых представлений и стимулировать дальнейшее комплексное изучение глаукофансланцевых поясов и их соотношений с разнотипными офиолитами.

I.Следует прежде всего подчеркнуть, что трактовка глаукофансланцевых поясов как древних аналогов (в коре) зон Беньофа или, точнее, как реликтов "корневых" частей древних океанических или рифтовых желобов не зависит от гипотетических моделей глобальной тектоники. Это основано на следующих фактах:

1. Аналогия геометрических размеров желобов (в плане) и глаукофансланцевых поясов; последние в наиболее сохранившихся и типичных случаях имеют длину 1000–2000 км при ширине 20–100 км (Добрецов и др., 1974; Добрецов, 1974а,б).

2. Набор пород, сходный с метаморфизованными осадками желобов и (или) "соскобленными" осадками океанического дна (вулканические граувакки с признаками турбидитов и редкостью аркозового материала, кремнистые осадки, базальтоиды, редко известняки и доломиты, как правило, хемогенные), мощностью 2,5–10 км и более (Эрнст, 1970; Бейли, Блейк, 1969; Добрецов и др., 1974; Добрецов, 1974а,б).

3. Состав метаморфизованных базальтов (часто пиллоу-лав) близко соответствует (за исключением некоторого перераспределения Na_2O и CaO) базальтам океанов (типа гавайских, но не базальтов океанических хрубтов) либо "переходным толеитовым базальтам", характерным для многих рифтовых зон (Добрецов и др., 1974; Добрецов, Пономарева, 1972; Добрецов, 1974а, 1975).

4. Тесная ассоциация с офиолитами, разрезы которых сходны с океанической корой или фундаментом островных дуг (Добрецов, 1971б, и др.).

5. Особый режим метаморфизма – высокие давления (до 10–12 кбар) при низких температурах (300–500°С) – соответствует низкому тепловому потоку в желобах (Добрецов, 1974а, и др.).

II. Для уточнения места и времени глаукофанового метаморфизма важны также следующие наблюдения и выводы. Глаукофановый метаморфизм развивался часто параллельно зонам кислого магматизма и низкобарического метаморфизма (с высоким T/P отношением), что было подчеркнуто Мияширо в концепции "парных поясов". Однако, по мнению Ровера (1970), автора (Добрецов, 1971а,б) и других исследователей, глаукофансланцевые пояса обычно формировались рань-

ше и в ряде случаев (Сахалин, Альпы, Алтай и др.) пересекаются поясами гранитоидов и низкобарического метаморфизма. Многие глаукофановые и жадеитсодержащие породы (Сунавеси, Камчатка, Калифорния, Альпы и др.) совершенно не деформированы; хорошо сохранились первичные осадочные и вулканогенные текстуры и структуры, например массивные пиллоу-лавы, недеформированные метаграувакки, миндалины, выполненные радиально-лучистым жадеитом, или кристаллы плагиоклаза, замещаемые жадеитом, кварцем, лавсонитом (Coleman, Lee, 1963; Добрецов, 1974а).

Глаукофановый метаморфизм, как правило, происходил до надвигания (или в ранние стадии надвигания) и непосредственно с процессом надвигания не связан. На Южном и Полярном Урале, в Пенжинском поясе, Калифорнии, Новой Каледонии и других местах (Добрецов, 1974а,б) в пластинах, надвинутых на глаукофановые сланцы, метаморфизм отсутствует или соответствует другому, низкобарическому, типу, что фиксируется по ассоциациям пренит + кварц, куммингтонит + роговая обманка (или диопсид) и др. В Южном Тянь-Шане (Северный Нуратау, Тамдытау и др.) в надвинутых чешуях глаукофановые сланцы диафторированы в зеленые сланцы и сохраняются только как реликты; в основании пластин формируется меланж, не сопровождаемый метаморфизмом (материалы О.А. Старцева и автора). Правда, описаны и иные случаи (Блейк, Джонс, 1974, и др.). Все же, учитывая длительно накапливавшиеся, но недеформированные осадки в современных желобах (Bogdanov, 1973, и др.), можно заключить, что по крайней мере часть глаукофановых сланцев образовалась in situ до надвигания (субдукции или обдукции), хотя нельзя исключить и образования части глаукофановых сланцев в ранние стадии надвигания.

III. При формировании глаукофановых сланцев in situ в корневых частях желобов наряду с "засасыванием" слабо деформированной призмы пород большую роль могло играть повышение давления флюида за счет "буферных" реакций дегидратации (Добрецов, 1968; Добрецов и др., 1972, 1974). При быстром нагревании и слабой проницаемости пород, богатых хлоритом, пумпеллиитом и другими высоководными минералами, реакции дегидратации (с образованием эпидота, глаукофана и других минералов и с выделением H_2O) идут со значительным ростом P_{H_2O} при почти постоянной температуре вдоль линии моновариантной реакции, пока не израсходован соответствующий высоководный минерал. При глаукофановом метаморфизме вулканогенных толщ в глубоководных желобах условия для этого механизма наиболее благоприятны: состав толщ и возможность предварительной "спилитизации" (хлоритизации, пумпеллитизации) за счет взаимодействия горячих вулканических продуктов с морской водой на глубинах свыше 4–5 км обеспечивает обогащенность пород высоководными минералами, а быстрое прогревание и слабая деформация пород (в начальные стадии "всасывания") способствуют интенсивному выделению и медленному удалению H_2O из зоны реакции.

Такой механизм наилучшим образом объясняет высокоградиентную по давлению, но почти изотермическую зональность, например, в Пенжинском или Куртушибинском поясе (Добрецов, 1974). В общем случае, как, например, в поясе Санбогава, мы имеем сочетание участков с барической "изотермической" зональностью (например, участки с лавсонитом и жадеитом с кварцем в низкотемпературных зонах в районах Сибукава, Канто, Коту-Бизан и др.; Добрецов, 1974а) и с более обычной термобарической зональностью с более высоким T/P отношением. Очевидно, интенсивные деформации (рассланцевание и пр.) и длительный или более медленный прогрев прекращают действие буферного "сверхдавления флюида", поэтому глаукофановый метаморфизм всегда сменяется зеленосланцевым диафторезом (Добрецов, 1968, 1974а; Dal Piaz e. a., 1972; Эрнст, 1970, и др.). Однако частичный характер такого диафтореза и хорошее сохранение ассоциаций глаукофанового метаморфизма, особенно арагонита (Brown e. a., 1962), лавсонита и других, доказывает быструю "закалку" глаукофановых сланцев, вероятно вследствие быстрого подъема – "выталкивания" или смены знака надвигания. Таким образом, это очень специфический и кратковременный метаморфизм с резкой закалкой. Особый тектонический режим (отсутствие гранитоидов, значительный прогрев и т.д.) необходим и для сохранения высокобарических глаукофансланцевых ассоциаций в течение всей последующей истории. Именно неустойчивость этих ассоциаций при всех наложенных процессах объясняет интенсивный диафторез и реликтовый характер древних глаукофансланцевых поясов (Добрецов, 1968, 1974а).

IV. Автор уже подчеркивал (Добрецов, 1974б; выступление автора на симпозиуме "Офиолиты в земной коре" в Москве в 1972 г.) сложность соотношений глаукофансланцевых поясов и ассоциирующихся с ними офиолитов и неоднотипность последних. Те из них, которые метаморфизованы вместе с глаукофановыми сланцами или присутствуют в них в виде тектонических включений или блоков (эклогиты, метагаббро, гранатовые перидотиты Калифорнии, Альп, Южного и Полярного Урала, Атбашинского хребта и т.д.), представляют, вероятно, породы мафического фундамента желобов под глаукофанизированными осадками и вулканами. Более обычные слабо метаморфизованные (или метаморфизованные в условиях низких давлений) офиолиты (перидотиты → габбро и амфиболиты → диабазы → пиллоу-лавы и осадки), как правило, надвинуты на глаукофансланцевые пояса или тектонически перемешаны с ними в зонах меланжа. Такие офиолиты, судя по особенностям состава, характеру метаморфизма и аналогии с включениями в вулканах Камчатки, Курил, Японии, соответствуют чаще не океанической коре, а фундаменту вулканических поднятий типа островных дуг или приподнятых вулканических зон в асимметричных трогах. Сходные представления сейчас развиваются и другими авторами.

V. Внутриконтинентальное положение многих глаукофансланцевых и офиолитовых поясов и их гранитогнейсовое обрамление (Добрецов,

1968; Добрецов и др., 1974), реставрация их истории (Пейве, 1973, и др.), геометрическая аналогия Палеоурала с современными рифтами типа Красного моря (Наливкин, 1972) приводят к предположению, что эвгеосинклинали в целом, глаукофансланцевые и офиолитовые пояса внутри них могут формироваться не только в окраинно-океанических структурах, но и во внутриконтинентальных рифтах. Следует подчеркнуть, что, во-первых, однотипные глаукофансланцевые пояса формировались начиная по крайней мере с рифея, во-вторых, во многих местах развивались многократно и унаследованно, в-третьих, устанавливается определенная периодичность и сопряженность событий в соседних структурах, в глобальном масштабе это проявлялось в том, что все древние глаукофансланцевые пояса (от рифея до силура включительно) формировались внутри Азиатского материка, а начиная с силура, но преимущественно в позднем палеозое и мезозое – в Тихоокеанском обрамлении и зоне Тетиса. Эта смена совпала с окончательным "закрытием" (сжатием) Палеоурала, Аппалачской системы и других рифейско-палеозойских "эвгеосинклиналей" с субокеанической корой (Пейве, 1973).

Из более локальных корреляций можно отметить некоторые характерные случаи. В Центральном и Южном Иране среди докембрийской платформы сформировались две близкие параллельные зоны "цветного меланжа" с офиолитами и глаукофановыми сланцами: древняя (эокембрий или нижний палеозой) и мезозойская, причем последняя (вдоль северо-восточной границы зоны Загроса) "закрылась" как раз в тот момент (в палеогене), когда начал открываться рифт Красного моря (Казьмин, 1974). В Корякии и Орегоне установлено (Добрецов, 1974а) несколько параллельных и частично совмещенных систем офиолитовых поясов с глаукофановыми сланцами, в которых глаукофановый метаморфизм, надвиги и "закрытие" произошли в ордовике – раннем силуре, раннем мезозое, позднем мелу, палеогене (достоверные глаукофановые сланцы для этого периода не установлены). Во многих местах эти пояса соприкасаются или накладываются друг на друга (Тайгонос, Пенжинский пояс, Усть-Бельский массив, Юго-Западный Орегон и др.). Вероятно, соответствующие рифты служили продолжением (или "заливами") внутренних морей, которые таким образом неоднократно открывались и закрывались. Вдоль зоны Главного Уральского разлома и вдоль северной границы Южного Тянь-Шаня в одних и тех же местах или соседних участках сформировались глаукофансланцевые пояса в рифее (около 1100–1200 млн. лет) и ордовике – раннем силуре (400–420 млн. лет).

Все названные события с периодом 100–120 млн. лет имеют, возможно, глобальную корреляцию, так как их аналоги устанавливаются в Европе, Турции, Гималаях, Австралии и других местах (Добрецов и др., 1974; Добрецов, 1974а).

Такие факты и корреляции приводят к представлению о тектоническом механизме, который может быть назван локальным дрифтом, или "резиновой тектоникой" (термин, предлагавшийся автором на

симпозиуме "Офиолиты в земной коре" в Москве в 1972 г. и в Индии в 1974 г.). В его основе лежит модель рифтообразования: раскрытие рифта, "эвгеосинклинальное" осадконакопление, вулканизм и достаточно быстрое (1-10 млн. лет) "закрытие" его, в процессе которого происходят тектоническое сокращение в 5-10 раз, складчатость, крупные надвиги и формирование глаукофансланцевых поясов (на ранних стадиях "закрытия"). При этом "открытие-закрытие" рифтов происходит, как правило, неоднократно и унаследованно в одной зоне и сопряженно в соседних зонах. Вероятной "движущей силой" в конечном счете служит частичное или полное плавление и перемещение расплавленных масс, которое может быть проявлено в верхней мантии весьма разнообразно: от замкнутых конвекционных ячеек до "всплывающих" конвекционных ячеек в астеносфере (или астенолитов В.В. Белоусова, или "плюмажей" Уилсона и др.).

VI. Многие из указанных выше представлений перекликаются с известными тектоническими гипотезами, возникшими задолго до новой глобальной тектоники: об эпохах складчатости в участках сжатия, сопряженных с участками растяжения; о рифтообразовании над "магматическими сводами" или зонами разуплотнения в мантии; о глубинных разломах и метаморфизме зон глубинных разломов, - и согласуются с принципом периодичности и унаследованности геологических событий. В частности, генезис глаукофансланцевых поясов автор с 1964 г. (Добрецов, 1964) трактовал как особый метаморфизм высоких давлений в зонах, аналогичных глубинным разломам или зонам Беньофа в современной структуре.

Автор присоединяется к мнению А. и Г. Мейерхоффов, что только полный учет всех фактов и достижений "континентальной" геологии и объединение с данными по океанам могут дать конечное решение схемы глобальной тектоники. Упрощенные представления приводят к упрощенным решениям, не удовлетворяющим даже их создателей.

Представленный доклад - в значительной мере дань "геопоэзии", по выражению Умбгрове и Цесса. Только часть изложенных выше представлений обоснована количественными оценками и расчетами (Добрецов, 1974а и др.). В то же время автор стремился в этой и других работах наметить достаточно общие концепции, с максимальным учетом петрологической и тектонической информации, которые могут быть пригодны для количественных оценок и проверки следствий на природном материале в будущем.

В заключение следует отметить, что, кроме общетеоретического интереса, глаукофансланцевые пояса представляют вполне определенный практический интерес как вероятные древние аналоги швов типа современных зон Беньофа, с которыми сейчас связывают региональную металлогеническую зональность (Смирнов, 1974). Как мне кажется, такую зональность следует рассмотреть прежде всего относительно системы глаукофансланцевых поясов, а не любых офиолитовых поясов.

ABSTRACT

1. Glaucophane belts are the root parts of ancient oceanic or rift trenches. This is proved by similar geometry of belts and trenches, analogous lithology and composition of basalts as well as closs association with ophiolites and special regime of metamorphism (high P–low T) corresponding to low heat flows in trenches.

2. Glaucophane belts are frequently parallel to those of low pressure metamorphism and associating granitoids (A.Miyashiro), but are developed generally at earlier stages; they are sometimes transected by low pressure belts. Glaucophane metamorphism takes place usually prior to overthrusting or at the earlier stages of subduction or obduction of weakly deformed prism of rocks preenriched in chlorite and pumpelleite. As a result there develops specific regime of fluid overpressure, caused by rapid dehydration and slow elimination of H_2O in the regime of monovariant reactions. This regime is violated later but its products are preserved owing to rapid ascent and quenching.

3. Metamorphosed high–pressure ophiolites (eclogites, metagabbroid rocks, garnet peridotites) may represent the basement of trenches; low–pressure ophiolites overthrusted and weakly metamorphosed (serpentinites, Ca–Al gabbro, diabases) correspond rather to the basement of volcanic uplifts of island–arc type.

ЛИТЕРАТУРА

Бейли Э.Г., Блейк М.К. Тектоническое развитие Западной Калифронии в мезозое. – "Геотектоника", 1969, № 3–4.

Блейк М.К., ДжонсД.Л. Происхождение франциканского меланжа Северной Калифорнии. – "Геотектоника", 1974, № 6.

Добрецов Н.Л. Жадеитовые породы как индикатор высоких давлений в земной коре. Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. М., "Наука", 1964.

Добрецов Н.Л. Лавсонит–глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенных поясов. Орогенические пояса. Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.

Добрецов Н.Л. Типы регионального метаморфизма северо–западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. – В сб.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогитглаукофансланцевые комплексы СССР и их генезис. Новосибирск, "Наука", 1974а.

Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. – "ДАН СССР", 1974б, т. 216, № 6.

Добрецов Н.Л. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов. – "Геол. и геофиз.", 1975, № 1.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Геохимия глаукофанового метаморфизма. Труды I Международного геохимического конгресса. М., "Наука", 1972.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., "Наука", 1974.

Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов). – "Геотектоника", 1974, № 6.
Наливкин Д.В. Палеогеография Уральской геосинклинали в палеозое. – "Изв. АН СССР, Сер. геол.", 1972, № 5.
Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение. – "Геотектоника", 1973, № 3.
Ровер В.П. Некоторые проблемы происхождения глаукофана и лавсонита. – В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., "Наука", 1970.
Смирнов В.И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. – "Геол. рудн. месторожд.", 1974, № 1.
Эрнст У.Г. Распределение элементов в тектонических включениях голубых сланцев из серпентинитов в Калифорнийских Береговых хребтах и дискуссия о тектонике голубых сланцев. – В сб.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., "Наука", 1970.
Blake M.C., Irwin W.P., Coleman R.C. Blueschist facies metamorphism related to regional thrust faulting. – "Tectonophysica", 1969, v. 8.
Bogdanov N.A. Tectonic development of trenches in the Western Pacific. – In: The Western Pacific: Islands arcs, marginal seas, geochemistry. Univ. West. Australia Press, 1973.
Brown W.H., Fyfe W.S., Turner F.J. Aragonic in California glaucophane schists and kinetics of the aragonite–calcite transformation. –"J.Petrol.", 1962, v. 3, N3.
Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. – "J.Geophys.Res.", 1971, v. 76, N 5.
Coleman R.G., Lee D.E. Glaucophane–bearing metamorphic rock types of the Cazadero area, California. – "J.Petrol.", 1963, v. 4.
Dal Piaz G., Martinotti M., Hunziker J.C. La zona Sesia–Lanzo: el'evoluzione tettonicometamorfica Della Alpi Nordoccidentali interne. – "Mem.geol. Soc. ital.", 1972, v. 11.

С. Н. ИВАНОВ, В. М. НЕЧЕУХИН

ДООРОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ В СВЕТЕ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

В развитии земной коры геосинклинальных областей можно выделить четыре крупные стадии: 1) рифтовую (предокеаническую), 2) океаническую, 3) переходную (островодужную) и 4) континентальную (Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1974). Вторая и третья из них относятся к собственно геосинклинальному, доорогенному этапу, являющемуся предметом рассмотрения данного доклада.

РИФТОВАЯ СТАДИЯ

Рифтовая стадия отвечает зарождению океанических структур в результате раздвигания крупных литосферных плит. Грабеновые формации рифтовой стадии в виде реликтов отмечаются в бортах эвгео-

синклинальных зон (Иванов и др., 1974; Голдин, Пучков, 1974). До появления новой глобальной тектоники магматические образования этой стадии относили к платформенным, никак не связанным с эвгеосинклиналью. К окраинным зонам расходящихся континентальных плит приурочены щелочные и щелочно-базитовые интрузии с карбонатитами и гидротермальными месторождениями меди, урана, сурьмы, ртути, барита и флюорита. С зонами раскола платформ нужно, видимо, связывать также рифты, заполняющиеся глубинным (мантийным) материалом, образующим слоистые ультраосновные – основные (до кремнекислых и щелочных) комплексы и алмазоносные кимберлиты. К первым относятся пластообразные залежи хромитов, соединения платиноидов, титаномагнетитов и других полезных ископаемых (Великая дайка, Сарана на Урале, Скергаард).

ОКЕАНИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

Во время океанической стадии происходит формирование океанической земной коры путем подъема верхней мантии, сопровождаемое базальтовым вулканизмом в области срединных океанических хребтов. На широкой площади наблюдаются сложные динамические процессы, амфиболитовый и зеленосланцевый метаморфизм, дифференциация базальтовых очагов и извержения толеитов и базальтов с щелочным уклоном. Обстановка образования гипогенных пород характеризуется низким общим давлением, условиями растяжения и относительно высокой температурой. Происходит внедрение в верхние зоны литосферы крупных блоков гипербазит-базитовых "концентрических" ("платиноносных") комплексов, исходно отвечающих скорее всего границе Мохо. Непосредственный переход дунитов этих комплексов в лежащие выше слоисто-полосчатые перидотит-пироксенит-габбровые образования и амфиболиты связан с метасоматозом и, видимо, пластическим течением. При образовании апогипербазитовых комплексов происходит привнос Ca и Al и вынос Fe и Mg.

В конце этапа внедрения в базальтоидных очагах зарождаются кремнекислые дифференциаты. Характерна ранняя гидратация базитов и ультрабазитов с образованием зеленокаменных пород. С отторжением от верхней мантии связано формирование альпинотипных массивов лерцолитов и главным образом гарцбургитов (Пейве, 1969; Dewey, Bird, 1970, и др.). В рассматриваемую стадию океаническая земная кора всей массой перемещается в течение от единиц до десятков миллионов лет в сторону материка, наращиваясь сверху глубоководными осадками и свежими базальтами с ясными признаками дифференциации.

В альпинотипных гарцбургитах находятся месторождения линзовидных хромитов и осмистого иридия. С кремнекислыми дифференциатами базальтоидов связаны медноколчеданные залежи. На глубоком дне океана ныне формируются марганцевые конкреции, содержа-

щие никель, медь и кобальт (по 1–0,3%). В рифтовой зоне Красного моря установлены горячие источники, отлагающие осадки, богатые цинком, медью, свинцом, серебром и золотом.

Месторождения линзовидных хромитов известны в аллохтонных массивах перидотитов современных и ископаемых островных дуг. Рудовмещающие дуниты формировались в верхних горизонтах мантии на границе дунитового и более глубокого гарцбургитового слоев. Приуроченность рудных залежей к границе развития оливинизации гарцбургитов (Москалева, 1974) может быть истолкована как свидетельство накопления хромита за счет его освобождения при метасоматическом замещении хромсодержащего пироксена оливином или (и) при инконгруентном плавлении хром-диопсида и хромсодержащего граната лерцолитовой мантии. Освобождающийся хромшпинелид частично выделился в виде самостоятельной фазы. Кроме того, исходный оливин первоначально содержал в своей решетке хром, который позже вышел из решетки оливина и образовал самостоятельные более крупные обособления.

Альпинотипные хромитоносные массивы встречаются прежде всего в области далекого надвигания океанической коры на континентальную или на блоки переходной коры внутри океанической структуры. Во внутренних неспокойных частях эвгеосинклинальных областей происходит рассеивание концентраций хромитов.

В ультрабазитовых и габбровых комплексах эвгеосинклиналей присутствуют два генетические типа *платинового оруденения,* один из которых формируется в океаническую, другой – скорее всего в островодужную стадию развития земной коры. Первый тип платиновой минерализации связан с дунитами "концентрических" комплексов, относящихся, видимо, к комплексам фундамента океанической структуры. Он характеризуется преобладанием тяжелых платиноидов (Pt, Os, Ir), выделяющихся в самородной форме и в виде интерметаллических соединений. При этом дунит-гарцбургитовые комплексы, исходно залегавшие в более глубоких частях мантии, имеют осмистоиридиевую специализацию, в то время как в дунитовых массивах, лежащих непосредственно под слоистым пироксенит-габбровым комплексом, резко преобладает платина. Второй тип платиноидной минерализации развивается в пироксенитах, сопровождающих контактовые зоны интрузий габбро-норитов (Волченко, 1972). Интрузии габбро-норитов прорывают отложения океанической стадии и нижние образования островодужной. Накопление платиноидной минерализации происходит в процессе формирования титаномагнетитовых руд. Платиноиды представлены главным образом более легкими элементами: Pd, Pt, Rh, Ru, – находящимися в виде соединений с серой, мышьяком, сурьмой и теллуром.

Линзовидные месторождения массивных сульфидов связаны с океанической и переходной стадиями развития земной коры. Аналогичные месторождения иногда появляются и в континентальную, даже посторогенную стадию (атасуйский тип). Медноколчеданные месторождения, залегающие в сравнительно малоизмененных подушечных спили-

тах и диабазах, являются представителями этого типа оруденения в ранний этап океанической стадии.

Более многочисленные и крупные типичные колчеданные залежи связаны с подводными вулканами центрального типа спилито-кварц-кератофировой (контрастной) формации, начавшей появляться еще в ранний этап океанической стадии и развившейся в поздний "предостровнодужный" ее этап. Колчеданные месторождения этого этапа сопровождаются исходно натриевыми дацитами, подвергшимися альбитизации, и интенсивными кварцево-серицитовыми изменениями. Состав их руд отличается преобладанием пирита и халькопирит-сфалеритовой промышленной минерализацией с золотом и серебром. В небольших количествах отмечаются Pb, As, Cd, Co, In, Ge и др. Сюда относятся месторождения Урала (Учалинское, Сибайское, Блявинское), Кавказа (Урупское), Норвегии (Скороваес, Лекен и др.), многие месторождения Канады, Ньюфаундленда и др.

Наиболее характерные черты колчеданных месторождений обусловлены самим механизмом образования их руд, при котором рудоносные гидротермы выходят на дно моря (океана). Особенности, вызванные механизмом подводного рудоотложения, маскируют другие, внешне менее заметные признаки, которые связаны с геотектонической позицией месторождений и с источниками рудоносных растворов. Вследствие этого подводные гидротермально-осадочные колчеданные месторождения контрастной базальтоидной формации геологи путают с гидротермально-осадочными рудными залежами вулканогенных формаций андезитовой серии. Типичными представителями последних могут служить месторождения типа Куроко. Они связаны с кремнекислыми дифференциатами андезитовой формации "зеленых туфов". Геотектоническая позиция месторождений типа Куроко совсем иная, чем колчеданных, связанных с базальтоидами. Отличаются они и составом руд: в них преобладают полиметаллы с баритом, As, Sb, Bi, что не характерно для базальтоидных колчеданных залежей.

ПЕРЕХОДНАЯ (ОСТРОВОДУЖНАЯ) СТАДИЯ

Переходный тип земной коры отмечается в островных дугах и отчасти в их тыловых морях, в то время как в берегах андского типа он отсутствует. Однако здесь в краевой части материка отмечаются формации, характерные для процессов формирования континентальной земной коры в берегах островодужного типа, сиалические же формации представлены более полно. В истории формирования побережий Тихого океана оба типа берегов сменяли друг друга. В переходную стадию преобладает сжатие земной коры, образуются чешуйчатые надвиги большой амплитуды (многие десятки километров), серпентинитовые меланжи, олистостромы, флиш; характерна быстрая смена фаций осадков.

В области соприкосновения океанической и континентальной плит литосферы ранее образовавшиеся очаги базальтоидной магмы под-

вергаются сжатию и подают уже значительно дифференцированную магму в верхние этажи земной коры, вплоть до эффузий. Это сухие и маловодные котектики глубинного (исходно, видимо, мантийного) происхождения: плагиограниты и натриевые дациты, габброиды и толеитовые базальтоиды. С ними связаны крупные, отмеченные выше, медноколчеданные месторождения. Распространение на дне Тихого океана кремнекислого вулканического пепла *подводных вулканов* только в полосе шириной около 800 км вдоль северо-западных островодужных его берегов (Репечка, 1973) говорит в пользу связи рассматриваемого магматизма с предостровными полями.

Развитие базальтоидного магматизма в виде интрузий и вулканических продуктов, имеющих ясную тенденцию к контрастной дифференциации нередко с щелочным уклоном и обычно с повышением отношения калия к натрию, продолжается до зрелой островодужной стадии. В магмах этой линии сохраняются недосыщенность водой и высокая температура, вследствие чего они поднимаются до поверхности и образуют вулканы. Характерно для магм этой линии преобладание Cl над F, что в значительной степени определило их халькофильный металлогенический облик. К этой линии принадлежат толеиты океанической стадии; колчеданные толщи спилито-кварцкератофировой формации; габбро и габбро-нориты, с которыми связаны крупнейшие титаномагнетитовые месторождения и борнито-титано-ванадиевые вкрапленники; видимо, к этой же исходно мантийной базитовой линии принадлежит более поздняя габбро-гранитная формация как в ее натриевом, так и в калиево-натриевом вариантах с крупнейшими скарново-магнетитовыми и скарново-магнетито-халькопиритовыми месторождениями. В рудных полях последних отмечаются не только габбро и граниты, но уже и щелочные граниты, сиениты и трахибазальты.

Месторождения *вкрапленных титаномагнетитовых руд* связаны преимущественно с клинопироксенитами, оливиновыми и роговообманковыми пироксенитами, развивающимися на контакте ультрабазитов "концентрических" комплексов и более поздних габбро-норитов (месторождения Урала – Качканарское и др.; Юго-Восточной Аляски – Клукван и др.; хр. Мератус на о-ве Борнео и др.). Габбро-нориты прорывают блоки дунитов аподунитового полосчатого комплекса и вмещающие их вулканиты. Интрузии габбро-норитов в контакте с последними образуют роговики, а в контакте с ультрабазитами – метасоматические пироксениты с вкрапленностью титаномагнетита. Метасоматическая природа титаномагнетитовых руд (Волченко, 1972) подтверждается реликтовыми блоками незамещенных аподунитовых пород с реакционными зонами, сложенными оливиновыми пироксенитами. Сходные соотношения имеются, по-видимому, в юго-восточном поясе Аляски (Kennedy, Walton, 1946).

Магма, давшая габбро и габбро-нориты, была, видимо, перегрета. На Урале и в обрамляющих Сибирскую платформу складчатых системах вулканические породы базальтового состава иногда проплавлялись и магматически замещались в значительных масштабах габбро-

норитами. Можно полагать, что месторождения вкрапленных борнит-титаномагнетитовых руд типа Волковского месторождения и Серебрянского рудопроявления на Урале образовались в результате такого процесса, охватившего диабазовые толщи, включающие медноколчеданные месторождения.

Погружающаяся вдоль зоны Заварицкого – Беньофа океаническая земная кора дегидратируется, и горячие флюиды, воздействуя как сильный плавень на состав океанической коры и окружающей мантии, обусловливают выплавление андезитовой магмы. Вулканиты и интрузии андезитовой серии некоторое время развиваются параллельно базальтоидным и, видимо, иногда частично смешиваются на глубине. Но затем андезитовый магматизм начинает доминировать, обусловливая общее изменение металлогении.

Существует много убедительных соображений, экспериментальных и полевых данных о невозможности выплавления кремнекислых и андезитовых лав прямо из материала мантии и о неизбежности этого процесса при погружении гидратированной океанической коры на глубины порядка 70–200 км (Miyashiro, 1972; Смирнов, 1974; Ringwood, 1974, и др.).

Интрузивными аналогами андезитов и сопровождающих их дифференциатов являются тоналиты и гранодиориты с небольшим количеством более ранних габброидов, более поздних плагиоадамеллитов и, видимо, монцонитов, принадлежащих к той же формации. Эти породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и встречаются в виде галек во флишоидных толщах. Они обычны в зрелых современных островных дугах и расположены в геосинклинальных областях прошлого в зонах развития порфиритов и плагиогнейсового метаморфизма, отвечающего скорее всего основанию островных дуг (Иванов и др., 1974). В условиях берегов андского типа тоналиты и гранодиориты образуют мощные пояса интрузий.

Металлогения андезитоидов, включая монциниты и другие дифференциаты, характеризуется Au, As, Cu, Zn, Pb, Ag, Mo, в меньшей степени – Sb и Hg. Последняя из-за своей подвижности повторно перераспределяется в более поздние стадии. Наиболее характерными типами месторождений являются колчеданно-полиметаллические, золотожильные и медно-порфировые (медно-молибдено-порфировые).

С андезитовой серией связана большая группа *линзовидных залежей массивных сульфидов* цветных металлов и барита, а также окислов железа и марганца, отложившихся гидротермально-осадочным путем в морских условиях (Куроко в Японии, Серро-де-Паско в Андах, Батарст в Канаде, Восточная Шаста в Калифорнии, Маунт-Иза в Каптейн-Флейт в Австралии, Бор и Панагюрские на Балканах, месторождения Чингиза в Казахстане; полиметаллические Рудного Алтая). К ним примыкают пиритные и сернопиритные современные и четвертичные месторождения островных дуг и Анд. Еще дальше по времени и составу руд отстоят от базальтоидных колчеданных месторождений рудные полиметаллические и марганцево-гематитовые

залежи атасуйского типа, развивающиеся на континентальной коре (Щерба, 1967).

Многие крупные рудные залежи, относимые большей частью к базальтоидным колчеданным, носят черты промежуточных (Дегтярское, забайкальское Озерное, Раммельсбергское, Филизчайское, Меггенское, видимо и Рио-Тинто и многие другие). Создается впечатление, вероятно ошибочное, что переход от базальтоидных колчеданных залежей к аналогичным месторождениям, связанным с андезитами, не резок.

Медно-порфировые месторождения. Медно-порфировые и медно-молибдено-порфировые месторождения генетически и пространственно тесно связаны с андезитовой формацией тоналит-гранодиоритов. Они образуются в самых верхних субвулканических "порфировых" горизонтах интрузий этой формации. Месторождения широко распространены вдоль западного берега обеих Америк, в Антильской островной дуге, Средиземноморском поясе и на островных дугах Тихого океана: в Японии, на Тайване, Филиппинах, в Калимантане, Западном Ириане, на Новой Гвинее, Соломоновых островах (Бугенвиль, Кудакания). Происхождение медно-порфировых и медно-молибдено-порфировых месторождений в последнее время было рассмотрено в ряде интересных работ (Sillitoe, 1972; Sawkins, 1972; Mitchell, Bell, 1973, и др.). Было показано, что рудоносные тоналит-гранодиоритовые формации по своему возрасту и положению неизменно увязываются с началом и концом поддвигания океанической земной коры под встречный континент (андский тип) или под островную дугу.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РОЛЬ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ПЕРЕМЕЩЕНИЙ

Палеотектонические реконструкции геосинклинальных областей обнаруживают картину смены в латеральном направлении толщ одного этапа причленения формаций океанической и промежуточной коры к материку другим, более молодым (Зоненшайн и др., 1973; Иванов и др., 1974, и многие другие). В образованиях каждого этапа это видно в примерно параллельном расположении эвгеосинклинальной (диабазовой), островодужной (андезитовой, терригенной) и иногда еще гранитогнейсовой зон.

Каждый такой этап (цикл) развивается в сравнительно небольшом интервале времени (порядка геологического периода) от эвгеосинклинальных образований к островодужным и (иногда) к гранитогнейсовым. Затем, видимо, наступает перерыв, перестройка глубинной структуры и начинается новый этап с движением океанической коры вглубь уже по новой зоне уноса. Происходит наложение нового этапа на образования предшествующего, часто со сдвижением всех зон в сторону океана так, что материк оказывается наращенным. Благодаря этому в идеализированной схеме наблюдается два порядка зональности, параллельной краю континентальной плиты: 1) приблизи-

тельно одновозрастная зональность внутри каждого этапа, иногда даже с некоторым омоложением изверженных пород в сторону от океана в глубь континента; 2) зональность более крупного масштаба с омоложением одноформационных толщ в сторону океана.

Иногда устанавливается, что образования одного этапа сильно надвинуты на формации более раннего. Вследствие этого эвгеосинклинальные области имеют зонально-чешуйчатое строение с перемещением пологих надвигов в сторону от центра эвгеосинклинали (от бывшего океана) к бортам и на борта. Все отложения океанической и в значительной мере островодужной стадий находятся в аллохтонном залегании, будучи перемещенными на большие расстояния (от десятков до многих сотен километров). Однако эти крупные перемещения обычно бывают замаскированы более поздней тектоникой и гранитным метаморфизмом.

Новые представления об истории развития эвгеосинклинальных областей существенно изменяют отстройку их разрезов со всеми вытекающими отсюда практическими следствиями. Важное практическое значение для понимания доорогенной металлогении приобретает составление по методике, предложенной А.В.Пейве, формационных тектонических карт, на которых выделяются разновозрастные образования рифтовой, океанической, переходной и континентальной стадий формирования земной коры (Иванов и др., 1974; Иванов и др., 1975). Первый опыт составления такой карты по Уралу создал основу для нового понимания его доорогенной металлогении, составления соответствующей металлогенической карты и послужил материалом для многих выводов данной статьи.

ABSTRACT

There are distinguished four stages of the Earth's crust development of the geosynclinal regions. Metallogeny of the rift stage is characterized by the rare elements of carbonatites and alkalic ultrabasites, by chrome and platinoinoids of the sheeted basite–ultrabasitic complexes. Metallogeny of the oceanic stage is defined by elevation of the mantle, followed by melting of tholeites and their differentiation. Deposits of the lenses of chromite are developing in the zone of the mantle restite formation and harzburgite olivinization. It is noted the Cr–removal from the olivine–lattice. Metallogeny of the platinoids is considered there. There are described the conditions of formation and relations of massive sulphide deposits with basaltoids and andesitoids. Metallogeny of the transitional stage is defined by ascending of the overheated dry magmas of basites and differentiation of their chambers, as well as by fusion of andesitoids from the descending hydrated oceanic crust. The titanomagnetice deposits are developing under the influence of gabbro–norites on ultrabasites. The scarn–magnetite deposits are associated with differentiates of the basaltoids. The stratiform sulphide ore–polymetallic, gold–vein, porphyry–copper

(molibdenic) deposits and partly the other ones are associated with andesitoids and their differentiates. In the geosynclinal regions the formations of the oceanic stage and to a large extent the transitional (island–arc) one are in the allochtone position.

ЛИТЕРАТУРА

Волченко Ю.А. Этапность формирования Гусевогорского габбро–пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса. – В сб.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Формации щелочных базальтоидов на западном склоне Приполярного Урала. – "ДАН СССР", 1974, т. 216, № 6.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. Структурно–магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит. Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., ВСЕГЕИ, 1973.

Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Ферштатер Г.Б. Палеозойская история Урала. – В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.

Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М. Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала. – "ДАН СССР", 1975, т. 203, № 3.

Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., "Недра", 1974.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – "Геотектоника", 1969, № 4.

Пе́йве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. – "Сов. геол.", 1972, № 12.

Репечка М.А. Пепловые прослои в донных отложениях Японского моря и северо–западной части Тихого океана. М., "Наука", 1973.

Смирнов В.И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. – "Геол. рудн. месторожд.", 1974, № 1.

Щерба Г.Н. Месторождения атасуйского типа. – "Геол. рудн. месторожд.", 1967, № 5.

Dewey J.F., Bird J.M. Plate tectonics and geosynclines. – "Tectonophysics", 1970, v. 10, N 5–6.

Kennedy G.C., Walton M.S. Geology and associated mineral deposits of some ultramafic rock bodies in southeastern Alaska. – "U.S. Geol. Surv. Bull.", 1946, v. 947D.

Mitchell A.X., Bell J.D. Island–arc evolution and related mineral deposits.– "J.Geol.", 1973, v. 81, N 4.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. – "Amer. J.Sci.", 1972, v. 272.

Ringwood A.E. The petrological evolution of island–arc systems. – "J.Geol. Soc.", 1974, v. 130.

Sawkins F.J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. – "J.Geol.", 1972, v. 80, N 4.

Sillitoe R.H.A plate tectonic model for the origin of porphyry–copper deposits.– "Econ. Geol.", 1972, v. 67.

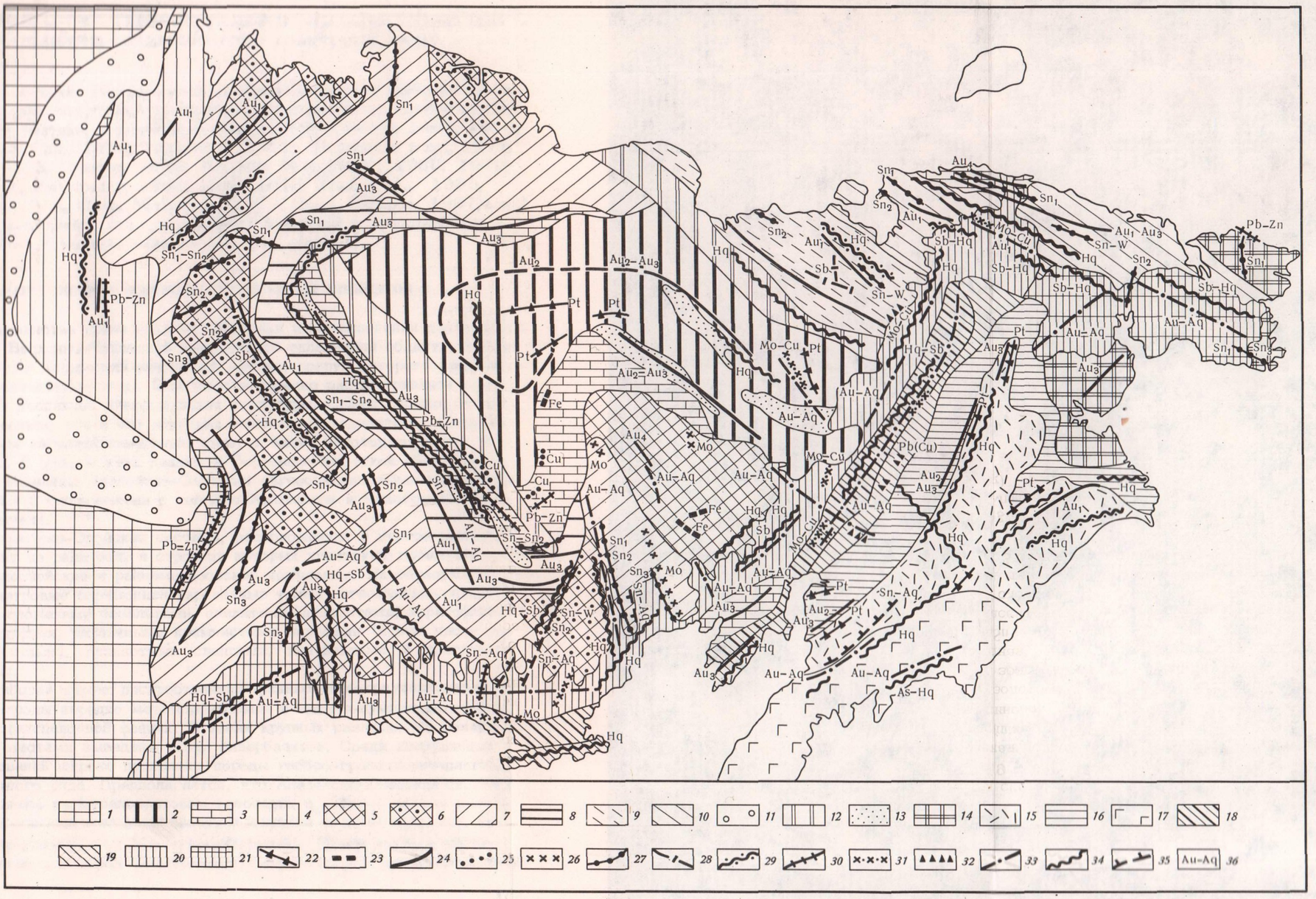


Схема тектоники и металлогении Северо-Востока СССР

1 – Сибирская платформа. 2–13 – Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область: 2 – Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система; 3–10 – Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинальные системы: 3 – краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрием и палеозоем, 4 – Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости, 5–7 – Яно-Сугойская зона глыбовой складчатости (5 – срединные массивы с обнаженным фундаментом, 6 – то же, с погруженным фундаментом, 7 – складчатые структуры обрамления массивов), 8 – Иньяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости, 9 – Анюйская складчатая зона, 10 – Чаунская складчатая зона; 11–13 – орогенные структуры: 11 – краевой прогиб, 12 – регенерированные прогибы, 13 – вулканогенные пояса. 14 – Эскимосский массив. 15–17 – Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область: 15,16 – Анадырско-Корякская складчатая система (15 – внутренняя, 16 – внешняя зоны); 17 – Олюторско-Камчатская складчатая система. 18–21 – Охотско-Чукотский вулканический пояс: 18,19 – внутренняя зона (18 – унаследованная, 19 – новообразованная подзоны); 20 – внешняя зона; 21 – фланги. 22–35 – главнейшие рудные формации: 22–30 – плутоногенные: 22 – хромит-платиновая (Pt), 23 – железорудная (Fe), 24 – золоторудная (Au_1 – золото-кварцевая, Au_2 – золото-сульфидно-кварцевая, Au_3 – золото-редкометальная, Au_4 – золото-углеродная), 25 – медная (Cu), 26 – молибденовая (Mo), 27 – оловорудная (Sn – олово-скарновая, Sn_1 – касситерит-кварцевая, Sn_2 – касситерит-силикатная, Sn_3 – касситерит-сульфидная, Sn–W – олово-вольфрамовая), 28 – сурьмяная (Sb), 29 – ртутная телемагматогенная (Hg), 30 – свинцово-цинковая (Pb–Zn); 31–35 – вулканогенные: 31 – медно-молибденовая (Mo–Cu), 32 – полиметаллическая [Pb(Cu)], 33 – золото-серебряная (Au–Ag), 34 – ртутнорудная (Sb–Hg – сурьмяно-ртутная, As – Hg – мышьяково-ртутная, Hg– ртутная), 35 – олово-серебряная (Sn–Ag). 36 – индекс рудной формации

Н. А. ШИЛО, П. В. БАБКИН, В. Ф. БЕЛЫЙ, В. М. МЕРЗЛЯКОВ,
А. А. СИДОРОВ, М. И. ТЕРЕХОВ

НОВАЯ СХЕМА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СОВЕТСКОЙ АЗИИ

Основные черты тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии были выявлены уже давно. Данные последних лет (Бабкин, 1969; Бабкин, Сидоров, 1968; Белый, 1969, 1974; Гельман и др., 1974; Мерзляков, 1971; Мерзляков и др., 1974; Найбородин, Сидоров, 1973; Русаков, Виноградов, 1969, 1972; Сидоров, Найбородин, 1968; Шило, 1972; Шило и др., 1969, 1973, 1974; Шило, Мерзляков, 1972; Шило, Сидоров, 1967, и др.) позволяют внести ряд существенных изменений в представления о тектонике и металлогении региона (см. рисунок).

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В большинстве прежних схем тектоники и металлогении центральную часть Верхояно-Чукотской мезозойской складчатой области занимал огромный Колымский срединный массив, вокруг которого располагались складчатые зоны. Сам массив нередко рассматривался в качестве пассивной платформенной структуры. Сейчас можно считать доказанным, что в его контурах ошибочно объединялись главным образом эвгеосинклинальные зоны, а также некоторые другие элементы. С учетом этих данных в Верхояно-Чукотской области могут быть выделены Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная складчатая система и сопряженные с ней Яно-Колымская и Чукотская миогеосинклинали.

Алазейско-Олойская система, расположенная в центре региона, состоит из ряда зон, в строении которых участвуют преимущественно палеозойские и раннемезозойские комплексы. Их образуют многокилометровые сложнодислоцированные толщи эвгеосинклинального типа, сложенные базальтами, спилитами, андезитами, кератофирами и их туфами, различными кремнистыми породами (в том числе радиоляритами), глинистыми сланцами, граувакками и конгломератами.

Наиболее широко распространена вулканогенно-граувакковая формация. Породы нередко метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой и глаукофансланцевой фациях. В зонах крупных разломов на поверхность местами выведены блоки гипербазитов. Среди интрузивных образований широко проявлены породы габбро-гранодиорит-плагиогранитного ряда. Предполагается, что Алазейско-Олойская система заложилась на меланократовом основании в рифее – раннем палеозое; орогенный этап в ней наступил в начале средней юры, т.е. несколько раньше, чем в миогеосинклиналях. Кроме того, в эвгеосинклинальных зонах (например, в Рассошинской) запечатлены следы

каледонских движений, зафиксированные выпадением из разреза силура и структурным несогласием между складчатым ордовиком и девоном.

Яно-Колымская и Чукотская системы, несмотря на ряд различий, обладают общими признаками. В их основании, вероятно, почти повсеместно находится гранитизированный дорифейский фундамент. Он трансгрессивно перекрыт двумя комплексами: нижним, образованным терригенно-карбонатными формациями рифея – среднего палеозоя мощностью до 10-15 км, и верхним (верхоянским), в составе которого доминируют терригенные формации верхнего палеозоя – мезозоя мощностью до 10-12 км. Обе системы прошли сквозное развитие от рифея до конца юры – начала мела.

Наиболее изучена Яно-Колымская система, внутри которой по формационным и структурно-морфологическим признакам может быть выделен ряд элементов: краевые поднятия (Сетте-Дабанское, Прикольмское, Омулевское и др.), Верхоянская зона линейной коробчатой складчатости, Яно-Сугойская зона глыбовой складчатости и Иньяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости. Срединные массивы включены в зону глыбовой складчатости; в широком смысле это наиболее сохранившиеся от раздробления и переработки блоки дорифейского гранитизированного основания, некогда составлявшего единое целое со структурами фундамента Сибирской платформы. В одних случаях (Омолонский, Охотский массивы) это основание в виде фундамента массивов выведено на дневную поверхность вместе с нижними ярусами чехла (рифей – средний палеозой), в других (Балыгычанский, Адача-Эльгинский и другие массивы) – оно сплошь погребено под верхоянским комплексом. Последние определения абсолютного возраста, выполненные свинцовым методом, показывают, что основные кристаллические сланцы фундамента Охотского массива относятся к древнейшим образованиям на Земле (Соботович и др., 1973).

В составе Чукотской складчатой системы выделяются Анюйская и Чаунская зоны. Кроме структурного положения, они отличаются друг от друга главным образом тем, что в пределах первой зоны в составе геосинклинального мезозойского комплекса широко развит флиш, сильнее проявлен региональный метаморфизм, складчатые дислокации более напряженные.

Тектоническая принадлежность территории, охватывающей Чукотский полуостров и Нижне-Анадырскую низменность, в настоящее время однозначно не определена. Одни исследователи включают ее в состав так называемого Эскимосского жесткого (срединного) массива, а другие полагают, что в его контурах объединены самые разнородные элементы: блоки докембрия, мезозойские и кайнозойские складчатые зоны.

Для миогеосинклинальных систем характерен лишь интрузивный магматизм: диабазовый, комагматичный траппам Сибирской платформы, и гранитоидный калиевого ряда, контролируемый региональными разломами. В некоторых складчатых зонах, особенно в

Иньяли–Дебинской, широко развиты дайковые пояса. Для краевых поднятий и зоны глыбовой складчатости с включением срединных массивов специфичны сиениты, щелочные габброиды и лампрофиры.

Комплекс структур, возникших на орогенной стадии развития мезозоид, весьма разнообразен: это ряд остаточных прогибов и наложенных впадин. Приверхоянский краевой прогиб, внутренние вулканогенные пояса (Уяндино–Ясачненский, Курьинский), регенерированные, вероятно рифтогенные, геосинклинальные прогибы (Илинь–Тасский, Южно–Анюйский).

Корякско–Камчатская кайнозойская складчатая область состоит из двух систем: Анадырско–Корякской и Олюторско–Камчатской. Первая испытала складчатость в конце сенона – начале палеогена, а вторая – в позднем миоцене.

В Анадырско–Корякской системе различаются внутренняя и внешняя зоны. Широкое развитие офиолитовых комплексов, большие мощности верхнеюрско–сенонских толщ (10–16 км), сложнейшая складчато–чешуйчатая структура, сопровождаемая серпентинитовым меланжем, свидетельствуют об эвгеосинклинальной природе внутренней зоны. Во внешней зоне мощности синхронных отложений в 1,5–2 раза меньше, офиолиты не известны, толщи смяты в простые линейные и брахиформные складки. Однако отнесение всех структур внешней зоны к миогеосинклиналям, как это делалось ранее, вряд ли правомерно. Так, анализ истории развития Таловско–Майнского антиклинория и Пенжинского прогиба свидетельствует, например, о том, что в поздней юре – раннем мелу они являлись элементами двойной островной дуги, подобной современной Курило–Камчатской. Та же часть внутренней зоны, которая примыкает к Таловско–Майнскому антиклинорию, представляла собой глубоководный желоб – аналог современного Курило–Камчатского желоба. Таким образом, можно полагать, что граница между упомянутым антиклинорием и внутренней зоной, выраженная Коначано–Куюлским глубинным разломом с приуроченными к нему блоками гипербазитов, представляет собой срединную часть древней зоны Беньофа. В восточных районах внутренней зоны Анадырско–Корякской системы в позднем мезозое, вероятно, существовала сложная петельчатая система глубоководных прогибов и островных поднятий, подобная юго–восточной части современной Индонезийской тектонической области (о–в Сулавеси, море Банда). Можно предположить, что сходная тектоническая обстановка в более ранние этапы (палеозой – ранний мезозой) существовала также в Алазейско–Олойской системе. Соответственно значительно западнее, вероятно где–то в районе современной горной системы Черского, находилась и зона Беньофа.

Охотско–Чукотский вулканогенный пояс сформировался в течение среднего альба – первой половины сеномана. Он обладает сложной продольной и поперечной зональностью, обусловленной гетерогенным характером структур основания. По отношению к области кайнозойской складчатости в вулканогенном поясе различаются внешняя и внутренняя зоны. Первая из них наложена на мезозоиды. Наряду с пре-

обладающими андезито-базальтами и андезитами здесь широко развиты игнимбриты кислого состава, ассоциирующиеся с гранитоидами кали-натрового типа. Характернейшими элементами строения внешней зоны являются изометричные отрицательные структуры, в пределах которых мощность вулканических накоплений достигает 5 км, но в среднем не превышает 3 км.

Во внутренней зоне преобладают высокоглиноземистые базальты и андезито-базальты (5-7 км), обычно слагающие крупные отрицательные линейные вулкано-тектонические структуры; гранитоиды здесь относятся к натровому типу и участвуют в строении магматогенных поднятий. В комплексе основания внутренней зоны выделяется своеобразная тектоническая структура, формировавшаяся в течение позднего палеозоя (?) - раннего мела. Сложена она существенно продуктами андезитового вулканизма (10-12 км) и подобна мезозойским вулканическим зонам Чилийско-Перуанских Анд.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В соответствии с рассмотренной схемой тектонического районирования находятся металлогенические особенности конкретных структур: складчатых систем, срединных массивов, вулканогенных поясов. Важнейшие черты металлогении региона определились в мезозойский и мезокайнозойский этапы его развития.

Наибольшим разнообразием рудных формаций отличаются Алазейско-Олойская и Анадырско-Корякская эвгеосинклинальные системы. Для них характерны плутоногенные медно-порфировые, молибденовые, колчеданные, золото-сульфидно-кварцевая, золото-редкометальная, хромит-платиновая и другие рудные формации; вулканогенный ряд представлен медно-молибденовой, колчеданными, золото-сульфидной, золото-серебряной и ртутной формациями. Большинство из них связано с орогенным магматизмом, но некоторые (например, хромит-платиновая и колчеданные), вероятно, более ранние.

При переходе к миогеосинклинальным Яно-Колымской и Чукотской системам исчезают проявления хромит-платиновой, медно-порфировой, колчеданных и других существенно сульфидных формаций. Зато важное значение приобретают оловянные, олово-вольфрамовые и золото-кварцевая формации; последняя нередко ассоциируется с плутогенным сурьмяным оруденением, появляется телетермальная ртутная формация. В размещении оруденения определяющую роль играют региональные разломы; велико также значение блоковых структур фундамента, внутренних и краевых поднятий, срединных массивов. Металлогения последних не автономна, а тесно связана с развитием смежных складчатых зон. Некоторые ее отличия обусловлены распространением в пределах блоковых структур не только мезозойских, но и более древних рудных образований. Таковы, к примеру, проявления железа, золота и серебра в связи с докембрийскими метаморфитами и девонскими вулканитами на Омолонском массиве

и Прикольмском поднятии, а также стратиформные свинцово-цинковые и марганцевые проявления в палеозойских толщах Омулевского поднятия.

Общая картина металлогенической зональности региона, отчетливо выступающая благодаря сочетанию контрастных рядов рудных формаций, свойственных эв- и миогеосинклинальным системам, несколько затушевывается оруденением, которое несут вулканогенные пояса. Такие типоморфные формации, как медно-молибденовая, полиметаллическая (золото-полиметаллическая), золото-серебряная, сурьмяная и сурьмяно-ртутная, ассоциирующиеся с гидротермальными кварцитами и пропилитами, проявлены во всех вулканогенных поясах, наложенных как на эв-, так и на миогеосинклинальные складчатые системы. Эта особенность перечисленных вулканогенных рудных формаций, вероятно, указывает на их связь с подкоровыми рудогенерирующими очагами.

Другие, менее глубинные по происхождению, рудные формации вулканогенных поясов не нарушают общей металлогенической зональности, свойственной региону, так как обнаруживают родственные связи с соответствующими рудными формациями основания поясов. К ним могут быть отнесены плутоногенные касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная и вулканогенная олово-серебряная формации, развитые в тех районах внешней зоны Охотско-Чукотского пояса, которые наложены на миогеосинклинальные системы мезозоид.

В свете изложенных выше новых данных известное положение о специфике внешней и внутренней зон Тихоокеанского рудного пояса следует рассматривать как отражение металлогенической зональности, обусловленной парным сочетанием эв- и миогеосинклинальных систем независимо от времени их залегания и консолидации. Вместе с тем планетарный характер рудного пояса в значительной мере определяется металлогенией мезозойских и кайнозойских поясов, наложенных на разное основание.

ABSTRACT

To the east of the Siberian platform the following elements are identified: the Verkhoyansk-Chukchee (Mesozoic) and the Koryak-Kamchatka (Cenozoic) folded regions as well as the Okhotsk-Chukchee volcanic belt, Some important corrections are introduced here concerning the of these major elements' structure, which thus change the picture of the whole territory's tectonic and metallogenic zoning. Previously, the majority of such schemes included the great Kolyma median mass as their central part. Now the Alazey-Oloy eugeosynclinal system has been discovered (as well as some other elements). A different approach to the tectonic nature of the Omolon, the Okhotsk, and some other median masses is presented: these are reffered to the block folding zone of the Yana-Kolyma miogeosynclinal system, and they are regarded as well preserved blocks of the system's Pre-

Riphean granitized basement left after its destruction. In the Koryak--Kamchatka folded region analogues of the former volcanic arcs have been found. Within the basement complex of the inner zone of the Okhotsk-Chukchee volcanic belt a peculiar tectonic zone has been identified, that resembles the zones in the Chilean Andes.

Metallogenic zoning of the region has developed characteristic features since series of ore formations, belonging to eugeosynclinal and miogeosynclinal systems, have distinct properties of their own. The former are particularly characterized by copper-porphyry, molibdenum, pyrite, chromite-platinum, and come other formations, while the latter are represented by tin, tin-tungsten, and gold-quarzite formations. The general zoning is somehow concealed by the mineralization containing in the volcanic belts. In this instance copper-molibdenum, polymetallic, gold-Silver, antimonial, and antimony-mercury formations are represented in all the volcanic belts overlying both eugeosynclinal and miogeosynclinal zones.

ЛИТЕРАТУРА

Бабкин П.В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. М., "Наука", 1969.

Бабкин П.В., Сидоров А.А. Рудные формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. – "ДАН СССР", 1968, т.183, № 4.

Белый В.Ф. Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., "Наука", 1969.

Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. – "Геотектоника", 1974, № 4.

Гельман М.Л., Титов В.А., Фадеев А.П. Омолонская железорудная провинция. – "ДАН СССР", 1974, т.218, № 2.

Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР). М., "Наука", 1971.

Мерзляков В.М., Терехов М.И., Бялобжеский С.Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР. – "Геотектоника", 1974, № 5.

Найбородин В.И., Сидоров А.А. Рудноформационный ряд золотых месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.X.М., "Наука", 1973.

Радкевич Е.А. Проблема Тихоокеанского рудного пояса и задачи дальнейших работ. – В кн. Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Русаков И.М., Виноградов В.А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР. –"Учен. зап. НИИГА. Сер.геол.", 1969, вып.15.

Русаков И.М., Виноградов В.А. К проблеме связей северо-востока Азии и Аляски. – В сб.: Геология и перспективы нефтегазоносности советской Арктики. Л., "Наука", 1972.

Сидоров А.А., Найбородин В.И. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. –"ДАН СССР", 1968, т.181, № 1.

Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1946, № 2.
Соботович Э.Б., Искандерова А.Д., Каменев Е.Н., Комаристый А.А., Корольков В.Г., Равич М.Г., Рудник В.А., Слупицкий Ю.А. Новые данные об азойском возрасте древнейших образований Земли (земля Эндерби и Охотский массив). – В сб.: Определения абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М., "Знание", 1973.
Шило Н.А. Актуальные проблемы геологии коренных месторождений золота. – В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972.
Шило Н.А., Белый В.Ф., Сидоров А.А. Вулканогенные пояса Восточной Азии – проблемы тектоники, магматизма, металлогении. – "Геол. и "геофиз.", 1974, № 5.
Шило Н.А., Гельман М.Л., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе. – "ДАН СССР", 1973, т. 213, № 6.
Шило Н.А., Мерзляков В.М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозоид Северо-Востока СССР. – "ДАН СССР", 1972, т. 204, № 5.
Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система – новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР. – "ДАН СССР", 1973, т. 210, № 5.
Шило Н.А., Сидоров А.А. Проблема геологии эндогенных месторождений золота Северо-Востока СССР. – В сб.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1967.
Шило Н.А., Сидоров А.А., Найбородин В.И., Гончаров В.И. Золоторудные формации Северо-Востока СССР. – "ДАН СССР", 1969, т. 188, № 4.

С. А. ЗАХАРОВ

АВТОСКЛАДКИ — ОСОБЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП СКЛАДОК

Для верного прогноза строения складчатых форм на глубину необходимо иметь правильное представление о генезисе складок. Обычно изгибы слоистых толщ и подчиненные им разрывы объясняют действием внешних сил. При этом различаются два типа изгибов. Одни из них являются следствием пассивного коробления чехла при деформациях поверхности фундамента. Такие изгибы называют складками поперечного изгиба, складками облекания, глыбовыми, отраженными, штамповыми складками, plis de revetement (франц.), reflected folds (англ.) и т.д. Строго говоря, эти изгибы настоящими складками не являются: при их формировании нет тенденции к "складыванию", сближению крыльев, а слои в крыльях и сводах антиклиналей испытывают растяжение. Было предложено называть такие изгибы анакимами.

Вторым типом изгибов являются складки, образуемые внешними силами, одна из составляющих которых направлена субгоризонталь-

но или вдоль напластования. Такие изгибы мы будем называть складками смятия. Наиболее очевидным примером складок смятия могут служить складки, образуемые внешним боковым давлением в лежачем крыле взброса. Характерной чертой такого механизма формирования складок является быстрое затухание напряжений вследствие релаксации. К этому же типу должны быть отнесены складки волочения и "гравитационные" складки, возникающие при сползании слоистых толщ со склонов поднятий. Менее очевидна принадлежность к складкам смятия "складок нагнетания", т.е. мелких складчатых форм в раздувах слоев и пачек пластичных пород. Нетрудно видеть, однако, что складки этого рода также образуются вследствие давления, направленного вдоль напластования.

Было предложено много механизмов для объяснения формирования складок смятия. Одни из этих предположений подтверждаются полевыми наблюдениями; другие являются умозрительными, но вполне правдоподобными; третьи придуманы для частных случаев без достаточных оснований, исходя лишь из субъективной теоретической позиции исследователей; к ним, в частности, относятся многие предположения о трансформации вертикальных движений в горизонтальные. Упомянем о двух из таких предположительных механизмов: образовании складок при прохождении "через хорду" слоистой толщи, ранее первично выпуклой (по земной сфере) или вогнутой (по прогибу геосинклинали), и формировании "рубцовых", или "шовных", складок. Первый механизм не выдерживает количественной проверки; второй требует предварительного существенного растяжения слоев без образования открытых трещин отрыва, причем нередко близ поверхности земли, что, разумеется, нереально.

Все складки смятия, каков бы ни был механизм их формирования, обладают одной общей чертой, позволяющей легко распознать их даже без детального структурного анализа: развитие их всегда подчинено движениям структур низшего порядка – большим взбросам или надвигам, поднятиям, со склонов которых происходит сползание, и т.п.

Иногда в особый, третий, тип выделяются "складки течения". Но это вряд ли имеет смысл. Одни из таких складок, складки нагнетания в раздувах слоев или пачек пластичных пород, несомненно должны быть включены в тип складок смятия. Складки же, образующиеся при течении метаморфических пород, позволяют судить лишь о механизме, но не о генезисе, т.е. не о силах, вызывающих течение.

Двумя описанными генетическими типами обычно ограничиваются при рассмотрении складчатых форм. Но существуют и, видимо, широко распространены складки, происхождение которых не может трактоваться на основе ни одного из предполагаемых механизмов и вообще действия механических сил, приложенных извне. Кроме этого главного признака, от складок обоих типов их отличает ряд особенностей, не всегда достаточно отчетливых: отсутствие непосредственной зависимости от более крупных (низшего порядка) струк-

тур, резко дисгармоничное строение, образование комплексами структурных форм складчатых систем и некоторые детали их строения, выявляемые при углубленном структурном анализе. Под складчатыми системами здесь понимаются комплексы, в которых складки объединены общими морфологическими особенностями (простирание, вергенция, характер дисгармонии и т.д.) или закономерными изменениями этих особенностей вдоль и вкрест общего простирания системы.

Независимо от внешних механических сил образование таких складок позволяет выделить их в особый генетический тип автономных, или автогенных, складок, или, короче, автоскладок (термину "автогенные складки" здесь придается прямой смысл, в отличие от значения, вложенного в этот термин Г. Штилле).

Наиболее явственно черты автоскладок выступают в складках чехлов некоторых квазиплатформ. Впервые они были описаны в Таджикской депрессии, которая может служить тектонотипом систем автоскладок. Поэтому необходимо привести характеристику региона хотя бы в самом общем виде.

Под Таджикской депрессией понимается территория, расположенная между Южным Тянь-Шанем и опущенной Трансалайской ступенью его на севере, Юго-Западным Дарвазом и афганским Бадахшаном на востоке, погребенным Северо-Афганским поднятием на юге и краем Туранской плиты на западе. Северным ограничением депрессии служит Илякский разлом (правый сдвиг), на востоке – зона Бадахшанского разлома (левый сдвиг). Северо-восточная часть депрессии продолжается хребтами Петра I и Заалайским. Поперечник депрессии по широте достигает 350 км; по размерам регион может рассматриваться как геоструктура.

В мезозое и в третичное время область депрессии прогибалась быстрее соседних регионов. В новейшее время западная часть области – юго-западные отроги Гиссарского хребта (Байсунский антиклинорий) – испытала быстрое поднятие, вследствие чего площадь впадины меньше площади депрессии. Поверхность герцинского фундамента в пределах впадины опущена на глубину 6–11 км (предполагаемые образования верхней перми – нижнего триаса здесь условно включены в состав фундамента).

Мезозойско-кайнозойские отложения чехла образуют два структурных этажа.

Нижний сложен терригенными и терригенно-карбонатными сероцветными осадками лейаса и доггера (200–800 м) и карбонатной толщей келловея-кимериджа (100–400 м). Основание верхнего этажа образует соленосная толща кимериджа-титона. Выше залегают терригенные красноцветы нижнего мела с прослоями и пачками морских и лагунных отложений преимущественно в верхней части (400–1600 м) и морские образования с подчиненными лагунно-прибрежными осадками верхнего мела (700–1200 м). С небольшим перерывом и местными угловыми несогласиями на верхнем меле лежат лагунно-морские слои палеоцена, эоцена, ниж-

него олигоцена (300–800 м). Они согласно, с постепенным переходом покрываются красноцветными молассоидами среднего олигоцена–неогена, мощность которых в западной и восточной частях достигает 5–7 км, в центральной – 4 км. На неогеновых красноцветах везде несогласно залегает антропоген, максимальная мощность которого не превышает первых сотен метров, и то лишь в самых глубоких четвертичных прогибах. Нижний этаж чехла впадины дислоцирован согласно с поверхностью фундамента и образует цоколь складчатой структуры. Последняя сформирована верхним структурным этажом, сорванным по соленосной толще мальма.

Складки депрессии собраны в несколько мегаструктур – субмеридиональных антиклинориев и синклинориев. С запада на восток расположены Байсунский, Кафирниганский, Вахшский антиклинории и западное крыло Придарвазского антиклинория, ограниченное с востока Бадахшанским разломом. Антиклинории разделены Сурханским, Яванским и Яхсуйским синклинориями. В цоколе перечисленным мегаструктурам соответствуют пологие поднятия и прогибы – антиклинали и мегасинклинали.

Макроструктуры – складки верхнего этажа – имеют первые километры в ширину и десятки километров в длину. Амплитуды (высота) складок достигают сотен метров и первых километров (до 6–7 км в отдельных случаях). Многие складки сопровождаются надвигами одних крыльев на другие, и на поверхности наблюдаются лишь чешуи–гомоклинали (здесь в термин "гомоклиналь" вкладывается несколько иное понятие, чем обычно приводимое в словарях-справочниках, так как последнее противоречит этимологии термина).

Складки формировались частью в позднем неогене, в основном же – в среднем и позднем антропогене и продолжают развиваться в настоящее время. Это обстоятельство позволяет наблюдать складчатость в "чистом", незавуалированном виде. Антиклинали, как правило, образуют в рельефе горные гряды. Со сводов наиболее крупных антиклиналей неогеновые красноцветы смыты, и обнажены палеогеновые, меловые и изредка даже мальмские соленосные отложения. Последние чаще выступают по надвигам в основаниях гомоклиналей и в восточной части депрессии – в соляных куполах.

Складки Таджикской депрессии обладают рядом особенностей, часть которых необходимо отметить.

1. Простирание складок изменяется от субширотного на северо-востоке до юго–юго–западного и южного на юго–западе и юге. В западной части региона северные концы складок отогнуты к востоку. В пределах впадины это отгибание происходит при приближении к Илякскому сдвигу. Что эта деформация вызвана сдвигом, а не является первичной, свидетельствуют данные палеомагнитного анализа. Следовательно, происходило и происходит в настоящее время, судя по сейсмологическим материалам, общее смещение верхнего этажа к запад–северо–западу со сжатием на поверхности сдвига.

2. Формы складок в поперечном сечении разнообразны, но все свидетельствуют о значительной дисгармонии. На юге, где складки несколько расходятся, синклинали шире антиклиналей. Последние в большинстве нарушены крупными надвигами. На севере и северо-востоке, где складки сжаты сильнее, синклинали частично или полностью перекрыты надвинутыми гомоклиналями и чешуями. Правильные синусоидные и цилиндрические формы, даже образуемые только верхними горизонтами, редки. Чаще складки там, где они не нарушены надвигами, пережаты, имеют веерообразное и даже грибообразное сечение. Это особенно хорошо видно на северо-востоке, в Вахшском хребте, где напряженность складчатости наибольшая, а глубина эрозионных врезов достигает тысячи метров и более.

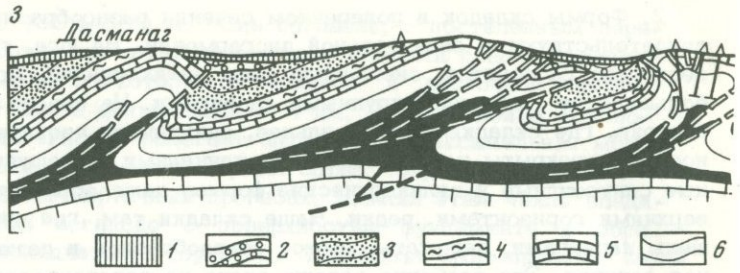
3. Особенно резко дисгармония проявилалась в срыве верхнего этажа чехла по соленосной толще мальма, что во всяком случае несомненно для центральной части впадины. Кроме структурного анализа, о срыве свидетельствуют данные бурения и геофизической разведки.

4. Формирование складок протекало в условиях общего тангенциального сжатия. На это указывает, кроме морфологии складок, изгибание их в окончаниях "упоров". Природа последних бурением еще не выяснена. Предполагается, что "упоры" созданы ларамийскими брахиантиклиналями юго-восточного – северо-западного простирания.

5. Изучение микроструктурных форм (складки высших порядков, трещины, пережимы и раздувы слоев, признаки послойного течения пород, будинаж, деформации включений и т.д.) показало, что стресс (продольно-слойные складкообразующие усилия) воздействовал не на весь верхний этаж чехла. Верхняя граница зоны стресса расположена в восточной части региона в нижнем миоцене, в Вахшском антиклинории – близ подошвы палеогена, в Кафирниганском антиклинории – около границы верхнего и нижнего мела, в Байсунском антиклинории – в нижней юре (где структуры течения отмечены даже в грубозернистых песчаниках) и в палеозое. Внутри зоны стресса признаки течения пород наиболее явственны в глинистых пачках. Выше зоны стресса слои повсеместно деформированы "пассивно", по типу анаким.

6. Структура депрессии в целом антивергентна. В восточной части депрессии наблюдаются преимущественные наклоны складок к западу и падения смесителей надвигов к востоку, в западной части – наоборот.

7. Длина слоев верхнего структурного этажа вкрест протяжения складок больше поперечника региона, а следовательно и длины поверхности фундамента и слоев цоколя, в 1,2 – 1,4 раза. С учетом перекрытий по надвигам эта величина не менее 1,5 – 1,7; в северной и северо-восточной частях она, возможно, достигает 2. Здесь приведены лишь ориентировочные, скорее, минимальные цифры, поскольку цоколь в пределах впадины еще не разбурен.



Широтный профиль через южную часть Кафирниганского антиклинория Таджикской депрессии (составили С.А. Захаров и А.П. Молчанов)

1 – четвертичные отложения; 2 – кулябская свита; 3 – неоген; 4 – эоцен и олигоцен; 5 – сенон и палеоцен; 6 – мел (кроме сенона); 7 – соляно-гипсовая толща верхней юры; 8 – карбонатная толща верхней юры; 9 – надвиги и взбросы в верхнем структурном этаже чехла; 10 – предполагаемые разрывы в цоколе; 11 – буровые скважины

Стиль тектоники в южной части депрессии иллюстрирован разрезом (см. рисунок).

Перечисленные и некоторые другие, менее существенные особенности складок позволяют сделать три важные вывода.

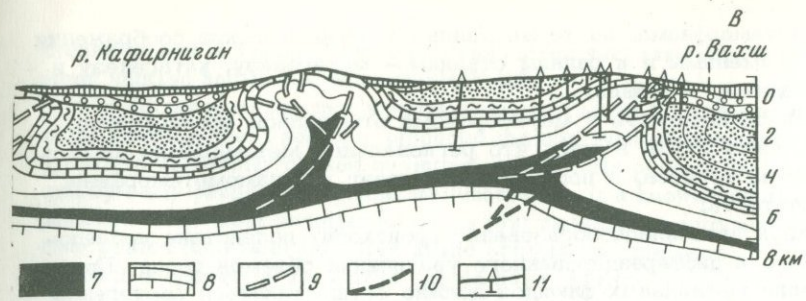
Во-первых, все складки депрессии образуют единую систему, и поэтому необходимо искать единое объяснение их генезиса (разумеется, речь идет лишь о макроформах).

Во-вторых, ни одна из ранее предложенных гипотез о генезисе и механизме складкообразования не может объяснить формирование складок депрессии. Наиболее распространенное воззрение – о вертикальных движениях блоков фундамента как о причине изгибов чехла (типа анаким, рубцовых складок и т.п.) – в сущности было неприемлемо уже давно и окончательно опровергнуто данными бурения и геофизической разведки. Образование складок сжатием чехла между сближающимися сторонами рамы (Юго-Западным Дарвазом и отрогами Гиссарского хребта), как это мыслилось еще в 30-х годах, невозможно. Хотя такое сближение, видимо, существует, оно в состоянии объяснить в крайнем случае смятие лишь прилегающих к раме участков. Нельзя рассматривать складки и как гравитационные: для этого складки антиклинориев пришлось бы объяснять "сползанием" толщ из прогибов на поднятия.

В-третьих, генезис складок депрессии не подчинен движениям структурных форм низших порядков – мега- и геоструктур.

Таким образом, складки депрессии не могли быть образованы силами, приложенными извне.

Остается альтернатива: складки формировались действием стресса, возникшего внутри слоистых толщ. Внешние механические силы могли лишь в незначительной степени усложнить процесс складкообразования. Другими словами, складчатость Таджикской депрессии является автономной, а структурные макроформы – автоскладками.



Это заключение требует указания на возможный источник стресса.

Исходным пунктом объяснения может служить значительное превышение длины слоев складчатого чехла в пределах впадины над протяжением цоколя и поверхности фундамента вкрест простирания складок. Это превышение может быть лишь при увеличении площади слоев чехла, поскольку существенного укорочения цоколя и поверхности фундамента не происходило.

Увеличение площади слоев при неизменном их объеме могло осуществляться за счет вертикального их сжатия. Такое предположение выдвигалось лет тридцать назад; считалось, что толщи пластичных пород могут сплющиваться при глубинных поднятиях вследствие сопротивления верхних горизонтов. Однако это предположение не выдерживает критики: прочность верхних пород на разрыв при растяжении явно недостаточна; главное же во многих регионах, в том числе и в Таджикской депрессии, в складчатости участвуют даже самые верхние горизонты.

Единственная остающаяся возможность – увеличение объемов пород. Такая возможность также не была обойдена вниманием. Выдвигались предположения о складчатости как следствии нагревания пород или разбухания ангидритов и глин при их гидратации. Но эти процессы также не могут обеспечить образования автоскладок: коэффициент теплового расширения пород при этом недостаточен; складчатости подвергаются в равной мере толщи, не содержащие разбухающих глин и ангидритов.

Существует более универсальный процесс – региональный метаморфизм.

Привнос глубинного вещества при довольно широком диапазоне условий может вызвать увеличение объема пород, что уже было доказано и геологическими наблюдениями, и экспериментально. Пока и то и другое относится преимущественно к высоким сте-

пеням метаморфизма, но те же данные и теоретические соображения вполне применимы и к ранним стадиям – метагенезу, катагенезу и даже позднему диагенезу.

Связь складчатости и метаморфизма отмечалась неоднократно. Следует лишь иметь в виду, что региональный метаморфизм является причиной стресса, а последний вызывает и динамометаморфизм, и складчатость.

Априори автоскладкообразование происходит вследствие последовательного и дифференцированного увеличения объемов пород. Проникновение ювенильных флюидов должно осуществляться постепенно как по зоне проницаемости земной коры (глубинному разлому), так и вдоль слоев.

Экспериментальные данные показывают, что наибольшему увеличению объема подвергаются глинистые породы, в процессе метаморфизма проходящие ряд: неразбухающие глины, аргиллиты, глинистые сланцы, филлиты, кристаллические сланцы, гнейсы. Остальные породы увеличиваются в объеме меньше.

Принципиальная возможность образования автоскладок была установлена экспериментально (Захаров, 1973).

Процессом автоскладкообразования хорошо объясняются особенности складчатой системы Таджикской депрессии, упомянутые выше, а также некоторые другие, например, будинаж, глиняные диапиры.

Предположение о формировании складок при региональном метаморфизме впервые выдвинуто Р. Перреном (Perrin, 1935). Однако эта идея развития не получила, впоследствии была забыта или упоминалась лишь как маловероятная причина образования "складок течения" в глубокометаморфизованных породах.

Таджикская депрессия не является исключительным тектоническим образованием. Насколько можно судить по литературным данным, автоскладчатость широко распространена на Среднем и Ближнем Востоке, в Юрских горах, в предгорьях Аппалачей и многих других регионах.

Наконец, можно привести соображения, указывающие, что складчатость в геосинклиналях также является по преимуществу автоскладчатостью.

ABSTRACT

A study of folds of Mesozoic and Cenozoic deposits in southwestern Tadjikistan has proved thar these folds could not have been formed by external forces such as a shift of the basement blocks, a lateral pressure from the frame's mountain structures, or a gravitation. Probably, the process of horisontal compressure could have taken place but it coult not have played an essential part in the folds formation.

The only plausible explanation is to suggest that folds formative forces generated within strained Earth's strata as a result of differential in-

crease of rock's volume. Theis process moved successively, upwards along section and from E-SE towards W-NW.

The increase of the rock's volume, brought about by water saturation or by heating, could not have produced the observed phenomenon. This growth is apparently caused by intruding juvenile penetration products and by early phases of regional metamorphism. It a known fact that this phenomenon is most peculiar for clays that metasomate into mudstones, clay shales (and later into crystalline schists and gneisses).

Such a change in the growth should have resulted in a lateral rock flow, in general flow and in concomitant folds formation. The principle possibility of such a process has been proved experimentally.

It is suggested to type the folds that are formed by stress (this stress originates within the stratified formation) and not by external forces into an independent type of autonomous folds, or autofolds. In all probability, the folds of this genetic type are extremely widespread. This is the process of folds formation not only in the sedimentary cover of some quasi-platforms (Afgan-Tajik depression, Jura mountains, Appalachian mountain, etc.). To a greater extent these autofolds are peculiar for geosynclines and zones of plutonic metamorphism.

ЛИТЕРАТУРА

Захаров С.А. Метаморфизм, как вероятный фактор складкообразования. "Геотектоника", 1973, № 5.

Perrin R. Métamorphisme générateur des plissements. – "Ann. mines", 1935, t. 8, N 10.

И. В. ЛУЧИЦКИЙ, П. М. БОНДАРЕНКО

СИСТЕМАТИКА И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Концентрические структуры, имеющие в плане более или менее правильные округлые очертания, известны в разных формах проявления. К ним относятся разнообразные купола, преимущественно соляные; кольцевые интрузии с вертикальными или наклонными, дугообразно изогнутыми или замкнутыми элементами строения; резко выраженные в рельефе округлые впадины, называемые кратерами, кальдерами или маарами: вулканические конусы (в том числе грязевые) и трубки.

Все эти структуры отличаются характерной морфологией, весьма выразительно указывающей на известную общность механизма их образования, связанного с действием усилий, приложенных вдоль

вертикальной оси структуры снизу вверх или сверху вниз. Впрочем, единство механизма концентрических структур ограничивается только сходством в ориентировке усилий, вызывающих их появление. В остальном они весьма различны по своей природе в связи с тем, что способы приложения и реализации усилий обусловливают принципиально разные черты того или иного конкретного механизма рассматриваемого типа структур.

Соответственно по способу образования концентрические структуры можно разделить на две большие группы: возникающие вследствие импульсного приложения нагрузки или длительной деформации под влиянием более или менее непрерывного воздействия приложенных усилий. Кроме того, эти структуры различаются в зависимости от фазового состояния среды, через которую передавались усилия во время их образования.

К первой группе относятся метеоритные кратеры и астроблемы, кратеры вулканов, дающие эксплозионные извержения, а также эксплозионные кальдеры, которые, по-видимому, редки. Метеоритные кратеры и астроблемы обычно возникают в результате столкновения твердых тел, но на примере некоторых метеоритов можно предполагать передачу усилий и через газовую среду. Совершенно не изучены пока структуры океанического дна, вызванные метеоритными ударами о водную поверхность, с чем могут быть связаны соответствующие придонные возмущения и деформации. Что касается эксплозионных кальдер и кратеров, то они образуются вследствие взрывов, сопровождающихся выделением газовой фазы, и хотя природа этих взрывов недостаточно ясна, очевиден импульсный характер процессов, вызывающих появление такого рода концентрических структур.

Во второй группе рассматриваемого ряда структур примером могут служить, в частности, соляные купола, в которых твердая среда, передающая давление, приобретает пластические свойства под влиянием длительно действующих усилий. Сюда же относятся конические пласты и наклоненные к периферии кольцевые дайки, формирующиеся вследствие давления на кровлю куполовидного резервуара, заполненного магматическим расплавом, а также вертикальные кольцевые дайки, механизм образования которых еще не достаточно ясен.

Особо следует отметить концентрические структуры, промежуточные между первой и второй группой. К ним относятся, по-видимому, кальдеры, возникающие вследствие взрыва, сопровождаемого выбросом газов и последующего обрушения твердого материала в опустошенную полость, а также алмазоносные трубки. В природной обстановке возможны и более сложные, многостадийные процессы.

Приведенные различия в способах образования концентрических структур необходимо иметь в виду как для оценки современного состояния изученности генезиса этих структур, так и для выбора направления дальнейшего исследования этой проблемы. Изученность

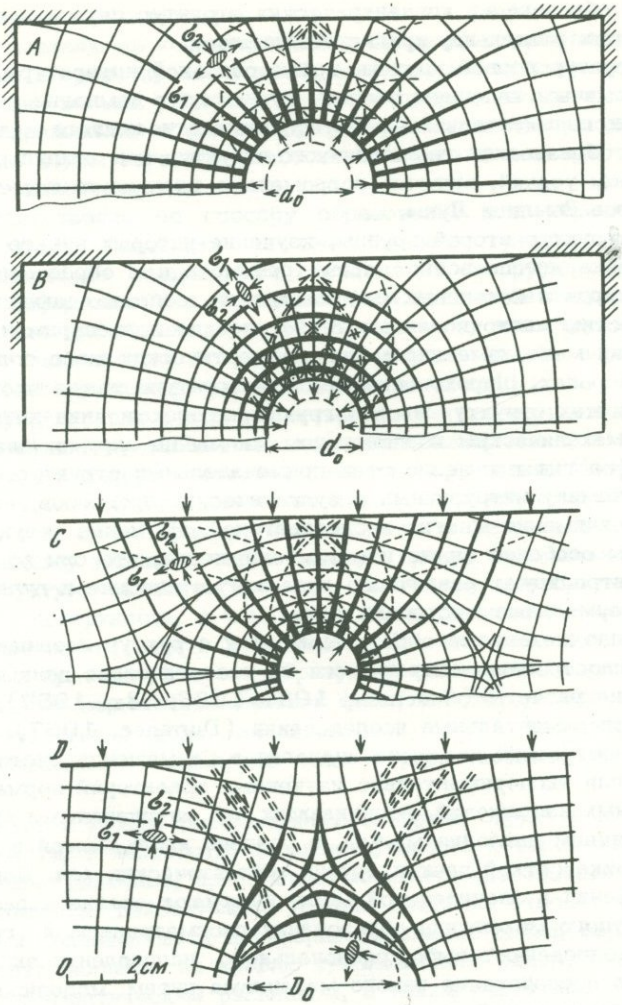
механизма образования концентрических структур первой и второй групп, взятых раздельно, крайне неодинакова.

Для структур первой группы, кроме обильной литературы, посвященной взрывным явлениям вообще, существуют немногие теоретические и экспериментальные работы, прямо относящиеся к анализу механизма образования геологических структур под импульсным воздействием усилий, включая современные исследования метеоритных кратеров Земли и Луны.

Среди структур второй группы, изучение которых начато в конце прошлого века, лучше всего рассмотрен механизм образования соляных диапиров и кольцевых систем трещин, сопровождающих диапиры. Известны многочисленные теоретические и экспериментальные исследования механизма перемещения пластических масс соли в слоистых породах. Широко освещена в литературе также проблема образования тех структур второй группы, происхождение которых связано с механическим воздействием магмы на окружающие ее породы. Морфология и генезис этих примечательных структур, отражающих динамику интрузивных и вулканических процессов, издавна привлекали внимание многих исследователей. Изучение структур этой группы особенно важно и в том отношении, что они во многих случаях контролируют различного типа магматические и вулканогенные гидротермальные месторождения.

Выяснению механизма образования этих структур посвящены теоретические построения, опирающиеся на геологические данные, математические расчеты (Anderson, 1935–1936; Ode, 1957), и лишь отчасти экспериментальные исследования (Durrance, 1967). В основу этих построений положена аналогия в размещении систем рассчитанных или экспериментально изученных траекторий нормальных и касательных напряжений, возникающих над интрузивными куполами под влиянием давления магмы, с реально наблюдаемой в конкретной обстановке сеткой даек и других магматических тел. Данные этих построений в значительной мере облегчают анализ и разработку схем вероятного механизма образования рассматриваемой группы структур и определяют выбор рационального направления экспериментального исследования такого механизма путем моделирования соответствующих полей напряжения.

В связи с этим нами предпринято экспериментальное изучение полей напряжения над моделями магматических камер с целью выявления вариаций этого поля в зависимости от соотношения внутреннего давления в камере (P_1) и величины внешней нагрузки (P_2), имитирующей региональное поле или влияние гравитационных сил. Опыты производились в жестко ограниченных с одной (верхней) стороны пластинах 15%-ной желатино-глицериновой массы толщиной 50 мм, которые имитировали изотропную среду. Моделью магматической камеры служил сферический резиновый баллон размером 20–30 мм, заполненный водой или воздухом под давлением. Расширение баллона сопровождалось деформацией вмещающей среды и появлением наблюдаемых в скрещенных поляризаторах изохроматических



Поле напряжений и возможные направления разрывов и сколов над камерой, оказывающей давление на фотоупругий материал без участия внешней нагрузки при возрастающем (A) и падающем (B) давлении в камере и с внешней нагрузкой при возрастающем (C) и нулевом (D) давлении в камере

Стрелками показано увеличение или уменьшение размеров камеры относительно первоначального ее диаметра d_0. Сплошными линиями показаны траектории нормальных напряжений и следующие вдоль них разрывы (утолщенные линии), пунктирными линиями – траектории касательных напряжений, а также их интервалы, благоприятные для развития скалывающих нарушений (двойной пунктир)

полос, концентрически расположенных вокруг очага расширения. Обработка наблюдений по известным методам позволяла установить распределение траекторий нормальных и касательных напряжений.

Эксперименты были начаты анализом случая, при котором среда, вмещающая модель магматической камеры, не испытывала внешних нагрузок. Давление жидкости в камере варьировало: то увеличивалось, то спадало, что соответствовало общим представлениям о меняющемся давлении внутри магматического резервуара. При этом соответственно изменялось количество изохром в модели, хотя особенности их размещения сохранились неизменными. Поле нормальных напряжений вокруг очага расширения в полуограниченной изотропной среде представляет систему концентрических траекторий, параллельных контуру камеры и отвечающих в данном случае растяжению $(-\sigma_1)$, и радиальных траекторий, соответствующих сжатию $(+\sigma_2)$ (см. рисунок, А). В случае сферического очага радиальные траектории нормальных напряжений отвечают, по-видимому, системе конических пластов, наклоненных к центру. Траектории касательных напряжений в данных условиях образуют две ортогональные системы расходящихся спиралевидных кривых, наклоненных к поверхности очага расширения под углом 45°. В целом полученные данные соответствуют расчетным построениям Андерсона, хотя и отличаются от них, в частности тем, что выполаживание радиальных траекторий, отвечающее местам внедрения силлов, наблюдается в модели не только вдали от очага расширения, где величина напряжений уменьшается, но и повсеместно над этим очагом.

Опыты показали, что уменьшение давления в камере до значений меньших, чем исходные, при которых материал модели сохранял изотропные оптические свойства, не влияет на расположение изохром, но приводит к смене ориентировки сжимающих и растягивающих усилий (см. рисунок, В), отвечающей, по-видимому, реальной смене соотношений между внутренним давлением магматического очага (P_1) и давлением колонны пород, залегающих под ним (P_2). При $P_1 < P_2$ происходит закрытие системы конических трещин и создаются возможности для расслоения вдоль сферических поверхностей и реализации скалывающих напряжений, способствующих обрушению блоков кровли в очаг.

Существенно новые данные получены при изучении модели в условиях внешней нагрузки на вмещающую среду (см. рисунок, С). По расположению изоклин в этой модели устанавливается появление двух изотропных точек, в которых напряжения сжатия и растяжения уравновешиваются. Симметричное расположение этих точек относительно камеры определяет границы распространения по горизонтали концентрически-радиального поля напряжений, окружающего очаг расширения в пределах другого поля напряжений, вызванного внешней нагрузкой. С увеличением этой нагрузки изотропные точки приближаются к вертикальной оси, а радиальные траектории напряжений изгибаются, располагаясь под большим углом к нагруженному краю

модели. Полученные данные подтверждают правильность расчетов Г. Оде (Ode, 1957) для локальных и региональных полей напряжений района Испанского пика в Колорадо.

При значительном понижении внутреннего давления по сравнению с внешним ($P_1 << P_2$) поле напряжений вокруг деформируемой полости, не поддерживаемой внутренним давлением, приобретает совершенно особый облик (см. рисунок, D). В поле изохром над сводом полости появляется изотропная точка, выше которой распространяется область сжатия, а ниже – область растяжения. Возникшая система траекторий нормальных и касательных напряжений аналогична полю напряжений, образующемуся над кровлей горных выработок, туннелей и т.п. в связи с гравитационной нагрузкой. При таком распределении напряжений разрушение может начаться с образования трещин растяжения в ограниченной области, непосредственно примыкающей к своду камеры. Распространение таких трещин от свода к поверхности, по-видимому, маловероятно, поскольку траектории сжатия, следующие от фронта нагрузки вниз, не соединяются с камерой, а огибают ее. В этих условиях скорее могут реализоваться скалывающие напряжения в виде круто наклоненных от центра сбросов, как бы задавливающие отчленяемые ими блоки в камеру при дефиците внутреннего давления в ней.

В итоге при спаде внутреннего давления до значений, существенно меньших гравитационной нагрузки, происходит тот процесс обрушения сводов, который предполагается в построениях различных исследователей для кальдер или колоколообразных интрузий в зависимости от глубины залегания магматического очага ниже дневной поверхности.

В целом общий обзор различных типов концентрических структур позволяет выдвинуть некоторые положения.

1. Представляется возможным выделить концентрические структуры в качестве особой системы дислокаций, дающих специфические формы, отражающие общие принципиальные черты способа их образования, связанного с приложением усилий вдоль некоторой вертикальной оси сверху вниз или снизу вверх.

2. Опираясь на данные об особенностях различных концентрических структур, зависящих от скорости проявления действующих при их образовании усилий, а также от физического состояния взаимодействующих сред, можно подразделить эти структуры на две главные группы: 1) структуры, возникшие при длительном приложении нагрузки через жидкопластические среды на твердые тела, и 2) структуры, возникающие при импульсном приложении нагрузки на твердые тела через газообразную, жидкую или твердую среду.

3. Оказывается возможным оценить степень изученности строения и предполагаемого механизма образования концентрических структур вообще и выбрать наиболее рациональный метод экспериментального исследования структур, возникающих над магматическим очагом на основе применения фотоупругих моделей.

Проведенные эксперименты позволили выявить расположение траекторий нормальных и касательных напряжений в моделях концентрических структур и на основе сопоставления экспериментальных данных с картиной распределения соответствующих реальных элементов этих структур установить особенности механизма их образования.

Вместе с тем экспериментально изучено влияние гравитационного поля и предварительного напряженного состояния среды (регионального поля напряжения) на распределение вокруг внедряющегося магматического купола трещин растяжения, представляющих пути для магматических расплавов и гидротермальных растворов, поднимающихся к поверхности.

В целом данные опытов подтверждают справедливость расчетных построений Андерсона для системы конических пластов и наклонных кольцевых даек, хотя и вносят некоторые уточнения в его схему. В то же время совершенно определенно выяснилось, что существующие построения не объясняют происхождения вертикальных кольцевых структур больших размеров, представляющих, вероятно, особую группу компенсационного обрушения над обширными магматическими очагами.

ABSTRACT

Concentric structures are more or less regular rounded shapes on the plan covering a number of magmatic and salt dome structures, also ring-shaped intrusions with vertical, tilted, arclice and closed elements of the structure, rounded shapes called craters, calderas and maars, as well as volcanic cones (among them natural mid structures) and pipes. Based on mechanical nature of these structures as a function of forces directed up or down along vertical axis, they are subdivided into two groups: 1 – structures which appear at long time application of load to solid bodies across gaseous, fluid or solid media (Annular structures over magmatic and salt domes, etc.). 2 – structures to appear at the pulsed application of the load to solid bodies via gaseous, fluid and solid media (metheorites and explosive ctraters and caldera).

The experimental data on simulation of cone ring dykes (1st group of structures) by photoelasticity technique in a non-loaded medium (Fig. 1A) confirm the well known Anderson's concepts. However the relationship between local and regional stress fields approaching natural ones have been obtained in the experiments with different values of inner pressure (P_1); in the pattern of magmatic chamber and loading to medium (P_2). At $P_1 > P_2$ there are formed conical and radial fractures (Fig. 1A, C); pressure decrease to reach $P_1 < P_2$ results in foliation over spherical surfaces around the chamber (Fig. 1B), then at $P_1 << P_2$ and $P_1 = 0$ it may result in the fall-down of the chamber dome and development of conical faulting expressed as calderas on the surface (Fig. 1D). The existing data cannot explain

genesis of large-scale vertical ring structures representing perhaps special group of structures of compensational break down over the large scale magmatic centers.

ЛИТЕРАТУРА

Anderson E.M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes and cauldron-subsidences. – "Proc. Roy. Soc. Edinburgh", 1935–1936, v. 56, pt 2.

Durrance E. Photoelastic stress studies and their application to a mechanical analysis of the Tertiary Ringe-Complex of Ardnameurchan, Argyllshire. – "Proc. Geol. Assoc. London", 1967, v. 78, pt 2.

Ode H. Mechanical analysis of the Dike Pattern of the Spanish Peaks Area, Colorado. – "Bull. Geol. Soc. America", 1957, v. 68, N 5.

ПЛАНЕТОЛОГИЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

В результате успехов космических исследований с полной очевидностью выяснилось, что только сравнительная планетология в ее разных аспектах может указать отчетливую грань между процессами общепланетарного развития и частными чертами, типичными только для Земли в ее индивидуальном развитии.

В сборник статей советских геологов, подготовленных к XXV сессии Международного геологического конгресса, вошли работы разных направлений: во-первых, это прямое описание геологических результатов космических экспериментов по изучению поверхности Луны и Марса, проводимых в Советском Союзе в последние годы аппаратами "Луноход-2" и "Марс-4-5"; во-вторых, обобщение лабораторных экспериментальных исследований лунного грунта или моделей, направленных на выяснение характера химической дифференциации вещества планет, и, в-третьих, попытки выяснения общих закономерностей геологического строения планет. Естественно, что различия в исходных предпосылках и методах изучения, применяемых авторами, могут приводить их к неоднозначным и несогласованным выводам. Редакционная коллегия, не всегда соглашаясь с авторами работ, тем не менее считает целесообразным опубликование разных взглядов для их более широкого обсуждения.

Интерес настоящего сборника для широкого круга геологов определяется тем, что при изучении инопланетных тел появляется возможность судить о начальных этапах геологической истории, скрытых на Земле интенсивностью последующих процессов круговорота вещества, а также тем, что в нем обращается внимание на ряд геологических процессов, которые, будучи второстепенными на Земле, оказываются важными в специфических условиях других планет.

А. А. ЯРОШЕВСКИЙ

ПРИНЦИП ПЛАНЕТНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ И СОСТАВ ЛУННЫХ ПОРОД

Обобщение данных по геохимии пород земной коры, а теперь и лунных пород позволило ввести представления о корах планет как геохимических системах, существенно отличающихся по химическому составу от первичного протопланетарного (солнечного) вещества (Виноградов, 1959а,б; 1962, 1970, 1973, 1974; Vinogradov, 1964). Химический состав коровых пород при сопоставлении с распространенностью элементов в протопланетном веществе (по данным о составе хондритов) указывает на обогащение материала коры элементами, понижающими температуру ликвидуса природных силикатных систем, и позволяет рассматривать этот материал как легкоплавкую фракцию первичного вещества планеты (Виноградов, 1959а,б, и др.). Таким образом, геохимические данные являются основанием идеи о формировании вещества коры в результате выплавления из материала глубинных зон планеты. Этот процесс рассматривается как основной механизм дифференциации и расслоения планеты на оболочки. По сути дела, в настоящее время такие представления стали общепризнанными.

Разработанная на "земном" материале, эта концепция подверглась серьезному испытанию с появлением первых данных о лунных породах. И, пожалуй, самым замечательным результатом исследований доставленных на Землю образцов лунных пород можно считать то, что они не только не дискредитировали основную нашу идею о выплавлении как главном механизме дифференциации и формирования вещества коры, но в общих чертах без труда уложились во все теоретические схемы. Несомненно, сегодня мы можем смело экстраполировать эту идею на закономерности эволюции всех планет земной группы.

Но лунные породы характеризуются рядом черт, отличающих их от пород земных и заставляющих специально рассмотреть особенности развития процессов выплавления на Луне. Самым неожиданным, наверное, оказался анортозитовый (точнее, габбро-анортозитовый) состав пород лунных материков – этого основного, по-видимому, по массе материала лунной коры. Уникальное обогащение поверхност-

ных пород плагиоклазом представляется одной из главных геохимических загадок Луны.

Однако поиск решения этой проблемы, как и остальных, касающихся химических составов лунных пород, в известном смысле выглядит значительно проще, чем на Земле. У нас есть все основания принять, что практически единственным процессом, который привел к химической дифференциации лунного вещества и появлению пород различного химического типа, был процесс магматический. Действительно, вторичное преобразование вещества на поверхности Луны (формирование реголита) ни в коей мере по направленности и масштабом дифференциации не может идти в сравнение с земными процессами выветривания и осадкообразования. Мы не видим на Луне никаких следов гидротермальной деятельности и аллохимического метаморфизма. Поэтому представляются правомочными следующие вопросы, рассмотренные ниже в этом докладе:

1. Каков основной механизм формирования лунной коры?
2. Какие химические особенности лунных материковых и морских пород доказывают их образование в процессе выплавления?
3. Каково положение двух основных типов вещества лунной коры в общей последовательности дифференциации?
4. Каковы состав выплавленного расплава глубинного происхождения и природа обогащения материковой коры плагиоклазом?
5. Какова природа генетической связи двух основных типов вещества лунной коры?

Ниже сделана попытка собрать основные геохимические факты, которые могли бы быть аргументом в пользу того или иного ответа на эти вопросы.

НЕСКОЛЬКО СЛОВ О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЛУННОЙ КОРЫ

Уникальное обогащение вещества лунных материков плагиоклазом привело к предположению (Wood e.a., 1970; Smith e.a., 1970) о формировании лунной (материковой) коры в результате скопления кристаллов плагиоклаза в верхних частях огромных (планетарного масштаба) магматических камер или, в пределе, жидкого слоя, целиком охватывающего планету. Однако эти представления наталкиваются на серьезные трудности, связанные с условиями формирования и эволюции таких жидких, обнажающихся на дневной поверхности расплавленных масс планетарного масштаба. Одна из трудностей, в частности, заключается в том, что остывание таких масс должно сопровождаться формированием верхней закаленной корки, состав которой должен быть близким к составу кристаллизующейся жидкости, а не представлять собой продукт глубокой ее дифференциации. Кроме того, что может быть даже важнее, опыт земной геологии показывает, что слишком большим упрощением является представление о расслоении на кору и верхнюю мантию непосредственно в пределах магматической камеры в результате кристаллизационной диф-

ференциации. Земная кора несомненно образовывалась (и образуется) в результате многократных локальных внедрений и излияний на дневную поверхность относительно (по сравнению с массой коры) небольших масс мантийных магматических выплавок, время и место проявления которых предопределялось общей геотектонической историей литосферы. Вряд ли есть основания полагать принципиально разными механизмы формирования однотипных планетарных структур (кор планет) на разных телах земной коры. По крайней мере представляется целесообразным принять в качестве постулата, что образование лунной коры, как и коры земной, происходило в результате накопления продуктов затвердевания отдельных порций расплавов, возникавших при дифференциации внутрипланетного вещества и поступавших к поверхности планеты. Основным следствием этого постулата является необходимость объяснить состав этого поступающего вещества, тождественный среднему составу пород коры, законами выплавления из вещества мантии.

В этой работе в основу анализа закономерностей процесса выплавления положена идея об аналогии этого процесса механизму зонного плавления (Виноградов, 1959а; Виноградов, Ярошевский, 1965; Ярошевский, 1968). Физическим основанием развития такого процесса при плавлении глубинного вещества планеты является изменение механизма теплопереноса в пределах плавящейся зоны (Shimazu, 1961; Виноградов, Ярошевский, 1965), приводящее к сопряженному развитию кристаллизации на дне магматической камеры и плавлению в ее кровле. Это меняет динамику процесса и закономерности дифференциации по сравнению с селективным плавлением или классической кристаллизационной дифференциацией. Имея в виду конкретно лунные породы, проиллюстрируем основные принципы дифференциации в процессе зонного плавления примером системы оливин – анортит – кремнезем, являющейся частью тетраэдра $MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2$ (рис.1).

Пусть точка состава исходного вещества находится в поле кристаллизации оливина в таком положении, при котором порядок кристаллизации должен быть следующим: оливин (Ol) → оливин + шпинель (Sp) → оливин + шпинель + анортит (An) → оливин + анортит → оливин + + анортит + ортопироксен (Opx). В этом случае при движении массы расплава сквозь породы исходного состава наблюдаются кристаллизация оливина и одновременно плавление вещества исходного состава. Из-за различия составов кристаллизующегося и плавящегося вещества состав расплава эволюционирует, пока не достигнет поверхности совместного выделения Ol + Sp и затем – Ol + Pl, сопровождающегося растворением Sp. С этого момента дальнейший ход процесса может быть различным. Если исходный состав находится строго в плоскости треугольника Ol – An – Q или попал в тетраэдр Ol–An–Q–Di (диопсид), то состав расплава будет далее изменяться по котектической поверхности Ol + An вплоть до точки (линии) Ol + An + Opx (рис. 1). Если же исходный состав был несколько пересыщен глиноземом и попал в тетраэдр Ol – An – Q – Sp

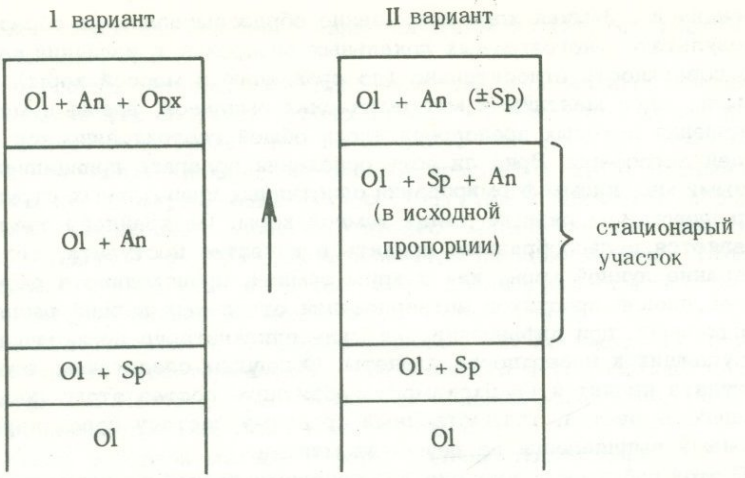


Рис. 1. Схема изменения фазового состава в процессе дифференциации по механизму зонного плавления "плагиоклазового перидотита". Стрелкой показано направление движения расплавленной массы

(рис. 1), то при достижении составом расплава перитектической линии Sp + жидкость = Ol + An процесс перейдет в квазистационарный режим, при котором пропорция одновременно выделяющихся Ol, An, Sp будет равна их соотношению в исходном веществе, а состав расплава будет обогащаться только второстепенными компонентами, не входящими в эти кристаллизующиеся фазы.

Важно подчеркнуть, что во втором варианте в ходе дифференциации формируется стационарный состав, отвечающий перитектической точке (линии), дальше которой эволюция состава расплава невозможна. Стационарный характер процесса ставит предел химической дифференциации. Но если возникший на этом этапе продукт дифференциации исходного вещества, отвечающий по составу расплаву стационарной стадии и лежащий в тетраэдре Ol – An – Q – Di, вторично подвергнется плавлению и дифференциации, то начнется дальнейшая эволюция расплава, направленная в сторону обогащения кремнеземом и диопсидовым компонентом, поскольку состав выделяющихся из такого расплава фаз (Ol + An) обеднен этими компонентами по сравнению с плавящимся веществом. В этом случае состав стационарного предельного расплава будет отвечать составу перитектической (Ol + An + + Opx) или эвтектической (Ol + An + Cpx) точки.

Таким образом, двухстадийная схема позволяет объяснить последовательное формирование разных, но устойчивых по составу продуктов выплавления. Важна еще одна особенность этой схемы: возникающие расплавы стационарного состава не находятся в равновесии с исходными твердыми фазами. В каждый момент существует пара – расплав + кристаллические фазы, которые в равной мере являются

продуктами дифференциации исходного вещества. В этом отношении процесс типа зонного плавления является многостадийным процессом с непрерывной эволюцией состава всех фаз.

ОСНОВНЫЕ ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКИХ И МАТЕРИКОВЫХ ПОРОД

В целом, не учитывая деталей, можно принять, что породы лунной коры имеют основной (базальтовый) состав. В настоящее время обычно (см., например, Хаббард, 1975) выделяют две принципиальные группы пород: морские базальты и группу неморских пород, объединяющую (по Н. Хаббарду) базальты с высоким содержанием калия, редких земель и фосфора (так называемые KREEP-базальты), высокоглиноземистые базальты и породы анортозит-норит-троктолитовой серии. Эти достаточно широкие по составу (табл. 1), но в общем закономерно отличающиеся друг от друга группы пород характеризуются по сравнению с протопланетным (хондритовым) веществом повышенным содержанием кремния, алюминия, титана, кальция и резко пониженным содержанием магния. Низкие содержания щелочных металлов, что является яркой отличительной чертой лунных базальтов, как известно, связываются с улетучиванием этих элементов в лунном вакууме (Виноградов, 1974) и не характеризуют процесс выплавления.

Таблица 1

Содержание химических элементов в силикатной фракции хондритов и главных типах лунных пород

Химический элемент и окисел	Хондриты	Морские базальты	Неморские базальты и породы серии анортозит-норит-троктолит
SiO_2	38,04	40–46	41–51
TiO_2	0,11	3–10	0,01–2
Al_2O_3	2,50	9–15	16–34
FeO	25,07	10–21	0,5–12
MgO	23,84	7–10	0,8–20
CaO	1,95	10–12	9–19
Na_2O	0,98	0,3–0,6	0,2–0,9
K_2O	0,1	0,1–0,6	0,01–0,4
Sr	10	90–400	90–250
Ba	6	70–340	70–120

Таблица 1 (окончание)

Химический элемент и окисел	Хондриты	Морские базальты	Неморские базальты и породы серии анортозит–норит–троктолит
Y	0,8	50–170	50–110
Ce	0,5	23–83	1–50
Eu	0,06	1,2–2,7	0,5–1,3
Yb	0,2	4–20	0,6–1,5
Zr	30	180–660	50–400
U	0,015	0,16–0,9	0,07–0,7
Th	0,04	0,5–3,4	0,2–3,4

Примечание. Для главных элементов цифры даны в вес.%, для элементов примесей – в 10^{-4} вес.%. Данные из работ: Лунный грунт... (1974); Luna-20... (1973); Proceedings... (1970–1974).

На диаграммах кристаллизации систем Ol–An–Q и Ol–An–Di составы этих пород отчетливо тяготеют к низкотемпературной эвтектике Ol+Pl+Px и котектике Ol + Pl, о чем свидетельствуют и непосредственные экспериментальные данные (Ringwood, Essene, 1970; Smith e.a., 1970; O'Hara e.a., 1970; Hodges e.a., 1973; Walker e.a., 1972). Точка возможного первичного состава (хондритового или вещества, обогащенного тугоплавкими соединениями алюминия, кальция и титана) оказывается в более высокотемпературных областях диаграмм.

Весь этот достаточно хорошо известный материал вместе с геохимическими данными (табл. 1) несомненно свидетельствует о "легкоплавкой" (по отношению с исходному протопланетному веществу) природе пород лунной коры, обогащенных элементами, понижающими температуру ликвидуса соответствующих расплавов. Таким образом, есть все основания рассматривать вещество лунной коры как результат некоторого процесса выплавления из первичного протопланетного вещества, слагающего глубокие зоны планеты.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ВЕЩЕСТВА ЛУННОЙ КОРЫ

Фазовые соотношения для составов, характерных для морских базальтов и типичных представителей анортозит–норит–троктолитовой серии пород (Ringwood, Essene, 1970; Smith e.a., 1970; O'Hara e.a., 1970; Hodges e.a., 1973; Walker e.a., 1972; Roheim, Green,

1974), и относительное положение точек, отвечающих их составам, на диаграмме Ol–An–Q доказывают более высокотемпературную (котектическую –Ol+AN+Opx+Sp) природу материковых пород и относительно низкотемпературный (эвтектический –Ol+Pl+Cpx+Ilm) характер морских базальтов. Об этом же говорят и данные по составам однотипных минералов из разных типов пород (Proceedings..., 1970–1974; Luna-20...,1973; Лунный грунт..., 1974; Tarasov e.a., 1973). Эти данные с несомненностью свидетельствуют о том, что морские базальты являются продуктом более далеко зашедшего фракционирования, чем породы материков. С такой химической последовательностью удивительным образом коррелирует возраст групп пород различного типа (см., например, Вассербург и др., 1975): абсолютный возраст материковых пород превышает $4{,}0 \cdot 10^9$ лет, а морские породы укладываются в интервал $3{,}8–3{,}0 \cdot 10^9$ лет. Поэтому при обсуждении дифференциации лунного вещества в качестве первого этапа надо рассматривать выплавление расплава, являющегося первичным для серии пород материкового типа.

СОСТАВ РАСПЛАВА, ПЕРВИЧНОГО ДЛЯ ПОРОД МАТЕРИКОВ

Занимаясь проблемой происхождения и генетическими связями пород неморского типа, многие авторы (Walker e. a., 1972; Hodges e.a., 1973; Prinz e.a., 1973, и др.) обращали внимание на главные их химические особенности, заключающиеся, во–первых, в наличии группы пород, существенно обогащенных плагиоклазом и попадающих на диаграмме Ol–An–Q в поле кристаллизации плагиоклаза, и, во–вторых, в устойчивом тяготении составов троктолитов, высокоглиноземистых базальтов, материковых базальтов, базальтов типа Фра–Мауро, KREEP–базальтов к котектике Ol+An и An+Opx (рис.2). При интерпретации этих закономерностей главной проблемой является формирование пород с избытком плагиоклаза, поскольку интерпретация их в рамках любого процесса плавления сталкивается с дилеммой: либо плавится вещество существенно плагиоклазового состава, для которого плагиоклаз является ликвидусной фазой (что совершенно нельзя принять в качестве первичного вещества Луны), либо такие породы не являются непосредственным продуктом плавления, а представляют собой продукты кумулятивного обогащения плагиоклазом. По сути дела, второе предположение является единственной обсуждаемой гипотезой.

Для проверки этой гипотезы на рис.3 приведена корреляция содержания глинозема в породах материкового типа (которое пропорционально содержанию нормативного плагиоклаза) и нормативного отношения An/(An+Ab), которое должно закономерно изменяться в любом процессе кристаллизационной дифференциации. Диаграмма показывает, что в пределах группы пород с содержанием глинозема более 23–24% не наблюдается корреляции количества плагиоклаза в породе с его составом, что и должно быть следствием физического процесса ку-

муляции кристаллов. В то же время для пород с меньшим содержанием глинозема наблюдается довольно хорошая корреляция его концентрации с составом плагиоклаза, что можно интерпретировать как ряд пород, связанный в целом законами кристаллизационной дифференциации. Эти соотношения позволяют оценить состав того расплава, который мог быть исходным для двух ветвей этой диаграммы. Как видно на рис. 3, выделенная область состава предполагаемого первичного расплава близка к составам высокоглиноземистых базальтов Н. Хаббарда. Средний состав этого расплава, рассчитанный для группы пород, попадающих в указанное поле, приведен в табл.2.

Важнейшей особенностью этого состава является то, что он лежит на диаграмме Ol–An–Q в области перитектической точки Ol+An+Sp и оказывается близким к составу обр. 62295, который Куширо и Уокер предполагают в качестве возможного первичного вещества пород материковой серии. Таким образом, можно сделать вывод, что состав выплавляемого в мантии Луны расплава, первичного для серии пород материкового типа, контролируется перитектической точкой Ol+Pl+Sp (Ярошевский, 1974).

Объяснение формирования анортозитового ряда пород из расплава такого состава в рамках модели выплавления требует введения пред-

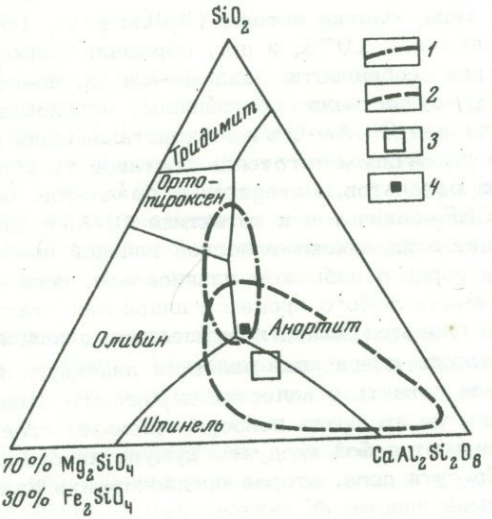


Рис. 2. Положение различных типов материковых пород на диаграмме оливин – анортит – кремнезем (составлена с использованием материалов Walker e. a., 1972; Luna-20, 1973)

1 – область составов в глиноземистых базальтов, KREEP-базальтов и базальтов Фра Мауро; 2 – область составов пород анортозит-норит-троктолитовой серии; 3 – средний состав предполагаемой первичной магмы материковых пород; 4 – средний состав глиноземистых базальтов (по Prinz e. a., 1973)

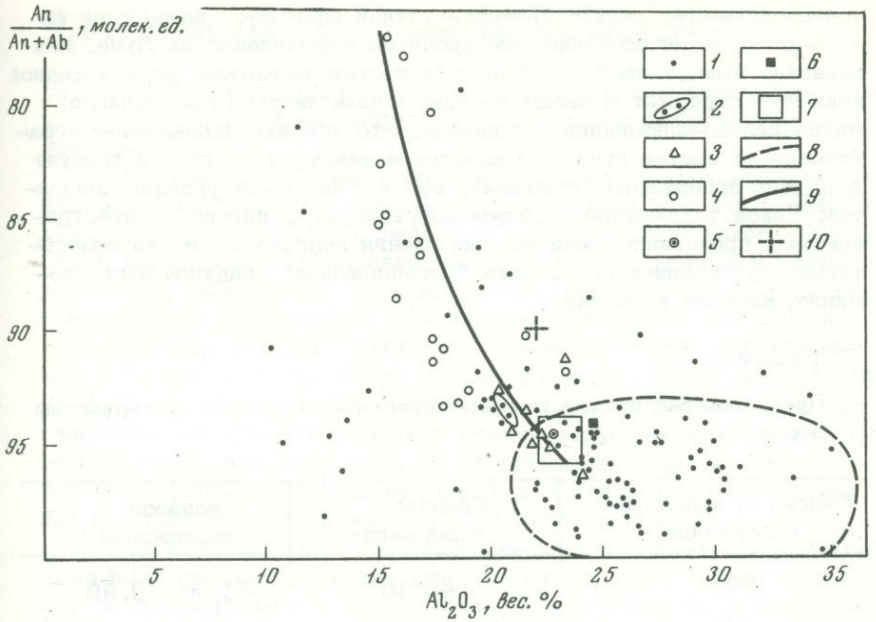


Рис. 3. Корреляция содержания глинозема в материковых породах с нормативным составом плагиоклаза

1 – различные породы, доставленные станцией "Луна-20"; 2 – обр. 62295; 3 – высокоглиноземистые базальты (по Хаббарду, 1975); 4 – KREEP-базальты и базальты Фра Мауро; 5 – средний троктолит (по Prinz e. a., 1973); 6 – средний состав материковых пород (по Prinz e. a., 1973); 7 – предлагаемый состав первичной для материковых пород магмы; 8 – область кумулятивной обогащенной плагиоклазом серии пород; 9 – тенденция, характерная для дифференционной серии; 10 – средний состав материков Луны (по данным станции "Сервейор-7")

положения, что подъем возникших в лунной мантии магматических масс и их дифференциация по принципу плавления сопровождаются постепенным накоплением в них взвешенных кристаллов плагиоклаза в силу близости их плотности к плотности жидкости и внедрением в кору в виде каши, состоящей из расплава, близкого к перитектическому, и кристаллов плагиоклаза.

Таким образом, по-видимому, нет иного способа объяснить состав материковых пород, как считать их результатом накопления кристаллов плагиоклаза. Но в отличие от схемы Вуда, в предлагаемой модели нет необходимости принимать существование огромных масс расплавов и дифференциации кристаллов в них по плотности.

Закономерности составов анортозит-норит-троктолитовой серии пород заставляют считать стремление к стационарному составу,

контролируемому перитектической точкой Ol+Pl+Sp, важнейшей физико-химической особенностью процесса выплавления на Луне. Как показано выше, такой стационарный состав возможен, если исходное вещество содержит в своем составе нормативную (и модальную) магнезиально-алюминиевую шпинель. Это условие накладывает ограничение на состав лунного вещества в целом, в частности требует большего содержания глинозема, чем в силикатной фракции хондритов. Такое заключение в общем коррелирует с широко распространенными представлениями об обогащении лунного вещества относительно протопланетного облака "тугоплавкими" соединениями алюминия, кальция и титана.

Таблица 2

Предлагаемый состав магмы, первичной для серии материковых пород Луны

Окисел и нормативное содержание	Среднее содержание	Диапазон содержаний
SiO_2	45,30	43,00–46,99
TiO_2	0,54	0,37–0,75
Al_2O_3	22,98	22,00–24,02
FeO	6,78	4,91–8,90
MnO	0,10	0,07–0,14
MgO	9,96	8,18–14,73
CaO	13,83	12,70–14,84
Na_2O	0,237	0,29–0,44
K_2O	0,14	0,05–0,21
Сумма	100,00	
An/(An+Ab)	94,8	93,6–95,1
Fa/(Fa+Fo)	26,9	
An	48,9	
Fo+ Fa	35,0	
Q	16,1	

Примечание. Содержание окислов приведено в вес.%, нормативное отношение – в мол. ед.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ МАТЕРИКОВЫХ И МОРСКИХ ПОРОД

В проблеме генетической связи пород морей и материков Луны, широко обсуждавшейся во многих работах, главными представляются два момента.

1. Минеральный состав материковых пород не соответствует типам фаз и их составу в равновесии с расплавом морских базальтов (Ringwood, Essene, 1970; Smith e.a., 1970; Хэйз, Уокер, 1974). Очень важно здесь нахождение магнезиально-алюминиевой шпинели в качестве характерного минерала пород анортозит-норит-троктолитовой серии, что является прямым доказательством реальности троктолитовых (Ol+Pl) расплавов и невозможности формирования таких пород из собственно базальтовой магмы (Ярошевский, 1974).

2. Однако геохимические особенности морских базальтов несут свидетельства существенной роли фракционирования плагиоклаза при формировании этих расплавов, на что указывают прежде всего пониженные (аномальные) концентрации в морских базальтах стронция и европия (Hubbard e.a., 1973; Хаббард, 1975).

Попытки согласовать эти положения приводят к дву- или многостадийным схемам процессов (см., например, Хэйз, Уокер, 1974), причем подчеркивается, что расплавы морских базальтов возникают при плавлении кумулятов железомагнезиальных минералов, комплементарных плагиоклазовым кумулятам материковой коры. Модель зонного плавления позволяет рассматривать в целом существование двух геохимически связанных, но непосредственно несовместимых групп пород как результат двух этапов единого процесса, в котором первый этап контролируется перитекической точкой Ol+Pl+Sp, а второй при дальнейшей дифференциации вещества "первичной" коры – эктектической точкой Ol+Pl+Ca–px. Здесь существенно следующее:

1. Формирование морских базальтов возможно только как дальнейшая дифференциация вещества первичной (габбро-анортозитовой) коры.

2. Разрыв между составами двух принципиальных групп пород отражает стремление к стационарным составам в ходе дифференциации, что является отличительной чертой механизма зонного плавления.

3. Очень сложным остается вопрос о переходе от фазовых равновесий пород анортозит-норит-троктолитовой серии (Ol+Pl+Opx+Sp) к равновесиям морских базальтов (Ca-px+Pl+Ol+Ilm). Проблема заключается в переходе от норитовой ассоциации, пересыщенной глиноземом, к ассоциации с кальциевым пироксеном. Для этого необходимо удалить избыток глинозема из системы. Представляется, что решением этого вопроса может быть поведение шпинели в расплаве перитектического (материкового) типа. Кристаллизация шпинели в области перитектической точки приводит к обогащению расплава SiO_2 и $CaSiO_3$ за счет реакции

$$Mg_2SiO_4 + 2CaAl_2Si_2O_8 = 2MgAl_2O_4 + 2CaSiO_3 + 3SiO_2 ,$$

и состав расплава при этом движется по реакционной четырехфазной линии Ol+Sp+Pl+L внутри тетраэдра Ol–An–Q–Di. При полном фракционировании шпинели мы можем перейти к составам, в которых главным типом пироксена будет кальциевый клинопироксен. При полном протекании реакции с исчезновением шпинели расплав будет содержать в своем составе преимущественно молекулу бескальциевого ортопироксена. Однако гипотеза принципиальной роли фракционирования шпинели в процессе формирования расплавов состава морских базальтов требует специального исследования.

Изложенная здесь схема формирования главных типов пород лунной коры по необходимости носит самый общий характер и может претендовать только на обсуждение принципов этого процесса.

ABSTRACT

A study of the chemical composition of highland and mare rocks and a comparison with the crystallization diagrams show that the lunar surface rocks would be a products of differentiation of primary protoplanetary matter by melting and crystallization laws. In such a process the terra rocks are the product of early stage defferention, and the mare rocks are the product of later stages being the result of more perfect fractionation. The composition of primary magma for highland rocks is controlled by peritectic of olivine+plagioclase+spinel+liquid during first steady state stage of zone melting mechanism; the composition of mare rocks is near to eutectic mixture of olivine+plagioclase+pyroxene+ilmenite.

ЛИТЕРАТУРА

Вассербург Г.Дж., Хунеке Дж. К., Папанастасиу Д.А., Раджан Р.С., Тера Ф. Краткое сообщение о лунной временной шкале и связь с хронологией солнечной системы. – В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959а.

Виноградов А.П. Метеориты и земная кора. – "Изв. АН СССР. Сер.геол.", 1959б, № 10.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. – "Вестн. АН СССР. Сер. геол.", 1962, № 9.

Виноградов А.П. О происхождении лунных пород. – "Геохимия", 1970, № 1.

Виноградов А.П. Коротко о Луне. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1973, № 6.

Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-16". – В кн.: Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука", 1974.

Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. – "Геохимия", 1965, № 7.

Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука", 1974.

Тарасов Л.С., Назаров М.А., Шевалеевский И.Д. Особенности химического состава минералов и минеральных ассоциаций пород лунных морей и материков. Тезисы докладов на советско-американской конференции "Космохимия Луны и планет". М., "Наука", 1974.

Хаббард Н.Дж. Химическая модель лунных неморских пород. – В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975.

Хэйз Дж.Ф., Уокер Д. Магматические породы и природа лунных недр. Тезисы докладов на советско-американской конференции "Космохимия Луны и планет". М., "Наука", 1974.

Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.

Ярошевский А.А. Процессы выплавления и происхождение вещества лунной коры. Тезисы докладов на советско-американской конференции "Космохимия Луны и планет". М., "Наука", 1974.

Hodges F.N., Kushiro I., Seitz M.G. Petrology of lunar highland rocks of Apollo-16. Science IV. Houston, 1973.

Hubbard N.J., Rhodes J.M., Gast P.W., Bansal B.M., Shih Ch., Weismann H., Nyquist L.B. Lunar rock types: The role of plagioclase in non-mare and highland rock types. – "Proc. 4th Lunar Sci. Conf"., 1973, v. 2.

Luna-20. A study of samples from the Lunar highlands returned by the unmanned Luna-20 spacecraft. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1973, v. 37, N 4.

O'Hara M.J., Biggar G.M., Richardson S.W., Ford C.E., Jamieson B.G. The nature of the seas, mascons and Lunar interior in the light of experimental studies. – "Proc. Apollo-11 Lunar Sci. Conf"., 1970, v. 1.

Prinz., Dowty E., Keil K., Bunch T. Mineralogy, petpology and chemistry of lithic fragments from Luna-20 fines: origin of the cumulate ANT suite and its relationship to hogh-alumina and mare basalts. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1973, v. 37, N 4.

Proceedings Apollo-11 Lunar Science Conference, 1970, v. 1–3.

Proceedings 2nd (1971), 3rd(1972), 4th(1973), 5th(1974) Lunar Science Conference.

Raheim A., Green D.H. Experimental petrology of Lunar highland basalt composition and applications to models for the Lunar interior. – "J.Geol"., 1974, v. 82, N 5.

Ringwood A.E., Essene E. Petrogenesis of Apollo-11 basalts, internal constitution and origin of the moon. – "Proc. Appollo-11 Lunar Sci. Conf"., 1970, v. 1.

Shimazu Y. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magmas. – "J. Earth Sci. Nagoya Univ"., 1961, v. 9, N 2.

Smith J.V., Anderson A.T., Newton R.C., Olsen E.J., Wyllie P.J., Crewe A.V., Isaacson M.S., Johnson D. Petrologic history of the moon infered from petrography, mineralogy and petrogenesis of Appolo-11 rocks.– "Proo.. Appolo-11 Lunar Sci. Conf.", 1970, v. 1.

Tarasov L.S., Nasarov M.A., Shevaleevsky I.D., Makarov E.S., Ivanov V.I. Minarlogy of anorthositic rocks from the region of the crater Apollonius C (Luna-20). – "Proc. 4th Lunar Sci. Conf"., 1973, v. 1.

Vinogradov A.P. Geochemical aspects of the Earth's crust and upper mantle.– "ICSU Rev, World Sci.," 1964, v. 6.

Walker D., Longhi J., Hays J.F. Experimental petrology and origin of Fra Mauro rocks and soil. – "Proc. 3rd Lunar Sci. Conf.", 1972, v. 1.
Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.J. Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. – "Proc. Appolo-11 Lunar Sci. Conf.," 1970, v. 1.

Л. С. ТАРАСОВ

ОСНОВНЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МОРСКИХ И МАТЕРИКОВЫХ ПОРОД ЛУНЫ

В результате большой работы, выполненной по изучению лунных образцов многими исследователями, мы сейчас располагаем крайне важным фактическим материалом о химическом составе пород Луны. Общее число анализов различных пород и реголита превышает 2000. Необходимость петрохимического обобщения этих данных вполне очевидна.

В данной статье мы ограничились рамками рассмотрения основных петрохимических черт и тенденций развития морских и материковых пород Луны на основе метода А.Н. Заварицкого (1950, 1960), позволяющего проводить сопоставление по ряду петрохимических параметров в наглядной, графической форме. Большое число использованных анализов не позволяет привести ссылки на конкретные работы, и мы ограничились ссылками на сборники и труды, где они были опубликованы (Виноградов, 1971, 1972; Лунный грунт ..., 1974; Apollo–15..., 1972; Apollo–16...,1973; Buch e. a., 1972; Conrad e. a., 1973; "Earth and Planet. Sci.Letters",1972; "Geochim. et cosmochim acta",1973; Green e. a., 1972; Hlava e.l., 1973; Lunar Science Conference..., 1974; Prinz e.a., 1973; Proceedings Apollo–11..., 1970; Proceedings Second..., 1971; Proceedings Thir..., 1972; Proceedings Fourth..., 1973).

Из всего комплекса анализов пород мы отобрали только 500 анализов первичномагматических пород или таких, которые близки к ним. Это обусловлено поставленной задачей – изучением дифференциации лунных магм. Поэтому из рассмотрения были исключены породы типа реголитовых брекчий, сложных полигенетических брекчий, стекла, шлаки, агглютинаты.

Среди материковых пород встречается сравнительно мало неметаморфизованных собственно магматических пород. Большая же часть их затронута процессами брекчирования и перекристаллизации. Однако эти процессы не привели к изменению химического состава пород, и по минеральному составу и структуре вполне возможно отнесение их к тем или иным группам магматических пород. Это в основном касается пород анортозитового ряда, представленного большим разнообразием петрографических типов, среди которых собственно анортозиты крайне немногочисленны.

Объединение пород в группы производилось на основании их названий, приведенных у авторов. Для многих анализов базальтовых пород нет указаний о принадлежности пород к тому или иному типу, и они отнесены к нерасчлененной группе "базальты". Следует отметить, что лунные породы, как правило, более мелкозернисты, чем соответствующие им земные эквиваленты; это необходимо учитывать, особенно для таких пород, как габбро, нориты, и безусловно для метаморфизованных пород анортозитового ряда, среди которых преобладают очень тонкозернистые структуры основной массы, часто пойкилитовые.

ТИПЫ ЛУННЫХ РЕГИОНОВ

Основными типами лунных регионов являются моря и материки. Материки являются более древними образованиями. Моря в целом моложе материков, поскольку выполнены лавами, заливающими их пространства и окраины материковых структур.

Из мест, в которых были совершены посадки космических кораблей, к материковым районам Луны относятся плато Декарт ("Аполлон-16") и район кратера Амегино, ранее Аполлоний С. ("Луна-20"), к типично морским – Море Спокойствия ("Аполлон-11"), Море Изобилия ("Луна-16"), Океан Бурь ("Аполлон-12"). Места посадки "Аполлона-15" и "Аполлона-17" расположены также в морских участках, но в непосредственной близости от материковых областей. Район Фра-Мауро ("Аполлон-14") относят к неморским участкам.

ТИПЫ ЛУННЫХ ПОРОД

Среди пород морского типа преобладают породы базальтового состава, значительно варьирующие по своим петрохимическим чертам. Это – оливиновые, порфиритовые, офитовые, кристобалитовые базальты, базальты, богатые алюминием. Часть базальтов не могла быть подразделена нами более детально ввиду отсутствия соответствующих данных у авторов анализов. Встречаются нориты и габбро и немногочисленные представители ультраосновных пород. Базальтовые породы морского типа встречены не только в морских районах, но также и в материковых, в частности – среди образцов "Луны-20" и в малой степени "Аполлона-16".

Собственно-материковые породы представлены серией богатых алюминием базальтов "Луны-20", основная же группа их относится к сильно варьирующему по химизму ряду анортозит-норит-троктолитовых пород. К ним близко примыкают анортозитовые габбро и габбро-анортозиты, анортозитовые нориты и норит-анортозиты, разнообразные троктолиты, и редко встречаются породы, которые могут быть отнесены к собственно анортозитам. Своеобразную группу пород, но достаточно широко распространенную среди материковых

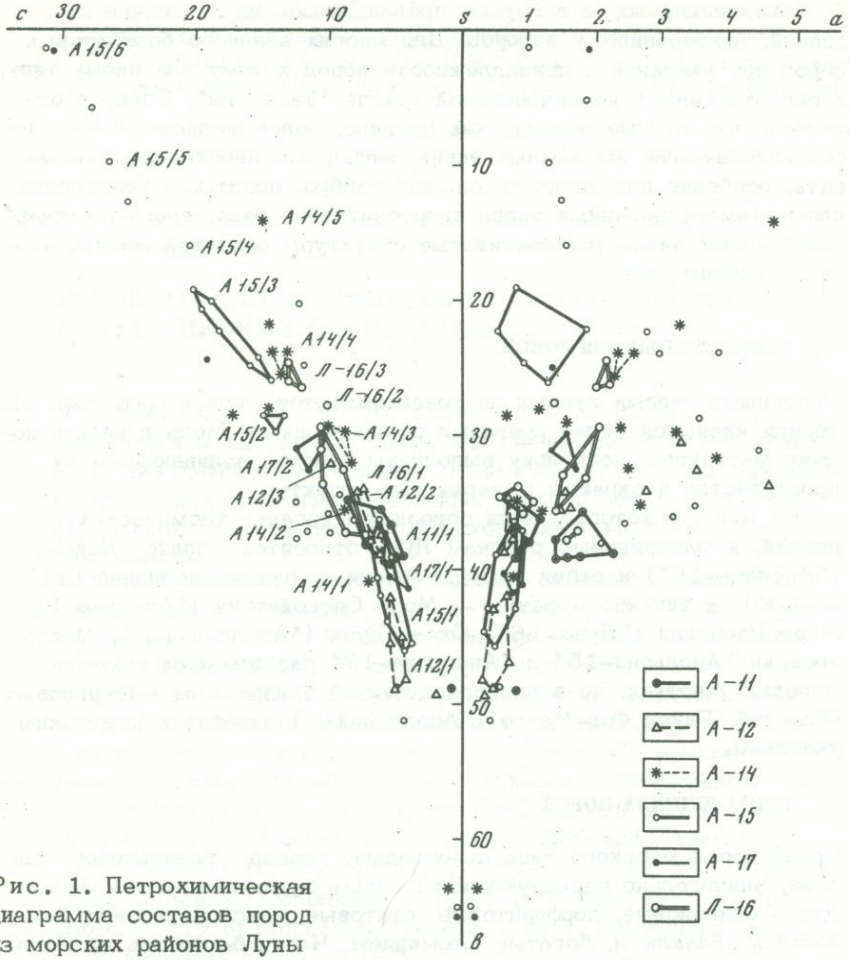


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма составов пород из морских районов Луны

образований, составляют шпинелевые троктолиты с варьирующим отношением плагиоклаза к оливину. Шпинели в них представлены алюмомагниевой розовой шпинелью, богатой хромом.

Вариации химических составов морских пород отражены на рис. 1, а материковых – на рис. 2. Для составления этих графиков использовано около 500 анализов. На обобщенных диаграммах (рис. 1 и 2) отражены средние составы групп в виде отдельных точек, а чаще группы точек ограничены контурами. В ряде случаев приведены отдельные точки составов пород.

Зачастую контур, единый на левых графиках *c s b*, распадается на два–три контура на правых графиках *a s b*. Это связано с большой вариабельностью содержаний щелочей в породах. На рисунках,

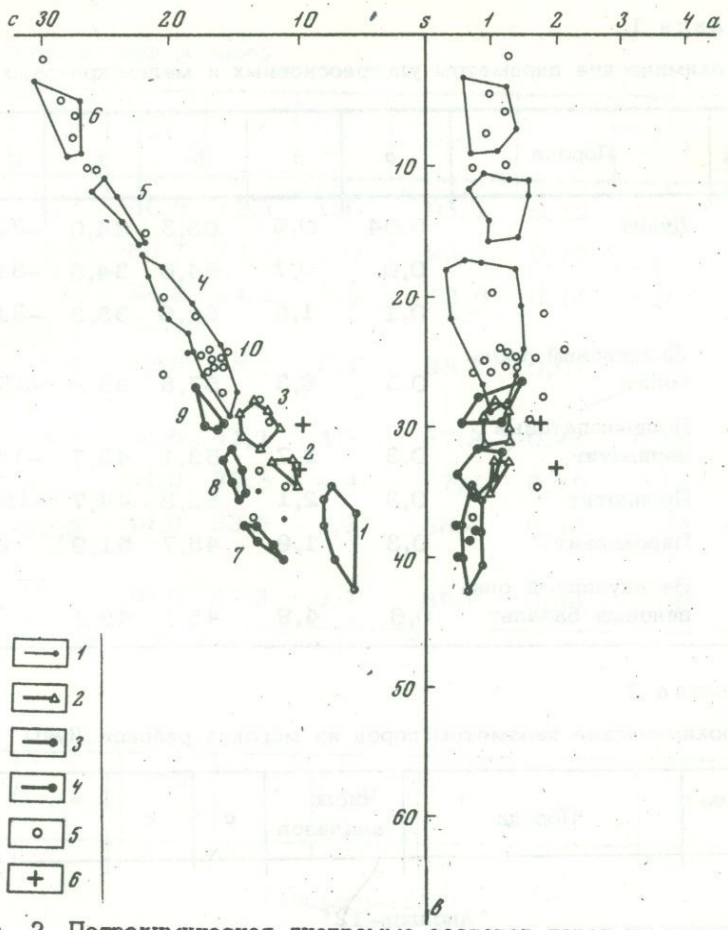


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма составов пород из материковых районов Луны

"Луна-20": 1 – породы серии АНТ, 2 – высокоалюминиевые базальты, 3 – базальты, 4 – шпинелевые троктолиты. "Аполлон-16": 5 – породы серии АНТ, 6 – базальты

в таблицах и в тексте группы пород отмечены одним и тем же индексом, например для "Аполлона-12" – А-12/1, А-12/2 и т.д., для "Луны-20" – Л-20/1, Л-20/2 и т.д.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

В качестве основных параметров выбраны главные параметры системы А.Н. Заварицкого – a, b, c, s и дополнительные – c', m', f', a'. Кроме того, в таблицах 1–3 приведены значения t (характеристика

Таблица 1

Петрохимические параметры ультраосновных и меланократовых базальтовых лунных пород

Станция	Порода	*a*	*c*	*b*	*s*	*Q*
А-17	Дунит	0,04	0,6	65,3	34,0	-32,6
А-17	"	0,0	0,7	64,6	34,5	-31,7
А-14	"	0,1	1,5	62,9	35,3	-31,1
А-16	Шпинелевый троктолит	0,3	6,3	57,5	35,8	-35,3
А-15	Полевошпатовый перидотит	0,3	2,7	53,1	43,7	-15,9
А-12	Перидотит	0,3	2,1	52,8	44,7	-13,3
А-12	Пироксенит	0,3	1,9	45,7	51,9	1,2
А-15	Везикулярный оливиновый базальт	0,6	4,9	45,1	49,2	-7,7

Таблица 2

Петрохимические параметры пород из морских районов Луны

Номер на рис. 1	Порода	Число анализов	*a*	*c*	*b*	*s*	*Q*	*c'*	*m'*	*f'*	*t*	*f*	*K/N*
						"Аполлон-12"							
А-12/1	Базальты	10	0,5	4,6	47,0	47,7	-10,0	10,0	50,3	39,5	4,3	0,43	0,16
		8	0,5	5,3	43,2	51,4	-5,2	13,7	42,1	44,5	6,4	0,51	0,12
А-12/2	"	8	0,7	8,1	36,8	55,6	3,2	19,0	30,3	50,6	5,9	0,62	0,13
		6	1,4	7,7	34,7	56,0	1,4	17,2	36,0	47,6	4,7	0,57	0,09
А-12/3	Порфировые базальты	3	3,6	9,9	32,7	53,7	-9,6	6,7	64,3	28,9	3,0	0,31	0,43
						"Аполлон-15"							
А-15/1	Порфировые оливиновые базальты	16	0,6	5,2	45,2	48,8	-9,0	12,9	40,9	46,0	3,7	0,53	0,10
	Порфировые клинопироксеновые базальты	8	0,5	5,2	42,9	51,1	-4,1	14,0	40,2	46,3	3,0	0,53	0,09
	Базальты	37	0,7	5,3	41,0	51,7	-3,4	14,1	37,3	8,4	3,7	0,56	0,09

Таблица 2 (окончание)

Номер на рис. 1	Порода	Число анализов	a	c	b	s	Q	c′	m′	f′	t	f	K/N
А-15/2	Нориты (полевошпатовый троктолит)	1	3,6	13,4	28,5	54,2	-18,2	7,2	67,5	25,1	3,5	0,27	0,04
А-15/3	АНТ	4	3,8	16,6	25,4	56,8	-4,9	13,8	66,1	22,0	0,3	0,16	0,23
	Анортозитовые нориты	1	1,8	18,2	22,1	57,7	-6,4	13,0	57,9	29,0	2,0	0,17	0,33
А-15/4	Нориты и норитовые троктолиты	8	1,5	20,5	17,3	60,4	-2,5	10,1	62,9	26,9	0,5	0,30	0,15
А-15/5	Анортозит	1	2,0	24,2	5,1	68,5	8,8	82,1	8,8	9,0	0,0	0,50	0,06
А-15/6	"	1	1,0	31,0	1,2	66,6	0,1	60,6	16,1	23,1	0,0	0,58	0,04
	"Аполлон-17"												
А-17/1	Базальты	11	0,8	5,2	40,4	53,3	-0,2	17,6	38,7	43,6	20,3	0,53	0,09
А-17/2	Криповые базальты	5	1,5	11,3	31,5	55,5	-3,3	9,2	59,3	31,5	1,9	0,35	0,42
	"Аполлон-14"												
А-14/1	Базальты	2	0,7	6,7	40,9	51,5	-5,3	11,6	48,3	39,9	1,9	0,45	0,16
А-14/2	"	2	1,0	8,1	36,1	54,6	-4,2	14,6	40,6	44,5	4,4	0,51	0,15
		1	1,5	8,5	35,9	53,9	-3,8	2,7	73,6	23,5	4,0	0,24	0,16
А-14/3	"	5	2,5	9,4	31,6	56,2	-2,0	10,2	54,6	35,1	2,8	0,39	0,52
А-14/4	Высокоалюминиевые базальты	5	2,4	13,4	24,4	59,2	-0,1	10,4	56,1	33,3	1,8	0,36	0,46
А-14/5	То же	1	4,6	15,0	14,2	66,0	7,8	20,9	27,6	51,3	4,2	0,64	0,84
	"Аполлон-11"												
А-11/1	Оливиновые базальты	10	1,5	4,0	39,0	54,8	1,6	20,3	32,2	47,3	17,7	0,59	0,38
	Офитовые и оливиновые базальты	4	1,0	6,3	37,6	55,0	2,1	20,7	31,2	48,0	15,8	0,60	0,12
	"Аполлон-16"												
Л-16/1	Базальты	2	1,6	8,1	37,4	52,6	-6,0	14,6	41,0	44,3	3,3	0,51	0,16
		5	0,8	9,3	34,7	55,0	-0,9	13,1	33,4	54,3	7,8	0,61	0,12
		9	1,7	9,6	32,6	55,7	-1,2	15,9	30,4	53,4	7,0	0,63	0,16
Л-16/2	"	1	1,4	10,2	27,8	60,5	7,9	14,6	23,3	61,9	8,9	0,72	0,34
Л-16/3	"	4	2,1	12,7	25,8	59,0	1,1	20,4	23,1	54,6	4,9	0,70	0,22

Таблица 3

Петрохимические параметры пород из материкового района Луны ("Луна-20")

Номер на рис. 2	Порода	Число анализов	a	c	b	s	Q	c'	m'	f'	t	$c/(a+c)$	f	K/N
1	Базальты морского типа	7	1,2	6,7	38,1	53,8	-1,3	18,7	30,6	50,5	4,8	85,6	0,62	0,31
2	Высокоалюминиевые базальты		1,2	11,7	32,5	54,3	-5,4	10,9	60,3	28,6	1,6	90,5	0,32	0,18
3	То же	54	1,1	12,6	30,9	55,2	-4,4	9,2	63,2	27,4	1,1	91,5	0,30	0,20
		59	1,2	13,5	28,7	56,4	-3,2	8,6	65,0	26,3	0,9	91,5	0,28	0,16
4	Анортозитовые нориты и троктолиты	32	1,3	16,3	25,0	55,7	-4,1	9,1	62,6	28,2	0,9	92,8	0,31	0,18
	То же	6	1,1	17,7	23,6	57,5	-4,8	6,7	60,6	24,6	0,8	94,1	0,26	0,18
		9	1,0	19,4	20,4	58,9	-3,6	14,8	62,3	22,7	0,5	94,6	0,26	0,14
		2	2,1	22,4	15,6	59,7	-7,3	7,6	60,6	31,7	1,9	91,2	0,34	0,32
5	Нориты и норитовые троктолиты	14	1,2	22,2	12,7	62,0	-2,2	11,4	57,7	28,7	0,4	95,0	0,34	0,13
6	Анортозиты	7	1,0	27,8	6,3	64,7	-0,6	8,6	63,2	27,7	0,1	96,3	0,31	0,03
7	Шпинелевые троктолиты	13	0,8	13,6	38,2	50,3	-15,4	3,2	81,5	14,0	0,3	94,5	0,15	0,09
8	То же	31	0,9	16,1	32,2	51,5	-14,0	3,7	81,2	14,4	0,2	94,1	0,15	0,10
9	"	18	1,0	15,8	30,8	52,3	-13,2	4,4	81,0	14,7	0,2	93,8	0,15	0,11

TiO_2), $\frac{c}{a+c}$ – анортитовость пород (табл. 3), $f=\frac{f'}{f'+m'}$ – характеристика железистости и K/N – отношение калия и натрия в параметре a.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Наиболее мафические породы Луны представлены немногочисленными образцами (табл. 1). В табл. 1 приведены не только собственно-ультраосновные породы, но для сравнения и некоторые примеры меланократовых базальтовых пород. Все они имеют очень высокое значение b, очень низкое – a, высокую магнезиальность (m') и очень сильно недосыщены SiO_2. Все это в целом определяет положение их в самой нижней части графика (рис. 1) вблизи форстерита. Для дунитов характерна очень низкая железистость. В целом это редкие породы, но они важны для характеристики степени дифференцированности лунных недр.

ПОРОДЫ ИЗ МОРСКИХ РАЙОНОВ ЛУНЫ

Среди пород из морских районов Луны преобладают различные базальтовые породы. Все их серии на рис. 1 образуют в целом почти непрерывный ряд от меланократовых базальтов "Аполлона-12" (группа А-12/1) до высокоглиноземистых базальтов "Луны-16" (Л-16/3) и "Аполлона-14" (А-14/4). Располагающиеся ближе к верхнему левому углу графика группы пород "Аполлона-15" (А-

,15/3 – А–15/6) принадлежат уже к материковому типу пород серии анортозит–норит–троктолит (серия АНТ). Аналогичная картина наблюдается и на графиках *a s b:* внешне это также непрерывная серия пород, продолжающаяся линией пород АНТ, но вся последовательность осложнена разбросом точек и контуров, обусловленным неоднородным распределением щелочей и возникновением их повышенных концентраций. Однако непрерывность в смене контуров кажущаяся. Если обратиться к рассмотрению отдельных районов, то выявляется иная картина. Во–первых, для каждого района обособляется несколько дискретных групп базальтовых пород. Это хорошо видно по положению контуров, например, для "Аполлона–12" или "Аполлона–15". Во–вторых, контуры групп базальтовых пород разных районов, как правило, не перекрываются или перекрываются только частично. Кроме того, в пределах общей полосы контуров распределение отдельных контуров разных районов неодинаково.

В табл. 2 приведены выборочные примеры групп пород, подобранных по регионам и в порядке уменьшения параметра *b*. Остановимся на особенностях петрохимических признаков пород отдельных регионов. Прежде всего отметим, что для главных групп базальтовых пород диапазон вариаций *b* различен для разных регионов:

Станция, группа	Диапазон значений *b*	Разность
А–12/1–3	47–33	14
А–15/1	45–41	4
А–17/1–2	40–31	9
А–14/1–3	41–31	10
А–11/1	39–37	2
Л–16/1–3	37–26	11

Эти данные взяты по средним значениям групп табл. 2 и 3, истинные же пределы вариаций *b* несколько выше и видны по размерам контуров (рис. 1).

Сравнение этих чисел позволяет говорить о двух особенностях базальтовых пород. Во–первых, в указанном ряду от "Аполлона–12" до "Луны–16" постепенно уменьшается "начальное" (т.е. самое высокое для данного региона) значение *b*. В целом оно изменяется от 47 до 37. Во–вторых, наряду с достаточно протяженными интервалами значений *b* ("Аполлон–12" – 14 единиц и "Луна–16" – 11 единиц) отмечаются очень локальные группы, такие, как "Аполлон–11" (2 единицы) или "Аполлон–15" (4 единицы). Оба эти факта указывают, с одной стороны, на различия в степени дифференциации в ряду базальтовых расплавов, а с другой – на специфичность условий эволюции и дифференциации для каждого региона.

Таким образом, можно предполагать, что проявляющиеся на поверхности Луны базальтовые расплавы в разных регионах отвечают разным участкам общей эволюционной кривой изменения их химического состава. Необходимо отметить, что в целом вся совокуп–

ность контуров базальтовых пород Луны на графике *csb* (рис. 1) образует достаточно узкую полосу и можно говорить об очень сближенных эволюционных кривых для всего ряда пород. На этом фоне особенно интересным является то, что на графике *asb* мы видим в ряде случаев распад единых контуров с формированием пород повышенной щелочности ("Аполлон-11," "Луна-16", "Аполлон-14"). Сопоставление данных табл. 2 показывает, кроме того, что в пределах каждого региона щелочность возрастает по мере уменьшения значения *b*. Одновременно возрастают c', кремнекислотность, насыщенность SiO_2, а также *c* в рядах "Аполлона-12,-15,-11". Максимум титановости характерен для "Аполлона-11" и "Аполлона-17", что было отмечено ранее во многих работах американских исследователей. Железистость *(f)* либо держится приблизительно на одном уровне, либо возрастает к менее мафическим группам рассмотренных рядов.

Как уже отмечалось выше, в составе пород "Аполлона-15" представлена достаточно хорошо серия пород АНТ (А-15/3 – А-15/6), что видно на рис. 1. Отдельные представители этих пород встречены среди образцов "Аполлона-11,-17". Сравнение распространения этих пород на рис. 1 с контурами материковых пород "Луны-20" (рис. 2, табл. 3) показывает их полную идентичность на графике *bsc*. Возможно предположительно говорить о несколько большей щелочности (a = 1,5–2,0) пород материкового типа, встреченных среди морских районов, по сравнению с собственно-материковыми анортозитами.

ПОРОДЫ ИЗ МАТЕРИКОВЫХ РАЙОНОВ ЛУНЫ

Эти породы представлены серией анортозит-норит-троктолитов и близкими к ним шпинелевыми троктолитами, высокоалюминиевыми базальтами и немногочисленными базальтами морского типа. Мы рассмотрим особенности вещественного состава этих пород на основе многочисленных анализов фрагментов пород "Луны-20", выполненных благодаря большому труду исследователей из университета Нью-Мехико (Conrad e.a., 1973).

Основной ряд этих пород (рис. 2) протягивается от высокоалюминиевых базальтов (Л-20/2-3) через нориты (Л-20/3) до анортозитовых норитов и троктолиты (Л-20/4) до собственно анортозитов (Л-20/6). Следует отметить, что последние среди материковых пород встречаются достаточно редко. Все эти породы (табл. 3) обладают невысокой щелочностью, но высокой анортитовостью. Для пород серии АНТ характерно высокое значение c = -16–20, достигающее в анортозитах величины 27–30. Все они слабо недосыщены SiO_2, достаточно высокомагнезиальны, с довольно низкой железистостью и низким значением *t*. Среди них выделяется группа шпинелевых троктолитов (Л-20/7 – 9) по обособленному положению на диаграмме *csb*, что связано с их очень высокой магнезиальностью (выше (m', n, b) и значительной недосы-

щенностью SiO_2 (табл. 3). Если сравнить ряды АНТ "Аполлона-15" (рис. 1) и "Луны-20" (рис. 2), то наиболее отличным будет присутствие в "Луне-20" большой группы высокоалюминиевых базальтов (Л-20/2 – 3). Среди пород морских районов им могут соответствовать лишь некоторые породы групп А-15/2 и А-17/2. Серия анализов пород "Аполлон-16" менее многочисленна, чем Луны-20", и не вносит поправок; мы ее здесь рассматривать не будем.

Важно отметить, что среди пород "Луны-20" есть немногочисленная группа базальтов морского типа. По своим петрографическим чертам они вполне сходны с базальтами типичных морских районов. И действительно, их контур совпадает с частью контуров базальтов "Аполлон-15,-17,-12,-11". В то же время контуры базальтов "Луны-16" и "Луны-20" не перекрываются. Это говорит о том, что базальты "Луны-20" не переброшены при метеоритной бомбардировке из области посадки "Луны-16" и, вполне возможно, представляют собой самостоятельную, видимо действительно материковую по происхождению, серию пород. Для базальтов "Аполлона-16" нам известно только два анализа, точки которых располагаются близко к области высокоалюминиевых базальтов "Луны-20".

На графике *a s b* (рис. 2) серии материковых пород АНТ занимают единый достаточно узкий ряд (необходимо учитывать разницу масштабов на графиках *c s b* и *a s b* по абсциссе). Характерной особенностью материковых пород является отсутствие резко повышенных содержаний щелочей, что выражается в том, что значения *a*, постоянно повышаясь (с уменьшением *b*), не выходят за пределы 1-2.

СООТНОШЕНИЕ ГРУПП ПОРОД НА ГРАФИКАХ *asb* И *csb*

Если вернуться к породам морских районов, то можно увидеть, что по значению параметра *b* они все располагаются в определенной последовательности (рис. 1,2). Наиболее мафическую группу составляют базальты групп А-12/1, А-15/4 и отчасти А-17/1. Следующая ассоциация представлена базальтами "Аполлона-11 и -17" – А-11/1 и А-17/1. Одновременно на графике *asb* отмечается появление первых групп базальтов "Аполлона-11 и -15", обогащенных щелочами. Близки к ним базальты "Луны-16" (частично) и "Луны-20" (Л-16/1, частично, и Л-20/1), но базальты "Луны-16" имеют большие значения *c*, и поэтому контур их смещен влево (на графике *csb*). Дальнейшее развитие эта тенденция получает в менее мафических подгруппах базальтов "Луны-16". На графике *csb* мы отмечаем новую ветвь пород повышенной щелочности среди групп Л-16/1, Л-16/2, А-12/1. В этой области происходит разделение ветвей базальтовых пород на графике *csb*. С одной стороны, появляется тенденция к формированию высокоалюминиевых базальтов типа "Луны-20" (рис. 2, группы 2 и 3); точки их уходят от базальтовой серии пород в сторону пород АНТ.

Иная тенденция определяется уклонением в другую сторону и намечается группами Л-16/3, А-14/4. Это также группа высокоалюминиевых базальтов типа обр. 14310. На графике *asb* это раздвоение петрохимической последовательности опять отмечено появлением более высокощелочных пород. Наиболее четко эта тенденция отражена в серии пород "Аполлона-14". Эта серия начинается в области морских базальтов "Луны-16" (группа А-14/2) и последовательно прослеживается через группы А-14/3 и А-14/4 до предельной позиции в точке А-14/5. На графике *asb* ей соответствует ветвь особо щелочных для Луны пород со значением $a = 3 \div 5$.

Таким образом, на фоне общей петрохимической последовательности пород намечается несколько узлов, в которых явно происходит повышенная дифференциация вещества. Их положение определяется следующими точками:

I – появление базальтов А-11/1;

II – появление базальтов Л-16/1 – более мафическая часть контура;

III – разделение морских и материковых серий высокоалюминиевых базальтов А-15/2, Л-16/2;

IV – появление щелочной ветви в породах Л-16/3; А-14/4;

V – переход к особо щелочной ветви "Аполлона-14" (за группой А-14/4).

Естественно, что эта схема не отражает последовательности возникновения пород в целом, но, по-видимому, говорит о едином плане магматической эволюции в отдельных регионах и о принципиальном различии петрохимических тенденций в морских и материковых регионах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для интерпретации полученных данных привлечем материалы по экспериментальному изучению диаграмм состояния. На рис. 3 приведен график А.Н. Заварицкого (плоскость *csb*) с наложенной на него диаграммой анортит–SiO_2–форстерит, изученной для безводной системы при давлении 1 атм (Andersen, 1915). Точками 1–2–3 обозначен шпинелевый треугольник диаграммы, точками 4–7 – перитектическая линия форстерит–энстатит, 5–6 – котектика энстатит – SiO_2, 3–4 – линия совместного выделения форстерита и анортита; 4–5 – котектика энстатит – анортит, 5 – тройная эвтектическая точка энстатит (пироксен) – анортит – SiO_2. Система безжелезистая.

Недавно Уолкером с сотрудниками применительно к образцам "Аполлона-14 и -16" была изучена диаграмма системы с железистостью 0,3 (Walker e. a., 1972, 1973). Обе диаграммы оказались довольно близкими. На рис. 4 пунктиром нанесена одна из этих диаграмм (Walker e. a., 1972). Как видно, повышение

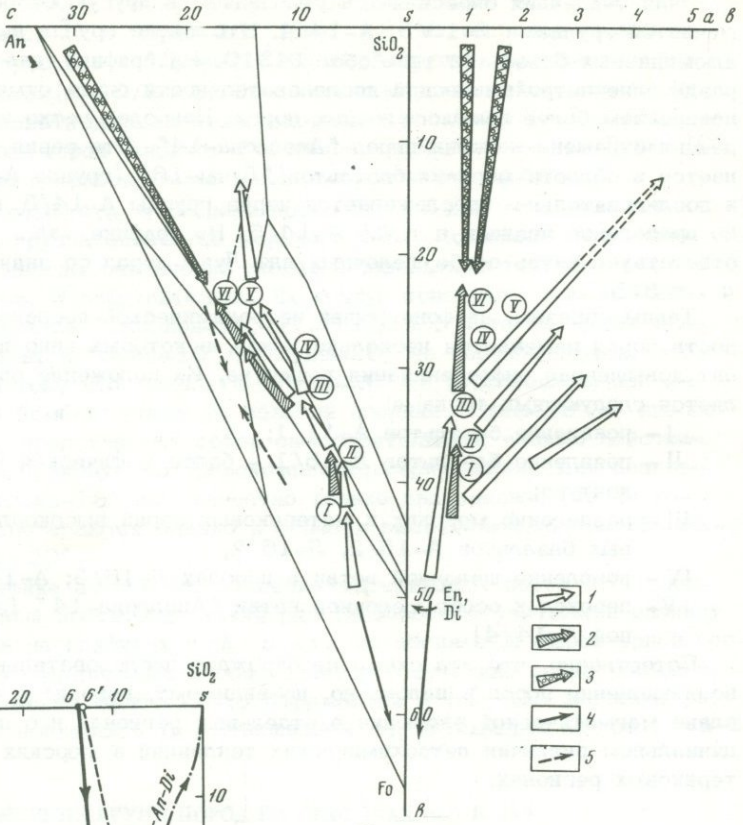


Рис. 4

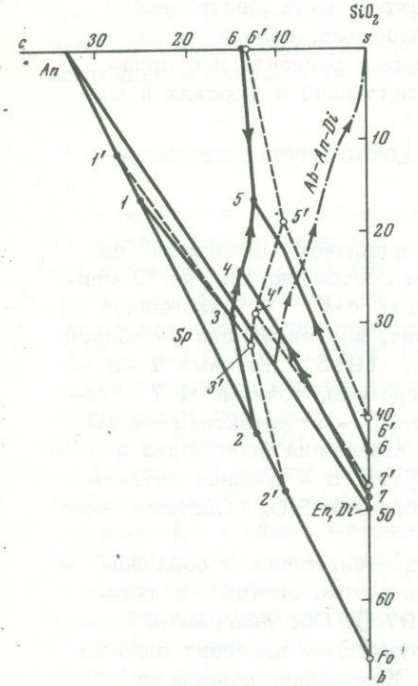


Рис. 3

Рис. 3. Диаграммы An–Fo – SiO_2 и Ab–An–Di на плоскости *csb* диаграммы А.Н. Заварицкого (пояснения в тексте)

Рис. 4. Основные тренды в петрохимической эволюции лунных пород

1 – кристаллизационные серии морских пород; 2 – кристаллизационные серии материковых пород; 3 – кумулятивные породы серии АНТ; 4 – возможные кумулятивные тенденции ультраосновных пород; 5 – линии формирования шпинелевых троктолитов

железистости несколько расширяет поле кристаллизации анортита и смещает тройные точки в сторону форстерита и пироксена, но незначительно. Также несколько расширяется поле шпинелевого треугольника. На этом же графике нанесена известковистая ветвь диаграммы Ab – An – Di, которая для земных пород является определяющей при кристаллизации пород андезито-базальтовых серий.

Сопоставим рис. 1 и 2 с диаграммой на рис. 3. Намеченные выше узловые точки (I, II, III, IV) попадают в совершенно определенные участки диаграммы рис. 3. Оказывается (рис. 4), что базальтовая последовательность пород, начиная с наиболее мафических их представителей, следует сначала вдоль соединительной линии, направленной от точки форстерита к перитектической линии форстерит – пироксен. Узел I совпадает с точкой пересечения этой линии с коннодой пироксен – анортит. Далее она продолжается, усложняясь в строении (появляется дополнительная параллельная линия в виде точек базальтов "Луны-16"). К месту пересечения этой линии кристаллизации оливина с перитектической кривой приурочен узел II.

Далее кривая составов пород следует вдоль перитектической зоны и, миновав узел III, переходит через перитектическую линию и далее формируется в поле кристаллизации пироксена, направляясь к тройной точке оливин–пироксен–анортит. С этой точкой совпадает узел IV – поле высокоалюминиевых базальтов базальтоидного ряда. Последующее развитие этой линии, отраженное в образцах А-14/5, соответствует эволюции расплава в сторону тройной эвтектики An – Px – SiO_2. Отклонение от линии 4–5 (рис. 3) связано, повидимому, с тем, что при повышении давления эта линия смещается в сторону поля кристаллизации анортита.

Таким образом, в совокупности в пределах ряда базальтовых пород Луны мы можем выделить ряд участков, каждый из которых соответствует линии эволюции расплавов, возникающих при кристаллизации магмы. Точка исходного состава неопределенна. Если меланократовая доперитектическая группа расплавов (типа А-12/1) является результатом процессов кристаллизационной дифференциации, то исходный состав должен быть близок к пикритоподобному. Более вероятно, что в формировании этой группы пород большую роль играли кумулятивные процессы, связанные с сепарацией оливина и пироксена. В этом случае исходный состав будет лежать в более богатой SiO_2 области, вблизи начала перитектического участка главной последовательности. Такой состав очень близок к составу полевошпатовых ахондритов.

Как было показано выше, узел III является местом раздвоения эволюционных тенденций. Базальтоидная ветвь III–IV–V была только что рассмотрена. Другая ветвь, ведущая к формированию высокоалюминиевых материковых базальтов, может быть объяснена, если принять во внимание особенности эволюции расплавов при повышенных давлениях. Как показали Куширо, Шейрер и другие исследователи (Kushiro, Schairer, 1963; Kushiro, 1964, 1966; Hytö-

enen, Schairer, 1961), при повышении давления перитектическая линия Fo–(En, Di) смещается к конноде En–An и при давлении 10–12 кбар начинает переходить в область поля кристаллизации оливина. Тем самым она становится уже не перитектической, а котектической линией совместного выделения оливина и пироксена. Можно полагать, что именно с этой особенностью и связано появление в лунных глубинах расплавов, соответствующих высокоалюминиевым базальтам. Более того, продолжение их эволюции приводит в дальнейшем к выходу их на котектику оливин – анортит. В условиях высоких давлений она будет также смещена в область кристаллизации анортита (Clark e.a., 1962), положение ее показано пунктиром на рис. 4. Тем самым определяется положение области активной кристаллизации богатых анортитом пород, близких по составу к нижней части контура 4 для "Луны–20" (рис. 2) или к группе точек 10 "Аполлона–16". Активное выделение анортита и его сепарация приводят к формированию ряда кумулятивных пород серии АНТ. Формирование шпинелевых троктолитов проходит далее в рамках системы Di – Fo – An (Osborn, Tait, 1952), и их точки располагаются на дивариантных поверхностях Sp–An и Sp–Fo.

* * *

1. Для всей совокупности морских базальтовых лунных пород различных районов Луны на графике *csb* устанавливается в общем единый план эволюции магматических расплавов. Основные группы базальтовых пород образуют узкую главную базальтовую последовательность, соответствующую доперитектической, перитектической и постперитектической линиями в рамках диаграммы форстерит – анортит – кремнезем.

2. На основании петрохимических черт в пределах главной петрохимической последовательности выделяются определенные дискретные группы базальтовых пород, характерные для данного региона. Это указывает на региональную специфичность эволюции базальтовых расплавов. В целом же вся их главная последовательность подчиняется единым закономерностям.

3. Главная последовательность базальтов морского типа завершается высокоалюминиевыми базальтами "Аполлона–14", точки составов которых располагаются вблизи тройной точки оливин–пироксен – анортит, а крайние члены намечают линию, направленную к эвтектике анортит–пироксен – SiO_2.

4. Высокоалюминиевые базальты материкового типа, представленные обширной группой пород "Луны–20" и ограниченными группами анализов "Аполлона–15" и "Аполлона–14", не лежат на главной базальтовой последовательности. Они могли быть отделены от ее древних аналогов в глубинных условиях при давлении свыше 10 кбар, когда перитектика форстерит – пироксен смещается в область недосыщенных кремнеземом составов и становится котектической линией, крайне приближенной к положению конноды анортит – пироксен.

5. Если это справедливо, то в условиях повышенных давлений для расплавов типа высокоглиноземистых материковых базальтов "Луны-20" создается возможность для дальнейшего развития вдоль котектической (перитектической) линии форстерит – пироксен и фактически вдоль конноды пироксен – анортит. Очевидно, это происходит уже не по тренду главной базальтовой последовательности, а по иному тренду, направленному к началу линии пород АНТ и достигающему области узла VI, где происходит активная кристаллизация анортита на котектике An–Fo. Сепарация анортита приводит к формированию ряда кумулятивных пород серии АНТ (рис. 4).

В этой работе мы хотели дать характеристику самых общий тенденций в эволюции химического состава лунных пород. Поэтому большая часть информации, заключенная в данных петрохимических параметров, здесь не могла быть использована, хотя она и позволяет получить более конкретные сведения о петрохимическом облике серии пород. Однако это не являлось задачей настоящей работы. Приведенные заключения основываются только на анализе петрохимической диаграммы, построенной по методу А.Н. Заварицкого. Это доказывает эффективность применяемого метода. Безусловно, многие из них перекликаются с выводами, сделанными другими исследователями, применявшими другие подходы (например, Вуд, 1975; Хаббард, Роде, 1975). Но в задачу настоящей работы входил только анализ общих закономерностей, а не сравнительный анализ, требующий большей детальности.

Автор выражает глубокую благодарность А.Ф. Кудряшовой за большую постоянную помощь в выполнении пересчетов и всей работы в целом, С.Н. Шилобреевой – за подготовку значительной части картотеки анализов к пересчетам и их выполнение на первом этапе работы, А.В. Гаранину и Н.Н. Шиголевой – за выполнение расчетов на ЭВМ.

ABSTRACT

The petrochemical analyses of the chemical compositions of magmatic rocks from different lunar regions has been made according to the Zavaritsky method. The basalt rock groups from mare regions form the main succession on the *csb* plane of the Zavaritsky diagram. It is complicated by the appearence of more alkaline rock branches on the *asb* plane. This succession is incomplete in comparison to the Earth basaltic trends. Within the framework of the $An - Fo - SiO_2$ diagram certain parts of the main basaltic succession coincide with preperitectic, peritectic, postperitectic of olivine–pyroxene and cotectic anorthite– pyroxene fields of this diagram. At the end of the peritectic part of trend from the main basaltic succession a high alumina basalt trend comes off. These highland moon rocks had been generated in a more ancient time than mare basaltic rocks. They had been arisen in connection with an abyssal differentiation

under high pressure conditions. The high alumina melts evolve towards to the anorthite–olivine cotectic (in its high pressure position). Then the crystallization and the separation of the plagioclase lead to the complex cumulative anorthosite–norite–troctolite rock series and anorthosite.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна–16". – "Геохимия", 1971, № 3.

Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна–20". – "Геохимия", 1972, № 7.

Вуд Дж.А. Обзор типов лунных пород и сравнение кор Луны и Земли. – В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд–во АН СССР, 1950.

Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука", 1974.

Хаббард Н.Дж., Роде Дж.М. Химическая модель формирования лунных неморских пород. – В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975.

Andersen O. The system SiO_2 – forsterite–anorthite. – "Amer. J. Sci.", 1915, v.39.

Apollo–15 Lunar Samples. – "Science", 1972, v. 175.

Apollo–16 Lunar Samples. – "Science", 1973, v. 179.

Bunch T.E., Prinz M., Keil K. Electron microprobe analyses of lithic fragments and glasses from Apollo–12 lunar samples. Spec. Publ., N 4. Inst. Meteoritics. Univ. New Mexico, 1972.

Clark S.F. jr., Schairer J.F., Neufville J. Phase relations in the system $CaMgSi_2O_6$ – $CaAl_2SiO_6$–SiO_2. – "Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash.", 1962, v. 61.

Conrad G.H., Hlava F.F., Green J.A., Moore R.B., Moreland G., Dowty E., Prinz M., Keil K., Nehru C.E., Bunch T.E. Electron microprobe analyses of lithic fragments and their minerals from Luna–20 fines. Spec. Publ., N 12. Inst. Meteoritics. Univ. New Mexico, 1973.

"Earth and Planet. Sci. Letters", 1972, v. 13, N 2.

"Geochim. et cosmochim. acta", 1973, v. 37, N 4.

Green J.A., Kurat G., Keil K., Prinz M. Electron microprobe analyses of lithic fragments, glasses, chondrules, and minerals from Luna–16, fines. Spec. Publ., N 5. Inst. Meteoritics. Univ. New Mexico, 1972.

Hlava P.F., Green J.A., Prinz M., Nehru C.E., Keil K., Dowty E., Bunch T.E. Apollo–15 rake sample microbreccias, and non–mare rock; bulk rock, mineral and glass electron microprobe analyses. Spec. Publ., N 11. Inst. Meteoritics. Univ. New Mexico, 1973.

Hytönen K., Schairer J.F. The plane enstatite–anorthite – diopside and its relation to basalts. – "Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash." 1961, v. 60.

Kushiro I. The system Di–Fo–En at 20 kb. – "Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash.", 1964–1966, v. 63–65.

Kushiro I., Schairer J.F. New data on the system diopside–forsterite – silica. – "Geophys. Lab. Carnegie Inst. Wash.", 1963, v. 62.

Lunar Science V Houston, 1974, v. 1–2 (abstr.).

Osborn E.F., Tait D.B. The system Di–Fo–An. – "Amer. J. Sci.", 1952, Bowen vol., pt II.
Prinz M., Nehru C.E., Kurat G., Keil K., Conrad G.H. Electron microprobe analysis of lithic fragments, glasses, chondrules, and minerals in Apollo–14 linar samples. Spec. Publ., N 6. Inst. Meteoritics. Univ. New Mexico, 1973.
Proceedings Apollo–11 Lunar Science Conference. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1970, v. 1,2, suppl. 1.
Proceedings 2nd Lunar Science Conference. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1971, v. 1,2, suppl. 2.
Proceedings 3rd Lunar Science Conference. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1972, V. 1, 2, suppl. 3.
Proceedings 4th Lunar Science Conference. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1973, v. 1,2, suppl. 4.
Walker D., Longhi J., Grove T.L., Stolper E., Hays J.F. Experimental petrology and origin of rocks from the Descartes Highlands. – "Proc. 4th Lunar Sci. Conf.", 1973, v. 1.
Walker D., Longhi J., Hays J.F. Experimental petrology and origin of Fra Mauro rocks and soil. – "Proc. 3rd Lunar Sci. Conf., 1972, v. 1.

К. П. ФЛОРЕНСКИЙ, А. Т. БАЗИЛЕВСКИЙ, Н. Н. БОБИНА,
Г. А. БУРБА, Н. Н. ГРЕБЕННИК, Р. О. КУЗЬМИН,
В. П. ПОЛОСУХИН, В. Д. ПОПОВИЧ, А. А. ПРОНИН

ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ЛУНЫ В РАЙОНЕ ЛЕМОНЬЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ НА «ЛУНОХОДЕ-2»

18 января 1973 г. автоматическая станция "Луна–21" доставила на восточное побережье Моря Ясности самоходный аппарат "Луноход–2", устройство которого и методика работы близки к аппарату "Луноход–1", исследовавшему строение северо–западной части Моря Дождей (Передвижная лаборатория..., 1971). Координаты точки посадки: $25^{\circ}51'$ с. ш., $30^{\circ}27'$ в. д. Посадка была осуществлена в южной части древнего кратера Лемонье, затопленного лавами морского типа (рис. 1). Обработке результатов исследований на "Луноходе–2" способствовал анализ региональной геологической ситуации, уточненный нами по орбитальным фотоснимкам этого района, любезно предоставленным советским исследователям Геологической службой и НАСА США.

Основной задачей экспериментов на "Луноходе–2" было изучение зоны перехода от морских образований к горным материковым сооружениям, что определило выбор точки посадки и направление маршрута исследования. Полученные данные представляют интерес в части изучения геологических процессов, преобразующих поверхность Луны.

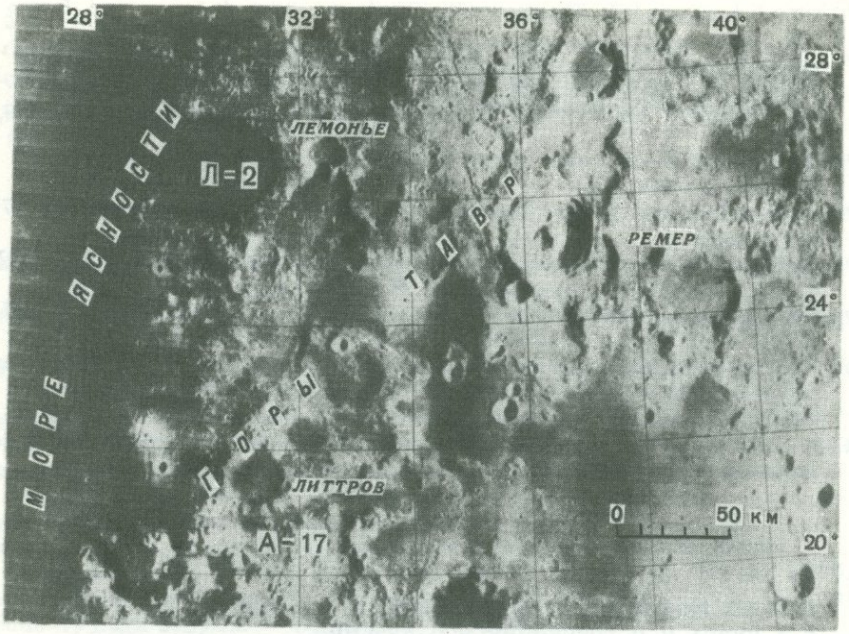


Рис. 1. Фотокарта восточного побережья Моря Ясности

Морской залив в левой верхней части изображения – кратер Лемонье. Район работы "Лунохода-2" находится в южной части днища Лемонье. В 170 км к югу от места посадки станции "Луна-21" расположен район долины Литтров-Тавр, исследованный экспедицией "Аполлон-17". Фотокарта составлена Н.Н. Бобиной по снимкам "Лунар-Орбитер- IV" (78 Н, 73 Н), координатная привязка в системе карт LAC-42,43

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Море Ясности с материковым обрамлением представляет собой структуру типа многокольцевых бассейнов Моря Восточного и Моря Дождей, только существенно более сильно разрушенную. Чаша Моря Ясности заполнена базальтовыми лавами морского типа, а материковое обрамление перекрыто чехлом брекчий анортозит-норит-троктолитового (АНТ) состава, представляющих автометаморфизованные выбросы из первичной чаши бассейна Моря Ясности и некоторых других более молодых бассейнов (AFGIT, 1973; Schmitt, 1973).

В районе посадки "Аполлона-17", расположенном в 170 км к югу от кратера Лемонье, абсолютный возраст последнего метаморфизма АНТ брекчий определен в 3,9-4,1 млрд. лет, что примерно соответствует верхней границе доимбрийского периода (Huneke e.a., 1973; Kirsten e. a., 1973; Nunes e.a., 1974; Turner e.a., 1973).

Судя по результатам фотогеологического картирования, заполнение чаши Моря Ясности лавами базальтового состава происходило в более поздние – имбрийский и частично эратосфенский – этапы истории Луны (Wilhelms, McCauley, 1971). Возраст морских базальтов в долине Литтров–Тавр составляет 3,7–3,8 млрд. лет (Evensen e. a., 1973; Huneke e.a., 1973; Kirsten e.a., 1973), что относит их к первой половине имбрийского периода. Следует упомянуть, что эти датировки находятся в противоречии с предполетными фотогеологическими оценками, которые указывали на относительно молодой (эратосфенский) возраст темного днища долины Литтров–Тавр (Scott e.a., 1972).

Кратер Лемонье, имеющий около 55 км в диаметре, наложен на материковое обрамление Моря Ясности. Судя по плохой сохранности элементов его строения, он образовался в начале имбрийского периода, что согласуется с оценками Вилхелмса и Мак–Коли (Wilhelms, McCauley, 1971). В современном виде он являет собой пример полигенного разновозрастного образования, что, по–видимому, типично для многих крупных кольцевых форм Луны. Реликтом ударно–взрывной структуры Лемонье является вал этого кратера, который, как уже говорилось, вероятно, образовался в начале имбрийского периода.

Современное днище кратера Лемонье представляет собой лавовую аккумулятивную равнину, образование которой связано с относительно поздними стадиями эндогенного вулканизма Луны.

Вилхелмс и Мак–Коли относят образование лав днища Лемонье к эратосфенскому периоду, что подтверждается проведенным нами анализом орбитальных фотоснимков этого района, но не согласуется с определениями абсолютного возраста базальтов, заполняющих долину Литтров–Тавр.

Разновозрастные геологические формации исследованного региона перекрыты, как и вся поверхность Луны, чехлом реголита, примером которого может служить реголит Моря Изобилия (Лунный грунт..., 1974). Характер изучаемой поверхности в основном определяется свойствами этого слоя реголита.

ХАРАКТЕР МАРШРУТА

Посадка станции "Луна–21", доставившей "Луноход–2" на Луну, произошла на равнине днища Лемонье примерно в 6 км к северу от южной части вала этого кратера. "Луноход–2" сначала проводил изучение поверхности морского типа на днище кратера Лемонье (рис. 2, 3). При этом он передвигался в южном направлении к ближайшему от точки посадки выступу материковой местности. Этот выступ представляет собой холмисто–западинную поверхность опущенного по тектоническим разломам южного блока вала кратера Лемонье. Он был обследован в конце второго и начале третьего

лунного дня, после чего "Луноход-2" продвигался по морской поверхности днища Лемонье к востоку в направлении небольшого морского залива в юго-восточной части этого кратера. Заливу дано условное наименование Бухта Круглая. Морская поверхность в Бухте Круглой и к северу от нее рассечена тектоническим разломом, имеющим морфологическое выражение в виде меридионально ориентированной прямолинейной прерывистой борозды длиной около 18 км и шириной от 300 до 500 м. Южной части этого образова-

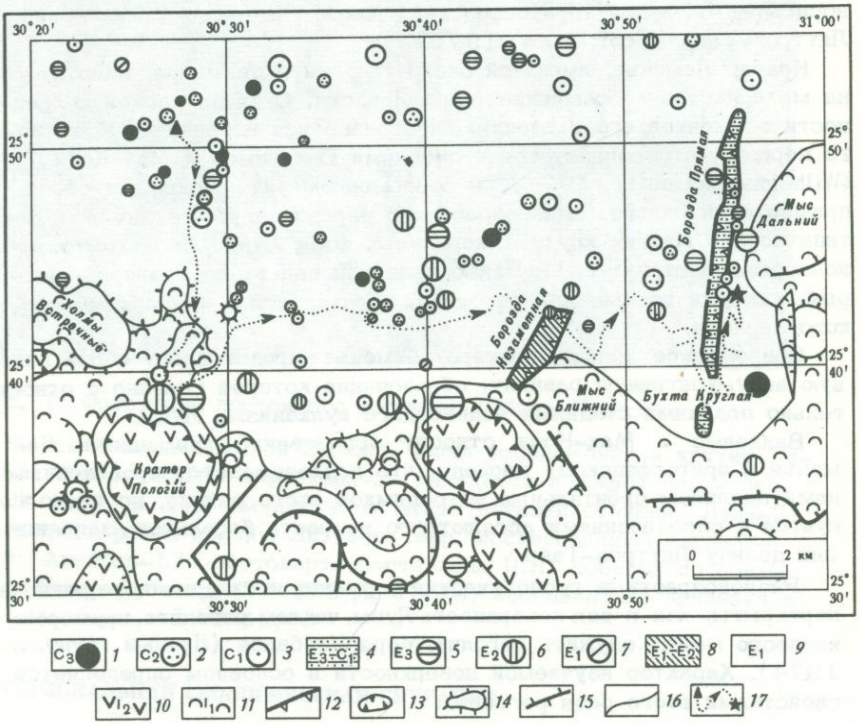


Рис. 2. Схематическая геоморфологическая карта района работы "Лунохода-2"

1-3 – ударно-взрывные кратеры верхне-, средне- и нижнекоперниковского возраста; 4 – тектоническая депрессия Борозды Прямой; 5-7 – ударно-взрывные кратеры верхне-, средне- и нижнеэратосфенского возраста; 8 – тектоническая депрессия Борозды Незаметной; 9 – лавовая равнина днища Лемонье; 10 – ударные кратеры верхнеимбрийского возраста (вторичные кратеры Посидония); 11 – расчлененная поверхность вала кратера Лемонье; 12 – тектонические уступы; 13 – бровки крупных кратеров; 14 – подошвы холмов; 15 – гребни возвышенностей; 16 – геоморфологические границы; 17 – маршрут "Лунохода-2"

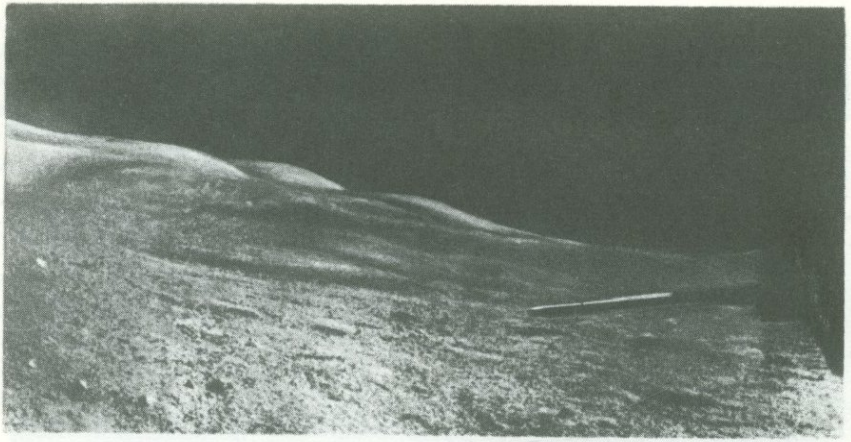


Рис. 3. Типичный ландшафт на днище кратера Лемонье (вид в южном и юго-восточном направлениях)

На переднем плане – аккумулятивная лавовая равнина, слабо переработанная ударно-взрывными процессами. На заднем плане слева – вал кратера Лемонье, с которого в этом районе начинается расчлененная платформенная возвышенность гор Тавр, справа – холмисто-западинная поверхность. Справа в поле зрения попадает одна из антен "Лунохода-2". Высота Солнца – 45°

ния присвоено условное название Борозда Прямая (рис. 2). В течение четвертого и пятого лунных дней "Луноход-2" обследовал южную часть Борозды Прямой, чем и завершилось выполнение его программы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

МОРСКАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

Морфология поверхности в исследованной части днища кратера Лемонье типична для лавовых аккумулятивных равнин лунных морей. Это пологоволнистая, практически горизонтальная, осложненная малыми кратерами поверхность (рис. 2, 4). Такой тип местности достаточно хорошо был изучен в экспериментах на "Луноходе-1" в западной части Моря Дождей (Флоренский и др., 1971; Florensky e.a., 1972). К западу от района детальных исследований на морской поверхности прослеживается извилистая в плане гряда. В южной части района на орбитальных фотоснимках днища Лемонье наблюдается пологий, невысокий (10–20 м), слегка изогнутый в плане уступ, являющийся, вероятно, фронтом лавового потока.

Кратеры на морской поверхности варьируют по диаметру от первых сантиметров до нескольких сотен метров. Подсчеты плотнос-

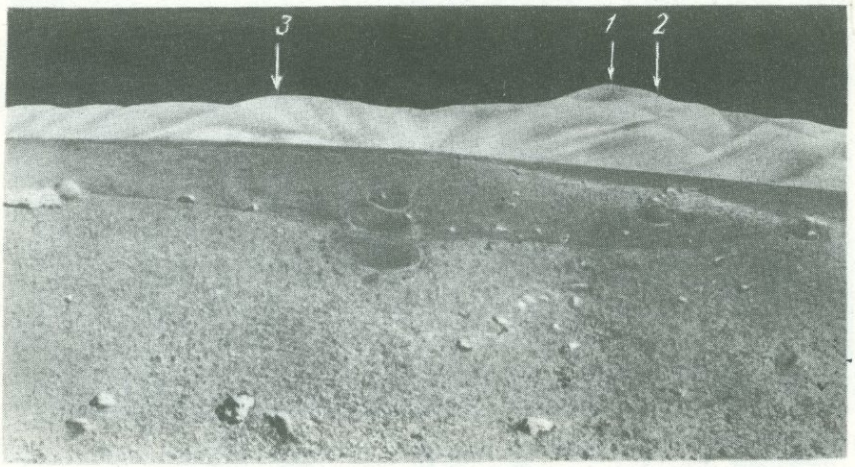


Рис. 4. Типичный ландшафт морской равнины днища Лемонье (вид на юго-восток)

На переднем плане – кратер класса В диаметром около 12 м; детальные изображения этого кратера с южной части вала (на этом рисунке справа) приведены на рис. 8 и 9. На заднем плане – вал кратера Лемонье, за которым видна господствующая вершина района, условно названная Пик Лунохода (стрелка 1). Мыс Ближний (стрелка 2) и Мыс Дальний (стрелка 3) являются естественными границами Бухты Круглой, в пределах которой с помощью "Лунохода-2" исследовался тектонический разлом – Борозда Прямая. Высота Солнца – 45°

ти кратеров показывают, что граница между равновесной и неравновесной (Shoemaker, Morris,1968) частями кратерной популяции ($D_{кр}$) приходится на диаметр около 50 м. Наиболее крупные кратеры на морской поверхности в районе исследований относятся к морфологическим классам В, ВС и С (Shoemaker, Morris, 1968; Флоренский и др., 1972). Для наиболее сильно разрушенных кратеров (морфологический класс С) характерны размеры 450 м и менее. Определение возраста кратеров по степени их морфологической выраженности и размерам показывает, что здесь присутствуют образования коперниковского, верхне- и среднеэратосфенского возраста (Базилевский, 1974а). Более древние кратеры для изученного участка морской поверхности не характерны. Это обстоятельство и малая величина $D_{кр}$ позволяют считать, что поверхность днища Лемонье имеет нижнеэратосфенский возраст.

На телевизионных панорамах и изображениях малокадрового телевидения (МКТВ) обычно видны кратеры поперечником от первых сантиметров до 10-20 м (Передвижная лаборатория..., 1971). Они составляют преобладающую часть изученных кратерных форм,

и приведенные ниже характеристики относятся преимущественно к этой части кратерной популяции. Наблюдавшиеся кратеры имеют форму, близкую к чашеобразной, и по совокупности признаков относятся к взрывным экзогенным образованиям. Крутосклонные кратеры морфологических классов А, АВ и В в сумме составляют не более 15–30% всей совокупности кратерных форм. Преобладают морфологически зрелые пологосклонные кратеры классов ВС и С (рис. 5).

Ударные каменистые кратеры, образовавшиеся при падении камней с относительно невысокой скоростью (Флоренский и др., 1971), составляют в среднем 0,25% всех кратеров. Как и в районе исследований "Лунохода-1", они небольшие (D = 0,5–3 м), неглубокие ($H/D \approx 1/10$). Склоны и днища их усеяны камнями поперечником 3–10 см.

Кратеры распределены по поверхности равномерно случайным образом. Отдельные скопления и цепочки в большинстве случаев, по-видимому, возникли в результате случайного совмещения кратеров в пространстве.

Характерно, что при определении возраста кратеров такие выделяющиеся на первый взгляд цепочки часто оказываются состоящими из разновозрастных образований. Неслучайными ассоциациями, по-видимому, являются лишь скопления вторичных кратеров (например, фестончатые кратеры на холмисто-западинной поверхности) и цепочки малых кратеров в прибровковой зоне Борозды Прямой. Средняя плотность распределения кратеров диаметром от 5 см до 5–10 м определялась по стереопанорамам. Она оказалась близка к значениям равновесной функции: $N_{>D} = 10^{10,9} \times D^{-2}/10^6$ км^2, что характерно для участков морского типа (Флоренский и др., 1971; Florensky e.a., 1972; Shoemaker, Morris, 1968).

Камни на морской поверхности обычно связаны с выбросами из кратеров или находятся внутри кратеров. В межкратерном пространстве они редки. Как правило, каменистые выбросы появляются у кратеров диаметром более 10 м, в отдельных случаях – у кратеров диаметром 4–5 м. Судя по этим данным, мощность реголита на исследованных участках морской поверхности колеблется от 1–1,5 до 5–6 м, в среднем составляя 2–3 м.

Камни в кратерах и выбросах из них обычно расположены грубо симметрично относительно центра кратера. В свежих кратерах, расположенных на склонах крутизной более 10–15°, эта симметрия часто нарушается. В таких случаях часть кратера, расположенная выше по основном склону и обладающая за счет сложения уклонов большей крутизной поверхности, несет на себе меньше камней, чем противоположная более пологая часть. Создается впечатление, что с крутой части склона камни осыпались.

Как и в районе исследований "Лунохода-1", камни на днище Лемонье по первичной форме и степени разрушенности можно разделить на ряд морфологических разновидностей (Флоренский и др.,

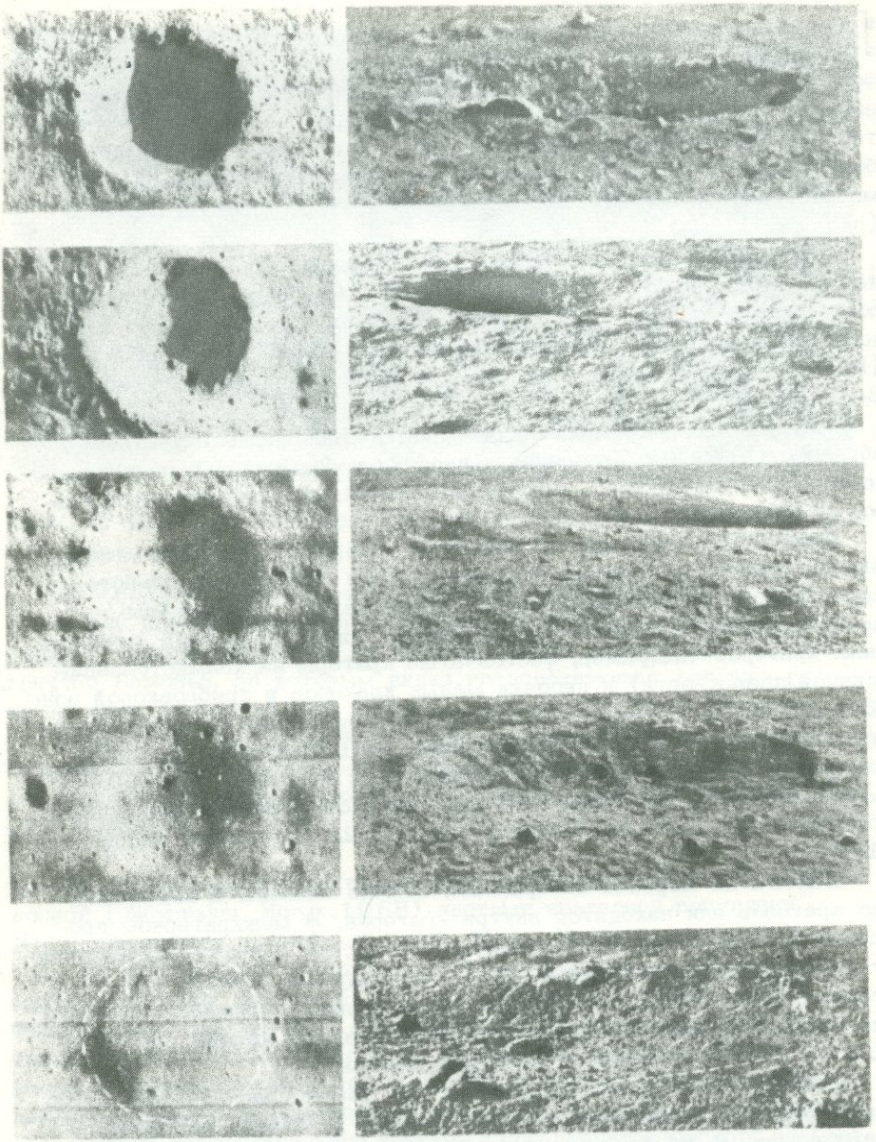


Рис. 5. Типичные изображения кратеров морфологических классов A, AB, B, BC и C

Слева – плановые изображения кратеров диаметром 400–500 м, снимки "Лунар–Орбитер– II, III". Справа – перспективные изображения кратеров диаметром 3–5 м, фрагменты панорам "Луноходов–1, 2". Высота Солнца на снимках лежит в пределах от 20 до 30°

1971). Преобладают камни неправильной и призматической формы. Последняя, по-видимому, определяется характером отдельности скальных пород днища Лемонье. По степени разрушенности выделяются угловатые (1), угловато-округленные (2) и округленные (3) формы. Камни межкратерного пространства выглядят более разрушенными, что несомненно связано с более длительным временем их экспозиции по сравнению с камнями в существующих ныне кратерных формах.

На некоторых панорамах видно, что камни на границе между двумя примыкающими друг к другу депрессиями обычно не захоронены в реголит, а как бы находятся на реголитных постаментах, тогда как камни на дне понижений в рельефе частично захоронены в реголит и местами присыпаны пылеватым грунтом. Это явление находит объяснение в том, что на выступающих формах рельефа вынос вещества реголита обычно преобладает над привносом (отрицательный баланс), что впервые было отмечено на панорамах "Луны-9" (Первые панорамы..., 1966, 1969), а в депрессиях привнос вещества преобладает над выносом (положительный баланс).

Средняя распространенность камней на морской поверхности определялась из наблюдений по МКТВ и составляет для камней с поперечником более 20 см ~3, а для камней с поперечником более 10 см ~10 на 100 м^2. Камней с поперечником более 1 м на исследованной части морской поверхности встречено не было. Следует отметить, что маршрут "Лунохода-2" был проложен вдали от крупных свежих кратеров, и поэтому приведенные здесь оценки каменистости не могут рассматриваться как представительные средние для морской поверхности.

Реголит на морской равнине днища Лемонье обладает свойствами, во многих отношениях сходными со свойствами реголита в районе исследований "Лунохода-1" (Флоренский и др., 1971; Florensky e.a., 1972).

Некоторые различия в свойствах - прежде всего в мощности и химическом составе - связаны с более молодым возрастом лавового заполнения днища Лемонье и соответственно с меньшей степенью его экзогенной переработки, а также с близостью к материковой местности, сложенной породами серии АНТ.

Мощность реголита на днище Лемонье, оцененная по плотности наложенных на него кратеров, составляет в среднем около 2 м при вероятных колебаниях на отдельных участках от 1 до 10 м (Базилевский, 1974б). Эти оценки находятся в соответствии с определениями мощности реголита по глубине кратеров с каменистыми выбросами (см. выше).

Важным свойством реголита, тесно связанным с характером геологической ситуации, является структура его поверхности. Как и в районе исследований "Лунохода-1", мы выделяем четыре типа таких структур: ячеисто-комковатую - в межкратерном пространстве и

на внутренних склонах кратеров классов В, ВС и С[1]; комковатую – на внутренних склонах и валах кратеров классов А и АВ, не выходящих из пределов реголита; щебнисто-комковатую – в зонах выброса и на внутренних склонах кратеров классов А и АВ, проникающих через рыхлую часть реголита в скальное основание; щебнистую – на валах и внутренних склонах ударных каменистых кратеров. Характерно, что на валах и внутренних склонах свежих кратеров реголит не только более грубый, но и обладает более рыхлым сложением. Глубина колеи от колес лунохода здесь значительно больше (до 10–20 см), чем в межкратерном пространстве. При уплотняющем воздействии колес лунохода материал реголита слипается в комки, обнаруживая способность к некоторой когезии (рис. 6).

По химическому составу верхний слой реголита исследованной части днища Лемонье отличается от реголита в районе исследований "Лунохода-1". Как показали исследования, проведенные с помощью аппаратуры "Рифма-М", в точке посадки (6 км от границы с материком) верхний слой реголита отличается от типично морского базальтового реголита повышенным содержанием алюминия (9±1% против 7% в Море Дождей) и существенно более низкой концентрацией железа (6±0,6% против 12%), что сближает его с реголитом материковых районов (Кочаров, Викторов, 1974). При движении параллельно границе море–материк состав реголита практически не меняется, а с приближением к материку содержание "морского" компонента в реголите закономерно убывает. Так, в 1,5 км от границы море–материк концентрация железа составляет 4,9±0,4% (рис. 7). Это явление находит свое объяснение в развитии зоны смешения на границе морского и материкового материалов за счет горизонтального разброса вещества при кратерообразующих взрывах. Образование зоны смешения материала на границе море–материк хорошо иллюстрируется также детальным профилем альбедо между точками посадки автоматических станций "Луна-16" и "Луна-20" (Флоренский и др., 1975).

Характерные особенности микрорельефа поверхности морского типа и коррелятных ему отложений (реголита) иллюстрируются примером описания кратера морфологического класса В диаметром 12 м, около которого проводился комплекс детальных исследований (рис. 8).

Форма этого кратера чашеобразная. Глубина – 1,7–1,8 м. Средняя крутизна внутренних склонов кратера колеблется от 19 до 25°. Максимальная крутизна в их средней части достигает местами 30–35°. Кратер имеет вал шириной около 9 м, достаточно хорошо выраженный в рельефа. Крутизна внешнего склона вала лежит

[1]Здесь и далее в этом перечислении речь идет о кратерах, изучающихся по телевизионным изображениям лунохода, т.е. о формах размером не более 10–20 см. Для более крупных кратеров в силу их большей длительности существования связь типов структур с морфологическими особенностями кратеров может носить несколько иной характер.

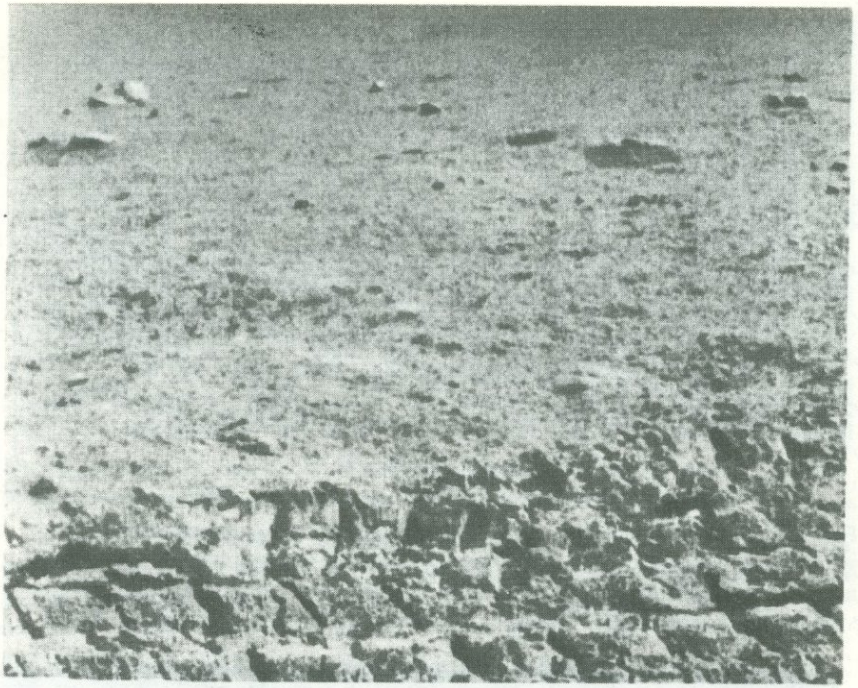


Рис. 6. Колея "Лунохода-2" на ровной морской поверхности при двойном (взад-вперед) проезде

Глубина колеи здесь не превышает 3 см. Материал реголита под воздействием колес лунохода слипается в брикеты, демонстрируя способность к слипанию при уплотнении. Место съемки находится в 500 м от Мыса Ближнего. Высота Солнца - 47°

в пределах от 5 до 10°. Гребневая часть вала (бровка кратера) существенно сглажена.

Днище, внутренние склоны кратера и внешние склоны его вала осложнены наложенными чашеобразными кратерами меньших размеров ($D < 2$ м). Они в основном относятся к морфологическим классам B, BC и C. Кроме того, на внутренних склонах и днище описываемого кратера видны бороздки, ориентированные по падению и простиранию склонов, и небольшие террасоподобные образования.

Бороздки, ориентированные по падению склонов (рис. 9), вероятно, являются следами от скатившихся камней, которые часто наблюдаются на нижних окончаниях этих линейных форм. Бороздки, ориентированные по простиранию внутренних склонов, имеют длину от десятков сантиметров до 2-3 м и располагаются в основном в нижней трети внутреннего склона. Можно предположить, что это слабо развитые трещины отседания.

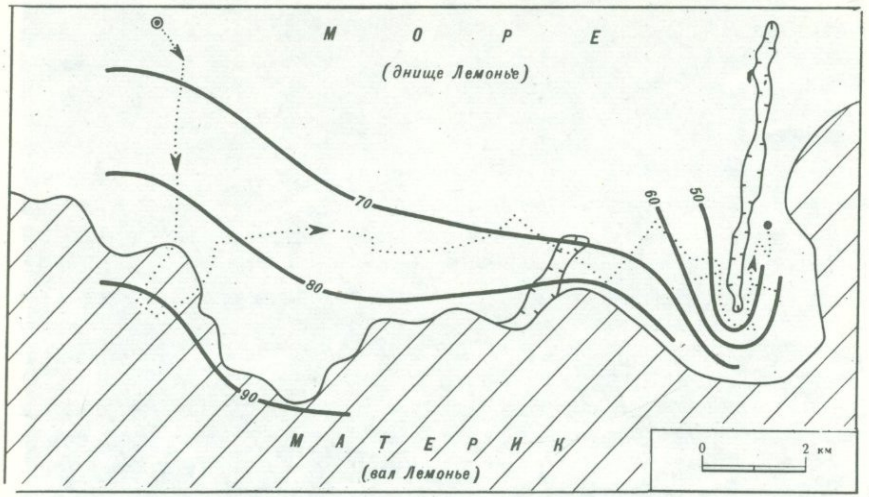


Рис. 7. Схематическая карта содержания (в %) материкового материала в верхнем слое реголита в районе исследований "Лунохода-2" (составлена по результатам измерений концентраций железа с помощью аппаратуры "Рифма"; Г.Е. Кочарова, С.В. Викторова, 1974)

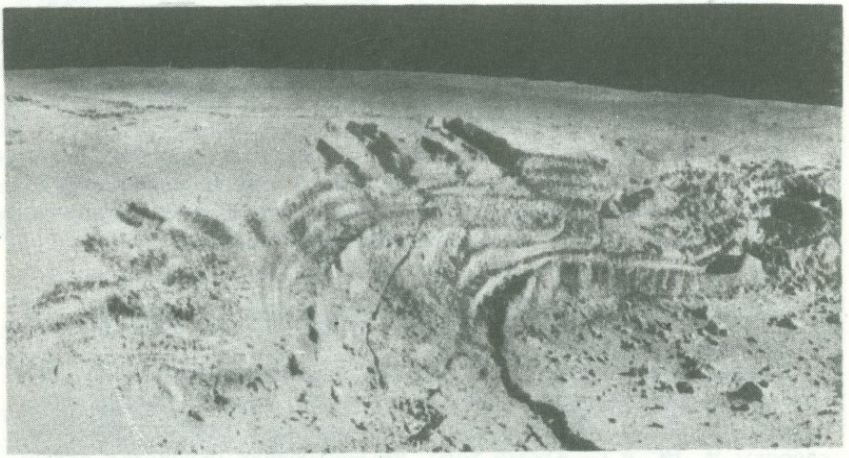


Рис. 8. Вид на днище и внутренние склоны кратера класса В диаметром около 12 м (см. также рис. 4 и 9)

Луноход въехал в этот кратер через западную часть вала (на рисунке – слева) и после ряда маневров выехал из кратера в северной его части (на рисунке – справа). Видно, что на валу кратера материал реголита менее прочный и глубина колеи здесь достигает 20 см (для сравнения см. рис. 6). На днище кратера видны скопления камней, осыпавшихся с бортов кратера. Высота Солнца – 29°

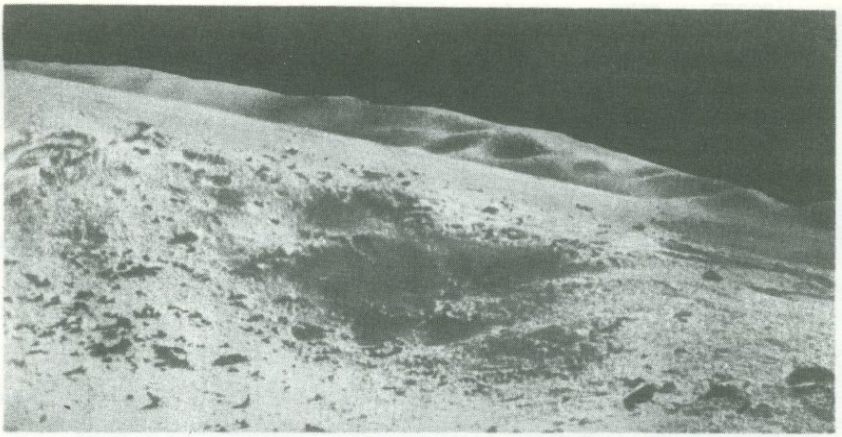


Рис. 9. Вид на днище и внутренние склоны кратера класса В диаметром около 12 м (см. также рис. 4 и 8)

На днище отмечается концентрация крупнообломочного материала, осыпавшегося со склонов. Следы от качения камней по склонам видны на ближнем плане в центре снимка. Темные полосы справа на среднем плане – колея от колес "Лунохода-2". На заднем плане – возвышенность восточной части вала кратера Лемонье. Высота Солнца – 29°

Террасоподобные образования имеют длину до 50 см при ширине до 30-40 см. Высота их уступов не превышает 10-15 см. В плане эти образования имеют фестончатую форму. Поверхность их имеет меньшую крутизну, чем склон, на котором они находятся, а иногда даже несколько запрокинута к их тыловой части. Участки склона, расположенные непосредственно выше этих террас, имеют крутизну несколько бо́льшую, чем остальная часть склона.

Перечисленные особенности этих образований говорят о том, что они являются небольшими оползнями. Характерно, что в ряде случаев стенки отрыва этих оползней переходят в упоминавшиеся выше бороздки, ориентированные по простиранию внутренних склонов.

На внутренних склонах кратера и на его валу наблюдается большое количество обломков горных пород (камней) с поперечниками от 1-2 до 5-10 см. Отдельные обломки достигают 40-60 см в поперечнике. Часть камней, особенно крупных, частично заглублена в реголит. В гребневой части вала встречены обломки, как бы выступающие из грунта. Создается впечатление, что они были захоронены в толще реголита и обнажились в процессе денудации вала кратера. Поверхность этих камней очень шероховатая, а ребра сильно сглажены. Вероятно, эти камни прошли через несколько циклов экспозиции на поверхности.

Плотность распределения камней внутри кратера значительно выше, чем на внешнем склоне вала. На внутренних склонах плотность камней возрастает книзу и достигает максимума у подножия на сочленении с днищем. При этом в нижней части склонов возрастает относительная доля крупных обломков, что характерно для осыпных склонов и подсклоновых шлейфов на Земле. Следует, однако, отметить, что крутизна внутренних склонов описываемого кратера несколько меньше крутизны типичных осыпных склонов на Земле. Вероятно, процесс осыпания на лунной поверхности провоцируется за счет ударно-взрывной переработки и термических колебаний при смене дня и ночи.

БОРОЗДА ПРЯМАЯ

С помощью "Лунохода-2" обследована южная часть Борозды Прямой, которая здесь имеет ширину 400-500 м, глубину до 50-60 м (рис. 10). Общая протяженность южной части Борозды Прямой - 6 км. К северу от Борозды Прямой, как бы продолжая ее, находятся другая аналогичная ей борозда и несколько депрессий прямоугольной формы. Маршрут "Лунохода-2" на протяжении 1,5 км проходил по западной кромке Борозды Прямой, затем огибал ее южную оконечность и продолжался по восточной кромке в северном направлении (см. рис. 2).

При составлении геологических карт этого района была сделана попытка выяснить время образования Борозды Прямой. Установлено 7 случаев наложения на борозду (главным образом на верхнюю часть ее склонов) кратеров с известной геологической датировкой. Наложенные кратеры имеют нижнекоперниковский (5 кратеров) и верхнеэратосфенский (2 кратера, соотношения с бороздой спорные) возраст. На основании этого, а также учитывая резкость выражения этой структуры в рельефе, время ее образования мы условно относим к границе коперниковского и эратосфенского периодов, т.е. к значительно более позднему времени по отношению к лавовым излияниям морского типа на днище Лемонье.

Обследованная часть борозды в поперечном сечении имеет корытообразную форму со слегка вогнутым днищем, а морская поверхность в прибровковой зоне приобретает наклон в сторону борозды уже на расстоянии 30-50 м от бровки (рис. 11). Эту слабонаклонную поверхность следует рассматривать как верхнюю часть склонов Борозды Прямой. В пределах верхней части склонов уклон поверхности возрастает вниз, изменяясь от 1-3 до 10-15°, после чего наблюдается довольно резкий перегиб до крутизны 30-35°. В 25-30 м ниже этого перегиба наблюдается еще один перегиб, склоны становятся менее крутыми (менее 15-20°) и, постепенно выполаживаясь к центру борозды, переходят в днище.

Верхняя пологая часть склонов характеризуется тем, что реголит на ее поверхности становится вниз по склону более грубым, а на перегибе к крутой средней части располагается россыпь круп-

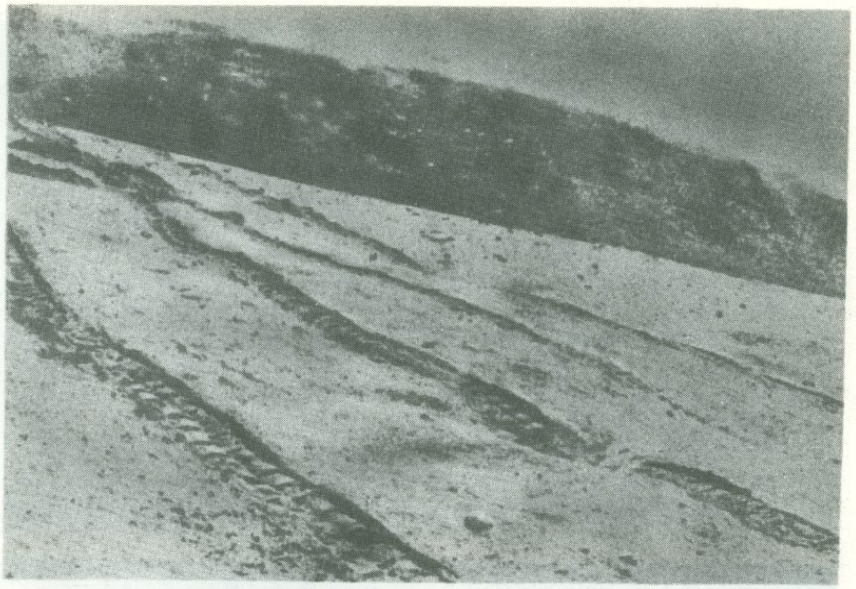


Рис. 10. Борозда Прямая (средняя и верхняя часть восточного склона)

Склон покрыт глыбовой россыпью. Местами верхняя часть склона осложнена уступами и ложбинами, как бы "впадающими" в борозду. На переднем плане – морская поверхность по западному борту Борозды Прямой. Обращает на себя внимание относительно большое количество рассеянных вне связи с кратерами камней в поперечниках до нескольких десятков сантиметров. Высота Солнца – 41°

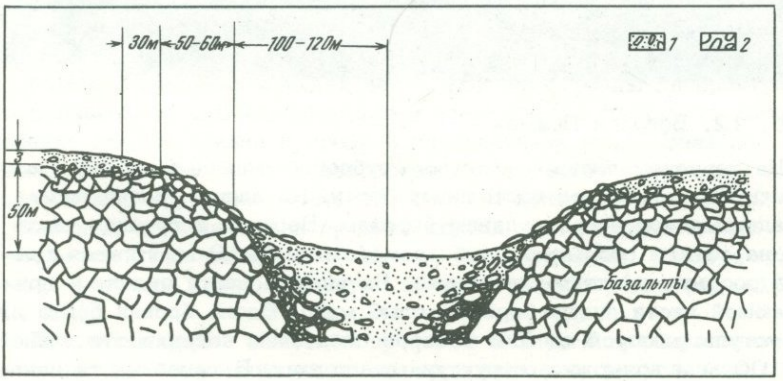


Рис. 11. Схема строения Борозды Прямой (составлена на основе интерпретаций наблюдений на поверхности)

1 – реголит; 2 – базальты

ных камней, почти непрерывно окаймляющая борозду (рис. 12, 13). Иногда верхняя часть склона около перегиба к крутой части осложнена уступами крутизной до 15–20°, параллельными простиранию склона. Высота уступов может достигать 1–2 м. Вероятно, они представляют собой поверхность сместителей небольших структурных оползней. В сеансе 12 апреля 1973 г. "Луноход-2" двигался по поверхности такой оползневой террасы на протяжении около 200 м.

В некоторых случаях луноход, двигаясь вдоль склона, встречал пологосклонные ложбины шириной до 20 м, как бы "впадающие" в Борозду Прямую под различными углами. В двух случаях около борозды замечены линейно-вытянутые цепочки малых ($D \sim 2$–3 м) кратеров. Вероятно, происхождение этих форм рельефа связано с наличием оперяющих разрывных нарушений, сопровождающих крупный разлом Борозды Прямой.

Кратеры в верхней части склонов Борозды Прямой по общей морфологии близки к кратерам на морской поверхности. Некоторые отличия проявляются лишь в том, что они становятся каменистыми



Рис. 12. Борозда Прямая

На переднем плане – россыпь грубообломочного материала вдоль бровки борозды по ее восточному борту. На заднем плане видны западный склон и часть днища борозды. Верхняя и средняя части склона заняты россыпью глыб размером до 5–10 м. Нижняя граница россыпи практически ровная. На нижней части склона и прилегающей части днища борозды глыб мало. Вдоль бровки борта видны уступы высотой до 5 м и террасоподобные поверхности длиной до 100 м – возможно, структурные оползни. В левой части панорамы над бороздой возвышается горный массив мыса Ближнего. Видны крупные террасоподобные образования, ориентированные по простиранию склонов и создающие гофрированный рисунок их поверхности. Высота Солнца – 32°

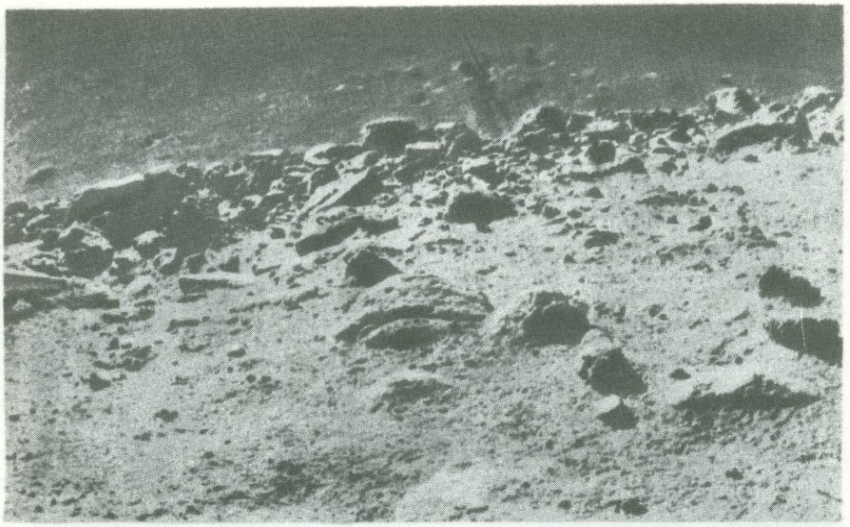


Рис. 13. Восточный борт Борозды Прямой

Россыпь грубообломочного материала вдоль бровки борозды. Видны глыбы размером в десятки сантиметров призматической и матрацевидной формы преимущественно угловато-сглаженных очертаний. Поверхность глыб сильно шероховатая. С приближением к бровке происходит увеличение количества камней и рост их размеров. На заднем плане виден склон западного борта Борозды Прямой. Высота Солнца - 50°

начиная с диаметра 4-5 м, а среди малых форм (D~5-10 см) за счет более высокой грубости реголита обычны кратеры с неровной линией бровки. Распространенность кратеров здесь ниже, чем на морской поверхности.

Камни в пределах верхней части склонов борозды распространены неравномерно. В самой пологой части склона плотность распределения камней близка к средней плотности на море. Вниз по склону количество камней возрастает, появляются отдельные, не связанные с кратерами россыпи камней с поперечниками 5-10 см и, наконец, на перегибе к средней крутой части склона камни становятся господствующей формой микрорельефа, образуя глыбовую россыпь, напоминающую земные курумы (см. рис. 10, 12, 13).

Первичная форма камней в россыпи близка к прямоугольным призмам. Камни обычно угловато-округленные и округленные с сильно изъеденной шероховатой поверхностью. Камни угловато-округленной формы производят впечатление свободно лежащих на поверхности. Камни округленной формы выступают из реголита, в котором захоронены их основания (см. рис. 10, 12, 13).

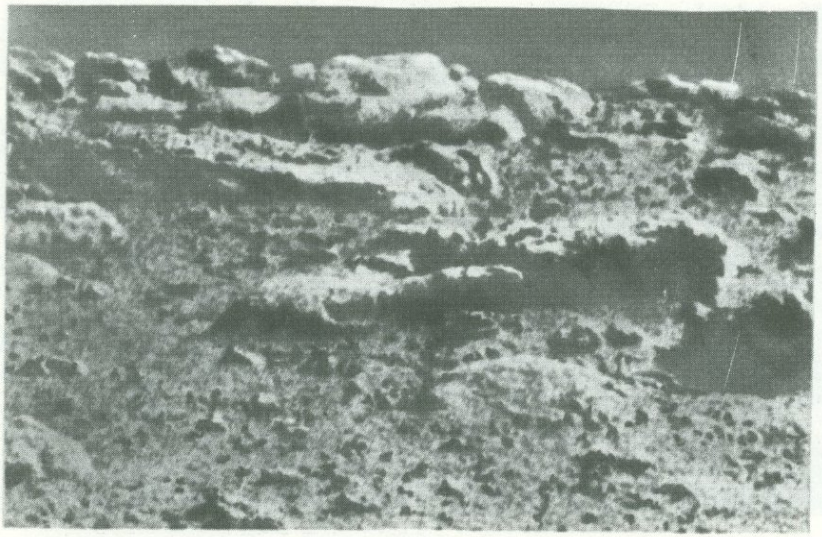


Рис. 14. Глыба сильно вытянутой формы длиной около 1 м с признаками скорлуповатой отдельности. Внешне напоминает обломки канатных лав. Высота Солнца – 41°

На одном из участков россыпи видно несколько камней удлиненно-эллипсоидальной формы, характер естественного раскалывания которых указывает на возможность скорлуповато-концентрической отдельности. Некоторые из этих камней разбиты поперек и при этом обнаруживают плоский характер скола. По форме камней и типу отдельности эти образования напоминают "канатные" лавы некоторых земных вулканов (рис. 14). Если такие формы действительно являются "канатными" лавами, то это значит, что наблюдаемая здесь поверхность представляет собой поверхность лавового потока и степень ударно-взрывной переработки ее невелика.

В пределах россыпи около ее верхней границы производились подсчеты плотности распределения камней. Установлено, что наряду с резким повышением общей распространенности камней в россыпи возрастает относительная роль крупнообломочного материала. Наклон графика функции распределения $n_{>d}=kd^{-\gamma}$ соответствует значениям γ = 1,7–1,9, что характерно для процесса однократного дробления (Колмогоров, 1948; Hartmann, 1969).

Формирование верхней пологой части склонов Борозды Прямой, вероятно, связано с направленным сносом материала реголита в борозду. Крутизна этой части склонов слишком мала для того, чтобы снос материала в борозду связывать со склоновыми процессами гравитационного типа. Скорее всего здесь имеет место ударно-взрывной механизм переноса, заключающийся в том, что соседство с крупной отрицательной формой рельефа создает условия, при которых взрыв-

ной привнос вещества в прибровковую зону со стороны борозды значительно меньше взрывного выноса в сторону борозды. Подобное явление описано для прибровковой части Борозды Хэдли (Swann e.a., 1972).

За счет этого процесса материал реголита частично уносится, и в верхней части склонов Борозды Прямой как бы прослеживается вертикальный разрез реголита, а каменные развалы на перегибе склона, по-видимому, трассируют границу реголита со скальным основанием. Такой характер явления объясняет погрубение материала реголита при приближении к борозде, препарировку глыб и появление камней на реголитных постаментах, а также особый характер кривой распределения камней по крупности в прибровковой зоне. Химический состав реголита прибровковой зоны, несмотря на близость (1,5-2 км) к высоким материковым склонам Бухты Круглой, характеризуется повышенным по сравнению с другими исследованными морскими участками содержанием "морского" компонента. Концентрация железа здесь - 8±1% (Кочаров, Викторов, 1974), что также согласуется с предположением об ударно-взрывной денудации в прибровковой зоне Борозды Прямой.

Средняя часть склонов Борозды Прямой, как уже ранее указывалось, наиболее крутая. Высота ее в изученной части борозды - 25-30 м. Наблюдения за ней в каждом случае велись с противоположного борта борозды, и поэтому детальность их ограничена (см. рис. 10, 12, 13).

При наблюдениях по МКТВ и по анализу панорамных изображений создается впечатление, что эта часть склона имеет волнистый характер с выступами и разделяющими их ложбинами шириной до 20-30 м. На склоне заметны ступени, тела типа оползневых, трещины, параллельные склону, и направленные вниз по склону борозды типа камнепадных желобов. Явных признаков слоистости разреза на склоне не обнаружено.

Средняя часть склонов покрыта глыбовой россыпью. Размеры каменных глыб достигают 3-5, изредка - 7-10 м. Четких кратеров здесь не обнаружено. Следов качения камней на склонах не видно. Отдельные глыбы, видимо происходящие из этой россыпи, наблюдаются на дне Борозды Прямой, однако в большинстве случаев глыбовая россыпь кончается еще на нижней части склонов, обладающих заметной крутизной. Исходя из этого можно предположить, что основной механизм перемещения глыб в пределах россыпи - не качение, а медленное оползание. Возможно, что некоторые из наблюдаемых глыб являются выступами пород скального основания.

В целом средняя часть склонов Борозды Прямой, вероятно, представляет собой частично перекрытый реголитом и смещенный книзу выход пород скального основания, а глыбовая россыпь на нем - это блоки скальных пород, часть из которых отделилась от коренного массива. Судя по характеру отдельности, скальные породы представлены массивными базальтами, что согласуется с определениями химического состава грунта в прибровковой зоне (Кочаров, Викторов,

1974). Мощность базальтовых потоков, являющихся источником глыб, должна быть не меньше поперечника самой крупной глыбы (7–10 м).

Нижняя часть склона и примыкающие к ней участки днища Борозды Прямой имеют пологоволнистую поверхность, осложненную редкими кратерами, а также отдельными каменными глыбами, тяготеющими к зоне сочленения нижней и средней частей склона (см. рис. 12, 13). Основная часть днища на панорамах не просматривается. В целом, по имеющимся изображениям, создается впечатление, что реголит нижней части склона и днища состоит преимущественно из мелкозернистого материала. Там, где глыбовая осыпь со средней части склона заходит на нижнюю его часть, гранулометрический спектр реголита, по-видимому, имеет бимодальный характер. Мелкозернистый характер реголита и сглаженный пологоволнистый характер поверхности в нижней части склона и на днище Борозды Прямой согласуются с представлениями о преимущественном сносе в борозду мелкозернистого материала с верхних частей склонов.

ХОЛМИСТО-ЗАПАДИННАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

С юга и юго-запада к кратеру Лемонье примыкает материковая поверхность со слаборасчлененным холмисто-западинным рельефом. С востока эта поверхность ограничена уступом высотой до 300–400 м, за которым начинается умеренно расчлененная платообразная возвышенность гор Тавр. На юге и западе холмисто-западинная поверхность граничит с равниной Моря Ясности (см. рис. 2). Описываемая поверхность возвышается над прилегающими участками морских равнин на 100–300 м и, судя по анализу региональной геологической ситуации, представляет собой поверхность опущенного блока материковой коры. В пределах этого блока расчлененность современной поверхности сравнительно невелика, и даже вал кратера Лемонье почти не выражается в рельефе.

Основу мезорельефа холмисто-западинной поверхности, как следует из ее названия, составляют холмы и разделяющие их западины (рис. 15). Поперечник холмов обычно не превышает сотен метров, лишь иногда достигая 1–2 км. Высота холмов над днищами западин не превышает первых десятков метров. Холмы пологосклонные, как правило изометричной в плане формы. Расположены по поверхности равномерно случайным образом.

Холмисто-западинная поверхность осложнена кратерами диаметром до 1–2 км. Среди кратеров преобладают обычные чашеобразные формы, которые по степени выраженности в рельефе могут быть отнесены к образованиям коперниковского и эратосфенского (в том числе и нижнеэратосфенского) возраста. Выделяется группа кратеров, очертания которых в плане имеют несколько неправильный фестончатый характер. Они образуют систему, вытянутую в меридиональном направлении (на кратер Посидоний), и, вероятно, являются вторичными. Условно им приписан верхнеимбрийский возраст.

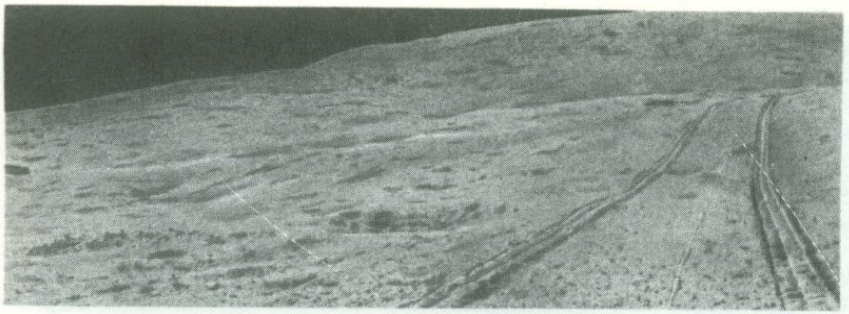


Рис. 15. Типичный ландшафт холмисто-западинной местности

На снимке видна пологосклонная возвышенность (крутизна склонов 10–15°). В момент съемки "Луноход-2" находился на склоне такой же возвышенности. Между ними расположена пологосклонная депрессия. Склоны осложнены кратерами преимущественно классов ВС и С. Хотя диаметр некоторых из них достигает десятков метров, в выбросах очень мало крупнообломочного материала, что указывает на значительную мощность реголита, вероятно более 5–10 м. Высота Солнца – 40°

Местами на холмисто-западинной поверхности наблюдаются различным образом ориентированные неясно выраженные линейные понижения в рельефе. Они рассекают некоторые из наиболее крупных холмов, расчленяя их на возвышенности меньшего размера. Иногда такие понижения прослеживаются также в наиболее крупных кратерах фестончатых очертаний, где они обычно располагаются радиально. Очевидно, эти образования приурочены к разрывам в коренных породах.

На орбитальных фотоснимках в пределах холмисто-западинной поверхности дешифрируется покров темного материала, похожий на темный покров в районе посадки "Аполлона-17" (AFGIT, 1973). Этот покров хорошо сохранился в понижениях рельефа, но часто бывает полностью эродирован на вершинных поверхностях, из чего следует, что мощность покрова существенно меньше размаха рельефа и, вероятно, не превышает нескольких метров. Темный покров накладывается на фестончатые кратеры. Соотношения с другими кратерами неопределенные. Создается впечатление, что иногда этот покров заходит на морскую поверхность днища Лемонье.

"Луноход-2" углубился в пределы холмисто-западинной поверхности примерно на 1,5 км. Интересно отметить, что в процессе перехода от морской равнины к холмисто-западинной местности характер микрорельефа изменился слабо. Наблюдатели стали находить некоторые различия на изображениях МКТВ только после того, как луноход уже вошел в пределы холмисто-западинной поверхности.

15 968

Господствующими формами микрорельефа здесь, как и на морской равнине, являются кратеры. В морфологическом отношении они в общем аналогичны малым кратерам морской поверхности и отличаются от последних лишь меньшей каменистостью и вызванной этим мягкостью очертаний. Каменистые выбросы не характерны даже для кратеров диаметром 20–30, а иногда и 50 м, откуда следует, что мощность реголита здесь в среднем больше 5–10 м.

Анализ телевизионных изображений показал, что на горизонтальных участках плотность кратеров диаметром более 1 м близка к значениям, характерным для морской равнины. На склонах крутизной 10–15° плотность кратеров диаметром 1–2 м в 2–3 раза ниже равновесных морских значений, что, вероятно, связано с уменьшением времени жизни кратеров на наклонных поверхностях за счет разрушающего воздействия на кратеры процессов перемещения вещества реголита под действием силы тяжести, т.е. склоновых процессов (Базилевский, Попович, в печати).

К проявлениям склоновых процессов, установленных в экспериментах с "Луноходом-2" на холмисто-западинной поверхности, относятся также оползневые террасы, обнаруженные около одного из кратеров (рис. 16). При детальном исследовании этого кратера были выявлены и другие признаки перемещения вещества реголита вниз по склонам. Кратер относится к морфологическому классу В, имеет диаметр около 50 м и расположен на обращенном к югу склоне крупной депрессии крутизной около 10°. Из-за такого расположения внутренние склоны кратера по крутизне резко асимметричны: с южной стороны – 10–15°, с северной – 30–35°.

Пологая часть внутренних склонов этого кратера осложнена наложенными кратерами диаметром до 5–8 м, что вообще типично для пологосклонных кратеров поперечником в десятки метров и более. В наиболее крутой (северной) части склонов четко выраженных наложенных кратеров почти нет. Здесь им соответствуют ступени, у которых верхняя часть еще сохранила кратерный облик, а нижняя – неузнаваемо изменена за счет обваливания и осыпания. Здесь же наблюдаются ориентированные вниз по склону лотки осыпания, в основании которых дешифрируются шлейфы вынесенного материала реголита.

Северо-западный и северо-восточный секторы вала кратера в прибровковой его части осложнены двойными террасами (терраса на террасе), имеющими в плане форму, близкую к сегменту круга. Высота уступа, отделяющего террасы от окружающей кратер поверхности, составляет несколько десятков сантиметров, крутизна около 30°. В северо-западном секторе террасы охватывают почти треть периметра кратера при максимальной общей ширине до 5 м, а в северо-восточном секторе – меньше четверти периметра при ширине до 2–3 м. Поверхность террас имеет слабый обратный наклон, который выражен более четко у внутренних (расположенных ближе к центру кратера) террас. Структура поверхности реголита на террасах заметно не отличается от структуры окружающей кратер поверх-



Рис. 16. Кратер класса В диаметром около 50 м, расположенный на склоне крутизной около 10° в пределах холмисто-западинной местности

С этим кратером связана система оползневых тел, расположенных на переднем плане. Высота уступов оползней до 0,5 м, ширина до 3-5 м. На переднем плане видны глыбы 2-3-го классов округленности в основном неправильной формы поперечником до 0,5 м

ности. Перечисленные черты строения террас указывают на вероятную оползневую природу этих образований. Внутренние террасы, по-видимому, представляют собой вторичные оползни.

Камни в пределах холмисто-западинной местности в целом менее распространены, чем на морской равнине, что связано с высокой степенью экзогенной переработки этой более древней поверхности. Форма камней часто неправильная, обычных для морской равнины уплощенных призматических форм почти нет. При движении по холмисто-западинной поверхности на изображениях МКТВ неоднократно наблюдались одиночные камни необычных прямоугольно-ступенчатых очертаний. По-видимому, эти камни происходят из местного "материкового" источника.

Реголит в пределах холмисто-западинной поверхности, как уже отмечалось, характеризуется высокой степенью экзогенной переработки, что проявляется главным образом в обедненности грубообломочным материалом его верхней, наиболее изученной нами части. Однако отличия эти невелики, и в целом реголит здесь во многих отношениях близок к реголиту поверхностей морского типа. Эти черты сходства не затрагивают, однако, химического состава реголита, для которого здесь характерны относительно высокие концентрации алюминия (11,5±1,0%) и низкие концентрации железа (4,0± 0,4%), что специфично для материковых областей (Кочаров, Викторов, 1974). Судя по этим данным, здесь в составе реголита присутствует также и "морской" компонент, но содержание его не превышает 5%. Возможно, это примесь материала темного покрова, но скорее всего это морской материал, заброшенный сюда с днища Лемонье кратерообразующими взрывами.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОВЕРХНОСТИ

Как следует из анализа региональной геологической ситуации и результатов исследований, проведенных на "Луноходе-2", геологическая история района Лемонье достаточно сложна. Наиболее древним событием, следы которого находят выражение в рельефе территорий, сопредельных с районом исследований, является образование бассейна Моря Ясности. Абсолютный возраст этого события, вероятно, близок к 4 млрд. лет (Turner e. a., 1973). Кратер Лемонье, образовавшийся вблизи второго кольца этого бассейна (Wilhelms, McCauley,1971; Scott e. a., 1972), судя по геологическим данным, имеет нижнеимбрийский возраст, т.е., по-видимому, он возник где-то в промежутке времени 3,6-3,9 млрд. лет назад. В течение имбрийского периода произошло также образование кратера Посидоний (150 км к северу от Лемонье, диаметр 100 км), вторичные кратеры которого сохранились в южной части района исследований. В этот же период по системе концентричных с бассейном дугообразных тектонических разломов произошло опускание блоков материковой коры и затопление пониженных участками лавами морского типа. Вулканическая деятельность продолжалась и в течение нижнеэратосфенского времени. Непосредственно в районе исследований морские лавы имбрийского возраста неизвестны, но можно думать, что они присутствуют под эратосфенскими базальтовыми лавами, образующими вулканогенную равнину днища Лемонье. Следует отметить, что в течение имбрийского и нижнеэратосфенского времени параллельно процессам вулкано-тектонической природы в районе исследований имела место и ударно-взрывная (метеоритная) переработка поверхности, следы которой сохранились в виде кратеров соответствующего возраста (E_1 и древнее) на холмисто-западинной поверхности и к востоку от нее в горах Тавр.

Начиная со среднеэратосфенского времени эндогенная активность в районе исследований затухает и за счет этого резко возрастает относительная роль экзогенной переработки поверхности. Последним заметным проявлением эндогенной активности было образование разломов, рассекающих лавовую равнину днища Лемонье (Борозда Прямая). По геоморфологическим признакам образование этих разломов отнесено к границе эратосфенского и коперниковского периодов. Однако эта датировка весьма условна и, возможно, они древнее. В целом послеморской этап геологической истории района исследований, как и в других районах Луны, характеризуется преобладанием экзогенных факторов. Выражением деятельности этих факторов являются мезо- и микрорельеф морской поверхности и коррелятные им отложения (реголит), а также соответствующие им по возрасту (E_2-C_3) образования на материке. Эксперименты "Лунохода-2" в большинстве своем были направлены на изучение образований этого этапа.

Наблюдаемое множество конкретных проявлений процессов экзогенной переработки поверхности подчинено влиянию двух основных

факторов. Это, во-первых, ударно-взрывные явления, связанные с бомбардировкой лунной поверхности метеоритами, и, во-вторых, перемещение вещества вниз по склонам под действием силы тяжести. Эти факторы действуют совместно, и их относительный вклад в суммарный эффект экзогенной переработки пока не поддается оценке. Несомненно, что ударно-взрывным явлениям принадлежит ведущая роль в том смысле, что они независимы от гравитационно-склоновых явлений, в то время как склоновые явления зависят от них в очень сильной степени прежде всего потому, что условия для проявления склоновых процессов - склоны - в послеморской этап создаются в основном ударно-взрывными процессами.

Закономерности *ударно-взрывной переработки* поверхности достаточно хорошо изучены рядом исследователей (Baldwin, 1963; Chapman e.a.,1970; Gault e.a., 1968; Marcus, 1964, 1966, 1967; McGetchin e. a., 1973; Quaide, Oberbeck, 1968; Shoemaker, 1971; Soderblom, 1970; Trask, 1966). Они аргументированы морфологическими наблюдениями и данными по вещественному составу и свойствам реголита с учетом результатов теоретического и экспериментального моделирования. Несомненно, что большинство наблюдавшихся нами кратеров ударно-взрывные. В этом убеждает их морфологическое сходство с экспериментальными воронками взрыва и равномерно случайный характер распределения по площади и во времени, что находит свое отражение в разных стадиях эволюции кратеров. Наложение вновь образующихся кратеров на ранее существовавшие кратерные формы и засыпание старых кратеров выбросами из вновь образующихся форм являются важным, но, как ниже будет показано, не единственным фактором их эволюции. Образование и эволюция кратеров сопровождаются формированием коррелятного им чехла рыхлого обломочного материала - реголита. В специфических ситуациях кратерная переработка поверхности, сопровождаемая формированием реголитового чехла, приводит к возникновению особых эффектов. К таким особым эффектам следует отнести формирование зоны смешения морского и материкового материалов на границе море - материк и ударно-взрывную эрозию в прибровковой зоне Борозды Прямой.

Полученные данные дают возможность оценить масштабы процесса ударно-взрывной переработки поверхности в районе исследований. За последние 2,5-3 млрд. лет на морской поверхности днища Лемонье сформировался чехол средней мощностью около 2-3 м, т.е. средний прирост мощности реголита в это время составлял около 1 мм за 1 млн. лет. За этот же период времени сформировалась полоса смешения морского и материкового материалов шириной в первые десятки километров. Из механизма ударно-взрывной денудации в прибровковой зоне Борозды Прямой следует, что ширина образованной в результате этого процесса верхней пологой части склона борозды (30-50 м) может служить мерой эффективной дальности массового разброса материала при кратерной переработке.

Склоновые процессы на лунной поверхности изучены гораздо хуже ударно-взрывных. Значение их в экзогенной переработке поверх-

ности обычно сильно недооценивается. В большинстве теоретических моделей эволюции лунной поверхности они просто не учитываются, а при характеристике различных районов исследований следы их описываются очень скупо, без попыток вскрыть их взаимосвязь с другими явлениями и установить механизм их образования. Определенную роль в этой недооценке, видимо, сыграло то обстоятельство, что в широко известных проявлениях склоновых процессов на Земле обычно прослеживается провоцирующая роль подземных и поверхностных вод, а склоновые процессы "сухой" обстановки изучены недостаточно.

Геолого-морфологические наблюдения на "Луноходе-2" в сочетании с анализом результатов других исследований дают свидетельства широкого развития склоновых процессов на лунной поверхности и показывают, что несмотря на специфику лунной среды, склоновые процессы здесь достаточно многообразны и эффективны. В настоящее время можно говорить как об установленных фактах о развитии обвалов, оползней, осыпей и десерпции (крипа).

Следы обвалов для изученного участка поверхности в силу его относительно слабой расчлененности не типичны. Очевидно, что обвалы обычны на ранних стадиях эволюции кратерных форм, когда крутизна склонов близка к углу естественного откоса и провоцирующие факторы (лунотрясения, ударное кратерообразование и, может быть, в малой степени колебания температуры) легко выводят из равновесия массы пород на склонах. Несомненно, что обвалы в крутосклонных кратерах имели и имеют место и в районе исследований, однако выделить следы обвалов на фоне других проявлений ранних склоновых процессов в малых кратерах, как правило, нелегко. Поэтому в качестве характерного примера явление своеобразного обвала приходится приводить язык светлого обломочного материала на темном фоне днища долины Литтров-Тавр, сошедший в виде каменной лавины с относительно крутого (25°) протяженного склона возвышенности Южный Массив (AFGIT, 1973).

Оползни являются широко распространенным типом склоновых процессов на Луне. Следы их в виде оползневых террас и стенок отрыва обнаруживаются при детальных наблюдениях практически везде, где крутизна склона, сложенного реголитом, превышает 20-25°. Наблюдения около Борозды Прямой показывают, что при наличии относительно крутых склонов блоки скальных пород также могут вовлекаться в этот процесс, в результате чего возникают террасы структурных оползней. В ряде случаев, когда оползни развиваются в реголите, массивы оползшего материала разрушаются и образуют вытянутые вниз по склону языки. Совокупность накопленных к настоящему времени сведений об условиях на Луне заставляет думать, что в образовании лунных оползней вода не играла никакой роли. Лунные оползни, вероятно, образуются преимущественно под провоцирующим воздействием ударного кратерообразования. Температурные колебания, затрагивающие лишь верхние сантиметры реголитового чехла, видимо, могут оказывать влияние только на образование самых малых оползней.

Осыпи обычны на каменистых склонах крутизной более 20–25°. Характерно, что в наблюдавшихся случаях крутизна осыпного склона не превышала 30–35°, т.е. была меньше угла естественного откоса. Очевидно, в этих условиях осыпание провоцируется ударным кратерообразованием и частично колебаниями температуры.

Десерпция, или крип, в лунных условиях представляет собой массовое перемещение материала реголита вниз по склонам под действием силы тяжести, вероятно, при провоцирующем воздействии температурных колебаний и в какой-то мере – ударного кратерообразования. Прямых морфологических свидетельств этого процесса нет, но существование его с высокой степенью достоверности предполагается исходя из неизбежности направленного предпочтительно вниз смещения частиц грунта на склоне при выведении их из состояния равновесия за счет того или иного фактора. Существование процесса десерпции находит подтверждение в заметном уменьшении равновесной плотности малых кратеров на склонах крутизной более 10°.

Относительная роль склоновых процессов контролируется крутизной склона. Обвалы, очевидно, характерны для склонов, крутизна которых превышает или близка к углу естественного откоса, но возможны и на более пологих склонах (каменные лавины). Оползни и осыпи развиваются преимущественно на склонах крутизной 20–25°. Десерпция, видимо, имеет место в широком диапазоне углов наклона, но, очевидно, относительная роль ее наиболее велика на склонах крутизной от 10 до 20°. На более пологих склонах эффективность десерпции, вероятно, сильно снижается.

Анализ результатов наблюдений на "Луноходе-2" приводит к заключению, что несмотря на быстрый, катастрофический характер осуществления отдельных актов некоторых склоновых процессов (обвалы, оползни) и непрерывность действия в течение очень длительных промежутков времени других (осыпи, десерпция), общий эффект их воздействия невелик. Например, оцененный по морфологии и размерам возраст описанных выше кратеров класса В с оползнями диаметром 12 и 50 м составляет соответственно 1,5–5 и 5–20 млн. лет. Это означает, что даже если морфологическую эволюцию этих кратеров от первичной формы до современного состояния относить только за счет склоновых процессов, то за 1 млн. лет через каждый квадратный метр поверхности их склонов должен был перемещаться объем материала не более 0,5 м^3. На более пологих склонах эффект перемещения материала существенно ниже, что оценивается по относительному времени существования кратеров разных классов (Флоренский и др., 1972; Базилевский, 1974а).

* * *

Результаты исследований на "Луноходе-2" в сочетании с данными других экспериментов выявили условия преобразования поверхности, характерные для послеморского этапа геологической истории Луны. В это время эндогенная активность Луны практически прекра-

тилась и преобразование поверхности происходило под действием преимущественно экзогенных сил. Среди этих сил можно различать активное начало – ударно-взрывные процессы, которые приводят к образованию новых форм и одновременно способствуют разрушению уже существующих форм, и пассивный, постоянно действующий отклик Луны – склоновые процессы, которые нивелируют склоны ударно-взрывных и других форм. Кроме этих сил, на лунной поверхности действуют и другие, но их роль в преобразовании поверхности не столь велика.

Специфика такого пути преобразования поверхности позволяет выделить нехарактерный сейчас для Земли ударно-взрывной тип морфолитогенеза. Следует отметить, что в планетологическом аспекте этот тип морфолитогенеза очень важен, так как, кроме Луны, он характерен для Меркурия, частично – для Марса, а также, вероятно, для спутников больших планет и наиболее крупных астероидов. Помимо формирования рельефа и сплошного слоя дробления пород, он сказывается и на характере тектоники планеты и имеет значение для химической дифференциации ее вещества.

В современных условиях ударно-взрывному морфолитогенезу присуща крайне низкая интегральная интенсивность процессов, но в ранние этапы развития планетных тел масштабы его были намного грандиознее. Есть основание полагать, что в эти ранние этапы эволюции солнечной системы ударно-взрывной тип морфолитогенеза был характерен и для Земли.

ABSTRACT

The results of detailed geologic-morphologic investigations within Le Monnier area at eastern coast of Mare Serenitatis prepared using Lunokhod-2 are described. The data analysis lead to conclusion that in post-mare period the exogeneous reworking of lunar surfase occured under the control of two main factors – meteoritic impacts and gravitational downslope movement of regolith. Impacts play the active role because of the making new crater landforms as well as they along with downslope movement destroy that landforms. Pecularities of that reworking give the basis to propose the impact type of morpholithogenesis which probably ocerred at the Earth at early stages of its development.

ЛИТЕРАТУРА

Базилевский А.Т. Возраст малых лунных кратеров. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974а, № 8.

Базилевский А.Т. Оценка мощности и степени переработки лунного реголита по распространенности кратеров. – "Космич. исслед.", 1974б, т.12, вып. 4.

Базилевский А.Т., Попович В.Д. Об ускорении эволюции малых кратеров на склонах лунного рельефа. – "Изв. АН СССР. Сер.геол." (в печати).

Колмогоров А.Н. О логарифмически нормальном законе распределения частиц при дроблении. – "ДАН СССР", 1948, т. 31, № 2.
Кочаров Г.Е., Викторов С.В. Химический состав лунной поверхности в районе работы "Лунохода-2". – "ДАН СССР", 1974, т. 214, № 1.
Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука", 1974.
Мухамеджанов А.К., Станюкович К.П. К анализу статистических данных по распределению кратеров и камней на поверхности Луны. – "Астрон. вестн.", 1969, т. 3, № 4.
Первые панорамы лунной поверхности. Т. 1, 2. М., "Наука", 1966, 1969.
Передвижная лаборатория на Луне – "Луноход-1". М., "Наука", 1971.
Станюкович К.П., Бронштэн В.А. Роль внешних космических факторов в эволюции Луны. – В сб.: Луна. М., "Наука", 1960.
Станюкович К.П., Федынский В.В. О разрушительном действии метеоритных ударов. – "ДАН СССР", 1947, т. 57, № 2.
Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. – "Геохимия", 1965, № 8.
Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Гребенник Н.Н. Морфологическая зрелость мелких лунных кратеров как функция их возраста и размера. – "Космич. исслед.", 1971, т. 9, вып. 3.
Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Гурштейн А.А., Засецкий В.В., Пронин А.А., Полосухин В.П. Геолого-морфологический анализ района работы "Лунохода-2". – "ДАН СССР", 1974, т. 214, № 1.
Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Гурштейн А.А., Зезин Р.Б., Пронин А.А., Полосухин В.П., Попова З.В., Таборко И.М. К проблеме строения поверхности лунных морей. – В кн.: Современные представления о Луне. М., "Наука", 1972.
Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Иванов А.В. Роль экзогенных факторов в формировании лунной поверхности. – В сб.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975.
Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Пронин А.А., Попова З.В. Предварительные результаты геоморфологического изучения панорам. – В кн.: Передвижная лаборатория на Луне – "Луноход-1". М., "Наука", 1971.
Apollo–11 Preliminary Science Report. NASA SP–214. Washington, 1969.
Apollo–12 Preliminary Science Report. Pt A. NASA SP–235. Washington, 1971.
Apollo–14 Preliminary Science Report. NASA SP–272. Washington, 1971.
Apollo Field Geology Investigation Team (AFGIT). Apollo–16 exploration of Descartes. A geological summary. – "Science", 1973, v. 179.
Apollo lunar geology investigation team. Geologic setting of the Apollo–15 samples. – "Science", 1972, v. 175, N 4020.
Baldwin R.B. The measure of the Moon. Univ. Chicago Press, 1963.
Chapman C.R., Mosher I.A., Simmons G. Lunar cratering and erosion from Lunar Orbiter–5 photographs. – "J.Geophys. Res.", 1970, v. 75, N 8.
Evensen N.M., Murty V.R., Coscio M.R. jr. Rb–Sr ages of some mare basalts and isotopic and trace elements systematics in lunar fines. – "Procedings 4th Lunar Science Conference", 1973, v. 2.
Florensky K.P., Basilevsky A.T., Gurshtein A.A., Zasetsky V.V., Zezin R.B., Pronin A.A., Popova Z.V. Geomorphological analysis of the area of Mare Imbrium explored by automatic roving vehicle Lunokhod–1. Space Res. XII. Berlin, Akad. – Verl., 1972.
Gault D.E., Horz F., Brownlee D.E., Harting T.B. Mixing of lunar regolith. In: Lunar Science V. Lunar Sci. Inst. Houston, 1974.

Gault D.E., Quaide W.L., Oberbeck V.R. Impact cratering mechanics and structures. – In: Shock metamorphism of natural materials. B.M.French and N.M.Short (Eds.). Baltimore, Md., Moho Book, 1968.

Hartmann W.K. Terrestrial lunar and interlanetary rock fragmentation (Synopsis). – "Icarus", 1969, v. 10, N 2.

Huneke I.C., Jessberger E.K., Podosek E.A., Wasserburg C.Y. $^{40}Ar/^{39}Ar$ measurements in Apollo–16 and –17 samples and the chronology of metamorphic and volcanic activity in the Taures–Littrow region. – "Proceedings 4th Lunar Science Conference",1973, v. 2.

Kirsten T., Horn P., Heyman D. Chronology of the Taurus–Littrow region. I: ages of two major rock types from the Apollo–17–site. – "Earth and Planet. Sci. Letters", 1973, v. 20, N 1.

Marcus A.H. A stochastic model of the formation and survival of lunar craters. – "Icarus", 1964, v. 4, N 5–6; 1966, v. 5, N 2, 6; 1967, v. 6, N 1.

McGetchin T.R., Settle M., Head J.W. Radial thickness variation in impact crater ejecta: implication for lunar basin deposits. – "Earth and Planet. Sci. Letters",1973, v. 20, N 2.

Nunes P.D., Tatsumoto M., Unruh D.M. U–Th–Pb and Rb–Sr systematics of Apollo–17 boulder 7 from the North Massif of the Taurus–Littrow valley. – "Earth and Planet. Sci. Letters", 1974, v. 23, N 3.

Quaide W.L., Oberbeck V.R. Thickness determination of the lunar surface layer from lunar impact craters. – "J.Geophys. Res.", 1968, v. 73, N 16.

Schmitt H.H. Apollo–17 report of the valley of Taurus–Littrow. – "Science", 1973, v. 182, N 4113.

Scott D.H., Lucchitta B.K.,Carr M.H. Geologic Atlas of the Moon Map 1–800. U.S.Geol. Surv. Washington, 1972.

Shoemaker E.M. Interpretation of lunar craters. – In: Physics and astronomy of the Moon. Zdenek Kopal (Ed.). London, Acad. Press, 1962.

Shoemaker E.M. Origin of fragmental debris on the lunar surface and the history of bombardment of the Moon. Deputacion provincial Barcelona. – "Inst. investig. geol.", 1971, v. 25.

Shoemaker E.M., Morris E.C. Craters. – In: Surveyor Project Final Report, pt II: Science Results. JPL Techn. Rept., 1968, N 32–1265.

Soderblom L.A. A model for small–impact erosion applied to the lunar surface.– "J.Geophys. Res.", 1970, v. 75, N 14.

Swann G.A., Bailey N.G., Baston R.M., Freeman V.L., Hait M.H., Head J.W., Holt H.E., Howard K.A., Irwin J.B., Larson K.B., Muehlberger W.R., Reed V.S., Rehnilson J.J., Schaber G.G., Scott D.R., Silver L.T., Sutton R.L., Ulrich G.E., Wilshire H.G., Wolfe E.W. Preliminary geologic investigation of the Apollo–15 landing site. – "Apollo–15 Prelim. Sci. Rept." NASA SP–289. Washington, 1972.

Trask N. Size and spatial distribution of craters estimated from the Ranger photographs. Ranger VIII and IX. Pt II. Experiments analysis and interpretations. NASA Techn. Rept. N 32–800. JPL, Pasadena, 1966.

Turner G., Cadogan P.H., Young C.I. Argon selenochronology. – "Proceedings 4th Lunar Science Conference", 1973, v. 2.

Wilhelms D.E., McCaylev I.F. Geologic map of the near side of the Moon. – In: Geologic Atlas of the Moon, Map. I–703. U.S. Geol. Surv. Washington, 1971.

Б. А. ОКУЛЕССКИЙ

К ПРОИСХОЖДЕНИЮ МАГНЕТИЗМА ЛУНЫ

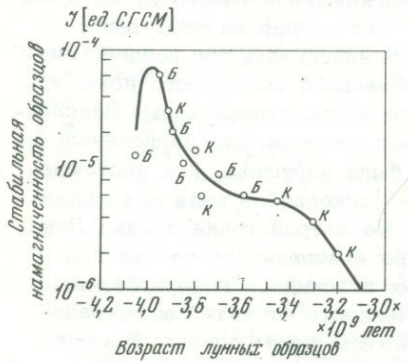
К настоящему времени в магнитном отношении исследована лишь незначительная часть Луны в области $\pm 30^{\circ}$ к северу и югу от экватора. Орбитальные исследования, выполненные станциями "Луна-2, 10", "Эксплорер-35" и субсателлитами "Аполлон-15 и -16", показывают, что современное глобальное магнитное поле у планеты практически отсутствует. Согласно результатам спектрального анализа магнитного поля пространственные гармоники, представляющие дипольную глобальную часть магнитного поля Луны, имеют амплитуды не более $0{,}05\gamma$, а пространственные гармоники с длиной волны в первые сотни километров имеют амплитуды, ненамного превышающие эту величину (Proceedings 4-th Lunar..., 1973). С другой стороны, измерения магнитного поля на поверхности планеты, выполненные экспедициями "Аполлон-12,-14,-15,-16" и "Луноход-2", показывают, что при отсутствии или крайней незначительности общего глобального дипольного поля Луны на ее поверхности имеются локальные магнитные поля с относительно большим разбросом амплитуд (диапазон их изменения $5\text{–}300\ \gamma$). Обнаружение "Эксплорером-35" многочисленных магконов (Michalov e. a., 1971) хорошо согласуются с этими результатами.

До сих пор остается неясным происхождение такого лунного магнитного поля. Сейчас имеются две точки зрения на этот вопрос. Согласно первой из них, в прошлом Луна находилась под воздействием внешнего или, всего вероятнее, собственного магнитного поля, которое однородно намагнитило верхнюю часть лунной коры. Впоследствии под воздействием бомбардировки метеоритами первоначальная однородность намагниченности коры была нарушена, и к настоящему времени от нее сохранились лишь "осколки" в виде локальных аномалий (Sonett, Runcorn, 1971). По второй точке зрения Луна вообще не имела глобального поля, но в верхних ее частях под воздействием внутренних или внешних источников генерировались локальные магнитные поля, намагниченность от которых сохранилась до наших дней в почти неизмененном виде (Murthy, Banerjee, 1973; Smoluchowski, 1973a).

Некоторое объяснение происхождения магнитного поля планеты и намагниченности лунных пород может дать изучение магнитных свойств образцов лунных пород, доставленных на Землю экспедициями "Аполлон". К сожалению, все доставленные на Землю образцы были отобраны не из мест их коренного залегания, поэтому, несмотря на их достаточную представительность (они отобраны с шести мест посадок "Аполлонов"), определить одно из важнейших свойств древнего магнитного поля Луны – его направление – не удалось.

На рис. 1 обобщены опубликованные в печати результаты определения стабильной компоненты естественной остаточной намагни-

ченности и абсолютного возраста образцов лунных пород (Abstracts of Papers..., 1974; Proceedings 2, 3, 4th Lunar..., 1971, 1972, 1973). Для получения временной зависимости стабильной остаточной намагниченности I были использованы данные только по тем образцам, которые обеспечивались по крайней мере двумя согласующимися друг с другом независимыми определениями абсолютного возраста. Исследованные на магнитные свойства лунные породы имеют возраст от $-4{,}1$ до $-3{,}1\cdot10^9$ лет, что представляет собой значительный промежуток времени (1 млрд. лет) в ранней истории Луны. Из графика рис. 1 видна отчетливая временная зависимость стабильной остаточной намагниченности лунных горных пород, на основании которой можно выделить три временных этапа с различным поведением остаточной намагниченности: I этап ($-4{,}1\div-3{,}9\cdot10^9$ лет) – I имеет максимальные значения до $6\cdot10^{-5}$ ед. СГСМ (на рубеже 4 млрд. лет); II этап – $I \sim 10^{-5} - 6\cdot10^{-6}$ ед. СГСМ ($-3{,}9\div-3{,}3\cdot10^9$ лет); III этап ($-3{,}3\div-3{,}1\cdot10^9$ лет) – уменьшение намагниченности примерно до $3\cdot10^{-6}\div1\cdot10^{-6}$ ед. СГСМ. На рис. 2 обобщены взятые из тех же источников, что и для намагниченности I, данные по реконструированному древнему магнитному полю Луны. Реконструкция поля производилась главным образом методами, в основу которых положена термоостаточная природа стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности лунных горных пород, т.е. автоматически предполагалась пропор-



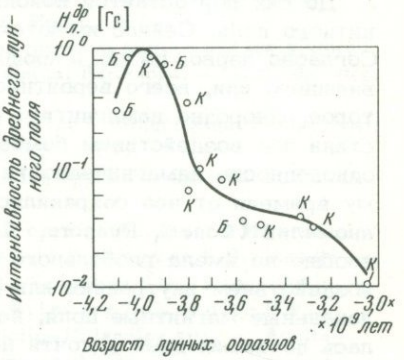


Рис. 1. Временная зависимость стабильной намагниченности образцов лунных пород (величина намагниченности осреднялась по экспериментальным данным для 2–3 образцов одного возраста)

Б – брекчии; К – кристаллические породы

Рис. 2. Временная зависимость реконструированного древнего магнитного поля Луны (величина поля осреднялась по экспериментальным данным для 2–3 образцов одного возраста)

Б – брекчии; К – кристаллические породы

циональность I только намагничивающему полю $H_Д$. На графике рис. 2 выделяются те же три временных этапа, что и на рис. 1: I этап – $H_Д \sim 1$ Гс; (максимум); III этап – платообразный участок с $H_Д \sim 0{,}07 \div 0{,}04$ Гс; III этап – резкое уменьшение поля до менее 0,01 Гс.

Рассмотрим сначала график рис. 2 и предположим, что данное реконструированное поле вызвано каким-то глобальным механизмом. В настоящее время наиболее распространены три гипотезы, объясняющие магнетизм планеты внутренними глобальными источниками: механизм холодного намагничения глубинных недр, механизм конвекционного динамо и механизм прецессионного динамо.

По первой гипотезе намагничение лунной коры возникло за счет намагниченности лунных недр. Последние ее приобрели под воздействием межпланетного магнитного поля во время холодной аккреции планеты (Strangway e. a., 1973). Авторы этой гипотезы подсчитали, что для объяснения древнего магнитного поля Луны порядка 10^{-2} Гс ее недра должны были приобрести свою намагниченность во внешнем поле величиною примерно в 20 Гс. Однако, как видно из рис. 2, лунное поле на рубеже 4 млрд. лет имеет значение > 1 Гс. Чтобы объяснить такую интенсивность древнего поля, величина межпланетного магнитного поля должна была быть, по-видимому, на 1-2 порядка выше, что само по себе уже вызывает сомнение. Кроме того, как считают сами авторы, доказательством в пользу данной гипотезы будет являться обнаружение постепенного спада величины древнего поля во времени. Но из рис. 2 видно, что реконструированное поле изменяется во времени скачкообразно. Отсюда следует вывод о невозможности удовлетворительно объяснить имеющиеся данные о магнетизме Луны гипотезой холодного намагничения.

Перейдем теперь к гипотезе конвективного динамо. Оценкой такого динамо является магнитное число Рейнольдса:

$$B = \mu\sigma LV \gg 1,$$

где μ – относительная магнитная проницаемость планеты, σ – электропроводность ядра, L – линейный размер системы, в которой может существовать динамо, V – скорость конвекции внутри планеты. Для Луны возможны два типа ядра: металлическое (железное) или силикатное. Расчеты, проведенные Ранкорном (Sonett, Runcorn, 1971), показывают: чтобы удовлетворить средней плотности и моменту инерции планеты, радиус железного ядра не должен превышать 300 км. Из оценки, сделанной Леви для этого случая, следует: если Луна имела такой же механизм динамо, как и Земля, то при создании на поверхности планеты только поля в 0,01 Гс железное ядро должно было вращаться со скоростью, значительно превышающей предел прочности Луны (Levy, 1972). При силикатном составе ядра радиус последнего может превысить и 1000 км, но даже при высоких температурах электропроводность такого ядра всегда на несколько порядков ниже, чем у железного.

Исходя из оценки вязкости планеты ($\eta = 10^{25}$–10^{27} пуаз), после 3,8 млрд. лет в лунных недрах вероятность глубинной конвекции чрезвычайно мала (Areani-Ham, 1973), что говорит против существование в это время конвекционного динамо. Вычисление же числа Рейнольдса для более раннего этапа истории Луны по максимально возможным для последней параметрам: $L = 1000$ км, $\sigma = 10^{0}$ Мо/М и $V \sim 3$ м/год – дает $R \leqslant 1$. Подобная оценка магнитного числа Рейнольдса позволяет исключить из рассмотрения в качестве источников глобального поля Луны механизм конвективного динамо.

Наряду с гипотезой конвективного динамо существует гипотеза прецессионного динамо, в котором компенсация омических потерь происходит за счет разности прецессионных моментов планеты и ее ядра. Для Луны первая оценка прецессионного динамо получена Смолуховским (Smoluchowski, 1973а). Согласно его расчетам в моделях с оливиновым ядром величина поля на поверхности планеты в то время могла достигать 1 Гс. Но, чтобы обеспечить такое поле, силикатное ядро должно обладать необычно большой электропроводностью ($\sim 10^{5}$ Мо/М). Для получения столь высокого значения последней автор произвел ее линейную экстраполяцию от точки плавления на температуру порядка 3000°К. Хотя в настоящее время практически нет экспериментальных данных о поведении электропроводности при температурах выше точки плавления, теоретические оценки говорят о том, что электропроводность с повышением температуры (после точки плавления) вряд ли будет так сильно увеличиваться (Smoluchowski, 1973а). Если же взять реальные значения электропроводности силикатов при температуре плавления, то расчеты, сделанные по формуле, предложенной Ш.Ш. Долгиновым (1974), показывают, что в прошлом на поверхности Луны могло быть поле порядка 10 γ (при условии, если планета находилась в то время на современной орбите и имела скорость прецессии, равную 20°/год (Smoluchowski, 1973а) при радиусе расплавленного силикатного ядра 800 км). Исходя из термоостаточной природы намагниченности, чтобы намагнитить лунные породы до $I \sim 1 \cdot 10^{-5}$ ед. СГСМ, поля такой величины совершенно недостаточно. Конечно, можно предположить, что в прошлом Луна находилась значительно ближе к Земле, чем в настоящее время. Тогда поле за счет увеличения скорости прецессии тоже может увеличиться и, вероятно, достигнуть необходимой величины. Но и в этом случае за счет низких параметров электропроводности и радиуса ядра число Рейнольдса вряд ли намного превысит единицу. Иначе говоря, чтобы поддерживать поле порядка $1\text{–}5 \cdot 10^{-2}$ Гс в течение по крайней мере 1 млрд. лет, требуется большой перерасход энергии, который покрывается только за счет большой постоянной прецессионной скорости. Это возможно лишь при условии длительного пребывания планеты вблизи Земли. Но так как в течение этого времени Луна постоянно удалялась от Земли, а тем самым и постоянно уменьшалась скорость прецессии, то с энергетической

точки зрения прецессионное динамо такой мощности представляется маловероятным. Из приведенного выше следует: если на Луне и существовал глобальный источник типа прецессионного динамо, то он должен был быть весьма маломощным.

Можно оценить величину намагниченности, до которой этот источник способен намагнитить лунную кору. Допустим, что максимальный предел самой длинной гармоники современного лунного магнитного поля (0,05 γ) соответствует полю от пород с намагниченностью $I \sim 1 \cdot 10^{-5}$ ед. СГСМ, тогда глубина нижней кромки намагниченных пород, соответствующая в период намагничения изотерме точки Кюри для железа ($T_К$ = 1043°К), оценится в 5–10 км. Это автоматически предполагает, что в рассматриваемый период времени глобальная (т.е. для Луны в целом) изотерма Кюри для железа подходила почти к самой ее поверхности, что противоречит современным представлениям об истории развития планеты. Согласно последним тепловым моделям глубина расположения этой изотермы 3–4 млрд. лет назад оценивается в десятки и первые сотни километров от поверхности (Wood, 1972). При толщине же намагниченного слоя, равной 100 км, поле на орбитах субсателлитов "Аполлон-15, -16" было бы в настоящее время не менее 10 γ, что неизбежно зафиксировалось бы бортовыми магнитометрами. Конечно, это несоответствие можно объяснить тем, что впоследствии кора такой мощности и такой намагниченности могла быть разрушена как ударами крупных метеоритов, так и интенсивной эндогенной деятельностью, но как раз последние 3 млрд. лет характеризуются отсутствием таковых. С другой стороны, глобальное поле на орбитах субсателлитов соответствует коре (мощностью свыше 100 км), если ее намагниченность не превышает $I \sim 10^{-7}$ ед. СГСМ. Такое значение намагниченности косвенным образом подтверждается магнитными свойствами образца "дунита", который, как считается, является представителем материала лунной "мантии" (Proceedings 5th Lunar..., 1974), во всяком случае, это образец породы явно глубинного залегания. Для него оценена пока только намагниченность насыщения, которая на 1–2 порядка ниже, чем у остальных образцов. Можно полагать, что и стабильная намагниченность будет значительно меньше средней величины стабильной остаточной намагниченности лунных образцов ($I \sim 10^{-6} - 10^{-5}$ ед. СГСМ). Намагнитить лунную кору до такой величины способно и маломощное прецессионное динамо с небольшим числом Рейнольдса.

Таким образом, ни одна из существующих гипотез глобального источника не в состоянии удовлетворительно объяснить столь высокое для Луны реконструированное древнее магнитное поле. Поэтому ответ на вопрос о происхождении намагниченности образцов лунных пород данного возраста скорее всего нужно искать не в существовании мощного магнитного поля, в котором породы приобретают термоостаточную намагниченность $I \sim 6 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ, а в чем-то другом.

В ранней истории Луны выделяются два этапа развития планеты. I этап ($-4,6 \div -3,9 \cdot 10^9$ лет) – это этап формирования лунной материковой коры. В конце его – заключительная стадия интенсивной бомбардировки поверхности планеты и образование впадин большинства лунных морей. II этап ($-3,9 \div -3,0 \cdot 10^9$ лет) – время заполнения впадин лунных морей и некоторых наиболее крупных кратеров базальтовыми лавами. Конец этого этапа характеризовался плавным затуханием эндогенной деятельности, после чего Луна в общих чертах сохранила свой облик до настоящего времени (Шмитт, 1975).

При сравнении такого хода истории Луны с временным ходом намагниченности (см. рис. 1) между ними наблюдается некая корреляция, а именно: максимум намагниченности приходится на заключительный этап интенсивной бомбардировки поверхности планеты метеоритами; платообразный участок намагниченности совпадает по времени с этапом заполнения морских бассейнов базальтовыми лавами, а уменьшение величины намагниченности на ружебе 3 млрд. лет – с затуханием эндогенной деятельности. С другой стороны, анализ образцов, использованных для построения зависимости (см. рис. 1), показывает, что они представляют собой два типа лунных пород: брекчии и кристаллические породы, причем наблюдается их разделение по возрасту: брекчии в основном имеют возраст 4,1 – 3,9 млрд. лет, а кристаллические – моложе. Совершенно ясно, что брекчии ввиду их четко выраженного ударного происхождения должны отражать ударные процессы с динамическим сжатием много больше 1 кбар. В то же время кристаллические породы (которые тоже являются выбросами из кратеров) должны отражать ударные процессы с меньшими динамическими сжатиями. Об этом говорит их хорошая сохранность.

В последнее время в печати появляются указания на возможность ударного намагничения пород в относительно слабых магнитных полях ($1-5 \cdot 10^{-2}$ Гс). Поэтому можно попытаться объяснить пик остаточной намагниченности I (см. рис. 1) бомбардировкой поверхности планеты метеоритами в относительно слабом магнитном поле. Эксперименты по исследованию свойств ударной намагниченности, индуцированной при динамических давлениях в диапазонах 0–1 кбар и 50–100 кбар (Proceedings 3rd, 4th Lunar..., 1972, 1973), показывают, что в первом динамическом диапазоне давлений ударная намагниченность лунных образцов является менее стойкой по сравнению с термоостаточной и снимается при размагничивании, тогда как в диапазоне давлений 50–100 кбар она по стабильности не уступает последней. Выше 100 кбар ударная намагниченность становится вязкой (т.е. опять менее стабильной). К сожалению, эмпирическая зависимость ударной остаточной намагниченности от динамического давления и внешнего поля получена для давлений не более 1 кбар, где она определяется как

$$I \text{ (ед СГСМ)/г} = 2,3 \cdot 10^{-7} H_{Д}(э) \cdot P \text{ (бар)}.$$

Если предположить, что при давлениях в десятки килобар сохраняется та же линейная зависимость, то для образования наблюдаемой остаточной намагниченности ($6 \cdot 10^{-5}$ ед. СГСМ) достаточно присутствия внешнего поля порядка $1 \cdot 10^{-3}$–$1 \cdot 10^{-2}$ Гс. Такое поле, как уже отмечалось выше, могло обеспечить и прецессионное динамо с небольшим числом Рейнольдса. Если это так и стабильная намагниченность пород может приобретаться последними в слабых полях, тогда сама реконструкция поля (рис. 2) подвергается некоторому сомнению. Из всего рассмотренного выше следует, что намагниченность порядка 10^{-5} ед. СГСМ имеет приповерхностный характер (глубина ее распространения – первые километры). Повышение намагниченности в приповерхностных слоях с $I \sim 10^{-7}$ до $I \sim 10^{-5}$ ед. СГСМ можно, вероятно, объяснить локальным выносом носителей магнетизма (примесь металлического железа) вместе с расплавами на поверхность во время заполнения морских бассейнов ($-3{,}9 \div +3{,}0\ 10^9$ лет). При этом в зонах выхода расплавов на поверхность в них самих могли возникать небольшие конвекционные динамо (при условии $L = 100$ км, $\sigma = 10^0$ Мо/М, $V \gg 30$ м/год), которые в силу своих малых размеров должны быть кратковременными (время их существования не превышает нескольких тысяч лет). Действие подобных динамо может определить локальный характер магнитных полей и намагниченности пород, наблюдаемых на поверхности Луны. Существуют и другие объяснения локальных источников намагниченности, в частности гипотеза об образовании локальной намагниченности за счет "фесконов" (Murthy, Banerjee, 1973), гипотеза приливного намагничения (Smoluchowski, 1973b).

Однако, каким бы ни был механизм локального термонамагничения, какого бы происхождения ни была стабильная намагниченность лунных пород, последняя не всегда может удовлетворительно объяснить величину измеренных на поверхности планеты магнитных постоянных полей. Образцы лунных пород имеют стабильную намагниченность, изменяющуюся в пределах от 0,3 до $20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ, что в пересчете на величину современного поля дает вариации последнего от 0,2 до 40 γ. На Луне же в местах отбора образцов наблюдаются поля и в 100–300 γ. Яркой иллюстрацией этого случая является район посадки экспедиции "Аполлона-16". Здесь стабильная намагниченность варьирует в пределах от 0,3 до $15 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. Такие малые значения не могут обеспечить всю величину поля (120–320 γ), зарегистрированного поверхностными магнитометрами (Proceedings 4th Lunar..., 1973), однако последнюю вполне обеспечивает величина полной естественной остаточной намагниченности, в которой доля стабильной компоненты не превышает 10%. Этот пример показывает важную роль в магнетизме Луны процессов, создающих не стабильную, а вязкую намагниченность. И поскольку время ее релаксации несравненно меньше времени релаксации стабильной компоненты, то породы, подвергшиеся такому намагничению, будут значительно старше по возрасту, чем процессы, приведшие к образованию их вязкой намагниченности.

* * *

1. Если можно считать, что временна́я зависимость стабильной намагниченности (см. рис. 1) в ка́кой-то мере отражает реальные процессы, проходящие на Луне на ранней стадии ее развития, то временная зависимость интенсивности древнего поля вызывает некоторые сомнения, так как все образцы в той или иной степени отражают ударные процессы и не исключена возможность того, что стабильная намагниченность имеет ударное происхождение, а не термоостаточное. А в этом случае, чтобы приобрести наблюдаемую намагниченность, вероятно, нужны гораздо меньшие поля, чем для приобретения термоостаточной намагниченности.

2. В рассматриваемый период времени также возможно действие слабого глобального механизма (типа прецессионного динамо) намагничения лунных пород, который может намагнитить лунную кору до 10^{-7} ед. СГСМ.

3. Каково бы ни было происхождение стабильной намагниченности, последняя не всегда может удовлетворительно объяснить наблюдаемые на поверхности планеты современные магнитные поля, т.е. в магнетизме Луны, помимо процессов, ведущих к возникновению стабильной намагниченности (локальные источники термоостаточного или ударного происхождения), большую роль играют процессы, приводящие к возникновению вязкой намагниченности и которые по своему возрасту гораздо моложе, чем возраст исследованных образцов.

ABSTRACT

A critic analysis of hypoteses on the formation and evolution lunar rocks magnetization led to conclusion on the absence of global magnetic field on the Moon at past epochs. The comparison of stable magnetization data for returned lunar samples with their age values give a possibility to restore the intensity of ancient magnetic field of the Moon. Taking into consideration the idea on the shock magnetization the attention was paid on the accordance of magnetization intensity and bombardment rate. The faint global mechanism (like precession dynamo) is also not excluded.

ЛИТЕРАТУРА

Долгинов Ш.Ш. Магнетизм планет. М., "Знание", 1974.

Шмитт Г. История развития Луны. – В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука", 1975.

Areani-Hamed. Viscosity of the Moon. – "J. Moon.", 1973, v. 6, N 1/2.

Levy E.H. Magnetic Dynamo in the Moon: A Comparison with the Earth. – "Science", 1972, v. 178.

Michalov J.D., Sonett C.P., Dyal P. Possible Fossil Lunar Magnetism Inferred from Subsatellite Data. – "Science", 1971, v. 171.

Murthy V.R., Banerjee S.K. Model of Early Lunar Differentition. – "Moon", 1973, v. 7.

Nagata T., Dunn J.R., Fuller M. Magnetism of Lunar Rocks. – "Moon", 1974, v. 9, N 1/2.
Proceedings 2nd, 3rd, 4th Lunar Science Conference. Houston, 1971, 1972, 1973.
Proceedings 5th Lunar Science Conference (abstr.). Houston, 1974.
Smoluchowski R. Magnetism of the Moon. – "Moon", 1973a, v. 7, N 1/2.
Smoluchowski R. Lunar Tides and Magnetism. – "Nature", 1973b, v. 242.
Strangway D.W., Pearce G.W., Collison D.W. Magnetism of Lunar Rocks. – In: AIP Conf. Proc., N 10. Amer. Inst. Phys., N.Y., 1973.
Sonett C.P., Runcorn S.K. Haw to use Magnetic Fields for Fun and Probit. – "Comments Astrophys. Space Phys.", 1971, v. 3.
Wood J.A. Thermal History and Early Magmatism in the Moon. – "Icarus", 1972, v. 16, N 2.

О. Л. КУСКОВ, Н. И. ХИТАРОВ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ ВОЗМОЖНОГО СОСТАВА ЯДЕР ЗЕМЛИ И ВЕНЕРЫ

К проблеме формирования ядер планет земной группы подходят до сих пор в основном с геофизических и космогонических концепций. При этом практически не рассматривается химия процессов, роль и распределение летучих в оболочках планет. Такой подход приводит к неразрешимым противоречиям в вопросе о составе ядра, которое предполагается либо железным (с примесью других компонентов), либо состоящим из металлизованных силикатов.

Режим летучих определяет многие важнейшие минеральные равновесия. В настоящее время проведены уже довольно многочисленные оценки флюидного режима Земли и термодинамические расчеты газовых и газово-минеральных равновесий в зависимости от температуры, давления и фугитивности кислорода. Однако подобные расчеты проведены в сравнительно небольшом $P - T$-интервале, охватывающем в основном лишь земную кору.

Для понимания проблемы происхождения ядер планет земной группы необходимо выяснить режим летучих и в первую очередь фугитивность кислорода в мантии Земли.

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

Фугитивность газов в мантии на ранней стадии эволюции планеты (после ее образования из протопланетного облака, но до стекания железа в ядро) можно оценить по буферным равновесиям металлического железа с ферромагнезиальными силикатами и окислами в соответствии с моделью, согласно которой металлическое железо было первоначально относительно равномерно распределено по всей мантии (Кусков, Хитаров, 1975а, б), т.е. рассматривается широко распространенная гипотеза недифференцированной планеты,

в которой вещество мантии полностью перемешано с веществом ядра. Существует и альтернативная гипотеза стратифицированной Земли, согласно которой уже на первом этапе аккумуляции за счет физико-химических или чисто физических процессов образуется железное ядро, на которое "налипает" силикатная оболочка (Виноградов, 1972; Turekian, Clark, 1969; Orowan, 1969; Grossman, Larimer, 1974). Однако эта идея гетерогенной аккумуляции не объясняет присутствия в ядре легких примесей, необходимых для получения плотности ядра, вытекающей из геофизических данных.

В качестве одного из компонентов, понижающих плотность ядра, предполагается кремний (MacDonald, Knopoff, 1958; Ringwood, 1959). В соответствии с этим на основе квазихимической теории растворов рассчитаны коэффициенты активности кремния в системах Fe – Si, Ni – Si и Fe – Ni – Si в интервале 1500–1400°K и свободные энергии растворения кремния в жидком железе и жидком никелистом железе в интервале 0–1400 кбар. На основании полученных данных сделан вывод о термодинамической устойчивости жидкого Fe – Ni – Si–расплава в условиях внешнего ядра Земли (Кусков, 1974).

Это условие является необходимым, но недостаточным. Для понимания процессов вхождения кремния в ядро надо выяснить механизм его восстановления в недрах планеты, т.е. необходимо рассмотреть окислительно-восстановительные условия в мантии и рассчитать фугитивность кислорода по различным буферным реакциям с участием жидких железа и кремния. Расчеты фугитивности кислорода (f_{O_2}) проведены в интервале 200–1400 кбар (600–2900 км, зоны C и D) при активности железосодержащего компонента в твердом растворе, равной 0,1 (Кусков, Хитаров, 1975б).

Глубина 600 км (200 кбар) соответствует переходному слою C, который состоит, по данным сейсмологии и лабораторных экспериментов, в основном из ферромагнезиальных твердых растворов силикатов в структуре пироксенов и шпинели. Поэтому можно полагать, что основной реакцией, контролирующей фугитивность кислорода в этой зоне, являлась следующая:

$$FeSi_{0,5}O_2\,(\text{шп. тв}) + MgSi_{0,5}O_2\,(\text{шп. тв}) = MgSiO_3(\text{тв}) + Fe(\text{ж}) + 1/2\,O_2.$$

Расчеты показывают, что на этой глубине при $T = 2000–2500^{\circ}K$ равновесное сосуществование металлического железа с ферромагнезиальными силикатами требует, чтобы фугитивность кислорода находилась в пределах $-3,0 \leqslant \lg f_{O_2} \leqslant -1,7$.

Восстановление кремния с последующим растворением в жидком железе может происходить по двум реакциям:

$$FeSi_{0,5}O_2\,(\text{шп.тв}) = 1/2SiO_2\,(\text{ст.тв}) + Fe(\text{ж}) + 1/2O_2,$$

$$FeSi_{0,5}O_2\,(\text{шп. тв}) = FeO(\text{тв}) + 1/2Si(\text{ж}) + 1/2\,O_2.$$

При 200 кбар это соответствует условиям $\lg f_{O_2} \approx -2{,}8$ и $T \approx$ $\approx 3200^{\circ}$K. Однако температуры $\sim 3200^{\circ}$K существенно выше температур плавления железа и силикатного вещества, слагающего оболочку (Жарков, 1959; Uffen, 1952), и, судя по имеющимся термическим моделям, вероятно, не достигали таких величин на глубине 600 км. Можно полагать поэтому, что восстановления силикатов до металлического кремния с его последующим растворением в жидком железе на этих глубинах, вероятно, не происходило.

При давлениях нижней мантии Земли (400–1400 кбар, 1000–2900 км) ее состав должен был отвечать смеси окислов (MgO,FeO в структуре NaCl, SiO_2 – стишовит) с металлическим железом (Mao, Bell, 1970–1971; Kumazawa e. a., 1974).

Масса современного земного ядра составляет примерно треть массы планеты, и, следовательно, логично предположить, что фугитивность кислорода в мантии Земли и любой другой планеты, обладающей железным ядром, должна была (до стекания железа в ядро) на этих глубинах контролироваться буферным равновесием Fe–FeO. Нижний предел f_{O_2} контролировался равновесием Si – SiO_2.

На рис. 1 приведены расчеты фугитивности кислорода в нижней мантии Земли в зависимости от температуры и давления (Кусков, Хитаров, 1975б). При 600 кбар (~1400 км) восстановление стишовита до металлического кремния происходит при $T \approx 3500^{\circ}$K и $\lg f_{O_2} \approx 3{,}1$; при 1000 кбар (~ 2200 км) и 1400 кбар (~ 2900 км) – при $T \approx 3900^{\circ}$K, $\lg f_{O_2} \approx 6{,}5$ и $T \approx 4400^{\circ}$K, $\lg f_{O_2} \approx 8{,}6$ соответственно. В этих же условиях происходит растворение жидкого кремния в жидком железе (Кусков, 1974), так как $T_{пл}$(Fe) при этих давлениях ниже температуры восстановления стишовита. Процесс восстановления кремния и образования Fe–Si-расплава можно представить следующим образом.

После аккумуляции Земли фугитивность кислорода в нижней мантии контролируется системой Fe – FeO. На глубине, например, 2900 км в какой-то момент времени температура равна 2000°K и в соответствии с расчетами $\lg f_{O_2} \approx 16{,}0$. При последующем разогреве планеты f_{O_2} меняется по кривой Fe–FeO и при 4000°K $\lg f_{O_2} \approx 9{,}4$, т.е. происходит уменьшение на 6,5 порядка. Однако эта величина f_{O_2} все еще больше равновесной величины f_{O_2} в системе Si – SiO_2 при 4000°K, и восстановления поэтому не происходит. При температуре приблизительно 4400°K фугитивность кислорода становится одинаковой для обеих систем, $\lg f_{O_2} = 8.8$. Восстановление кремния и его растворение в жидком железе становится возможным.

Расчеты равновесий в системе Fe–FeO–MgO–SiO_2–Si–O_2 позволяют определить значения и тенденции в изменении фугитивности

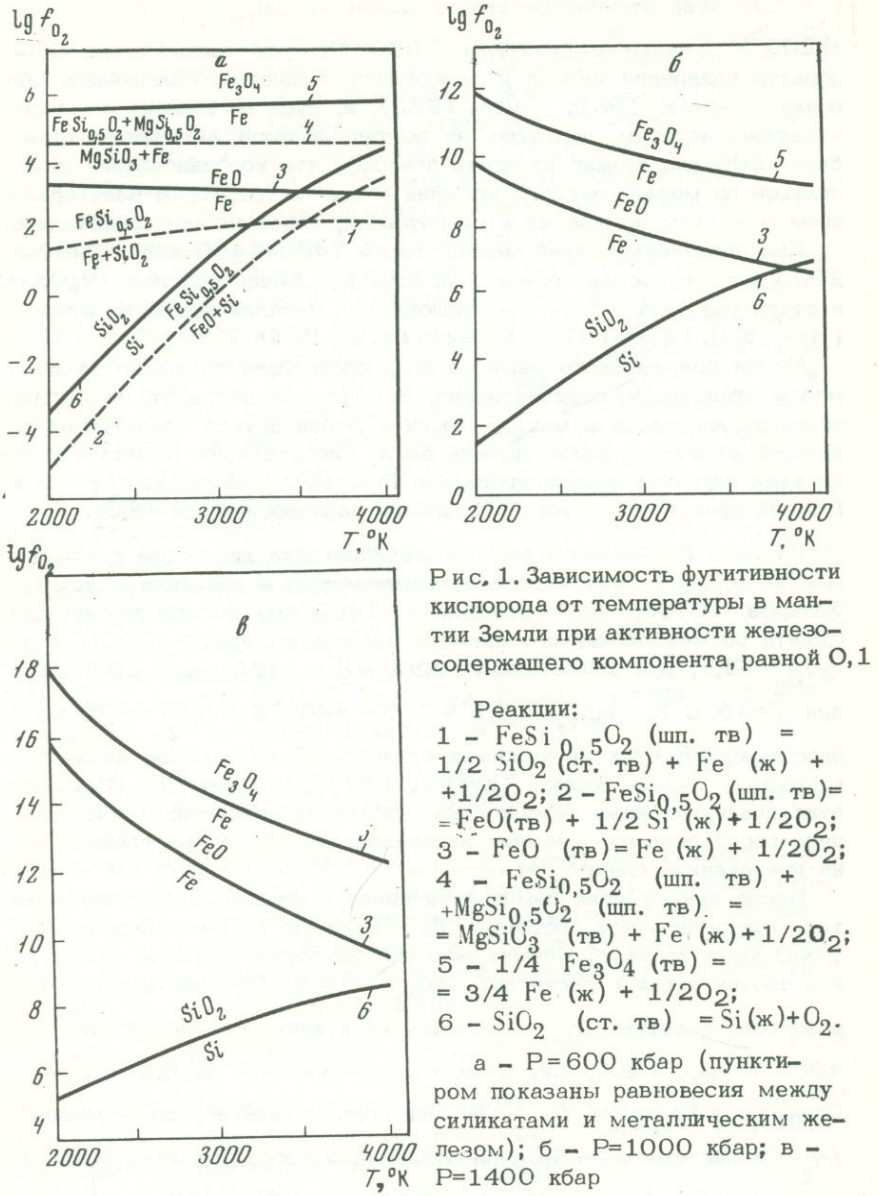


Рис. 1. Зависимость фугитивности кислорода от температуры в мантии Земли при активности железосодержащего компонента, равной 0,1

Реакции:
1 – $FeSi_{0,5}O_2$ (шп. тв) = 1/2 SiO_2 (ст. тв) + Fe (ж) + $+1/2O_2$; 2 – $FeSi_{0,5}O_2$ (шп. тв) = FeO (тв) + 1/2 Si (ж) + $1/2O_2$; 3 – FeO (тв) = Fe (ж) + $1/2O_2$; 4 – $FeSi_{0,5}O_2$ (шп. тв) + $+MgSi_{0,5}O_2$ (шп. тв) = $MgSiO_3$ (тв) + Fe (ж) + $1/2O_2$; 5 – 1/4 Fe_3O_4 (тв) = 3/4 Fe (ж) + $1/2O_2$; 6 – SiO_2 (ст. тв) = Si (ж) + O_2.

а – P=600 кбар (пунктиром показаны равновесия между силикатами и металлическим железом); б – P=1000 кбар; в – P=1400 кбар

кислорода в широком интервале P и T, характерном для оболочек планет земной группы. Однако они не дают никакой информации о парциальных давлениях газа на этих глубинах. Если мы будем располагать данными о парциальных давлениях различных газов, то это позволит значительно лучше понять механизм про-

цессов, протекающих в недрах планет, и даст ключ к разрешению важнейшей проблемы – дегазации Земли и планет.

Для определения парциального давления газа надо знать коэффициенты фугитивности этого газа γ_i. Существующие в литературе данные по γ_i ограничены, как правило, давлениями ~ 10 кбар. Коэффициенты фугитивности при давлениях мантии Земли можно получить из экспериментальных P–V–T–данных по ударному сжатию газов. Решение этой задачи, однако, очень сильно осложняется из-за отсутствия целого ряда термодинамических данных, которые необходимы для расчета изотермических сечений в P–V–координатах.

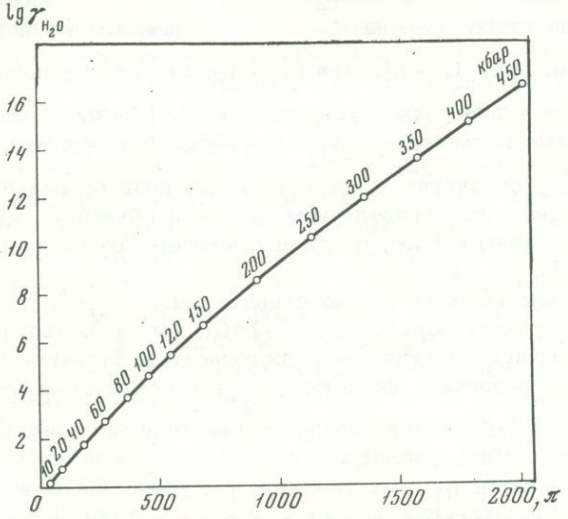


Рис. 2. Зависимость коэффициента фугитивности воды от приведенного давления в интервале 0–450 кбар при 1000°С

Нам удалось пока рассчитать лишь коэффициенты фугитивности воды в интервале 0–450 кбар из P - V - T–данных (Rice, Walsh, 1957; Walsh, Rice, 1957) и уравнения состояния воды при высоких давлениях (Papetti, Fujisaki, 1968). На рис. 2 представлен один вариант расчета при 1000°С в координатах $\lg\gamma_{H_2O}{}^{-\pi}$ (где $\pi = P/P_{кр}$ – приведенное давление). Из рис. 2 видно, что γ_{H_2O} очень сильно возрастает с увеличением давления и при 450 кбар достигает огромной величины $\approx 10^{16,6}$.

Характер изменения коэффициентов фугитивности других газов, в том числе кислорода, с ростом давления должен быть примерно аналогичен изменению γ_{H_2O}. Поэтому можно полагать, что парциальное давление кислорода в мантии (получаемое делением фугитивности кислорода для какой-либо реакции на коэффициент фугитивности чистого газа) будет чрезвычайно малым.

ИЗМЕНЕНИЕ ФУГИТИВНОСТИ КИСЛОРОДА С ГЛУБИНОЙ И РАСЧЕТ ТЕПЛОВЫХ ЭФФЕКТОВ

Расчеты показывают, что, например, для реакции

$$2FeO(тв) = 2Fe(ж) + O_2$$

при повышении давления до ~ 500–600 кбар фугитивность кислорода при фиксированном давлении увеличивается с ростом температуры. При ~ 500 кбар f_{O_2} перестает быть функцией температуры. Выше этого предела f_{O_2} с повышением температуры уменьшается (см. рис. 1,а–в). Аналогичный характер в поведении f_{O_2} наблюдается и для ряда других реакций (Khitarov, Kuskov,1974). Эта аномалия в поведении f_{O_2} объясняется большей сжимаемостью кислорода по сравнению с сжимаемостью конденсированных фаз и, следовательно, при определенном давлении объемный эффект реакции становится равным нулю, а при дальнейшем повышении давления – меньше нуля.

Из сказанного выше можно сделать вывод, что в нижней мантии Земли на глубинах порядка 1200–1400 км существовала зона, характеризующаяся практическим постоянством фугитивности кислорода, т.е. при разогреве планеты f_{O_2}, контролируемая буферным равновесием Fe–FeO, оставалась почти неизменной в широком интервале температур (см. рис. 1,а).

Независимость f_{O_2} от температуры при ~ 500 кбар свидетельствует, кроме того, о том, что тепловой эффект реакции $FeO \rightarrow Fe + O_2$ равен нулю, а уменьшение f_{O_2} с температурой при давлениях, превышающих ~ 500 кбар, в свою очередь говорит о том, что реакция окисления на данной глубине протекает не с выделением, а с поглощением тепла, т.е. происходит инверсия знака теплового эффекта.

На основании полученных данных по фугитивности кислорода можно по уравнению Вант-Гоффа рассчитать тепловые эффекты на различных глубинах. В таблице представлены результаты расчета энтальпии реакции $2FeO(тв) = 2Fe(ж) + O_2$ в интервале 2000–4000°K и 200–1400 кбар, которые показывают, что до ~ 500 кбар восстановление железа сопровождается поглощением, а выше этого предела – выделением тепла.

ФОРМИРОВАНИЕ ЖЕЛЕЗОКРЕМНИЕВОГО ЯДРА

Земля

В проблеме формирования ядра Земли нет ясности. Существует много вариантов механизма образования и состава ядра. Мы не будем углубляться в обзор существующих представлений. Отметим лишь, что аргументация тех или иных гипотез относительно механизма

формирования ядра и его состава не основывается на каких-либо количественных расчетах, а ограничивается лишь самыми общими соображениями логики. Однако такой путь является неудовлетворительным не только потому, что не опирается на фактический материал, но еще и потому, что при сверхвысоких давлениях многие закономерности становятся отличными от тех, которые мы привыкли наблюдать при умеренных или даже высоких давлениях.

Из проведенных расчетов и анализа окислительно-восстановительных условий в оболочках планет вытекает возможность восстановления кремния и его растворения в жидком железе при $P-T$-условиях нижней мантии Земли, что позволяет наметить схему возможного формирования внешнего и внутреннего ядра Земли.

Данные сейсмологии показывают, что на глубине 5100–5200 км при ~3,3 мбар (Стейси, 1972) лежит граница между жидким внешним и твердым внутренним ядром, состав которого, вероятно, отвечает чистому железу или его сплаву с никелем. Состав внешнего ядра не известен. При стекании железа в ядро в соответствии со схемой Эльзассера (Elsasser, 1963) происходит выделение гравитационной энергии, которая, по оценкам многих авторов, приводит к нагреванию всей Земли в среднем на 2000°. Механизм отделения железа чрезвычайно трудно проследить в деталях, но если схема Эльзассера в целом соответствует действительности, то в соответствии с расчетами окислительно-восстановительного режима в мантии становится понятно, на что пошло тепло, выделившееся в процессе образования ядра за счет гравитационной дифференциации. Представляется возможным следующий механизм формирования ядра (Кусков, Хитаров, 1975в).

Фугитивность кислорода в нижней мантии в начальный период эволюции Земли контролируется буферным равновесием Fe–FeO. В этот же период за счет радиоактивного распада происходит плавление железа и его стекание в ядро. В этот момент можно практически не учитывать выделяющейся гравитационной энергии, и следовательно температуры в мантии на данном этапе будут недостаточно высокими для восстановления кремния. Поэтому первые порции вещества, стекающего в ядро, будут представлять практически

Расчеты тепловых эффектов реакции $2FeO(тв) = 2Fe(ж) + O_2$

P, кбар	$\Delta H^P_{2000-4000°K}$ ккал/моль	P, кбар	$\Delta H^P_{2000-4000°K}$ ккал/моль
200	81,3	1000	- 92,5
400	34,5	1200	- 92,5
600	-10,5	1400	-131,4
800	-52,4		-167,8

чистое металлическое железо или никелистое железо без каких-либо примесей кремния. Но именно эти первые порции и образуют первичное внутреннее ядро, которое в настоящее время находится в твердом состоянии. По мере отделения никелистого железа и роста внутреннего ядра температура в мантии будет повышаться вследствие выделения гравитационной энергии и станет достаточной для восстановления стишовита до металлического кремния и образования Fe–Ni–Si–расплава. Восстановление стишовита и образование расплава происходят при температурах лишь на 400–500° больших $T_{пл}$ железа. Значит, последующие порции стекающего материала будут представлять уже Fe–Ni–Si–расплав, который формирует внешнее ядро, находящееся в жидком состоянии.

Венера

Венера является планетой – близнецом Земли, поэтому ее внутреннее строение и термическая история в целом должны быть аналогичны земным. Средний атомный вес для Венеры – 26,4, а для Земли – 27 (Anderson, Kovach, 1967).

Р.Т. Рейнольдс и А.Л. Саммерс (Reynolds, Summers, 1969), рассчитав ряд моделей Венеры, нашли, что ее состав очень близок к земному. Возможные отклонения (Альтшулер, Шарипджанов, 1971; Anderson, Kovach, 1967), лежащие, впрочем, в пределах погрешности расчетов, заключаются в том, что среднее содержание железа в Венере (~35%) несколько меньше земного (~37–38%).

В свою очередь В.Н. Жарков (1973) отмечает, что средняя плотность Венеры на ~ 5% меньше средней плотности Земли, а для полного подобия этого мало, так как ее объем на 15% меньше земного. С.В. Козловская (1966), рассчитав два набора моделей, различающихся величиной радиуса планеты, получила, что для аналогии с Землей к веществу Венеры следует добавить 1,5–2% железа.

Эти незначительные противоречия в распространенности железа лишь подтверждают вывод о близости составов обеих планет.

В расчетах термической истории Венеры (Маева, 1972; Lee, 1968; Fricker, Reynolds, 1968) распределение радиоактивных источников тепла предполагается близким к земному. Некоторые различия в распределении температур в недрах Земли и Венеры возникают за счет больших различий в температуре поверхности. Однако показано, что максимальные различия в распределении температур существуют лишь в близповерхностных условиях и становятся незначительными уже на глубинах порядка 200 км (Fricker, Reynolds, 1968). Расчеты моделей термической эволюции Венеры позволяют также предполагать у нее наличие жидкого ядра (Токзоц, 1974).

Таким образом, существующие модели Земли и Венеры не столько вскрывают различия, сколько подчеркивают сходство в строении этих планет, подтверждая тем самым справедливость мнения Г.Юри (Urey, 1952), высказанного более 20 лет назад.

Поэтому мы полагаем, что все закономерности, выведенные для Земли (изменение фугитивности кислорода, восстановление силикатов и окислов с последующим образованием Fe–Ni–Si–расплава, формирование внутреннего и внешнего ядра) будут справедливы и для Венеры.

* * *

Формирование внутреннего и внешнего ядра Земли и Венеры в схематическом виде представлено на рис. 3, на котором выделен разрез нижней мантии и ядра (цифры соответствуют примерным границам между мантией и ядром и между внешним и внутренним ядром Земли).

На рис. 3, *а* изображена недифференцированная планета на ранней стадии эволюции (догравитационный период), температура которой составляет в среднем 1500–2000°K (Сафронов, 1969). На следующем этапе эволюции планеты происходит гравитационная дифференциация вещества. По мере разогрева планеты за счет радиоактивного распада происходит плавление никелистого железа и его стекание в ядро (рис. 3, *б*). Этот процесс приводит к дальнейшему повышению температуры, следствием чего является восстановление кремния и образование Fe – Ni – Si–расплава, формирующего внешнее ядро (рис. 3, *в*). Обычно предполагается, что выделение ядра Земли происходило где-то в первый-второй миллиард лет ее эволюции (Любимова, 1962; Ботт, 1974). За это время в ядро выделилось, вероятно, все изначально существующее металлическое железо и металлическое железо, образовавшееся в результате восстановления ферромагнезиальных силикатов и окислов. На рис. 3, *г* схематически показана дифференцированная планета после процессов выделения ядра (постгравитационный период).

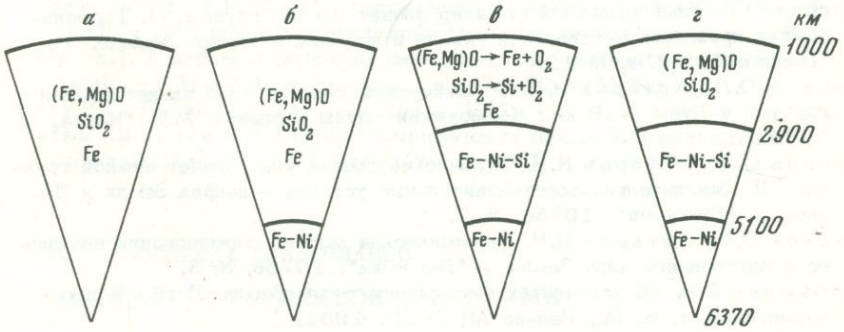


Рис. 3. Схема формирования ядер Земли и Венеры

а – недифференцированная планета; б – формирование внутреннего ядра; в – формирование внешнего ядра; г – дифференцированная планета. Периоды: а – догравитационный, б,в – гравитационный; г – постгравитационный

ABSTRACT

On the early stage of planetary evolution oxdidation–reduction conditions at the shells of the planets are considered and the oxygen fugacity for a number of reactions are calculated at 200–1400 kbar. A reduction of stishovite into silicon and the silicon dissolution in liquid iron occured in the low mantle of the Earth and Venus. Based on the data obtained the mechanism of the outer iron–silicon core formation for the Earth and Venus is proposed. Core formation is believed to occur at two stages: 1) formation of the inner Fe–Ni core; 2) formation of the outer core by stishovite reduction and Fe–Ni–Si melt generation as a result of temperature rise on account of gracitational energy discharge. Thermal effects of reaction $2FeO_{solid} = 2Fe_{liquid} + O_2$ at 200–1400 kbar are calculated. It is shown that this reaction is endothermal up to ~500 kbar and beyond this pressure is exothermal one.

ЛИТЕРАТУРА

Альтшулер Л.В., Шарипджанов И.И. О распределении железа в Земле и ее химической дифференциации. – "Изв. АН СССР. Сер. физика-Земли", 1971, № 4.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., "Мир", 1974.

Виноградов А.П. Высокотемпературные протопланетные процессы (к проблеме образования металлических ядер планет). Труды I Международного геохимического конгресса, т. 2. М., "Наука", 1972.

Жарков В.Н. Термодинамика оболочки Земли. – "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1959, № 5.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли, Луны и планет. М., "Знание", 1973.

Козловская С.В. Модели внутреннего строения Земли, Венеры и Марса. – "Астроном. журн.", 1966, т. 43, № 5.

Кусков О.Л. Химический состав ядер планет земной группы. I. Термодинамика процессов растворения никеля и кремния в жидком железе. – "Геохимия", 1974, № 12.

Кусков О.Л., Хитаров Н.И. О химическом составе ядер планет земной группы и Луны. – В кн.: Космохимия Луны и планет. М., "Наука, 1975а.

Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Химический состав ядер планет земной группы. II. Окислительно-восстановительные условия в недрах Земли и Венеры. – "Геохимия", 1975б, № 2.

Кусков О.Л., Хитаров Н.И. Геохимическая модель формирования внешнего и внутреннего ядра Земли. – "Геохимия", 1975в, № 3.

Любимова Е.И. Об источниках внутреннего тепла Земли. В сб.: Вопросы космогонии, т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Маева С.В. Термическая история планет земной группы. – В сб.: Физика Луны и планет. М., "Наука", 1972.

Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., "Наука", 1969.

Стейси Ф. Физика Земли. М., "Мир", 1972.

Токзоц М.Н. Эволюция Луны и ее сравнение с планетами земной группы. Докл. на советско-американской конференции "Космохимия Луны и планет". М., "Наука", 1974.
Anderson D.L., Kovach R.L. The composition of the terrestrial planets. – "Earth and Planet. Sci. Letters", 1967, v. 3, N 1.
Elsasser W.M. Early history of the Earth. – In: Earth science and meteoritics. Amsterdam, 1963.
Fricker P.E., Reynolds R.T. Development of the atmosphere of Venus. – "Icarus", 1968, v. 9, N 2.
Grossman L., Larimer J.W. Early chemical history of the solar system. – "Rev. Geophys. Space Phys.", 1974, v. 12, N 1.
Khitarov N.I., Kuskov O.L. The iron content of ferromagnesian silicates and oxides as a function of the oxygen distribution in the Earth's mantle. – "Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr.", 1974, v. 97.
Kumazawa M., Sawamoto H., Ohtani E., Masaoki K. Postspinel phase of forsterite and evolution of the Earth's mantle. – "Nature", 1974, v. 247, N 5440.
Lee W.H.K. Effects of selective fussion on the thermal history of the Moon, Mars and Venus. – "Earth and Planet. Sci. Letters", 1968, v. 4, N 4.
MacDonald G.J.F., Knopoff L. On the chemical composition of the outer core. – "Geophys. J.", Geophys. Suppl. Monthly Not. R.A.S., 1958, v. 1, N 4.
Mao H.K., Bell P.M. High-pressure decomposition of spinel (Fe_2SiO_4). – "Geophys. Lab. Carnegie Inst. Waxh.", 1970–1971, v. 70.
Orowan E. Density of the Moon and nucleation of the planets. – "Nature", 1969, v. 222, N 5196.
Papetti R.A., Fujisaki M. The Rice and Walsh equation of state for water: Discussion, limitations, and extensions. – "J.Appl.Phys,", 1968, v. 19, N 12.
Reynolds R.T., Summers A.L. Calculations on the composition of the terrestrial planets. – "J. Geophys. Res.", 1969, v. 74, N 10.
Rice M.H., Walsh J.M. Equation of state of water to 250 kilobars. – "J. Chem. Phys.", 1957, v. 26, N 4.
Ringwood A.E. On the chemical evolution and densities of the planets. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1959, v. 15, N 4.
Turekian K.K., Clark S.P. Inhomogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula. – "Earth and Planet. Sci. Letters", 1969, v. 6, N 5.
Uffen R.J. A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle. – "Trans. Amer. Geophys. Union", 1952, v. 33, N 6.
Urey H.C. The planets. Yale Univ. Press, 1952.
Walsh J.M., Rice M.H. Dynamic compression of liquids from measurements of strong shock waves. – "J. Chem. Phys.", 1957, v. 26, N 4.

О. И. ЯКОВЛЕВ, А. И. КОСОЛАПОВ

ИСПАРЕНИЕ РАСПЛАВОВ В ВАКУУМЕ

Качественно новый подход к познанию планет солнечной системы, который стал возможным в последнее десятилетие в связи с полетами автоматических межпланетных станций и человека на Луну, ставит перед физико-химической петрологией новые задачи. Среди них

все более актуальной становится задача экспериментального моделирования процессов испарения и конденсации, происходящих в условиях вакуума и высоких температур, поставленная перед нами К.П. Флоренским. Каждый новый эксперимент убеждает нас в том, что процессы испарения и конденсации, которым раньше уделялось незначительное внимание, играют важную роль в формировании состава многих геологических объектов на поверхности планет и планет в целом.

В настоящее время можно выделить три главные направления экспериментального изучения процессов испарения и конденсации, тесно связанные с проблемами планетной петрологии и геохимии.

1. Экспериментальное исследование процессов конденсации разреженного высокотемпературного газа в связи с проблемой эволюции газово-пылевого облака, зарождения протовещества планет и метеоритов. Это направление тесно связано с задачами космогонии. За последние годы задача протопланетной конденсации нашла свое решение в многочисленных теоретических исследованиях. Однако экспериментальных работ в этой области пока очень мало.

2. Экспериментальное исследование процессов испарения высокотемпературных расплавов с последующей конденсацией их паров в связи с проблемами ударно-взрывного изменения пород и химического состава импактных продуктов. Ударно-взрывные процессы, как это уже хорошо доказано, имели место на всех планетах земной группы. Поэтому мы вправе ожидать во всех случаях наличия общих закономерностей в изменении химического состава пород "мишени" и "снаряда" вследствие высокотемпературного испарения. Важно также выяснить и их геохимическую специфичность. Для решения этих вопросов требуется проведение экспериментов при весьма высоких температурах, с разными исходными составами вещества и при различной длительности испарения.

3. Экспериментальное исследование поведения природного вещества в высоком вакууме в связи с процессами испарения на поверхности планет, имеющих сильно разреженную атмосферу (Луна, Меркурий, Марс, спутники больших планет). Результаты этих экспериментов позволят получить ответы на многочисленные вопросы, среди которых представляют наибольший интерес выявление характера изменения состава расплавов, возникших при вулканической деятельности, и устойчивость минералов при нагревании и длительном пребывании в вакууме.

В процессе изучения лунного грунта количество экспериментальных работ по испарению и конденсации резко возросло.

Проводимые нами работы были направлены на решение следующих общих вопросов:

а) установление причин аномально низкого содержания щелочей в морских и материковых породах Луны;

б) выявление характера испарения стеклянных частиц реголита в процессе их образования и охлаждения в высоком вакууме Луны;

в) установление состава конденсата и формы его нахождения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Наши экспериментальные исследования осуществлялись с целью выявления факторов, определяющих процесс испарения – конденсации в вакууме (Яковлев, 1974; Яковлев и др., 1972, 1973а,б). Для этого экспериментально изучались:

а) зависимость состава остаточного стекла (расплава базальта) от температуры при постоянном давлении;

б) зависимость состава остаточного стекла от давления при постоянной температуре;

в) зависимость состава расплава от продолжительности плавления;

г) распределение основных петрогенных элементов и микроэлементов между остаточным стеклом и конденсатом при испарении базальтового расплава в вакууме;

д) закономерность испарения щелочных компонентов (K_2O и Na_2O) из основных (базальтовых) и кислых (гранитных) расплавов.

Закономерности изменения состава базальтового расплава изучались в интервале температур от 1200 до 1800°С при давлении 10^{-6} мм рт.ст. Полученные в результате плавления и испарения остаточное стекло и конденсат были проанализированы химическими методами. Данные анализа свидетельствуют о том, что составы стекла и конденсата существенно отличаются от исходного базальта. В остаточном стекле с увеличением температуры заметно возрастает содержание CaO, Al_2O_3 и TiO_2. Конденсат по сравнению с исходным базальтом и остаточным стеклом этих компонентов содержит меньше, но обогащается Na_2O, K_2O, P_2O_5, FeO. Было также установлено, что характер перераспределения петрогенных компонентов для различных базальтов практически одинаков.

С целью определения относительной летучести компонентов базальтового расплава обработка химических данных остаточного стекла проводилась методом сравнения отношений концентрации легколетучего компонента к элементу труднолетучему. На основании данных химического анализа была установлена весьма низкая летучесть CaO и TiO_2. Их абсолютное содержание в навеске в процессе испарения было практически неизменным. Содержание других компонетов расплава уменьшалось по мере роста температуры.

Как видно из приведенного графика (рис. 1), тенденция к уменьшению содержания четко выражена для K, Na, Si, Fe.

Изучение зависимости отношения элемента к титану от температуры показало, что K и Na интенсивно испаряются до 1300°С. При этом было отмечено, что содержание K в процессе испарения уменьшается в большее число раз по сравнению с Na. Начиная с температуры 1300°С расплав заметно обедняется Fe, а с температуры 1400°С происходит испарение Si. При температурах несколько больших 1600°С начинается испарение Mg и Al, а затем и Ca.

На основании полученных данных установлен температурный ряд относительной летучести компонентов, характерный для базальтовых

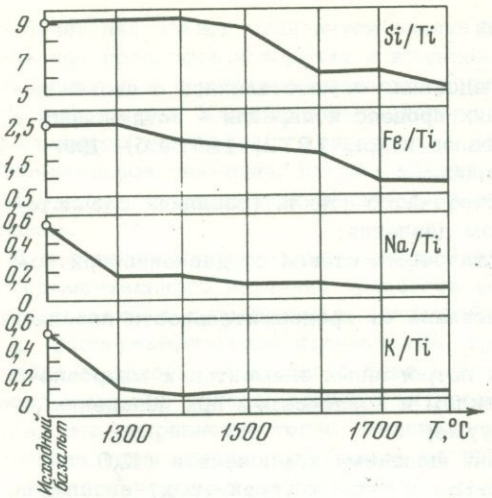


Рис. 1. Изменение отношений компонентов базальтового расплава в вакууме в зависимости от температуры (рассчитано в атомных количествах)

расплавов в вакууме (~10^{-6} мм рт. ст.): K, Na, Fe, Si, Mg, Al, Ca, Ti. При этом было показано, что летучесть элемента находится в зависимости от исходной концентрации вещества в расплаве. Так, например, летучесть Al в глиноземистом базальте несколько выше, чем в щелочных базальтах.

Исследование зависимости состава базальтовых расплавов от давления проводилось в диапазоне 10^{-3}–10^{-7} мм рт. ст. Было обнаружено, что с уменьшением давления содержание Na_2O, K_2O, FeO, SiO_2 в остаточном стекле закономерно уменьшается. Относительное содержание CaO и TiO_2 при этом увеличивается.

Полученные данные показывают, что состав остаточного расплава зависит от давления, причем, чем оно меньше, тем сильнее выражена дифференциация вещества и тем больше отличается состав остаточного продукта от исходного. Характер изменения состава остаточного стекла от давления показан на рис. 2.

Данные химического анализа свидетельствуют о том, что в составе стекла при давлениях 10^{-3}–10^{-5} мм рт. ст. уменьшается главным образом содержание легколетучих компонентов. В вакууме 10^{-6}–10^{-7} мм рт. ст. в составе остаточного стекла заметно уменьшаются FeO и SiO_2, а в конденсате их содержание повышается.

Исследование зависимости состава расплава от продолжительности плавления проводилось двумя методами.

Первый метод состоял в том, что плавление базальта осуществлялось в различные временные промежутки (от 3 до 100 мин) при фиксированных температуре и давлении. Образовавшееся стекло исследовалось иммерсионным методом (точность определения показателя преломления ±0,02). Было обнаружено, что показатель преломления остаточных стекол не изменяется после длительного пребывания расплава в вакууме. Изменение оптических свойств стекла вследствие изменения состава расплава происходит на начальных этапах испарения, длительность которых зависит от массы навески, температуры и вязкости расплава. Через 15–20 мин образовывался состав расплава, не зависящий от времени плавления.

Второй метод исследования заключался в оценке толщины слоя конденсирующегося вещества в зависимости от времени. Изменение толщины слоя конденсата осуществлялось посредством измерения резонансной частоты кварцевой подложки. В результате исследования было обнаружено, что толщина слоя конденсата быстро увеличивается в начале плавления. Через 15–20 мин процесс конденсации замедляется (рис. 3). Таким образом, еще раз косвенным путем было установлено, что состав расплава не претерпевает значительного изменения при длительном плавлении в вакууме.

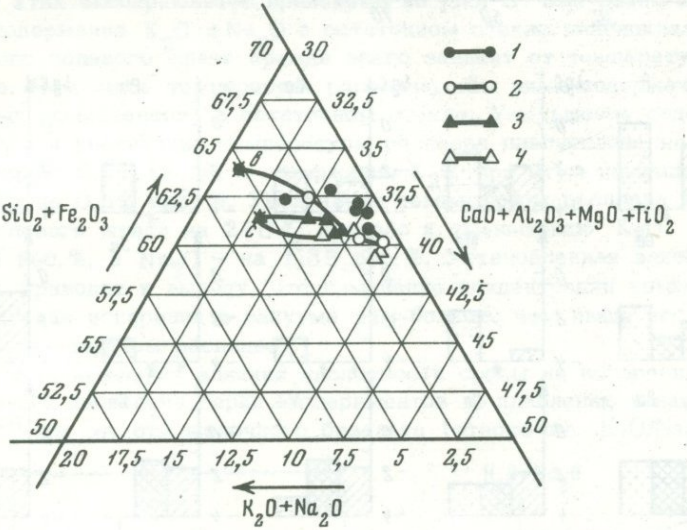


Рис. 2. Изменение состава остаточного стекла в зависимости от давления

Исходный состав базальтов – В и С. Характер изменения состава стекла при последовательном снижении давления (10^{-3}; 10^{-5}; 10^{-6}; 10^{-7}) и фиксированной температуре (1 – 1300°С; 2 – 1500°С, 3 – 1300°С; 4 – 1500°С)

Исследование характера перераспределения микрокомпонентов в процессе испарения и конденсации осуществлялось при давлении 10^{-6} мм рт. ст. и температуре 1400–1500°С. Общая картина дифференциации элементов представлена на рис. 4.

Из приведенного рисунка хорошо видно, что процесс испарения базальтового расплава характеризуется ярко выраженной фракционностью большей части входящих в него элементов. Конденсат при этом обогащается P, Pb, Ca, Co, Cu, Sn, Ni, Mo, In, Ag. Элементы Mn, Cr, Ba присутствуют в равных количествах как в конденсате, так и в остаточном стекле. Элементы Be, V, Zr, Sr накапливаются в остаточном расплаве.

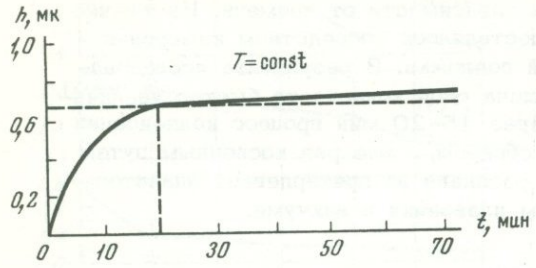


Рис. 3. Характер зависимости изменения толщины слоя конденсата от времени испарения при изотермическом процессе

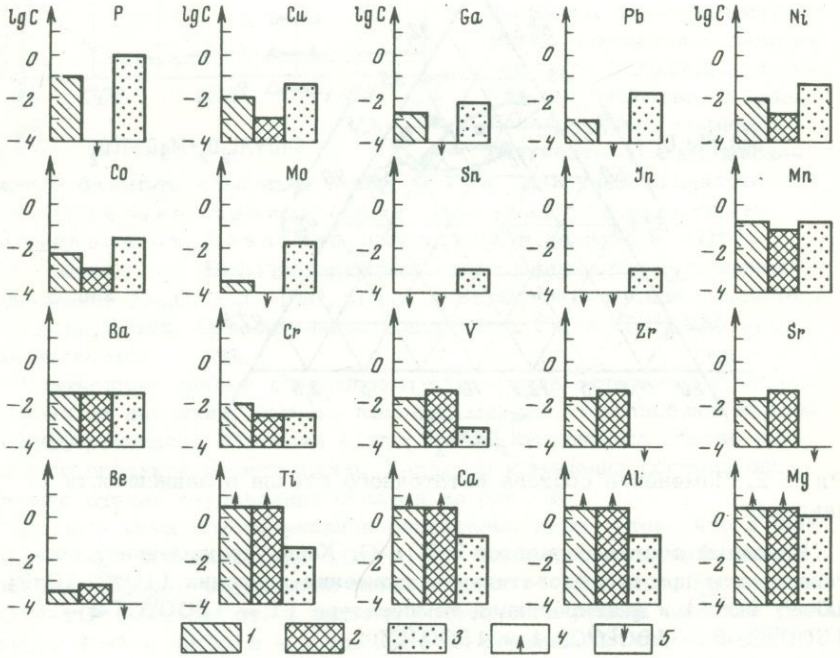


Рис. 4. Перераспределение элементов между остаточным стеклом и конденсатом при испарении в вакууме (С – весовые проценты спектрального анализа)

1 – исходный базальт; 2 – остаточное стекло; 3 – конденсат; 4 – концентрация больше 3 вес.%; 5 – концентрация меньше $1 \cdot 10^{-4}$ вес.%

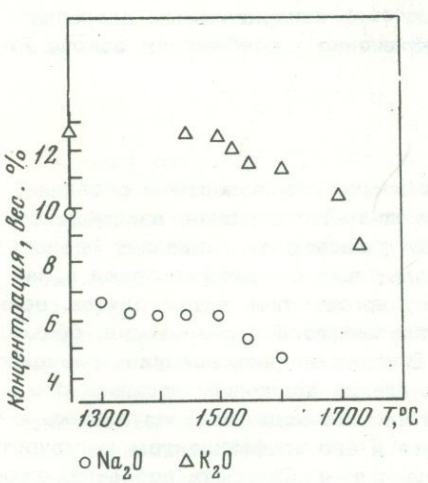
Совокупность проведенных исследований позволяет в общем виде разделить все компоненты базальтового расплава на три группы: 1) летучие, к которым, кроме перечисленных выше микрокомпонентов, обогащающих конденсат, следует отнести также K и Na; 2) умеренно летучие, к которым наряду с Mn, Cr и Ba необходимо добавить также Fe и Si; 3) нелетучие, накапливающиеся в оста-

точном расплаве Be, V, Zr, Sr; из петрогенных элементов сюда относятся Ti, Al, Ca, Mg.

Для исследования процесса испарения щелочей была проделана большая серия экспериментов по плавлению и испарению плагиоклаза (An_{18}), калиевого полевого шпата, щелочного базальта и аляскитового гранита при давлении 10^{-6} мм рт. ст.

Плагиоклаз и калиевый полевой шпат плавились в интервале температур соответственно 1300–1600 и 1450–1725°С. Результаты этих экспериментов приведены на рис. 5. Как видно из графика, содержание K_2O и Na_2O в остаточном стекле плагиоклаза и калиевого полевого шпата прежде всего зависит от температуры расплава. Чем выше температура расплава, тем ниже содержание щелочных компонентов в остаточном стекле. Уменьшение содержания Na_2O при увеличении температуры расплава плагиоклаза на 300°С составило 2,28 вес.%, а содержание K_2O при этом изменилось только на 0,15 вес. %. Увеличение температуры расплава калиевого полевого шпата на 275°С привело к уменьшению K_2O на 4,25 вес.%, а Na_2O – на 1,35 вес.%. Установленная закономерность приводит к выводу, что изменение концентрации компонента вследствие испарения в вакууме тем больше, чем выше его содержание в исходном расплаве.

Для определения влияния кислотности среды на испарение щелочей была проведена серия экспериментов по плавлению в вакууме (10^{-6} мм рт. ст.) щелочного базальта (отношение K_2O/Na_2O =



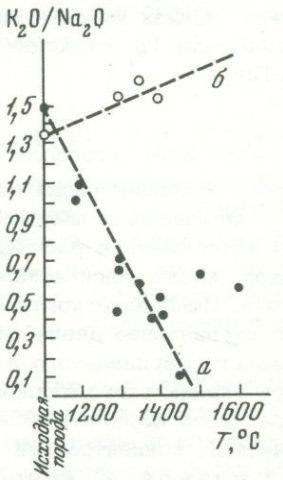


Рис. 5. Количественное изменение концентрации Na_2O в плагиоклазе и K_2O в калиевом полевом шпате в зависимости от температуры

Рис. 6. Изменение калий–натриевого отношения в зависимости от температуры при изобарическом испарении щелочного базальта (а) и аляскитового гранита (б)

= 1,48) и аляскитового жильного гранита (K_2O/Na_2O = 1,34). Испарение расплавов проводилось в интервале температур 1180–1450°С. Полученный экспериментальный материал позволил установить, что процесс испарения K_2O и Na_2O в значительной мере определяется составом исходного расплава, причем в кислом расплаве испарение щелочных компонентов незначительно и гораздо меньше, чем в расплавах основных. Концентрация калия в кислом расплаве при температуре 1300°С уменьшилась в 1,01 раза, а натрия – в 1,13 раза. При тех же самых условиях в щелочном базальте содержание К уменьшилось в 8,39 раза, а Na – только в 4,06 раза. При этом выявляется весьма важная закономерность относительного накопления калия в кислых расплавах (по сравнению с натрием) и его резкого уменьшения в основных (рис. 6). Приведенные данные позволяют сделать вывод, что тенденция к изменению калий-натриевого соотношения с ростом температур в разных по кислотности исходных расплавах противоположна.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Для правильного понимания экспериментальных результатов и корректного перенесения полученных данных на природные процессы рассмотрим физико-химические закономерности, определяющие испарение многокомпонентного расплава в вакууме.

При испарении расплава необходимо учитывать активности компонентов. Связь между активностью (a_i) и парциальным давлением компонента (p_i) находит свое выражение в обобщенном законе Рауля–Генри

$$p_i = p_i^{\circ} x_i \gamma_i - p_i^{\circ} a_i,$$

где x_i – концентрация компонента в многокомпонентном расплаве; γ_i – коэффициент активности, показывающий характер взаимодействия компонента в расплаве. Данная зависимость позволяет сделать вывод, касающийся испарения базальтовых и иных расплавов в вакууме. Испарение компонента будет происходить в том случае, если его парциальное давление, устанавливающееся в равновесии, больше внешнего парциального давления. В свою очередь величина равновесного парциального давления определяется давлением насыщенного пара этого компонента, взятого в чистом виде (индивидуальная летучесть), концентрацией компонента и его коэффициентом активности.

Выражение скорости испарения. Скорость испарения простых веществ обычно описывается уравнением Кнудсена–Лэнгмюра

$$\frac{dn_i}{dt} = (p_i - p_i') / \sqrt{2\pi K T m_i},$$

где p_i – равновесное давление пара при данной температуре; p_i' – парциальное давление в окружающем паре; m_i – масса молекулы;

K – постоянная Больцмана; T – абсолютная температура; n_i – число испарившихся молекул; t – время.

При испарении простых веществ в абсолютном вакууме скорость процесса будет определяться прежде всего величиной давления его насыщенного пара, которая зависит только от температуры.

При изотермическом испарении и при $p_i - p'_i = \text{const}$ скорость будет постоянной. Тогда любое простое вещество может быть полностью превращено в пар.

В случае двух и более компонентных систем выражение скорости испарения i-го компонента усложняется, так как равновесное давление пара в этих случаях определяется не только температурой, но и активностью компонента в смеси. Поэтому уравнение скорости испарения компонента из многокомпонентного расплава необходимо записывать с учетом обобщенного уравнения Рауля–Генри

$$\frac{dn_i}{dt} = (p^{\circ}_i x_i \gamma_i - p'_i) / \sqrt{2\pi K T m_i}. \qquad (1)$$

Решение этого уравнения при условии $p'_i = 0$ (испарение в абсолютном вакууме) и без учета изменения коэффициента активности (γ_i) и числа молей в единице объема от времени приводит к простому выражению:

$$x_{i\,\text{кон}} = x_{i\,\text{нач}} e^{-B_i(T)\gamma_i t}, \qquad (2)$$

где $x_{i\,\text{кон}}$ – конечная концентрация компонента в расплаве; $x_{i\,\text{нач}}$ – начальная концентрация компонента в расплаве;

$$B_i(T) = p^{\circ}_i / \sqrt{2\pi K T m_i} \cdot N.$$

Анализ уравнения (2) показывает, что скорость испарения i-го компонента, максимальная в начальный момент, со временем будет затухать по экспоненте. Вместе с тем динамика процесса испарения зависит от начальной концентрации, температуры и коэффициента активности, которые по-разному будут влиять на ход процесса. Из уравнения (2) легко также видеть, что при $t \to \infty$ конечная концентрация ($x_{i\,\text{кон}}$) будет стремиться к нулю, т.е. в абсолютном вакууме произойдет полное испарение вещества.

В реальных же условиях всегда имеется какое-то внешнее давление, которое, естественно, вносит определенные коррективы в процесс испарения. Уравнение (1) можно решить также и для случая, когда парциальные давления составляющих компонентов будут постоянными и заданными извне. Примерно такие условия имели место в наших экспериментах. При $p'_i = \text{const}$ из уравнения (1) получаем:

$$x_{i\,\text{кон}} = \left(x_{i\,\text{нач}} - \frac{p'_i C_i(T)}{B_i(T)\gamma_i} \right) e^{-B_i(T)\gamma_i t} + \frac{p'_i C_i(T)}{B_i(T)\gamma_i}, \qquad (3)$$

где $C_i(T) = 1/\sqrt{2\pi K T m_i} \cdot N$; N – число молей в единице объема расплава.

Следовательно, в реальных условиях, когда имеется внешнее давление, конечная концентрация компонента в расплаве при изотермическом испарении определяется его начальной концентрацией, давлением насыщенного пара чистого вещества и коэффициентом активности.

Испарение происходит с максимальной скоростью в начальный момент, затем процесс замедляется и система приходит в состояние, близкое к равновесному. Из уравнения (2) легко видеть, что при $t \to \infty$ конечная концентрация i-го компонента не стремится к нулю.

Если $t \to \infty$, то $x_{i\,\text{кон}} \to \dfrac{p_i' C_i(T)}{B_i(T)\gamma_i} = \dfrac{p_i'}{p_i^{\circ}\gamma_i}$.

Как видим, в процессе испарения при наличии внешнего давления расплав стремится к равновесному составу, конечная концентрация компонентов которого определяется уравнением Рауля–Генри.

Таким образом, при наличии внешнего давления процесс испарения не приводит к полному выделению компонентов в пар.

Роль кислотно-основного взаимодействия. Рассмотрим несколько типов расплавов, в которых концентрация i-го компонента одинакова, тогда после испарения этого компонента в течение времени t в вакууме для разных расплавов согласно уравнению (2) будем иметь

$$t = -\left[\frac{\ln x_{i\,\text{кон}} - \ln x_{i\,\text{нач}}}{\gamma_i B_i(T)}\right].$$

Допускаем, что индивидуальные свойства вещества $(B_i(T))$ во всех j-расплавах примерно одинаковы, тогда

$$\left(\frac{\Delta \ln x_i}{\gamma_i}\right)^1 = \left(\frac{\Delta \ln x_i}{\gamma_i}\right)^2 = \ldots = \left(\frac{\Delta \ln x_i}{\gamma_i}\right)^j. \qquad (4)$$

Данное выражение показывает, что в том расплаве, где γ_i имеет максимальное значение, за время t в процессе испарения будет достигнуто минимальное значение конечной концентрации ($x_{i\,\text{кон}}$). А это значит, что в данном расплаве компонент будет иметь наибольшую летучесть.

Обобщая сказанное выше, можем заключить, что испарение компонента будет существенным образом зависеть от типа расплава, а точнее, от химизма среды или кислотности-основности расплава. Кислотно-основные свойства расплава определяют как летучесть компонента, так и конечную концентрацию вещества в расплаве. Показателем кислотности-основности расплава, как было показано Д.С. Коржинским (1959, 1963, 1965), является активность ионов

кислорода $[O^{-2}]$. Она является показателем основности расплава, подобно группе $[OH^-]$ в водном растворе.

Активность иона кислорода $[O^{-2}]$ связана с коэффициентом активности основного окисла зависимостью:

$$\frac{\partial \ln \gamma_i}{\partial \ln [O^{-2}]} = + a_i, \qquad (5)$$

где a_i – степень ионизации i-го вещества в расплаве.

Из уравнения (5) вытекает общий принцип кислотно-основного взаимодействия, сформулированного Д.С. Коржинским: повышение кислотности расплава понижает валовой коэффициент активности всех оснований, причем тем сильнее,чем сильнее основание.

Согласно общему принципу взаимодействия, чем сильнее основание, тем меньше его коэффициент активности в кислом расплаве. С увеличением основности расплавов коэффициент активности основных компонентов возрастает.

В связи с этим применительно к уравнению (2) можно сделать вывод, что значение конечной концентрации ($x_{i\,кон}$) оснований в процессе испарения должно быть ниже в основных расплавах по сравнению с кислыми. Этот вывод подтверждается экспериментальными данными по испарению щелочей из базальтовых и аляскитовых расплавов. В аляскитовом граните, несмотря на весьма высокие температуры расплава, конечная концентрация натрия и калия почти не отличается от исходной, в то время как в щелочном базальте содержание щелочей уменьшилось в несколько раз. На рис. 6 хорошо иллюстрируется принцип кислотно-основного взаимодействия, показывающий, что в основном расплаве летучесть калия выше по сравнению с натрием, а в кислых – наоборот (наблюдается относительное накопление калия).

Роль парциального давления кислорода. При испарении в вакууме природных расплавов величина парциального давления кислорода в окружающей газовой среде является одним из определяющих факторов.

В наших экспериментах парциальное давление кислорода составляло $0{,}5 \cdot 10^{-7}$ мм рт. ст. При этом P_{O_2} должно происходить восстановление веществ, чьи окисные формы не устойчивы. Данные распределения элементов между остаточным стеклом и конденсатом ясно указывают на связь между парциальным давлением кислорода и летучестью вещества. В конденсате накапливаются Co, Ni, Fe, Cn, Mg, Ag, Sn, Ga – элементы, окисляющиеся при относительно высоком P_{O_2}. Элементы: Ca, Ti, Be, Zr, Sr, Ba, La, Se, для которых при заданных в экспериментах P_{O_2} и температурах характерна труднолетучая окисная форма, имеют ярко выраженную тенденцию накапливаться в остаточном расплаве.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Проведенные экспериментальные исследования и выявленные физико-химические закономерности испарения природного расплава в вакууме дают возможность удовлетворительно интерпретировать ряд геохимических особенностей лунного вещества.

1. Полученные данные по испарению базальтов позволяют сделать вывод о низком содержании щелочей в лунных базальтах, обусловленном испарением щелочных компонентов в условиях высокого вакуума. Сравнение содержания K_2O и Na_2O в остаточных стеклах и лунных морских базальтах указывает на определенное сходство в их составах. Экспериментальные данные показывают, что K_2O из базальтового расплава испаряется до более низких концентраций, чем Na_2O. Этим, по-видимому, можно объяснять "натровый" облик лунных базальтов.

Гипотеза об испарении щелочных компонентов при излиянии базальтов на поверхность Луны впервые была высказана Ноутоном и др. (Naughton e. a ., 1965). Позже она была подхвачена О.Харой (O'Hara, 1971), Г. Биггаром и др. (Biggar, O'Hara, 1972; Biggar e. a., 1972), Г. Брауном и др. (Brown, 1971; Brown, Peckett, 1971; Brown e. a., 1971, 1972). В этой связи обращает на себя внимание тот факт, что содержание Na_2O и K_2O как в реголите, так и в базальте, можно сказать, одинаково. Тогда становится неясно, куда исчезли испарившиеся из базальта щелочи. Поскольку в поверхностном слое Луны (в реголите) не обнаружено заметного увеличения щелочей, то предположение об испарении и последующей конденсации больших количеств щелочей на поверхности Луны следует признать неправомерным.

Многие исследователи занимают и другую крайнюю позицию. Они совсем отрицают испарение щелочей из лунных базальтов. П.В.Гаст (1973) считает, что полное отсутствие неоднородностей в содержании натрия в лунных изверженных породах является важным доказательством против того, что происходило улетучивание этого компонента из расплавов, поступавших на лунную поверхность.

Вероятнее всего, что исходная базальтовая магма, поднимающаяся из недр Луны, была изначально обеднена щелочами. Наши экспериментальные данные не противоречат этой точке зрения. Они показывают, что базальтовые расплавы с низким исходным содержанием щелочей обнаруживают незначительную потерю в вакууме K_2O и Na_2O. Исходя из этого, можно предположить, что в случае попадания в высокий вакуум подобного расплава вследствие малой активности щелочей испарения может и не произойти. Надо полагать, что низкое содержание Na_2O и K_2O в лунном базальте является отражением ранних геохимических процессов испарения и конденсации, приведших к глобальному обеднению Луны легколетучими компонентами.

2. Детальные экспериментальные и петрографические исследования гранитного материала, выполненные Э.Роддером и Р.Вейбленом

(Roedder, Weiblen, 1970a,b), позволяют сделать вывод о генезисе кислых продуктов на Луне в результате ликвации кислого расплава на последней стадии кристаллизации базальтов, последующего обособления и кристаллизации в кварц-санидиновый агрегат. Для лунных "гранитов" характерно низкое содержание Na_2O и относительно высокое содержание K_2O (6,7 вес.%).

Наши экспериментальные данные по плавлению аляскитовых гранитов в вакууме хорошо объясняют петрохимические особенности лунных "гранитов" и причину устойчивости высококалиевого кислого материала в условиях высокого вакуума Луны. В силу высокой кислотности среды в гранитном расплаве активность щелочных компонентов низкая. Это приводит к весьма незначительной потере щелочей, и особенно калия, в вакууме.

3. В настоящее время господствует точка зрения, что все многообразие составов стекла в лунном реголите, образованного в результате ударного плавления, обусловлено составом исходного вещества. Однако относительно широкий диапазон составов лунных стекол может явиться результатом селективного испарения всех петрогенных компонентов, включая и титан. Глубокий вакуум и высокая температура расплава способствуют этому, приводя к значительному химическому преобразованию стекла.

Как показали эксперименты, составы остаточных стекол определяются температурой и давлением. Причем отличие состава остаточного расплава от исходного базальта тем больше, чем больше температура и ниже давление в окружающей среде. Если предположить, что фактор давления при испарении расплавов в большинстве случаев постоянный, то температура является фактором, определяющим состав. В этом случае термометрия лунного стекла представляется вполне возможной.

Имеется немало данных, свидетельствующих о высокотемпературном испарении компонентов расплава и последующей конденсации испаренного вещества на поверхности частиц лунного реголита. Г.Курат и К.Кайл (Kurat, Keil, 1972) обнаружили на поверхности большого количества стеклянных шариков резкое увеличение концентрации K, Na и P, заключив при этом, что высокая концентрация этих элементов является следствием обратной конденсации из окружающего пара. Д.Маккей и Д.Моррисон (McKay, Morrison, 1971) нашли на стеклянных поверхностях пузырьков гладкое покрытие с высоким содержанием SiO_2 и K_2O, что указывает на испарение этих компонентов в объеме пузырька при ударном плавлении. В.Энгельгардт и др. (1970) отмечают, что сферулы и другие стеклянные частицы реголита, взятые с места посадки "Апполона-11", содержат меньше SiO_2 по сравнению с соответствующими обломочными частицами. Т.Банч и др. (Bunch e. a., 1971) нашли, что стекла имеют более низкие содержания FeO, чем соответствующие каменные обломки. Е. Чао и др. (Chao e. a., 1970) удалось сравнить химический состав стекол из микрократеров в микрогаббро с составом субстрата и указать на резкое различие их химического состава. В

работах А.П. Виноградова (1971, 1972) и А.П. Виноградова и др. (1971, 1972) указывается на присутствие конденсатного железа на частицах реголита. Интересна также находка в тонкозернистой фракции реголита α-корунда, который, как полагают Р.Рамдор и А.Горесей (Ramdohr, Goresey, 1970), образовался в результате конденсации из паровой фазы, возникшей при высокоскоростном ударе.

Все эти данные свидетельствуют об испарении P, K, Na, Fe, Si, а также труднолетучих элементов Ti и Al, требующих высоких температур расплава.

Таким образом, как экспериментальные данные, так и имеющиеся химические анализы по составам стеклянных частиц указывают на то, что многообразие составов стекла в лунном реголите обусловлено не только исходным составом вещества, но и процессами высокотемпературного испарения.

4. Большинство исследователей считают, что геохимическая индивидуальность реголита обусловлена примесью метеоритного вещества. По современным оценкам, в морском реголите не менее 2,5% вещества каменных метеоритов. Однако, несмотря на неоспоримость присутствия метеоритного вещества в реголите, до сих пор не решен убедительно вопрос о причинах геохимического различия между базальтовым субстратом и реголитом. В этой связи А.П.Виноградов (1972) указывает, что количество никеля в реголите по сравнению с его содержанием в монолитной породе (базальте) увеличивается в 5 раз, а кобальта – лишь в 1,5 раза ("Луна-16", "Аполлон-11, -12"). С другой стороны, в реголите мало платиноидов, тогда как в железных метеоритах их во много сотен раз больше, чем в породах. А.П. Виноградов предполагает, что частицы железоникелевого сплава, возможно, не привнесены, а имеют эндогенную природу, поскольку они часто встречаются в собственно лунных кристаллических породах. Р.Хаусли и Р.Крант (Housley, Grant, 1972) отмечают в тонкой фракции реголита 5–10-кратное превышение железа по сравнению с изверженными породами. Они солидарны с точкой зрения Гольштейна, считающего, что только 15% металлического железа имеет метеоритное происхождение.

Не отвергая привноса метеоритного вещества на поверхность Луны, мы считаем более вероятным другое объяснение геохимического различия между реголитом и кристаллическим субстратом. Сравнение экспериментально полученного распределения микроэлементов между остаточным стеклом и конденсатом, с одной стороны, и между базальтом и тонкой фракцией реголита – с другой, позволяет сделать вывод о возможности конденсации в поверхностном слое Луны элементов, обогащающих конденсат. Например, в реголите "Луны-16" по сравнению с базальтом больше Ni, Co, Cu, Pb, Ga, Mo, In и меньше Sr, Ba, Zr, Be. Примерно равное содержание отмечается для Cr и V. Подобное распределение нами было получено между остаточным стеклом и конденсатом (см. рис. 4). В связи с этим мы считаем, что процессы испарения и последующей конденсации, имев-

шие место при излиянии базальтов на Луне, могли привести к образованию на поверхности базальтовых покровов слоя конденсата, который при последующих ударно-взрывных процессах вошел в состав реголита и тем самым обусловил его геохимическое отличие от подстилающих базальтов. Для подтверждения этого предположения нужны поиски конденсата в лунном реголите.

Таким образом, базальтовый расплав является источником элементов, имеющих повышенные концентрации в реголите. Вместе с тем определенный пай в увеличение количества сидерофильных элементов в реголите вносит и метеоритное вещество. Наши экспериментальные данные не находятся в противоречии с этой точкой зрения. Интересно отметить, что конденсат, полученный в результате испарения расплава базальта в вакууме, обнаруживает некоторое геохимическое сходство с железоникелевой фазой метеорита. Как в железоникелевом сплаве в повышенном количестве присутствуют Fe, Ni, Co, Sn, Ga, Mo, P, так и в конденсате наблюдается повышенное содержание этих элементов. Ti, Mn, Cr, V, не входящие в состав метеоритного железа, содержатся в малых концентрациях и в конденсате. Такое геохимическое сходство подтверждает, по-видимому, мнение А.П. Виноградова (1972), что образование железоникелевой фазы железокаменных метеоритов тесно связано с процессом конденсации. При этом следует еще раз подчеркнуть, что весьма важным руководящим фактором разделения элементов в процессе как испарения базальтов, так и конденсации железоникелевой фазы является парциальное давление кислорода.

* * *

Изложенный материал позволяет сделать выводы, относящиеся к трем направлениям исследований. Первая группа выводов относится к экспериментальным результатам по испарению и конденсации природных расплавов в вакууме. Эти данные являются фактической основой для выводов по двум другим направлениям работ: теоретическому описанию физико-химических процессов испарения - конденсации и петролого-геохимической интерпретации полученных результатов.

Испарение и конденсация в вакууме экспериментально позволяют установить общую закономерность в изменении состава базальтового расплава в зависимости от температуры и давления. Повышение температуры, так же как и увеличение вакуума, приводит к обеднению расплава легколетучими компонентами K_2O, Na_2O, P_2O_5. Установлена температурная зависимость активного испарения петрогенных компонентов из базальтового расплава и дан ряд их относительной летучести: K, Na, Fe, Si, Mg, Al, Ca, Ti. При этом установлено, что конденсаты резко обогащаются щелочами, железом и кремнием и обедняются алюминием, кальцием и титаном.

Экспериментально было показано, что скорость процесса испарения изменяется во времени. При этом с течением времени скорость испарения замедляется, стремясь к постоянному значению в случае

стационарного процесса и к нулю в случае равновесия жидкости со своим паром.

Детально изучено испарение щелочных компонентов (K_2O и Na_2O) из основных (базальтовых) и кислых (гранитных) расплавов. Установлено, что при испарении из основных расплавов общая концентрация щелочей резко уменьшается, при этом концентрация калия уменьшается в большее число раз, чем натрия. При испарении кислых расплавов, несмотря на высокие исходные содержания щелочей, происходит незначительное уменьшение их концентрации, причем более полное испарение претерпевает натрий, по сравнению с калием.

Экспериментально установлено, что в процессе испарения базальтовых расплавов происходит перераспределение микроэлементов между остаточным стеклом и конденсатом. В конденсате увеличивается концентрация Ni, Co, Cu, Mo, In, Ag, Ga, Pb, Sn, P. В остаточном расплаве накапливаются Sr, Zr, Be, Se, La, V. В равной мере перераспределяются между продуктами испарения и конденсации Mn, Cr, Ba.

Физико-химические закономерности процесса испарения. При испарении многокомпонентных расплавов поведение каждого компонента определяется его индивидуальной летучестью (давлением насыщенного пара), концентрацией в расплаве и коэффициентом активности. В условиях равновесия парциальные давления компонентов определяются обобщенной зависимостью Рауля-Генри. В связи с этим предложено новое уравнение скорости испарения, описывающее процесс с учетом переменной активности компонента при испарении многокомпонентного расплава. При решении уравнения получены зависимости конечной концентрации компонента от физико-химических параметров процесса испарения.

Выявлена связь между конечной концентрацией компонента расплава и кислотно-основными свойствами среды. Показано, что в кислых расплавах конечные концентрации щелочных компонентов должны быть выше, чем в основных.

Показано, что существует связь между парциальным давлением кислорода и характером перераспределения элементов и микроэлементов между остаточным расплавом и конденсатом.

Геохимическая интерпретация экспериментальных данных приводит к выводу, что особенности состава базальта лунных морей определяются вакуумными условиями формирования расплавов. Низкое содержание щелочей в лунных базальтах обусловлено малым их содержанием в материале-источнике, который образовался в процессе конденсации в вакууме на ранней стадии развития Луны.

Экспериментальные данные и физико-химические закономерности процесса испарения показывают, что составы лунных "гранитов" с высоким содержанием щелочей, особенно калия, являются устойчивыми в условиях высокого вакуума.

Обнаружено сходство в распределении микроэлементов между остаточным стеклом и конденсатом, с одной стороны, и базальтовым субстратом и реголитом - с другой. Предполагается, что геохими-

ческая индивидуальность реголита обусловлена процессом испарения базальтового расплава и последующей конденсацией вещества (конденсата) на поверхности Луны.

Экспериментальные данные не исключают возможности испарения компонентов из высокотемпературных расплавов, образованных при ударном плавлении. Составы возникающих при этом стекол должны характеризоваться большим разнообразием, поскольку высокая температура ударных процессов способствует испарению и труднолетучих компонентов.

ABSTRACT

The results of experiments on basalt melts vaporization in vacuum (10^{-3}–10^{-7} mm Hg) are described. The peculiarities of the melt composition modification according to variation of temperature and pressure are obtained. The sequence of relative fugacity of rock components for basalt melts is determined as K, Na, Fe, Si, Mg, Al, Ca, Ti. It is shown that the fugacity of components depends also on the melt composition and the behavior of granite melts differs from basaltic ones. The physical–chemical description of the vaporization process is proposed and geochemical conclusions concerning the behavior of alkalis in lunar basalts and "granites" as well as the regolith composition are made.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-16". – "Геохимия", 1971, № 3.

Виноградов А.П. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией "Луна-20". – "Геохимия", 1972, № 7.

Виноградов А.П., Нефедов В.Н., Урусов В.С., Жаворонков Н.М. Рентгеноэлектронное исследование лунного реголита из Морей Изобилия и Спокойствия. – "ДАН СССР", 1971, т. 201, № 4.

Виноградов А.П., Нефедов В.Н., Урусов В.С., Жаворонков Н.М. Рентгеноэлектронное исследование металлического железа в лунном реголите. – "ДАН СССР", 1972, т. 207, № 2.

Гаст П.В. Химия земных и лунных базальтовых пород. М., "Наука", 1973.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. – "ДАН СССР", 1959, т. 128, № 2.

Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. – "Изв. АН СССР. Сер. геохим.", 1963, № 3.

Коржинский Д.С. Вывод термодинамических потенциалов открытых систем с внешне задаваемой кислотностью и восстановленностью. – В сб.: Проблемы геохимии. М., "Наука", 1965.

Энгельгардт В., Аридт Дж., Мюллер В.Ф., Штеффлер Д.Ш. Ударный метаморфизм в образцах лунных пород. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1970, № 6.

Яковлев О.И. Экспериментальное исследование процессов испарения–конденсации в вакууме в связи с некоторыми проблемами лунного вещества. Автореф. канд. дис. М., 1974.

Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В., Нусинов М.Д. Результаты исследования фракционного испарения базальтового расплава в вакууме. – "ДАН СССР", 1972, т. 206, № 4.

Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В., Нусинов М.Д. Особенности испарения калия и натрия из расплавов в вакууме. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1973а, № 5.

Яковлев О.И., Косолапов А.И., Кузнецов А.В., Нусинов М.Д. Об аномальности некоторых физических свойств стекла, полученного при плавлении минералов в вакууме. – "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1973б, № 6.

Biggar G.M., Ford C.E., O'Hara M.J. Melting relations in marina surface. – "Progress in experimental petrology. Ser. D", 1972, N 2.

Biggar G.M., O'Hara M.J. Volatilization from lavas on small planets. – "Progress in experimental petrology. Ser. D", 1972, N 2.

Brown G.M. Petrology, mineralogy and genesis of lunar cristalline igneous rocks.– "J.Geophys. Res.", 1971, v. 75.

Brown G.M., Emeleus C.H., Holland J.G., Phillips R. Mineralogical, chemical and petrological features of Apollo–11 rocks and their relationship to igneous processes. – "Geochim. et cosmochim. acta", 1971, suppl. 34.

Brown G.M., Emeleus C.H., Holland J.G., Phillips R. Mineral fractionation patterns between Apollo–14 primitive feldspathic rocks and Apollo–15 and other basalts. – "Proceeding 3rd Lunar Science Conference", 1972, suppl. 3.

Brown G.M., Peckett A. Selective volatilization on the lunar surface: evidence from Apollo–14 feldspar–phyric basalts. – "Nature", 1971, v.234, N 5327.

Bunch T.E., Prinz M., Keil K. Lithic fragments and glasses in Apollo–12 lunar samples. – "Meteoritics", 1971, v. 5.

Chao E.C.T., Boreman J.A., Minkin J.A., James O.B., Desforough J.A. Lunar glasses of impact origin: physical and chemical characteristics and geologic implications. – "J.Geophys. Res.", 1970, v. 75, N 35.

Housley R.M., Grant R.W. Origin of excess Fe–metal in the lunar fines. – "Proceedings 3rd Lunar Science Conference", 1972, suppl. 3.

Kurat G., Keil K. Effects of vaporization and condensation on Apollo–11 glass spherules: implications for cooling rates. – "Earth and Planet. Sci. Letters", 1972, v. 14, N 1.

McKay D.S., Morrison D.A. Lunar breccias. – "J. Geophys. Res. ", 1971, v. 76, N 23.

Naughton Y.Y., Barnes Y.L., Hammond D.A. Rocks degradation by alkali metals: a possible lunar erosion mechanism. – "Science", 1965, v. 149, N 3684.

O'Hara M.J. Lunar geology in the light of the Apollo programme. – "Endeavour", 1971, v. 30, N 109.

Ramdohr R., Goresey A.E. Opaque minerals of the lunar rocks and dust from Mare Tranquilitatis. – "Science", 1970, v. 167, N 3918.

Roedder E., Weiblen R.W. Silicate liquid immiscibility in lunar magmas evidenced by melt inclusion in lunar rocks. – "Science", 1970a, v. 167, N 3918.

Roedder E., Weiblen R.W. Silicate immiscibility found in lunar rock. – "Geotimes", 1970b, v. 15, N 3.

В. В. КОЗЛОВ, Ю. Я. КУЗНЕЦОВ, Е. Д. СУЛИДИ-КОНДРАТЬЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Одним из перспективных направлений современной геотектоники является рассмотрение важнейших ее проблем применительно не только к земному шару, но и к другим планетам солнечной системы; основанием для этого служат представления о единстве процессов образования планет Солнечной системы из одной гигантской протопланетной газово-пылевой туманности. Первыми возможными сейчас шагами в этом направлении являются исследования по выяснению основных черт сходства и различия в строении планет земной группы и Луны, наиболее изученных к настоящему времени. Этому вопросу посвящено уже немало работ: Kozlov, Soulidi-Kondratiev, 1968; Виноградов, 1970; Кропоткин, 1972; Современные представления о Луне, 1972; Ходак, 1972; Kozyrev, 1972; Beneš, Katterfeld, 1973; Masursky, 1973; Wilhelms, 1974; Wilson e. a., 1974; Лунный грунт..., 1974; Новое о Марсе, 1974.

Общим для Земли, Луны, Марса и отчасти Меркурия методом исследований является сейчас сверхдальнее дистанционное изучение – интерпретация космических и телескопических снимков и анализ гипсометрических спутниковых гравиметрических данных, дополненное для наиболее изученных планет сведениями о составе пород и глубинном строении. По данным, полученным этими методами исследований, авторами составлены планетотектонические карты Земли, Луны и Марса, которые приведены здесь в сильно уменьшенном и схематизированном виде (см. рисунок). На картах показано структурное районирование с выделением крупных, планетарного значения, тектонических областей и других тектонических элементов. При этом принималось, что тектонические области находят свое отражение в рельефе поверхности и гравитационном поле планет.

На всех картах в качестве наиболее крупных тектонических объектов выделяются области континентальные и океанические, существенно различающиеся характером своей структуры. В пределах этих областей целесообразно сопоставить и характерные для них тектонические элементы.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

К областям континентального строения относятся земные материки с их продолжениями на шельфах и континентальных склонах, лунные материки, местности с гористым, холмистым, линейчатым и кратерным рельефом на Марсе, светлые гористые области с большим числом кратеров на Меркурии. Сопоставление космических снимков планет земной группы показывает, что материковые области выделяются более резким рельефом с большим числом гребней и борозд. Им соответствуют возвышенные области с превышениями до нескольких километров над средним уровнем планетного тела.

Материковым областям свойственны региональные отрицательные гравитационные аномалии – "масмины" (Кропоткин, 1971), свидетельствующие о повышенной мощности коры. На Земле мощность коры материков – 25–60, в среднем около 40 км. Интерпретация гравиметрических данных для центральной части видимого полушария Луны дала оценку мощности коры в 40–60 км (Mascons interpreted, 1968). На Марсе также отмечаются значительные отрицательные аномалии силы тяжести для возвышенных районов. При этом мощность коры в пределах возвышенности Тарсис, совпадающей с отрицательной аномалией, оценивается в 50 км (Phillips e. a., 1973).

Земная кора континентального типа имеет слоистое строение с выделением гранитогнейсового и базальтового (гранулит–базитового слоев). Материки Луны сложены анортозитами (Вуд и др., 1970) или анортозитовыми габбро (Adler e. a., 1973). Можно предполагать на основании фотометрических характеристик, что материковые области Марса и Меркурия также выделяются по своему составу. Континентальные области разделяются на крупные тектонические элементы, в разной степени развитые на каждом из планетных тел.

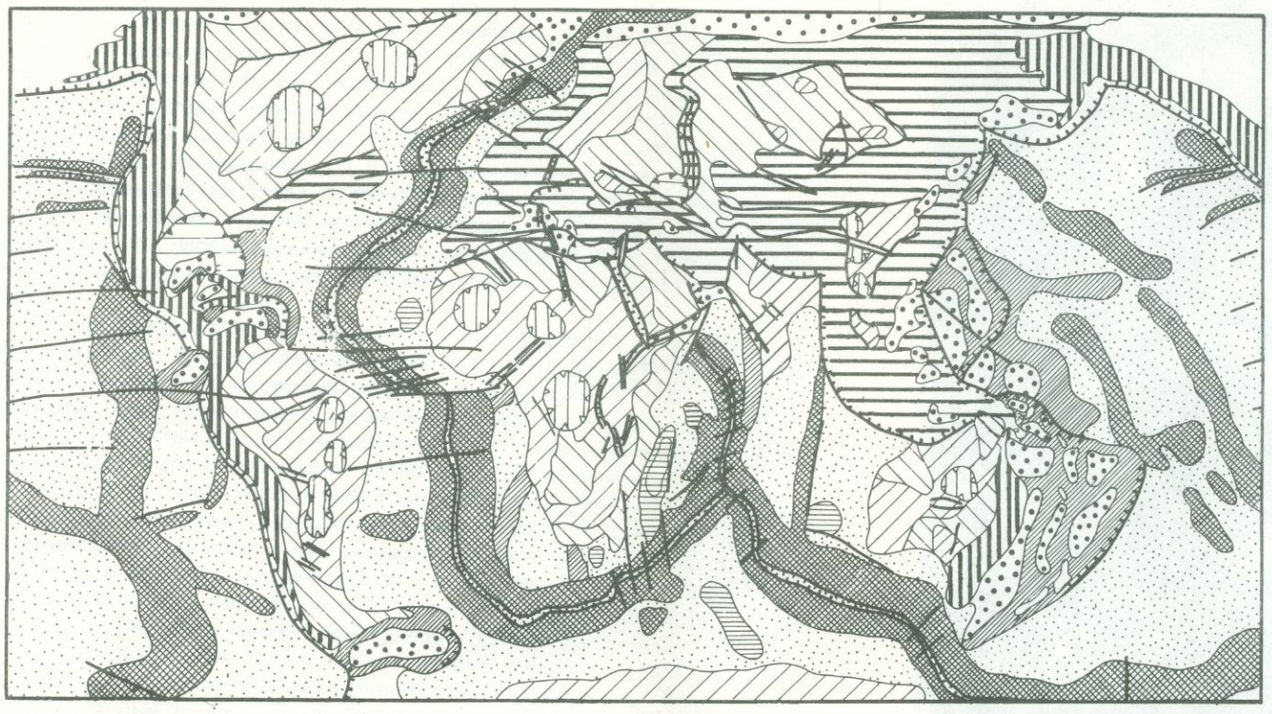
Ядра континентов особенно отчетливо обособляются в структуре Земли. К ним принадлежат древние щиты и массивы кристаллических пород. На космических снимках, в особенности в областях с аридным климатом, где отсутствует растительность, они резко выделяются благодаря сложному гребнистому рельефу с куполовидными структурами и густой сетью крупных трещин. На Марсе, Меркурии и Луне среди континентальных областей выделяются районы с гребнистым рельефом, близкие по своему облику к изображению щитов на снимках Земли из космоса.

Кордильеры, или горные цепи, развитые вдоль краев континентальных областей, характерны для всех планетных тел. Кордильеры выделяются сложностью структуры и наиболее расчлененным рельефом. Они четко выражены в рельефе планет в виде линейно-вытянутых или дугообразных поднятий. Обычно кордильеры не образуют сплошного ограничения впадин, а развиты лишь в виде дуг. На Земле краевое положение кордильер часто затушевано из–за развития внутриматериковых подвижных поясов, также выраженных горными сооружениями, которые вместе с кордильерами образуют сложный структурный рисунок.

В гравитационном поле Земли кордильеры выражены резкими отрицательными аномалиями, свидетельствующими о возрастании мощности коры до 50–60 км. Лунным кордильерам также соответствуют локальные отрицательные аномалии силы тяжести, свидетельствующие об утолщении коры.

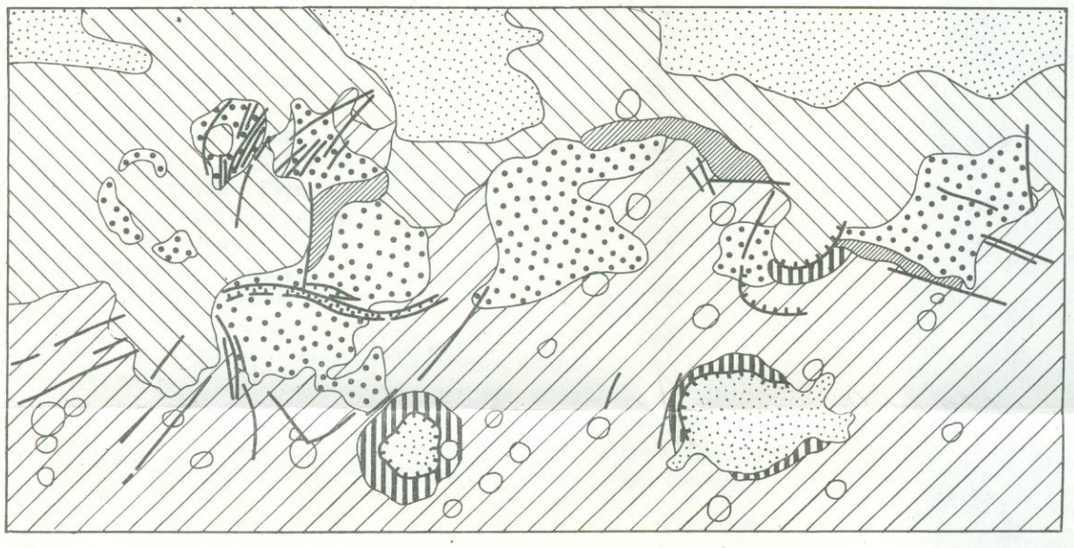
На Марсе к кордильерам, по–видимому, могут быть отнесены поднятия, обрамляющие круговые впадины Эллада и Аргир.

Происхождение кордильер, обрамляющих на Луне Море Дождей и другие круговые моря, является предметом длительной дискуссии.



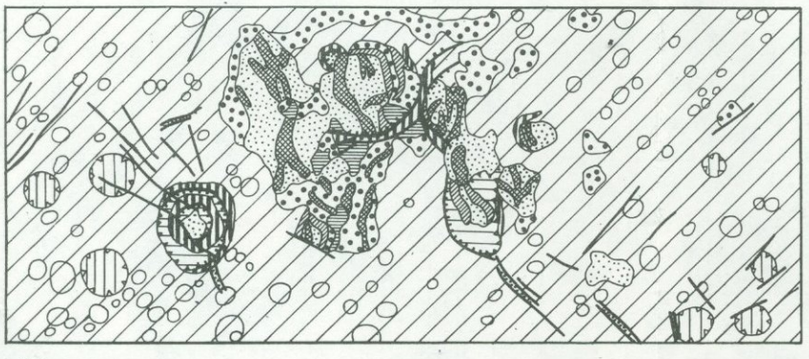
I

900 0 900 1800 2700км



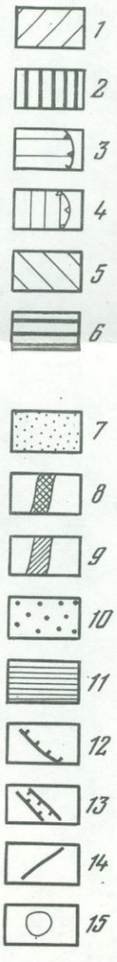
II

1500 0 1500 3000 4500км



III

200 0 200 400км



Планетотектонические карты I – Земли (на основе тектонических карт М.В. Муратова и Ю.М. Пущаровского), II – Марса (на основе геологической карты Г.Мазурски) и III – Луны (на основе тектонической карты В.В. Козлова и Е.Д. Сулиди-Кондратьева)

Области континентальной структуры: 1 – ядра континентов; 2 – кордильеры; 3 – талассоиды; 4 – субталассоиды; 5 – плиты; 6 – орогенные пояса. Области океанической структуры: 7 – талассократоны; 8 – срединно-океанические поднятия; 9 – краевые океанические поднятия; 10 – субокеанические впадины; 11 – микроконтиненты; 12 – краевые разломы; 13 – рифты; 14 – главнейшие разломы; 15 – главнейшие кольцевые структуры

Зак. 968.

Рядом исследователей они рассматриваются в качестве своего рода вала, образованного выбросами из гигантского кратера на месте кругового моря, возникшего при падении планетезимали. Этому противоречит наличие близких океанических и субокеанических впадин, образование которых связывается со сложными процессами в зонах сопряжения кор разного типа. На Земле кордильеры имеют длительное развитие, продолжающееся и на современном этапе, что делает малообоснованной их связь с гипотетическими падениями планетезималей на ранних стадиях эволюции Земли. Кордильеры различных планетных тел рассматриваются нами как характерные тектонические элементы зон сочленения континентальных и океанических областей.

Талассоиды в качестве структурных элементов планетарного масштаба были впервые выделены на Луне. Они представляют собой крупные впадины по периферии морей (Алтайский талассоид, обрамление Моря Восточного), характеризующиеся при этом рельефом и структурой поверхности континентального типа. Они выделяются гипсометрическим положением, развитием по периферии дуговых разломов и частично горных цепей кордильерного типа. Эти площади на Луне лишены резко выраженных гравитационных аномалий, и значения силы тяжести в их пределах близки к среднему значению. Вместе с тем здесь вырисовываются небольшие локальные аномалии силы тяжести, что свидетельствует о дифференцированном характере гравитационного поля и неоднородном строении коры. Мощность коры здесь также соответствует промежуточным величинам между континентальными районами и океаническими впадинами.

Аналогичные структуры на Земле не выделялись. Однако в структуре земной коры имеются обширные депрессии, заполненные осадочными породами мощностью несколько километров, образующие обширные овалы с утоненной корой, примыкающие к океаническим или субокеаническим впадинам (Мексиканский бассейн, Прикаспийская впадина, Левантийская впадина в Восточном Средиземноморье). В структурном отношении эти впадины могут быть сопоставлены с лунными талассоидами, отличаясь от них лишь развитием мощного осадочного чехла.

Субталассоиды были выделены впервые на Луне (Козлов, Сулиди-Кондратьев, 1969) в качестве обширных круговых депрессий (Королев, Аполлон, Герцшпрунг), занимающих промежуточное положение между круговыми морями и наиболее крупными цирками. Возможно, к ним следует отнести также крупные депрессии овальной формы (Шиллер). Аналогичные депрессии видны на снимках Марса. В структуре земной коры им могут соответствовать некоторые округлые или овальные обширные депрессии в пределах континентальных областей (впадина Гудзонова залива, Конго, Чад, Таудени). Интересно подчеркнуть, что впадина Гудзонова залива в недавнем прошлом рассматривалась как наиболее крупная астроблема, хотя сейчас, после проведения полевых исследований, авторы (Dietz, Barringer, 1973) отказывались от своих представлений.

Черты сходства этих структур подкрепляются их расположением на Луне в пределах внутренних частей континентальных областей, а на Земле – в пределах ядер континентов.

Плиты (в классическом понимании этого термина, вне связи с гипотезой литосферных плит) рассматриваются в качестве частей континентов, ядра которых перекрыты мощным слабо деформированным осадочным чехлом (Восточно-Европейская, Западно-Сибирская, Сахарская, Аравийская и др.). Они отличаются равнинным рельефом со сравнительно однородными характером гравитационного поля и строением коры. Широкое распространение плит на Земле связано с развитием седиментосферы. На других планетах земной группы аналогичные структурные элементы установлены лишь на Марсе, где также доказано развитие чехла осадочных пород.

Орогенные пояса, представляющие собой складчатые или складчато-глыбовые сооружения, присущи только Земле, что подчеркивает ее исключительность. Намечается связь орогенных поясов, выраженных в современном рельефе, с зонами утолщения седиментосферы. С этим может быть в значительной мере связано отсутствие орогенных поясов на других планетных телах.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ

Океанические области Земли, морские области Луны, аналогичные районы Марса и Меркурия резко обособляются от континентальных областей, так как они выражены крупными депрессиями планетарного масштаба с выровненными днищами, отличающимися на фотографиях более темным фототоном. При исключении гидросферы и осадочного слоя земные океанические впадины на космоснимках оказались бы полностью идентичными фотоизображению морских впадин других планет.

Сходство дополняется и характером гравитационных полей, так как у Земли, Луны и Марса этим впадинам свойственны резкие положительные гравитационные аномалии ("масконы" Луны). При этом мощность коры океанического типа на Земле составляет в среднем 5–10 км, в морских впадинах Луны – 25 км (Toksöz e. a., 1972) или 44 км (Mason, 1972). Сокращенная мощность коры повышенной плотности отмечена, по гравиметрическим данным, на Марсе во впадинах Либия и Амазонис и к северу от Маргаритифер-Синус (Phillips e. a., 1973). Для Земли и Луны установлен базальтовый состав коры океанического (морского) типа. Следует ожидать развития аналогичного состава коры в морских впадинах Марса и Меркурия.

Общность строения океанических впадин Земли и морских впадин Луны и, вероятно, Марса и Меркурия свидетельствует об общих причинах их происхождения. Представляется неверной гипотеза об образовании лунных морей в результате падений планетезималей, так как она противоречит данным об общности строения лунных и земных впадин и материалам о длительном и многоэтапном форми-

ровании земной коры океанического типа. Вызывает возражение и другой вариант этой гипотезы, который объясняет утонение коры в лунных морях подъемом мантии вследствие образования гигантской кратерной воронки (Wise, Yates, 1970). Аналогичный подъем мантии в земных океанических впадинах произошел в результате эндогенных процессов, вне связи с падениями планетезималей.

Является дискуссионным вопрос об отнесении к океаническим областям крупных круговых впадин (Эллада, Аргир и др.) и "плоских равнин" Марса или по крайней мере их наиболее опущенных частей, для которых характерны существенные положительные гравитационные аномалии. Отличия впадин Марса от лунных морей заключаются в светлом фототоне их изображения на снимках, что, казалось бы, противоречит базальтовому составу. Объяснение, на наш взгляд, может быть в том, что плоские равнины Марса выстланы с поверхности чехлом осадков эолового происхождения (Fryer, 1971), образующих на снимках участки со светлым фототоном. При удалении гидросферы такой же облик на космоснимках имели бы и земные океанические впадины, в которых базальты практически повсеместно перекрыты слоем осадков разной мощности.

Детали строения предположительно океанических впадин Марса замаскированы ровным осадочным чехлом, поэтому их внутренняя структура пока не расшифрована.

В областях океанической структуры разных планет и Луны также могут быть намечены структурные элементы планетарного масштаба.

Талассократоны, или абиссальные впадины, являются наиболее погруженными частями земных океанов. На других планетах к ним следует отнести самые крупные и глубокие впадины без реликтовых участков с континентальным строением. На Луне они выделяются в качестве интрамареальных зон. Общим для всех талассократонов является развитие резких положительных гравитационных аномалий, что следует объяснять уменьшением мощности коры в результате подъема мантийного материала.

Срединно-океанические поднятия. Общими структурами земных океанических и лунных морских впадин являются сложные системы срединно-океанических хребтов и валообразных поднятий. С зонами срединно-океанических хребтов на Земле связаны многочисленные центры излияний базальтов. В лунных морских депрессиях к зонам валообразных поднятий также были приурочены излияния базальтов (Strom, 1972), вероятно, трещинного типа.

Высказанные нами ранее предположения о развитии в зонах валообразных поднятий Луны складчатых деформаций (Козлов, Сулиди-Кондратьев, 1969) были подтверждены при изучении детальных снимков (Tija, 1970).

Краевые океанические поднятия представлены на Земле сводовыми и глыбовыми поднятиями, расположенными в окраинных частях океанических впадин со сложной корой мозаичного строения. Они вытянуты параллельно континентальному обрамлению или под-

ходят к нему под разными углами. К этой же категории структур могут быть отнесены краевые валообразные поднятия в морских впадинах Луны и Марса.

Субокеанические впадины на Земле включают впадины внутренних (Средиземное, Черное, Каспийское) и окраинных (Берингово, Охотское и др.) морей. От талассократонов они отличаются меньшими размерами, сокращенной величиной прогибания, субокеаническим типом земной коры. На Луне в качестве их аналогов рассматриваются эпиконтинентальные зоны морских впадин и отдельные небольшие морские впадины, выполненные базальтами небольшой мощности.

Островные дуги выделяются в качестве специфических структурных элементов, присущих только Земле. Они развиваются в местах перестройки коры, приуроченных к зонам перехода между областями с корами океанического и континентального типов. Отсутствие их аналогов на других планетах и Луне является дополнительным свидетельством отсутствия подобной перестройки на них в настоящее время.

Микроконтиненты представляют собой блоки континентальной структуры среди океанических областей Земли и располагаются преимущественно в их краевых частях (Мадагаскар, Канарские острова и др.).

На Луне их аналогами с полным основанием можно считать так называемые "острова" или "айсберги" (Хабаков, 1949) в краевых частях лунных морей. Возможно, аналогичное строение имеют отдельные континентальные участки среди "плоских равнин" Марса. Микроконтиненты можно считать реликтами континентальной коры, обособленными в процессе ее преобразования.

ЛИНЕЙНЫЕ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Для всех планет земной группы и Луны характерно развитие линейных структур, представленных разломами различного типа, а также кольцевых структур, в различной степени насыщающих поверхность планет.

Рифты, являющиеся линейными структурами растяжения, наиболее широко проявлены в земной коре, где они образуют мировую систему океанических и континентальных рифтов. Для рифтов Земли характерна преимущественно субмеридиональная ориентировка. Крупным открытием явилось установление на Марсе экваториальной рифтовой системы протяженностью 2700 км. В отличие от рифтов Земли, она протягивается в широтном направлении, что свидетельствует о различной ориентировке планетарных тектонических напряжений.

В свете идей новой глобальной тектоники земные рифты рассматриваются в качестве зон спрединга, где происходит подъем вещества мантии с раздвижением литосферных плит. Хотя на Марсе обра-

зовалась рифтовая система, сопоставимая по масштабу с земными рифтами (в частности, с Восточно-Африканской рифтовой системой), однако там не установлено каких-либо признаков перемещения литосферных плит. К рифтообразным структурам должны быть отнесены "борозды", хорошо выделяющиеся на снимках Меркурия, и тектонические "долины", выделенные еще при изучении телескопических снимков Луны.

Краевые разломы со значительными вертикальными амплитудами видны на снимках всех планетных тел вдоль границ континентальных и океанических областей. На Земле они выражены зонами Заварицкого-Беньофа и глубоководными желобами. На Луне им соответствуют тектонические уступы по периферии большинства морей (Океан Бурь, Море Дождей, Море Влажности и др.). Для большинства этих разломов характерны дугообразная форма в плане и распространение их лишь на отдельных отрезках периметра впадины. Формирование уступов было связано с погружением впадины, хотя иногда обнаруживаются и позднейшие подвижки со смещениями базальтового покрова моря.

Главнейшие разломы проявлены на космических снимках всех планет земной группы и Луны в виде четких линий, или линеаментов. Протяженность таких линий составляет часто многие сотни километров. Намечается, хотя и не всегда достаточно отчетливо, сетка разломов и трещин. Она образована системами разломов, ориентированными закономерно по отношению к оси вращения планетного тела. Выделяются ортогональные и диагональные системы разломов и трещин. Закономерно ориентированные системы трещин на Земле принято сейчас относить к категории планетарной трещиноватости.

Закономерная ориентировка разломов установлена и при изучении лунной поверхности. В приэкваториальной области Марса отмечено развитие систем трещин, ориентированных диагонально (Wilson e. a., 1973). Для объяснения проявления планетарной трещиноватости вполне допустимо привлечение ротационных сил.

В отличие от снимков Земли, на снимках Луны, Марса и Меркурия дешифрируется крайне мало сдвигов, хотя они должны резко выделяться благодаря развитию кольцевых структурных форм. В частности на снимках Луны установлено лишь несколько небольших сдвигов с амплитудами относительного смещения в первые километры.

На снимках планетных тел земной группы, кроме самой Земли, пока не установлено развитие надвигов. Учитывая отсутствие на других планетах и Луне орогенных поясов, малое распространение или даже полное отсутствие сдвигов и надвигов на других планетах может быть объяснено либо тектоническими различиями в этих планетах, что находится в некотором противоречии с представлениями об общности их развития, либо спецификой строения Земли, заключающейся в развитии мощной седиментосферы, подверженной наиболее сложным деформациям.

Кольцевые структуры разного масштаба являются общими для всех планетных тел земной группы. На Земле, Марсе и Меркурии они являются наиболее распространенными структурными формами. Сравнительно малое число выявленных кольцевых форм на Земле объясняется маскирующей ролью седиментосферы и экзогенных процессов. Нельзя не отметить, что дешифрирование космических снимков Земли привело к открытию многих погребенных под осадочным чехлом кольцевых структур. На Земле кольцевые структуры имеют полигенетическое происхождение, среди них выделяются астроблемы метеоритного происхождения, кальдеры, кольцевые интрузии, крупные вулкано-тектонические структуры. Несомненно наличие кольцевых структурных форм как эндогенного, так и экзогенного происхождения. Образование таких форм является закономерным следствием изотропии значительных площадей коры, проекцией на сферу радиальных восходящих потоков глубинной энергии и вещества планет.

Часть кольцевых структурных форм может рассматриваться как результат взаимодействия экзогенных и эндогенных процессов. Так, например, объясняется формирование метеоритных кратеров на Луне, дно которых выполнено базальтами. Формирование на Канадском щите плутона Седбери с его известными месторождениями многие исследователи связывают сейчас с возникновением астроблемы (Dietz, 1964), где был открыт подводящий канал для магматических расплавов.

* * *

Анализ строения поверхности Земли, Марса, Меркурия и Луны по имеющимся в настоящее время данным показывает наличие у этих планет большого числа вполне сопоставимых тектонических элементов, количество и сходство которых, вероятно, будут расти по мере улучшения изученности планет. По-видимому, сходные тектонические элементы со временем будут обнаружены и на Венере, недоступной пока визуальному изучению, но на которой радиолокацией уже обнаружены перепады рельефа с амплитудой 3-5 км и значительная изменчивость физических свойств поверхности (Маров, 1972), указывающие на сложность строения последней.

Это может свидетельствовать о единстве первых этапов истории развития планетных тел земной группы, о формировании их путем аккреции, сопровождаемой протопланетными высокотемпературными процессами (Виноградов, 1972), с последующим расслоением на оболочки на основе механизма зонной плавки (Виноградов, 1962), с первичным образованием континентальной коры анортозитово-габбрового состава и с последующим возникновением океанических (морских) депрессий, выполненных базальтами. На этом этапе планетные тела (Меркурий, Луна) в основном исчерпали запасы внутренней энергии, в связи с чем их дальнейшая эволюция резко замедлилась, тогда как более крупные планеты (Земля, Марс,

вероятно, Венера) продолжают и сейчас активное эндогенное развитие с дифференциацией, изменением и перемещением вещества, сопровождаемое интенсивным вулканизмом.

В связи с этим планетные тела земной группы могут быть разделены на два типа: терроидный (Земля, Марс, вероятно Венера) и селеноидный (Луна, Меркурий). Четко видимые на космических снимках различия во внешней структуре планетных тел разного типа, очевидно, обусловлены различными этапами тектонической эволюции, пройденными к настоящему времени планетами, что в свою очередь определяется неодинаковыми размерами и массами этих небесных тел.

Авторы отчетливо представляют, что некоторые проблемы сравнительной планетологии, затронутые в настоящей работе, являются дискуссионными и достоверные ответы на поставленные вопросы будут получены лишь в результате дальнейших космических исследований. Однако нам представляется, что уже сейчас проведение сравнительно-планетологических исследований с составлением планетологических карт будет способствовать решению ряда кардинальных проблем геотектоники.

ABSTRACT

On the basis of existing maps compiled in the unifyed legend for the planetotectonic maps, attempt was held for clearing up common features of the Earth group planets. Particularly, more attention was payed to the tectonic aspects of this problem.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас обратной стороны Луны, ч. II. М., "Наука", 1967.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1962, № 11.

Виноградов А.П. К происхождению лунных пород. – "Геохимия", 1970, № 1.

Виноградов А.П. Высокотемпературные протопланетные процессы (к проблеме образования металлических ядер планет). – В сб.: I Международный геохимический конгресс, т. 1. М., "Наука", 1972.

Вуд Дж.А., Дики Дж.С., Марвин Мл.У., Пауэлл Б.Н. Лунные анортозиты. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1970, № 6.

Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Тектоника Луны. Объяснительная записка к Тектонической карте Луны, м-б 1:7 500 000. М., НИЛзарубежгеология, 1969.

Кропоткин П.Н. Гравиметрия и рельеф Луны (в сопоставлении с Землей). – "Геотектоника", 1971, № 1.

Кропоткин П.Н. Изостазия и рельеф Земли, Луны и Марса.– "ДАН СССР", 1972, т. 206, № 6.

Лунный грунт из Моря Изобилия. М., "Наука", 1974.

Маров М.Я. Что сегодня известно о Венере. – "Природа", 1972, № 10.
Новое о Марсе. М., "Мир", 1974.
Современные представления о Луне. М., "Наука", 1972.
Станюкович К.П., Бронштэн В.А. Образование лунных кратеров и светлых лучей в результате метеоритных ударов. Новое о Луне. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Хабаков А.В. Об основных вопросах истории развития поверхности Луны. М., Географгиз, 1949.
Ходак Ю.А. География и геология планет (планетология). М., МГПИ, 1972.
Adler I., Trombka J.T., Lowman P., Schamadebeck R., Blodget H., Eller E., Yin L., Lamothe R., Osswald G., Gursky H., Harris B., Arnold J., Metzger A., Reedy R. Apollo–15 and –16 results of the integrated geochimical experiment. – "Moon", 1973, v. 7, N 3–4.
Beneš V.K., Katterfeld G.N. Erde, Mond und Mars im Licht der vergleichenden Planetologie. – "Z.Geol. Wiss.", 1973, Bd 1, N 4.
Dietz R.S. Sudbury structure as an astrobleme. – "J. Geol.", 1974, v. 72, N 4.
Dietz R.S., Barringer J.P. Hudson Bay are as an astrobleme: a negative search. – "Meteoritics", 1973, v. 8, N 1.
Fryer R.J. Aeolian transport on Mars and the nature of Hellas. – "Earth and Planet. Sci. Letters", 1971, v. 13, N 1.
Kozlov V., Sulidi–Kondratiev E. The main problems of selenotectonics. Intern. Geol. Congr. Sess. 23, sect. 13. Prague, 1968.
Kozyrev N.A. On the interaction between tectonic processes of the Earth and Moon. Moon Intern. Astron. Union Sympos., N 47, Dordrecht, 1972.
Mascons interpreted. – "Science", 1968, v. 162, N 3860.
Mason C. Nature of the density reversal beneath the lunar maria. – "Bull. Geol. Soc. America", 1972, v. 83, N 12.
Masursky H. An overview of geological results from Mariner–9. – "J.Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 20.
Phillips R.J., Sannders R.S., Conel J.E. Mars: crustal structure infered from Bonguer gravity anomalies. – "J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 23.
Strom R.G. Lunar mare ridges, rings and volcanic ring complexes. Moon. Intern Astron. Union Sympos., N 47, Dordrecht, 1972.
Tjia H.D. Lunar wrinkle ridges indicative of strike–slip faulting. – "Bull. Geol. Soc. America", 1970, v. 81, N 10.
Toksöz M.N., Press F., Anderson K., Dainty A., Latham G., Ewing M., Dorman J., Lammlein D., Sutton G., Duennebier F., Nakamura J. Lunar crust: structure and composition. – "Science", 1972, v. 176, N 4038.
Wilhelms D.E. Comparison of Martian and Lunar geologic provinces. – "J.Geophys. Res.", 1974, v. 79, N 26.
Wilson R.C., Harp E.L., Picard M.D., Ward S.H. Chaotic terrain of Mars: a tectonic interpretation from Mariner–6 imagery. – "Bull. Geol. Soc. America", 1973, v. 84, N 3.
Wilson R.G., Picard M.D., Harp E.L. Geologic cycle of Mars: a comparison with the Earth and Moon. – "Geology", 1974, v. 2, N 3.
Wise D.U., Yates M.T. Mascons as structural relief on a lunar "Moho". – "J.Geophys. Res.", 1970, v. 75, N 2.
Woollard G.P., Khan M.A. A review of satellite–derived figures of the geoid and their geophysical signficance. – "Pacif. Sci.", 1970, v. 24, N 1.

К. П. ФЛОРЕНСКИЙ, А. Т. БАЗИЛЕВСКИЙ, Р. О. КУЗЬМИН,
В. Д. ПОПОВИЧ, А. А. ПРОНИН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЭРИТРЕЙСКОГО МОРЯ НА МАРСЕ

В феврале 1974 г. советские автоматические станции "Марс-4" и "Марс-5" провели фотосъемку районов Тавмазии и Эритрейского Моря в южном полушарии Марса. Полученные фотоснимки существенно дополняют результаты фотографирования этой территории в 1972 г. американским космическим аппаратом "Маринер-9". Сравнение данных этих экспериментов дает возможность выявить изменения, происшедшие на поверхности за период между съемками (около двух земных лет), что важно для оценки интенсивности современных марсианских геологических процессов.

Были получены фотоснимки двух видов: обзорные с формальным разрешением порядка 0,5–1,0 км и крупномасштабные с разрешением около 100 м. Первые интерпретации фотографий с "Марса-4" и "Марса-5" приведены в работе Флоренского и др. (1975). В настоящем сообщении описываются результаты геолого-морфологического анализа лишь части полученных фотографий – на территорию, расположенную к северу от бассейна Аргир (рис. 1). Для анализа также привлекались карты этой территории, составленные Геологической службой США по снимкам космического аппарата "Маринер-9", которые были любезно предоставлены нам американскими исследователями (Atlas of Mars..., 1973). Как следует из анализа этих материалов, описываемая территория по характеру рельефа разделяется на несколько геоморфологических районов, которые, как будет показано ниже, соответствуют крупным морфоструктурам. Большую часть

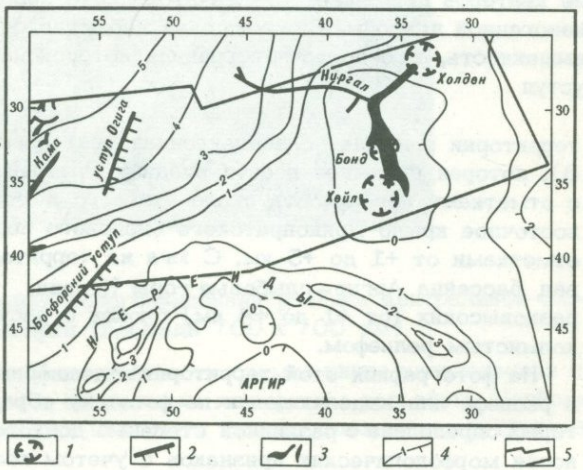


Рис. 1. Гипсометрическая схема района исследований и сопредельных территорий

1 – кратеры; 2 – уступы; 3 – долины; 4 – изогипсы (км); 5 – границы района исследований

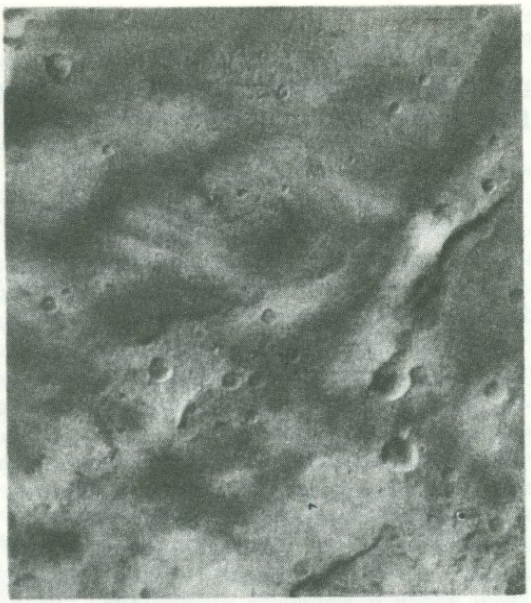


Рис. 2. Кратерированная наклонная равнина юго-восточного крыла Прикопратского поднятия (площадь 600 х 700 км). Здесь и далее север наверху

В правой части снимка виден тектонический уступ Огига. К западу и северо-западу от него на поверхности прослеживается множество неясно выраженных форм. Несколько ниже центра снимка видна группа кратеров диаметром 20-30 км. Севернее в виде извилистой полоски прослеживается долина Кама. С юга к этой группе кратеров примыкает ступенчатое плато предположительно вулканогенной природы. Внизу справа наблюдается платообразная возвышенность, юго-восточная граница которой называется Босфорский уступ

территории занимает слабонаклонная кратерированная равнина (рис.2, 3), которая включает в себя впадину Эритрейского Моря (рис. 4) с отметками поверхности около нулевого высотного уровня и юго-восточное крыло Прикопратского сводового поднятия с высотными отметками от +1 до +5 км. С юга на территорию частично заходит вал бассейна Аргир - глыбовые горы Нереид, состоящие из ряда разновысоких (от +1 до +4 км) блоков с расчлененным останцово-холмистым рельефом.

На фотографиях этой территории отдешифрирован ряд выраженных в рельефе или выделяющихся по фототону образований, природа которых определена с различной степенью достоверности. По совокупности морфологических признаков с учетом возможных аналогий среди земных и лунных образований, а также специфики марсианских

условий нами выделяются ударно-взрывные, флювиальные (?), гравитационно-склоновые, эоловые, вулканогенные (?) и тектонические образования.

Ударно-взрывные образования. Кратеры являются господствующей формой рельефа в пределах кратерированной равнины Эритрейского Моря и крыла Прикопратского поднятия. Они также нередко встречаются на фоне расчлененного рельефа гор Нереид, которые сами являются элементом строения (валом) кратерной структуры – бассейна Аргир. По морфологии кратеры описываемой территории во многих отношениях напоминают лунные кратеры, отличаясь от последних в среднем более высокой степенью разрушенности и большей ролью плоскодонных форм. По степени выраженности в рельефе кратеры были разделены на четыре класса, представляющие эволюционную последовательность (рис. 5) от наиболее четких и крутосклонных форм (класс 1) до сильно разрушенных пологосклонных депрессий (класс 4). Даже наиболее хорошо сохранившиеся кратеры сильно изменены наложенными процессами, и независи-

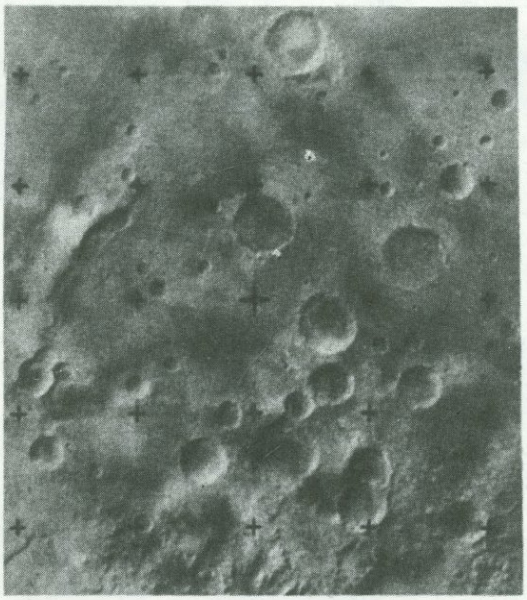


Рис. 3. Кратерированная пологонаклонная равнина центральной части описываемой территории (площадь 700 х 700 км)

Слева – уступ Огига. В нижней части снимка видна расчлененная поверхность вала Аргиры с останцовым холмистым рельефом. Наиболее крупные кратеры в центральной части снимка имеют сильно сглаженный облик



Рис. 4. Кратерированная равнина впадины Эритрейского Моря (площадь 700 × 700 км)

В правом верхнем углу – кратер Холден (D = 150 км). От него к юго-западу и далее с повотором на юго-восток прослеживается долина Узбой. В верхней части снимка к западу от кратера Холден просматривается меандрирующая долина Ниргал, открывающаяся в долину Узбой. Кратеры Бонд (в центре снимка) и Хейл (к юго-востоку от кратера Бонд) частично разрабатываются долиной Узбой. Кратер, расположенный в 100 км к северу от кратера Бонд (D = 70 км), производит впечатление наложенного на долину Узбой. В нижнем левом углу снимка наблюдается холмистая поверхность вала Аргиры

мая интерпретация способа их происхождения затруднительна. Кратеры описываемой территории отнесены к ударно-взрывным (метеоритным) образованиям в основном по аналогии с большинством лунных кратеров.

Популяцию кратеров можно разделить на две части, граница между которыми приходится на кратеры размером около 30 км (рис.6). Плотность более крупных кратеров приближается к плотности кратеров соответствующего размера на лунных материках (Hartmann,

1966). Эта часть популяции, по-видимому, образована на раннем этапе геологической истории Марса, который можно сопоставить с этапом интенсивного кратерообразования на Луне (Schmitt, 1974). Все крупные кратеры, даже те, которые по степени сохранности отнесены к морфологическому классу 1, несут на себе признаки разрушения. Характерно, что во впадине Эритрейского Моря степень сохранности крупных кратеров существенно выше, чем на крыле Прикопратского поднятия, хотя количества их на единицу площади в обоих районах примерно равны (рис. 7). Сильно разрушенные крупные кратеры на крыле Прикопратского поднятия характеризуются мягкостью очертаний и производят впечатление структур, перекрытых плащом рыхлого материала.

Среди малых кратеров (в данном случае это кратеры диаметром от 30 км до нескольких сотен метров) иногда встречаются очень свежие хорошо сохранившиеся формы. Для кратеров этого интервала размеров характерно некоторое, выдержанное практически по всей территории исследований, постоянство в соотношениях между формами разных морфологических классов. Плотность малых кратеров существенно меньше, чем на лунных материках, а для кратеров диаметром в сотни метров оно даже меньше, чем в лунных морях. По-видимому, эта часть кратерной популяции достигла равновесного

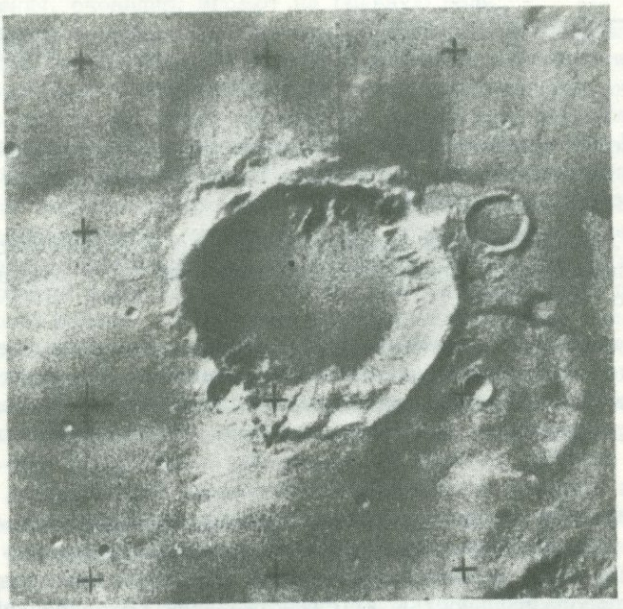


Рис. 5. Кратер первого морфологического класса (D ~25 км)

Поверхность внешнего склона вала сохранила первичнобугристый рельеф. На внутренних склонах видны оползневые террасы, расчлененные радиальной системой желобов

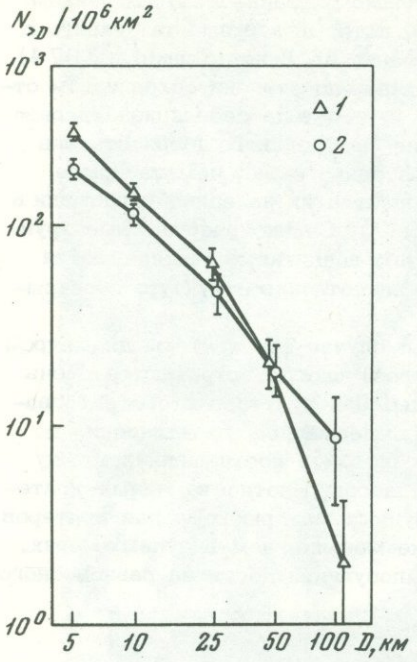


Рис. 6

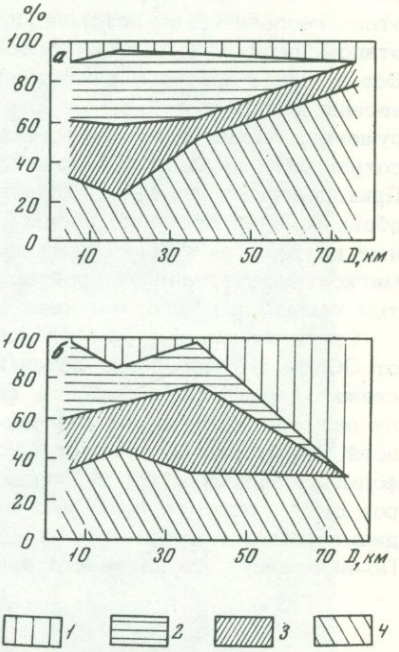


Рис. 7

Рис. 6. Интегральная плотность кратеров на поверхности Прикопратского поднятия (1) и впадины Эритрейского Моря (2). Площадь нормирования 10^6 км^2

Рис. 7. Распределение кратеров различных морфологических классов на поверхности Прикопратского поднятия (а) и впадины Эритрейского Моря (б)

1 – кратеры с четкой бровкой и резко выраженным валом; 2 – кратеры с несколько сглаженными очертаниями; 3 – кратеры сильно сглаженные с различными элементами строения; 4 – кратеры сильно разрушенные, элементы строения различаются плохо

состояния, для которого характерна неоднократная сменяемость поколений кратеров при равенстве в темпах их образования и разрушения. При этом величина равновесной плотности кратеров определяется продолжительностью их существования (Базилевский, 1973).

Интересно отметить, что плотность малых кратеров на крыле Прикопратского поднятия заметно выше, чем во впадине Эритрейского Моря, что можно объяснить относительно большой продолжительностью существования (т.е. меньшей интенсивностью разрушения) малых форм в пределах Прикопратского поднятия. Это объяснение всту-

пает в противоречие с отмеченным выше указанием на более высокую интенсивность разрушения крупных кратеров на крыле Прикопратского поднятия. Это противоречие можно снять, относя образование крупных и малых форм наблюдаемой сейчас кратерной популяции к разным этапам геологической истории района. Предполагается, что кратеры, образовавшиеся на этапе интенсивного кратерообразования (из них до наших дней сохранились лишь крупные кратеры), в последующие эпохи в районе современного Прикопратского поднятия разрушались более интенсивно, чем в районе Эритрейского Моря, а затем на некотором более близком к современности этапе интенсивность процессов разрушения кратеров в пределах Прикопратского поднятия стала меньше, чем во впадине Эритрейского Моря.

Интенсивное кратерообразование на ранних этапах истории Марса должно было иметь следствием формирование мощной толщи брекчий – аналога лунных материковых брекчий, хотя, возможно, с иным составом исходных пород. По-видимому, брекчии выходят на поверхность в пределах гор Нереид, а также на валах и внутренних склонах наиболее крупных кратеров (Холден, Хейл, Бонд). На большей части территории кратерные брекчии, вероятно, погребены под более молодым равнинообразующим покровом, в составе которого кратерные отложения, очевидно, играют не главную роль.

На крупномасштабных фотоснимках территории, прилегающей к кратеру Бонд, видны многочисленные удлиненные овальные или несколько изогнутые в плане депрессии, поперечник которых обычно не превосходит 2 км. Лишь изредка они достигают размеров 2×5 км. Часть этих депрессий производит впечатление слившихся цепочек кратеров (рис. 8, 9). Иногда у описываемых депрессий дешифрируется нечетко выраженный вал. В ориентировке депрессий заметна закономерность: их длинные оси образуют веерообразную систему, точка схождения которой находится где-то южнее кратера Хейл. Депрессии накладываются на все элементы строения поверхности данного района: валы, внутренние склоны и днища относительно крупных кратеров, межкратерное пространство. Отмеченные особенности морфологии этих депрессий и их безразличие к местной геоморфологической ситуации дают основание считать их вторичными кратерами. Слабость этой интерпретации в том, что первичный кратер – источник вторичных – обнаружить не удалось. Вблизи точки схождения длинных осей депрессий нет достаточно свежего крупного кратера. Поэтому нельзя исключить и другие интерпретации, например, что описанные депрессии – это котловины выдувания (рис. 10).

Флювиальные образования. На полученных фотоснимках дешифрируется ряд долин. Одна из них, долина Ниргал, широко известна по изображениям "Маринера-9". Другие долины идентифицированы впервые. Во впадине Эритрейского Моря на протяжении 800 км прослеживается крупная несколько извилистая в плане долина, условно названная Узбой. На крыле Прикопратского поднятия наблю-

дается долина меньших размеров (прослеженная длина – 250 км), условно названная Кама. Выявлен также ряд мелких долинообразных форм.

Долины описываемой территории непохожи на характерные для некоторых районов Марса долины "паводкового" типа (Baker, Milton, 1974; Milton, 1973), а обладают рядом особенностей, сближающих их с обычными речными долинами Земли. Это прежде всего иерархичность строения долинных систем: в крупную долину (например, Узбой) открываются долины меньшего размера (Ниргал), которые в свою очередь имеют древовидную систему притоков. Все долины описываемой территории в плане извилисты, иногда образу-

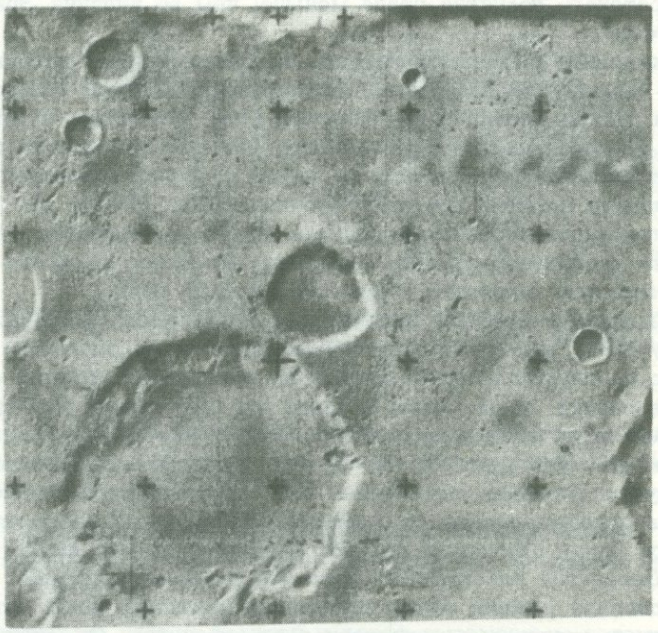


Рис. 8. Участок кратерированной равнины к северо-востоку от кратера Бонд

Для крупных кратеров характерна плоскодонность. Наибольший кратер имеет D = 50 км. Очертания его в плане полигональны. На внутренних склонах кратера наблюдаются оползневые тела с поперечниками в несколько километров и радиальные желоба. Характерны неглубокие линейно вытянутые депрессии, иногда разрешающиеся в цепочки кратеров, длиной от 1 до 5 км, шириной 0,5–1 км. Они образуют веерообразную систему с предпочтительно северо-восточной ориентировкой длинных осей. Депрессии наложены на склоны и днища крупных кратеров и межкратерное пространство и, по-видимому, являются вторичными кратерами или котловинами выдувания

ют типичный меандровый рисунок (низовья долины Ниргал). Для долин Кама и Ниргал характерно, что их "верховья" гипсометрически выше "низовий". Долина Узбой находится в наиболее пониженной части впадины Эритрейского Моря. Она разрабатывает тектонические зоны разломов северо-западного и северо-восточного простираний.

Отмеченные особенности строения долин лучше всего согласуются с механизмом образования их под действием текучих вод (McCauley e. a., 1972; Milton, 1973), что, однако, противоречит имеющимся данным о современных условиях на Марсе и влечет за собой далеко идущие последствия. Признавая водноэрозионное происхождение долин, приходится допустить значительные запасы погребенной и замороженной воды или резкую потерю ее Марсом в ходе геологической истории, а также существование в истории Мар-



Рис. 9. Северо-западный сегмент вала кратера Хейл

Вал кратера представляет собой узкий гребень с пологим внешним склоном. Внутрь кратера этот гребень обрывается крутым уступом, ниже которого прослеживаются обвально-оползневые массивы с бугристой поверхностью. Ширина оползневой зоны достигает 20 км. Слева от кратера Хейл прослеживается эллипсовидная депрессия размером 25 × 50 км. Внутри ее наблюдаются концентричные гряды длиной до 10 км при ширине около 1 км. В левом верхнем углу снимка прослеживаются две долинообразные формы длиной до 10 км, шириной до 2 км

са более теплых и влажных эпох, когда было возможно присутствие на поверхности жидкой воды хотя бы во временных, но достаточно мощных потоках. О времени развития наблюдаемых равнин можно судить по их соотношениям с кратерами. Крупные кратеры Холден, Бонд и Хейл производят впечатление форм, частично разработанных долиной Узбой. В 60 км к северу от кратера Бонд располагается кратер морфологического класса 1 диаметром около 70 км, который, видимо, наложен на долину Узбой. Вероятно, этот кратер, как



Рис. 10. Северо-западный сегмент вала кратера Бонд

Справа видны две концентрические дугообразные гряды, отстоящие друг от друга примерно на 20 км и представляющие собой реликты вала этого кратера. На внутреннем склоне кратера наблюдаются массивы, расчлененные многочисленными бороздами. В центре снимка видны две извилистые долины, вытянутые в северо-восточном направлении. В левой части снимка наблюдаются вытянутые в меридиональном направлении депрессии, которые представляют собой вторичные кратеры или котловины выдувания. Некоторые из этих депрессий имеют четко выраженные валы, что является аргументом в пользу их кратерной природы

и кратеры Холден, Бонд и Хейл, образовался в конечные стадии эпохи интенсивного кратерообразования, т.е. долина Узбой заложилась в очень древние времена, что свидетельствует скорее о раннем образовании больших количеств воды на Земле (Флоренский, 1965), чем о постепенном ее накоплении в процессе дегазации. На долину Кама наложен кратер класса 2 диаметром около 40 км, который, по-видимому, образовался в более позднюю, хотя и отдаленную от современной эпоху. В то же время хорошая сохранность элементов строения долины Ниргал и некоторых малых долинных форм указывает на возможность образования или омоложения их в сравнительно недавние этапы истории Марса.

В северо-западной части описываемой территории наблюдается сложное переплетение множества малых плохо сохранившихся долинообразных форм. Ширина наблюдаемых обрывков этих долин составляет несколько километров при длине до 80 км. Плотность их на единицу площади поверхности иногда достигает 5 на 1000 км^2. Этот участок территории, вероятно, представляет собой реликт древней аллювиальной равнины, расположенный на крыле Прикопратского поднятия на высотах более 5 км над условным нулевым уровнем, т.е. в обстановке, которая представляется неблагоприятной для формирования аллювиальных равнин. По-видимому, образование этих долин происходило в эпоху, предшествовавшую воздыманию Прикопратского поднятия или одновременную с воздыманием, а последующее уменьшение интенсивности денудационных процессов (см. приведенное выше описание малых кратеров) способствовало сохранению этих форм.

Гравитационно-склоновые образования. Следы перемещения материала вниз по склонам под действием силы тяжести дешифрируются главным образом по крупномасштабным снимкам. На достаточно крутых внутренних склонах кратеров наблюдаются концентрические дугообразные ступени-террасы, а также сползшие вниз блоки пород неправильной формы, иногда образующие беспорядочно бугристый рельеф склонов некоторых крупных кратеров (например, детрузивные оползни в кратере Хейл). Склоны кратеров нередко также осложнены системой радиальных борозд типа камнепадных желобов или эрозионных ложбин. Местами бугристый рельеф оползневых склонов разрабатывается такими бороздами. В образовании этих форм рельефа можно подозревать участие воды.

Эоловые образования. На некоторых снимках описываемой территории, сделанных "Маринером-9" в 1972 г., видны темные шлейфы за кратерами и темные пятна неправильной формы в некоторых крупных кратерах. Эти детали были интерпретированы как эоловые образования (McCauley e. a., 1972; Sagan e. a., 1972). Вытянутые к западу шлейфы за кратерами были характерны для северо-западного угла территории наших исследований. Темные пятна в кратерах отмечались повсеместно.

На снимках "Марса-5" темные шлейфы за кратерами выявляются только после резкого усиления контраста при обработке изобра-

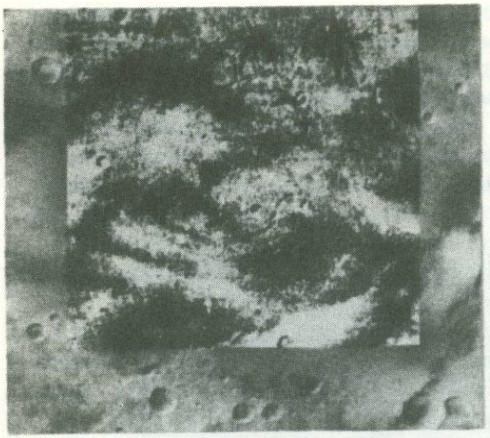


Рис. 11. Фрагмент снимка, приведенного на рис. 2, на котором с помощью обработки на ЭВМ резко усилен контраст. Видны ориентированные в широтном направлении светлые полосы, вероятно, эоловой природы

жений на ЭВМ. Известно, что снимки "Маринера-9", на которых видны эти образования, тоже проходили процедуру усиления контраста. Из-за различий в системах получения и последующей обработки изображений "Марса-5" и "Маринера-9" прямое сравнение их затруднительно. В настоящее время можно лишь констатировать, что за прошедший между съемками период темные шлейфы не исчезали и сохранили свою ориентировку. В отличие от представлений Сагана и других, мы полагаем, что шлейфы за кратерами, по крайней мере в ряде случаев, вызваны не вариациями альбедо поверхности, а присутствием в их пределах малых и потому не разрешаемых на фотографиях дюноподобных форм, которые в зависимости от условий освещения выглядят то более светлыми, то более темными, чем окружающая относительно ровная поверхность (Кузьмин, 1975).

Темные пятна в кратерах на изображениях "Марса-5" выявляются без специальной обработки. В их очертаниях за период между съемками существенных изменений не произошло. По съемкам "Маринера-9" известно, что темные пятна в кратерах тоже могут быть дюнными полями (McCauley e. a., 1972; Sagan e. a., 1972). Таким образом, для описываемой территории, вероятно, характерно широкое развитие эоловых дюн как в кратерах, так и в межкратерном пространстве.

В пределах той же северо-западной части территории на снимках "Марса-5" заметна система ориентированных преимущественно в широтном направлении неясно выраженных светлых и темных полос (рис. 2,11). Эти полосы имеют ширину в первые десятки километров при длине 100 км и более и не обнаруживают связи с наблюдаемыми на снимках формами рельефа. О выраженности в рельефе самих этих полос трудно судить даже по стереомодели. Возможно, описываемые неясно выраженные полосы являются эоловыми образованиями, характерными для режима спокойной атмосферы.

Эоловые процессы, очевидно, также принимали участие и в формировании поверхности гор Нереид. Судя по имеющимся изображе-

ниям, мезорельеф гор Нереид, вероятно, образован с участием дефляционного расчленения по линиям тектонических нарушений.

Вулканогенные (?) образования. На крайнем западе территории исследований, в краевой части Прикопратского поднятия, на стереомодели дешифрируется вытянутая в северо – восточном направлении возвышенность. Размер ее в плане 60 х 100 км при высоте примерно до 1 км. Она представляет собой неясно выраженное двуступенчатое плато, поверхность которого осложнена пологой грядой. С юга плато окружено подковообразной плоскодонной депрессией, которая разрабатывается долиной Кама. В 200 км к югу от этого плато находится невысокая столовая возвышенность размером 20 × 50 км. Возможно, эти возвышенности являются вулканическими образованиями.

Тектонические образования. На фотоснимках описываемой территории дешифрируется ряд образований, которые могут быть отнесены к тектоническим: прямолинейные уступы, гребни, желоба, удлиненные пологосклонные депрессии, прямолинейные отрезки долин и некоторые неясно выраженные линеаменты. Все эти образования обладают признаками разрывных нарушений как с вертикальным перемещением блоков, так и без существенного их перемещения. Тектонические формы рельефа в своем размещении по территории обнаруживают связь с выделенными в ее пределах геоморфологическими районами: горами Нереид, впадиной Эритрейского Моря и крылом Прикопратского поднятия.

Горы Нереид состоят из разновысотных блоков (от +1 до +4 км), границы которых радиальны или концентричны бассейну Аргир. Поверхность блоков обладает умеренно расчлененным холмисто-останцовым рельефом. В расположении холмов и разделяющих их западин также намечается нечетко выраженный радиально-концентрический рисунок. Резкий перепад высот (обычно около 1 км) на границах блоков в сочетании с закономерным радиально-концентрическим характером их очертаний указывает на тектоническую природу этого горного сооружения. Горы Нереид являют собой пример околобассейновой блоковой тектоники, характерной для кордильер лунных круговых морей.

Впадина Эритрейского Моря, судя по сохранности в ней реликтов древних кратеров и характеру ее границ, не является котловиной экскавационного или эрозионного типа, а, по-видимому, возникла в результате прогибания участка марсианской коры. Границы ее примерно очерчиваются изогипсой +1 км, а в центральной части отметки поверхности опускаются ниже нулевого условного уровня. Для нее характерно двухъярусное строение геологического разреза: дислоцированный фундамент брекчий этапа интенсивного кратерообразования и перекрывающий его равнинообразующий чехол. Эти особенности строения впадины Эритрейского Моря делают ее своеобразным аналогом платформенных областей Земли.

Некоторая аналогия с платформами находит свое выражение и в относительно невысокой дислоцированности чехла. На поверхности

Эритрейского Моря дешифрируется несколько линеаментов длиной в сотни километров, имеющих северо-западное и северо-восточное простирания. Вероятно, они являются пологосклонными депрессиями или уступами, трассирующими относительно древние зоны глубинных разломов. Долина Узбой разрабатывала некоторые из этих зон, что придало ей коленообразные очертания. Параллельные полосы гребней и разделяющих их депрессий на валах кратеров Хейл и Бонд, не являющиеся ни радиальными, ни концентрическими по отношению к этим кратерам, очевидно, принадлежат к нарушениям, оперяющим эту систему разломов. К юго-востоку от кратера Холден на снимках наблюдается прямолинейный пологосклонный желоб длиной более 100 км при ширине около 10 км. Судя по довольно плохой выраженности в рельефе тектонических форм, тектоническая активность, затрагивающая равнинообразующий чехол Эритрейского Моря, происходила в достаточно отдаленную эпоху.

Из имеющихся гипсометрических данных (Ксанфомалити и др., 1975; Hord e. a., 1972; Hord e. a., 1974; Kliore e. a., 1972) следует, что к северо-западу от впадины Эритрейского Моря находится крупная возвышенность, к центральной части которой приурочены система каньонов Копрат и известная группа щитовых вулканов. Часть этой возвышенности, расположенную к югу от каньонов Копрат, удобно называть Прикопратским поднятием (см. рис. 1). В наиболее высокой его части поверхность возвышается над нулевым уровнем на 5-6 км. На описываемую территорию Прикопратское поднятие заходит своим юго-восточным крылом. Реликты древних кратеров в пределах этого поднятия и некоторые описанные выше особенности в распределении на нем малых кратеров и долинообразных форм свидетельствуют о том, что оно не является ни насыпным сооружением, ни первозданным выступом марсианской коры, а, вероятно, имеет характер сводового тектонического поднятия. В его пределах геологический разрез, как и во впадине Эритрейского Моря, по-видимому, имеет двухъярусное строение с дислоцированными фундаментом и перекрывающим его равнинообразующим чехлом. Этим структура тектонического поднятия похожа на земные антеклизы и щиты, однако большая амплитуда воздымания (5-6 км) отличает ее от платформенных структур Земли.

В пределах крыла Прикопратского поднятия отмечены наиболее хорошо сохранившиеся из всех наблюдаемых на описываемой территории тектонических форм рельефа (рис. 12). Это прежде всего обращенный к юго-востоку уступ Огига (рис. 14), простирающийся в северо-восточном направлении примерно на 300 км. Высота его над подножием в наиболее возвышенной центральной части, по-видимому, превышает 1 км. К востоку от уступа Огига на крупномасштабном снимке наблюдается ориентированный в северо-западном направлении узкий (1,5-2,5 км) прямолинейный желоб (рис.13) длиной более 100 км. В юго-западной части описываемой территории и за ее пределами между горами Нереид и Прикопратским поднятием на 600 км в северо-восточном направлении протянулась

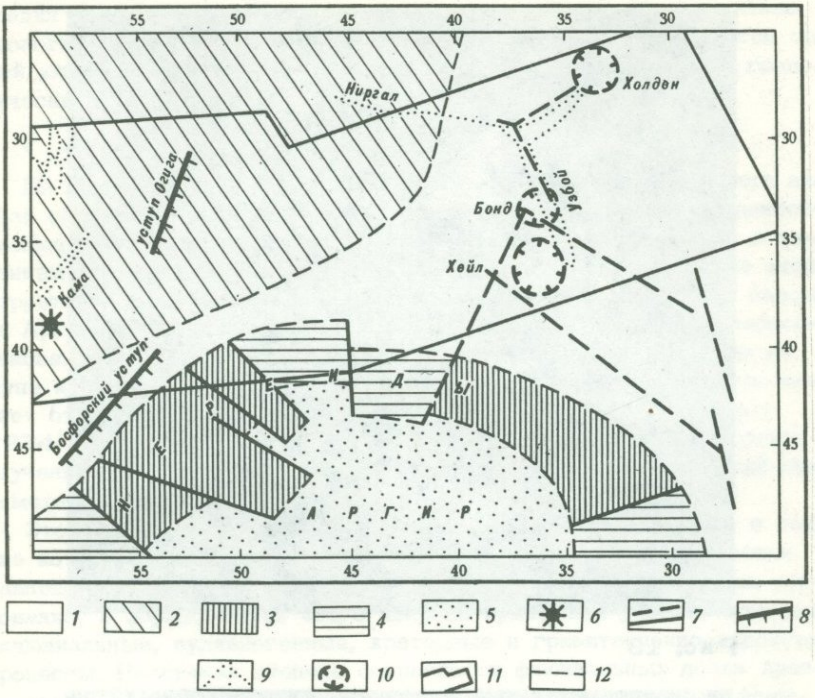


Рис. 12. Структурно-тектоническая схема района исследований и сопредельных территорий

1 – участки стабильные или с тенденцией к опусканию; 2 – крыло Прикопратского сводового поднятия; 3 – приподнятые блоки вала Аргиры; 4 – опущенные блоки вала Аргиры; 5 – впадина бассейна Аргиры; 6 – предположительно вулканические сооружения; 7 – разломы; 8 – тектонические уступы; 9 – долины; 10 – кратеры; 11 – границы района исследований; 12 – границы структурно-тектонических районов

платообразная возвышенность, юго-восточная граница которой известна по снимкам "Маринера-9" как Босфорский уступ. Хотя формально эта возвышенность находится за пределами принятых нами границ Прикопратского поднятия (изогипса +1 км) и согласуется с общей структурой гор Нереид, представляется, что если не образование, то омоложение этой возвышенности связано с воздыманием Прикопратского поднятия.

В целом из анализа тектонического строения территории следует, что выделенные в ее пределах три геоморфологических района являются одновременно крупными морфоструктурами. Горы Нереид, образовавшиеся на этапе интенсивной бомбардировки, представляют собой наиболее древнюю из этих морфоструктур. Основные черты

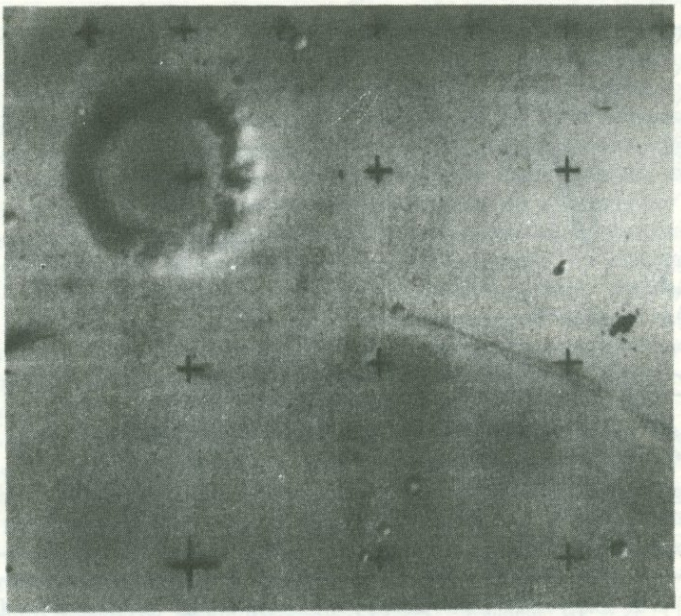


Рис. 13



Рис. 14

впадин Эритрейского Моря сформировались в более поздние этапы геологической истории Марса. Прикопратское поднятие является самой юной из этих морфоструктур, что подтверждается также геологически молодым обликом каньонов системы Копрат.

* * *

Из приведенных выше результатов геолого-морфологического анализа следует, что на описываемой территории действовали разнообразные геологические процессы, относительная роль которых с течением времени менялась. Следы древнейшего этапа развития этой территории сохранились в виде реликтов крупных кратеров и бассейна Аргир. Можно предположить, что этап интенсивного кратерообразования на Марсе был синхронным с аналогичными этапами на Луне и Меркурии, что на основании датировок лунных пород позволяет отнести его ко времени около 4 млрд. лет назад (Schmitt, 1974). Образования этого этапа в общем очень близки к хорошо изученным лунным аналогам, и специфика марсианских условий здесь заметным образом не проявилась.

Этот этап на описываемой территории сменяется этапом, в течение которого на большей части района исследований формируется равнинообразующий покров. Судя по характеру развитых здесь образований, в формировании этого покрова принимали участие эоловые, аллювиальные, вулканогенные, кратерные и гравитационно-склоновые процессы. Различная степень сохранности флювиальных долин предполагает существование в пределах этого этапа нескольких влажных эпох, самая древняя из которых (заложение долины Узбой) граничит с этапом интенсивного кратерообразования. Длительность этапа формирования равнинообразующего покрова, по-видимому, не менее 3 млрд.лет, и несомненно, что его монотонность имеет локальный характер или даже является кажущейся.

Новейший этап в истории территории исследований начинается с воздымания Прикопратского поднятия. Возможно, с его началом совпадает отмеченное в пределах этого поднятия резкое ослабление эрозионных процессов (Флоренский и др., 1975). Оценки абсолют-

---

←

Рис. 13. Поверхность крыла Прикопратского поднятия в 150 км к востоку от уступа Огига

В правой части снимка виден узкий прямолинейный желоб, трассирующий разлом северо-западного простирания. В левой части снимка – кратеры (D – 10–20 км), сильно измененные поверхностными процессами

Рис. 14. Юго-западная часть уступа Огига

Уступ представлен группой эшелонированных асимметричных валообразных поднятий северо-восточного простирания. Амплитуда поднятий к северо-востоку – 1 км

ного возраста некоторых, вероятно связанных с этим событием, образований (хребет Фарсида, гора Олимп), сделанные по плотности кратеров, приводят к величинам в сотни миллионов лет (Hartmann, 1973). Видимо, в течение этого этапа, по крайней мере в его начале, была хотя бы одна эпоха с относительно влажным климатом (Ниргал), но в целом этот этап характеризуется условиями на поверхности, очевидно близкими к современным.

Таким образом, анализ снимков на примере изученной территории убеждает нас в том, что геологическая история Марса изобиловала событиями, среди которых мы находим аналогии с событиями, происходившими на других планетных телах земной группы, в том числе и на Земле. Сравнительный анализ особенностей геологического строения и путей эволюции разных планетных тел теперь вышел из сферы умозрительных построений, и надо ожидать, что результаты сравнительно-планетологических исследований в самом ближайшем будущем ускорят развитие всего комплекса геологических наук.

ABSTRACT

The results of geologic-morphologic deciphering of Mars-4,5 photos covering Mare Erythraeum and adjacent areas are described. Based on combinations of morphologic evidences the impact craters, fluvial (?) valleys, gravitational features on slopes as well as eolian, volcanic (?) and tectonic formations are established. At the area investigated 3 large morphostructures are revealed.Most ancient morphostructure, Argyre basin, has some analogy with multiringed basins of the Moon. Yonger morphostructures, Mare Erythraeum depression and Near-Coprates uplift, are partly similar to syneclises and enteclises of the Farth. The different preservation of fluvial (?) vallyes and their relations with craters suggest the existence several humid epochs in martian history. Most ancient from these epochs was almost old as the stage of early intense cratering.

ЛИТЕРАТУРА

Базилевский А.Т. Плотность распределения малых лунных кратеров. Модели и фактическое распределение. – "Космич. исслед.", 1973, т. 11, вып. 4.

Ксанфомалити Л.В., Кунашов Б.С., Мороз В.И. Давления и высоты по интенсивности полос CO_2 по измерениям с борта АМС "Марс-5" (предварительные результаты). – "Космич. исслед.", 1975, т.12, вып. 1.

Кузьмин Р.О. О причине различия светлых и темных кратерных шлейфов на Марсе. – "Письма в АЖ", 1975, т. 1, № 9.

Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. – "Геохимия", 1965, № 8.

Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О., Черная И.М. Результаты геолого-морфологического анализа некоторых фотографий марсианской поверхности, полученных автоматическими станциями "Марс-4" и "Марс-5". – "Космич. исслед.", 1975, т. 12, вып. 1.

Atlas of Mars. Semicontrolled photomosaic MC–19 and MC–26. U.S. Geol. Surv., 1973.
Baker V.R., Milton D.T. Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. – "Icarus", 1974, v. 23, N 1.
Hartmann W.K. Early lunar cratering. – "Icarus", 1966, v. 5, N 4.
Hartmann W.K. Martian cratering, 4. Mariner–9 initial analysis of cratering chronology. – "J. Geol. Res.", 1973, v. 78, N 20.
Hord C.W., Bart C.A., Stewart A.I., Lane A.L. Mariner–9 ultraviolet spectrometer experiment: photometry and topography of Mars. – "Icarus", 1972, v. 17, N 5.
Hord C.W., Simmons K.E., McLaughlin L.K. Mariner–9 ultraviolet spectrometer experiment: pressure–altitude measurement on Mars. – "Icarus", 1974, v. 21, N 3.
Kliore A.I., Cain D.L., Fjeldbo, Seidel B.L., Sykes M.Y., Rasool S.I. The atmosphere of Mars from Mariner–9 radio occultation measurements. – "Icarus", 1972, v. 17, N 5.
McCauley I.F., Carr M.H., Cutts J.A., Hartmann W.K., Masursky H., Milton D.J., Sharp R.P., Wilhelms D.E. Preliminary Mariner–9 report on the geology of Mars. – "Icarus", 1972, v. 17, N 4.
Milton D.J. Water and processes of degradation in the Martian landscape. – "J.Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 20.
Sagan C., Veverka J., Tox P., Dubisch R., Ledeberg J., Levintal E., Quam L., Tucker R., Pollack J., Smith B. Variable features in Mars: Preliminary Mariner–9 television results. – "Icarus", 1972, v. 17, N 4.
Schmitt H.H. Evolution of the Moon: Model 1974. Abstracts of Soviet–American Conference "Cosmochemistry of the Moon and Planets". M., 1974.
Weihaupt J.G. Possible origin and probable discharge of meandering channels on the planet Mars. – "J.Geophys. Res.", 1974, v. 79, N 14.

А. Л. СУХАНОВ

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УЧАСТКА МАРСА, ЗАСНЯТОГО АВТОМАТИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ «МАРС»

Рассматриваемый участок занимает около 4,5 млн.км^2 в районе 10–45° ю.ш. и 10–80° з.д. Результаты дешифрирования снимков станции "Марс" согласуются с данными, полученными по фотографиям "Маринеров". В целом рельеф данного участка сходен с лунным; однако несомненно, что Марс отличается от Луны как характером эндогенных процессов, так и экзогенной переработкой поверхности (помимо метеоритной бомбардировки).

На фотографиях выделены следующие образования.

Кратерная равнина. Местность на востоке и северо-востоке территории, покрытая беспорядочно рассеянными кратерами. Кратеры диаметром менее 15 км отчетливо дефицитны. Изредка здесь встречаются неясные линейные структуры, прямые и извилистые, протяженностью порядка 20–50 км. Отмечаются неправильные западины

с четкими и крутыми бортами, некоторые из них незамкнуты и как бы сливаются одной стороной с окружающей равниной.

Дефицит кратеров менее 15 км (перекрытых?), присутствие деградированных (но не разрушенных последующими метеоритными ударами) кратеров, равнинный характер и следы эрозионной деятельности – все это позволяет предполагать, что данная местность подвергалась экзогенным воздействиям и, видимо, перекрыта каким-то покровом мощностью около 300–500 м (высота внешних склонов валов 15-километровых кратеров).

Кратерная равнина перекрыта молодыми сглаженными покровами, а кратерная популяция равнины затронута дислокациями Аргиры, поэтому ее следует относить к наиболее древним образованиям района.

Аргирская кордильера. На заснятой территории расположены северная и северо-восточная части кордильеры впадины Аргир. Так же как и в Апеннинской кордильере на Луне, здесь выделяются две зоны: расчлененный рельеф внутренней части кордильер и внешняя зона сглаженного рельефа шириной 150–200 км.

Внутренняя зона распадается на две-три концентрические горные гряды, разделенные протяженными впадинами с выровненной поверхностью. Все концентрические гряды разбиты многочисленными разрывами. Внешняя зона характеризуется мягкохолмистым рельефом, и разрывы здесь видны слабее. На востоке граница внешней зоны весьма расплывчата. Субрадиальные гребни и холмы постепенно понижаются и незаметно сливаются с кратерной равниной. На западе кордильера отчетливо перекрыта гладкими покровами. Поэтому мы считаем, что возраст кордильер сопоставим с возрастом кратерной равнины или несколько моложе.

Лавы. Впадина Аргир и субконцентрические понижения в ее кордильерах заполнены породами с бесструктурной поверхностью и "ингрессивными" кроющими контактами. По аналогии с лунными морями их, видимо, следует считать лавами. Наличие лав можно предполагать и в других местах – по перекрытию древних структур.

Покровы. Область покровных отложений северо-западнее Аргиры выделена по перекрытию ими Аргирской кордильеры и по почти полному отсутствию кратеров в их пределах: есть только свежие мелкие, а более крупные древние кратеры лишь просвечивают по краям покрова и, очевидно, в основной массе перекрыты. Мощность покрова достигает 500–1000 м.

Мелкие кратеры внутри покрова имеют мягкие, как бы "оплывающие" валы с радиальными расплывчатыми бороздами, видимо следами перемещения рыхлого материала в кратеры. Следы оползания материала видны и в основании одного из уступов на покрове, где этим материалом перекрыто несколько лунок. Покров подвергался экзогенной переработке: здесь видны извилистые разветвленные борозды, схожие с земными руслами, а в устье одного из русел виден шлейф материала, похожий на конус выноса.

Покров у кратера Холден обрамляется с востока четким уступом. В уступ врезаны эрозионные долины, по которым материал покрова,

очевидно, выносился на окружающую равнину. На этом покрове нет крупных кратеров, зато повышено число чашевидных свежих лунок без валов; иногда они группируются в цепочки. Часть лунок удлинена в северо-восточном направлении, вдоль разрывов, радиальных к впадине Аргир. Своеобразный вид этих лунок позволяет предположить, что происхождение их отлично от происхождения кратеров окружающей равнины; возможно, они созданы мерзлотно-суффозионными процессами или дефляцией. На поверхности покрова видна также серия параллельных борозд, которые обрываются и исчезают у края покрова и поэтому вряд ли могут быть тектоническими; возможно, они также возникли в результате ветровой эрозии.

Центральная часть покрова вокруг кратера Холден приподнята и дешифрируется как сглаженная шапка какого-то темного материала; в ее пределах разрывы исчезают; на ней видны своеобразные западины без валов поперечником до нескольких десятков километров. Видимо, материал этой шапки отличен от материала нижележащего покрова; это могут быть, например, туфы или лавы.

Южнее, в районе кратера Бонд, видно, что слой какого-то материала перекрывает северо-восточные гряды и в свою очередь прорезается извилистыми долинами с лунками в их истоках; долины открываются на прилегающую пониженную область; видны признаки выноса материала покрова в эту область.

Кратерная равнина, предположительно перекрытая покровами. Поля этих образований, по сути дела, являются переходными разновидностями между кратерной равниной и покровами. От материала равнины они отличаются лишь несколько большей сглаженностью рельефа. Либо это маломощные края молодых покровов, либо более древние покровы.

Области переотложения. Извилистые долины до сотен километров длиной встречаются по всей территории. Очевидно, по ним переносился какой-то материал; но места переотложения этого материала идентифицируются редко по небольшим "конусам выноса" в устьях долин.

Скопления пролювия должны присутствовать, например, в районе между Ниргальской долиной и кратером Хейл, вдоль меридионального уступа, к которому с востока подходит серия долин и "оврагов". Другая область переотложения материала – нижняя расширенная часть Ниргальской долины, кажущаяся в первого взгляда естественным продолжением русла, контролируется разрывами и представляет собой грабен, который слепо кончается, упираясь в вал кратера Холден. Часть вала здесь просела в грабен, но тем не менее создает барьер для дальнейшего распространения долинного материала. В районе этого грабена и его южного притока по бортам долины прослеживаются дуговидные трещины, по которым отдельные блоки (десятки километров в поперечнике) проседают, очевидно оползая в долину. Вероятно, это вызвано мерзлотными или суффозионными процессами.

Аналогичные отложения должны присутствовать на дне Копратского каньона, окраины которого видны на севере района: хаотичес-

кий рельеф его дна образован, по-видимому, оползневыми блоками и пролювием.

Эоловые образования. Существование ветровой эрозии можно предполагать по сглаженности склонов даже самых молодых кратеров и по мелким прерывистым бороздам и удлиненным депрессиями предположительно дефляционного происхождения, так как их ориентировка не совпадает с направлением тектонических элементов. Но остается неизвестным, где расположены области эоловой аккумуляции.

Кратеры. В целом марсианские кратеры сходны с лунными, отличаясь от них большей сглаженностью, "затушеванностью" деталей поверхности. Лишь в отдельных случаях удается различить реликты "струйчатого" рельефа вокруг кратеров.

Надежно разделить кратеры по возрасту можно только на три генерации: 1) молодые, четко выраженные кратеры, иногда с террасами и структурированным внешним склоном; 2) средние, представленные неглубокими плоскодонными формами, со слабо выраженными внешними склонами; 3) древние кратеры, слабо проступающие из-под покровов в виде реликтовых форм.

Вулканы и вулканические кратеры. Признаков вулканической деятельности на описываемой территории мало. Так, на крайнем северо-западе территории виден похожий на вулкан холм с поперечником 100 км, с несколькими лунками на вершине и структурой типа секторного грабена на его склоне. От него отходит грабеновидная борозда. Восточнее него - два купола с поперечниками по 150-200 км, с цирками на вершинах - 50 и 60 км. На телефотографии видно, что восточный купол образован серией покровов со свежей поверхностью и с четкими ограничениями, а цирк на его вершине имеет хорошую сохранность, но при этом очень мелок и лишен характерных валов ударных структур. На его гребне заметен полигональный кратер с поперечником в несколько километров с очень широким пологим валом, похожий на кальдеру. Очевидно, этот купол является крупным щитовым вулканом с вершинной кальдерой.

Юго-восточнее этих холмов лежит область сглаженного рельефа с останцами перекрытых кратеров; возможно, местность здесь покрыта лавами и туфами, распространяющимися вокруг щитовых вулканов.

В 200 км южнее куполов виден 40-километровый холм, перекрывающий гребень вала крупного кратера; это может быть аккумулятивное вулканическое образование.

Вулканическим следует считать кратер на 37° ю.ш., 27° з.д.: его структура нехарактерна для ударных кратеров (концентрические проседания, смещающиеся от центра; крупная центральная горка).

В кратере на 31° ю.ш., 36° з.д. видно взаимопересечение его с меньшим кратером на его северо-восточном валу, поэтому один из кратеров можно отнести к вулканическим.

Кратер с размерами 50 и 30 км северо-западнее кратера Хейл очень похож на лунный кратер Шиллер: точно та же форма, цент-

ральный гребень, тангенциальное положение по борту главной структуры; очевидно, это тоже вулкано-тектоническая структура.

Наконец, сам кратер Хейл имеет относительно высокий внешний склон, сложную центральную горку, своеобразную структуру вала, прямолинейные разрывы, как бы обтекающие кратер, и может оказаться вулканом.

Основная часть марсианских кратеров в значительной мере переработана эрозией, и определение генезиса кратеров весьма затруднительно. Поэтому не исключено, что на рассматриваемой территории вулканических форм окажется больше, чем удалось обнаружить.

ТЕКТОНИКА

Самая крупная структура района – Аргирская кордильера с ее разрывами, которые настолько часты, что трассировать какой-то один или всю систему затруднительно. В целом сеть разрывов направлена радиально к центру впадины Аргир; при этом часть их отклоняется от общего направления на 20–30°, так что получается ромбическая сеть двух систем разрывов с размерами блоков 10–30 км. Тангенциальные разрывы, характерные для лунных морей, здесь не развиты.

Радиальные разрывы прослеживаются на расстояния до 1500 км от основной кордильеры, но только в направлении ССВ. В других секторах разрывы либо не образовались, либо были перекрыты позднейшими покровами.

Вся область Аргиры подверглась проседанию: лежащий на внешнем краю кордильер кратер Хейл наклонен к центральной впадине и перекрыт вдоль опущенной, обращенной к Аргире стороны. Зона разрывов, радиальных к Аргире, частично совпадает с вытянутой к северу от Аргиры топографической депрессией: возможно, образование депрессии сопутствовало проседанию впадины Аргир.

Впадины типа Аргира многими интерпретируются как ударные структуры, и рассматриваемые разрывы могли бы быть и следами выбросов из впадины. Но против этого говорят следующие обстоятельства: а) разрывы не строго радиальны к центру впадины, но образуют сеть из двух-трех направлений, пересекающихся под углами 20–30°; б) они плавно изгибаются по простиранию и продолжаются грабеном в нижней части Ниргальской долины; в) эти разрывы деформируют кратер Холден, частично перекрыты покровом вокруг него, но прослеживаются и на поверхности покрова по удлиненным лункам и депрессиям, из чего следует, что они развивались длительно. Таким образом, хотя впадина Аргир и могла образоваться ударным путем, несомненно, что впоследствии здесь происходила тектоническая и вулканическая деятельность.

Для покровов западнее Аргиры характерны линейные структуры трех типов.

1. Северо-восточные уступы и ложбины в плане местами изогнуты, но единообразная ориентировка позволяет предполагать их

тектоническое происхождение. О том же свидетельствует небольшой кратер, наложенный на один из уступов: кратер образовался позднее уступа, но последний в виде трещины прослеживается внутри кратера, что говорит о длительности его развития. Вероятно, эти уступы являются отражением блоковой структуры, просвечивающей через покровы.

Некоторые северо-восточные структуры довольно извилисты и похожи скорее на края каких-то потоков, но их ширина достигает многих сотен метров (при длине 20-50 км) - собственно, это пологие склоны. Возможно, это флексурообразные изгибы чехла над трещинами подстилающего субстрата.

2. Северо-западные весьма прямолинейные трещины до 150 км длиной очень похожи на грабеновидные трещины типа борозды Гигина на Луне.

3. Полигональная сеть нечетких борозд в северо-западной части района в окрестностях Копратского каньона в целом похожа на плохо развитую систему трещин растяжения. Некоторые борозды изолированы, другие смыкаются. Возможно, что это из-под покровов просвечивают трещины субстрата.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Вкратце историю развития рассматриваемого участка можно представить следующим образом.

1. Формирование кратерной равнины. Перекрытие местности кратерами от мельчайших до 200 км в поперечнике, среди которых, видимо, преобладали метеоритные формы, но присутствовали также и вулканические. Одновременно (и впоследствии) эта местность подвергалась экзогенной переработке, что привело к формированию маломощного чехла относительно рыхлых образований.

2. Образование и последующее развитие впадины Аргир с ее кордильерами. Проседание этой впадины, заполнение лавой центральной котловины и понижений в кордильерах. Дополнительные подвижки по разломам, в целом радиальным к Аргире. Образование северо-западных и северо-восточных разрывов фундамента.

3. Перекрытие местности вокруг кратера Холден и на северо-западе территории покровами мощностью около 300-400 м или больше. Продолжение подвижек по разломам. Формирование кратеров среднего возраста.

4. Частичное разрушение покровов, сопровождаемое проседаниями по краям покровов и вдоль внутренних грабенов. Образование каньонов с хаотическим рельефом. Развитие извилистых долин и транспортировка по ним материала, переотлагавшегося в устьях этих долин.

5. Образование щитовых вулканов и возможный площадной вулканизм на северо-западе, что могло иметь место одновременно с процессами деградации покровов. Формирование молодых кратеров.

6. Эоловая эрозия и переотложение.

Особенно интересны процессы деградации покровов и формирования хаотического рельефа. Очевидно, для образования впадин в покровах, долин и каньонов с хаотическим рельефом необходимо удаление какого-то материала. Для крупных структур (каньонов) можно допустить, что удаление материалов происходило на большой глубине: например, миграция магмы в латеральном направлении с последующим излиянием ее за пределами рассматриваемой территории (например, в области щитовых вулканов на западе). Однако на рассматриваемой территории есть небольшие (десятки километров) замкнутые впадины и отмечаются признаки разрушения краев покровов, но, кроме небольших конусов выноса, не удалось идентифицировать области сколько-нибудь значительного переотложения материала. Поэтому можно допустить здесь наличие погребенных водных и углекислых льдов, которые вытаивают или возгоняются, переходя в атмосферу.

В целом данный район по степени метеоритной переработки, тектоническому стилю и характеру вулканизма весьма сходен с Луной и отличается от нее наличием следов эрозионной деятельности.

ABSTRACT

Based on the analysis of martian surface photos obtained by Mars-4,5 probes the impact, volcanic, fluvial, eolian, and tectonic features are described. Analysis of space interrelations between the features mentioned suggests to establish the next sequence of the events in geologic history of Mars: intense cratering, formation of ringed basin Argyre, formation of volcanic mantles (300-400 m thickness), generation of canyons and meandering valleys, extensive lava flooding and shield volcanos formation, eolian reworking of the surface.

СОДЕРЖАНИЕ

ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Предисловие 4

В.Е. Хаин. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление 5

Е.Е. Милановский. Роль рифтогенеза и его эволюция в истории Земли 13

А.В. Пейве. Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта 21

Ю.М. Пущаровский. Структурное положение нефтегазоносных районов в Тихоокеанском поясе 32

А.Л. Яншин, А.Е. Шлезингер. Тектонические типы плитных чехлов. 38

В.В. Белоусов. Эндогенные режимы материков и ритм в развитии тектоносферы 46

М.С. Нагибина. Структуры, преобразующие земную кору континентов в мезозое и кайнозое 59

В.Н. Пучков. Реликты континентальной окраины и их соотношение с реликтами океанической впадины на Урале 69

С.В. Руженцев. К проблеме формирования структур типа окраинных морей на Южном Урале 74

А.А. Белов. Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе Средиземноморского складчатого пояса . . 83

Л.М. Парфенов, Л.П. Карсаков, Ю.Ф. Малышев, В.С. Приходько, Д.Ф. Семенов. Некоторые вопросы глубинной тектоники советского Дальнего Востока 90

Л.И. Красный, Е.Б. Бельтенев. Структурно-формационные особенности окраин континентов Тихоокеанского подвижного пояса 101

Ю.А. Косыгин, Л.М. Парфенов. Докембрийская тектоника геосинклинальных поясов 107

Ч.Б. Борукаев. О геосинклинальных нескладчатых комплексах. . 116

К.В. Боголепов. Дейтероорогенез и его роль в формировании структуры земной коры 122

М.В. Муратов. Роль магматизма при формировании структур орогенного этапа складчатых областей 126

Н.Л. Добрецов. Глаукофансланцевые пояса и проблемы тектоники. . 133

С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит 140

Н.А. Шило, П.В. Бабкин, В.Ф. Белый, В.М. Мерэляков, А.А. Сидоров, М.И. Терехов. Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии 149

С.А. Захаров. Автоскладки – особый генетический тип складок . . 155
И.В. Лучицкий, П.М. Бондаренко. Систематика и механизм образования концентрических структур 163

ПЛАНЕТОЛОГИЯ

Предисловие 172

А.А. Ярошевский. Принцип планетной дифференциации и состав лунных пород 173
Л.С. Тарасов. Основные петрохимические черты морских и материковых пород Луны 186
К.П. Флоренский, А.Т. Базилевский, Н.Н. Бобина, Г.А. Бурба, Н.Н. Гребенник, Р.О. Кузьмин, В.П. Полосухин, В.Д. Попович, А.А. Пронин. Процессы преобразования поверхности Луны в районе Лемонье по результатам детального изучения на "Луноходе-2" 205
Б.А. Окулесский. К происхождению магнетизма Луны 235
О.Л. Кусков, Н.И. Хитаров. Физико-химическое обоснование возможного состава ядер Земли и Венеры 243
О.И. Яковлев, А.И. Косолапов. Испарение расплавов в вакууме 253
В.В. Козлов, Ю.Я. Кузнецов, Е.Д. Сулиди-Кондратьев. Основные черты тектоники планет земной группы 271
К.П. Флоренский, А.Т. Базилевский, Р.О. Кузьмин, В.Д. Попович, А.А. Пронин. Геологическое строение Эритрейского Моря на Марсе 281
А.Л. Суханов. Особенности геологического строения участка Марса, заснятого автоматическими станциями "Марс" 299

CONTENTS

TECTONICS AND STRUCTURAL GEOLOGY

Preface 4

V.E.Khain. Destructive tectogenesis and its global manifestation . . . 5

E.E.Milanovsky. The role of riftogenesis and its evolution in the history of the Earth 13

A.V.Peive. A new model of structure of the Mid–Atlantic ridge. 21

Yu.M.Pushcharovsky. Structural position of the oil and gas regions in the Circum–Pacific belt 32

A.L.Yanshin, A.E.Shlezinger. Tectonic types of platform covers . . 38

V.V.Belousov. Endogenous regimes of continents and rythm in tectonosphere development 46

M.S.Nagibina. Structures transforming the Earth's crust of continents in the Mesozoic and Cenozoic 59

V.N.Poutchkov. The relics of a continental margin and their relations to the relics of an oceanic basin in the Urals 69

S.V.Ruzhentsev. On the origin of marginal sea type structure in the South Urals 74

A.A.Belov. Gondwana/Eurasian boundary and Paleotethys suture in the Caucasian sector of the Mediterranean folded belt. 83

L.M. Parfenov, L.P. Karsakov, Yu. F. Malyshev, V.S.Prikhodko, D.F. Semenov. Some problems of deep tectonics in the Soviet Far East 90

L.I.Krasny, E.B.Beltenev. Structural–formational peculiarities of morgins of the continents of the Pacific mobile belt 101

Yu.A.Kosygin, L.M. Parfenov. Precambrian tectonics of geosynclinal belts 107

Ch.B.Borukaev. On geosynclinal unfolded complexes 116

K.V.Bogolepov. Deuteroorogenesis and its role in forming the structure of the Earth's crust 122

M.V.Mouratov. The role of magmatism in formation of the orogenic stage structures of folded areas 126

N.L.Dobretsov. Glaucophane belts and problems of tectonics 133

S.N.Ivanov, V.M.Necheukhin. Pre–orogenic metallogeny of eugeosynclines in terms of the plate tectonics 140

N.A.Shilo, P.V.Babkin, V.F.Bely, V.M.Merzlyakov, A.A.Sidorov, M.I.Terekhov. A new scheme of tectonics and metallogenic zoning for the North–East of Soviet Asia 149
S.A.Zakharov. Autofolds as a special genetic type of folds 155
I.V.Luchitsky, P.M. Bondarenko. Systematics and mechanism of formation of concentric structures 163

PLANETOLOGY

Preface 172
A.A.Yaroshevsky. Law of planet differentiation and the composition of lunar rocks 173
L.S.Tarasov. The principal petrochemical features of mare and highland lunar rocks 186
C.P.Florensky, A.T.Basilevsky, N.N.Bobina, G.A.Burba, N.N.Grebennik, R.O.Kuzmin, V.P.Polosukhin, V.D. Popovich, A.A.Pronin. Processes of lunar surface transformation at Le Monier area deduced from results of detailed investigation using Lunokhod–2 205
B.A.Okulessky. On the formation of magnetism of the Moon 235
O.L.Kuskov, N.I.Khitarov. Physical–chemical argumentation of probable composition of cores of the Earth and Venus 243
O.I.Yakovleva, A.I.Kosolapov. A vaporisation of melts in vacuum . 253
V.V.Kozlov, Yu. Ya. Kuznetzov, E.D.Sulidi–Kondratjev. Main tectonic features of the Earth group planets 271
C.P.Florensky, A.T.Basilevsky, R.O.Kuzmin, V.D.Popovich, A.A.Pronin. A geological structure of Mare Erythraeum on Mars . . . 281
A.L.Sukhanov. The peculiarities of geologic structure of Mars area photographed of "Mars" automatic probes 299

УДК 551.24

Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление. Хаин В.Е. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Рифтообразование на континентах и океанах, включая возникновение авлакогенов на древних платформах, рассматривается как единый процесс деструктивного тектогенеза, играющий не меньшую роль в развитии литосферы, чем противоположный ему процесс аккретивного тектогенеза, выраженный в геосинклинальной эволюции с наращиванием континентальной коры за счет океанической.

Библиогр. 10 назв.

УДК 551.24

Роль рифтогенеза и его эволюция в истории Земли. Милановский Е.Е. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Рифтовые структуры существовали с позднего протерозоя; резкое усиление и расширение арены рифтогенеза имели место в мезозое и кайнозое одновременно с сокращением общей площади геосинклинальных поясов и формированием впадин "вторичных" океанов. Из структур, родственных недоразвитым геосинклинальным прогибам, рифтовые зоны и пояса в ходе геологической истории постепенно превращались в структуры, "антагонистичные" геосинклинальным поясам и находящиеся на современном лике Земли в динамическом равновесии с ними.

Ил. 1. Библиогр. 12 назв.

УДК 551.24(261/264)

Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта. Пейве А.В. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Стратиграфические данные, а также весь материал по тектонике и метаморфизму Срединно-Атлантического хребта показывают, что в конце мела – начале палеогена в океанической коре возникло складчатое сооружение. Юрские и меловые отложения под хребтом подстилаются древними серпентизированными альпинотипными ультрабазитами и частично габбро, обнажившимися в процессе дрейфа континентов, начавшегося, вероятно, в триасе. Послескладчатый неоген-четвертичный этап развития Срединно-Атлантического хребта является гомологом орогенного этапа развития складчатых систем континентов.

В теории глобальной тектоники плит ошибочны представления о механизме формирования новой океанической коры в хребте в процессе спрединга, проходившего, согласно этой теории, в течение всего мезозоя-кайнозоя.

Ил. 3. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.553(265/266)

Структурное положение нефтегазоносных районов в Тихоокеанском поясе. Пущаровский Ю.М. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Тихоокеанский тектонический пояс – это огромная планетарная структурная зона, окаймляющая ложе Тихого океана. Континенты отделены здесь от океанического ложа двумя типами приокеанических зон: структурным комплексом островных гряд (современные зоны) и конформными по отношению к береговой линии складчатыми зонами.

Особенности строения приокеанических зон и устанавливаемые связи нефтегазоносности с конкретными типами крупных структур земной коры в Тихоокеанском обрамлении не могут быть объяснены геодинамическими процессами, предполагаемыми плитовой тектоникой.

Структурное положение нефтегазоносных районов в Тихоокеанском поясе иллюстрируется картой м-ба 1:10 000 000.

УДК 551.24

Тектонические типы плитных чехлов. Яншин А.Л., Шлезингер А.Е. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Чехлы плит образовались в условиях разных тектонических процессов. Выделены три группы плит и плитных чехлов: континентальная, морская и океаническая.

Библиогр. 20 назв.

УДК 551.24

Эндогенные режимы материков и ритм в развитии тектоносферы. Белоусов В.В. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Закономерные сочетания тектонических, магматических и метаморфических процессов составляют эндогенные режимы развития земной коры. Эндогенные режимы могут быть разделены на "возбужденные" и спокойные. К возбужденным режимам относятся эвгеосинклинальный режим в его офиолитовой стадии, орогенный, рифтовый режимы и режим окраин материков тихоокеанского типа. Эти режимы характеризуются высокими тепловыми потоками и активной астеносферой, что указывает на тепловую природу возбуждения тектоносферы.

Разные типы возбужденных режимов возникают в результате различной реакции литосферы на тепловое возбуждение мантии. Взаимоотношения между эндогенными режимами и размером теплового потока указывают на очень глубокие источники режимов. Это обстоятельство свидетельствует против больших горизонтальных перемещений материков.

Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 27 назв.

УДК 551.24

Структуры, преобразующие земную кору континентов в мезозое и кайнозое. Нагибина М.С. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Мезозойская и кайнозойская геотектонические эпохи в истории Земли, кроме процессов геосинклинального развития, локализованных в двух крупнейших тектонических поясах – Тихоокеанском и Средиземноморском, были ознаменованы весьма широким проявлением процессов тектоно-магматической активизации, образованием разнотипных структур гранитоидной активизации, или ревивации и базальтоидной активизации. Развитие этих структур захватило огромные пространства континентов, в пределах которых ранее была сформирована гранитная кора.

Ил. 1. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.24(470.5)

Реликты континентальной окраины и их соотношение с реликтами океанической впадины на Урале. Пучков В.Н. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Рассмотрен характер сочленения палеоконтинентального (западного) и палеоокеанического (восточного) секторов Урала в палеозое. По восточному краю палеоконтинентального сектора выявлены сохранившиеся от эрозии пятна распространения раннепалеозойских рифтогенных формаций и более молодых формаций континентального склона. Эти формации расположены в непосредственной близости от одновозрастных офиолитовых и островодужных формаций палеоокеанического сектора. В первичной (доверхнепалеозойской) структуре Урала сочленение континентального и океанического секторов происходило через континентальный склон, его подножие и смежную глубоководную впадину. Эта зона сочленения, по-видимому, не пережила островодужной стадии развития.

Ил. 1. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.24(470.5)

К проблеме формирования структур типа окраинных морей на Южном Урале. Руженцев С.В. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

В западной части Южного Урала известен крупный Сакмарский аллохтон, состоящий из ранне- и среднепалеозойских эвгеосинклинальных осадков. Он был выдвинут на восточный край Русской платформы. Упомянутые осадки накапливались в прогибе с ультрабазит-габбровым основанием. Состав осадков и расположение прогиба между кратоном (платформа) и островной дугой сходны с таковыми современных краевых морей. Формирование прогиба связано с рифтингом и последующим раздвигом блоков континентальной плиты. Ее фрагменты испытали дифференциальное смещение не только вдоль астеносферы, но и вдоль срывов по поверхности *K*.

Ил. 2. Библиогр. 18 назв.

УДК 551.24(479)

Граница Гондваны и Евразии и шов Палеотетиса в Кавказском секторе Средиземноморского складчатого пояса. Белов А.А. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Реликты структур океанического типа, существовавших в Кавказском секторе Средиземноморского складчатого пояса в начале палеозоя, обнаружены недавно в герцинском синклинории Передового хребта Северного Кавказа. Севернее в фундаменте Скифской платформы Предкавказья девонские и нижнекаменноугольные отложения представлены формациями краевых морей. Геосинклинальный бассейн зоны Южного склона Большого Кавказа замкнулся перед ранней юрой, возможно синхронно с раскрытием океана Мезотетиса. Закавказский массив относится, вероятно, уже к северному краю Гондваны.

Граница Гондваны и Евразии проводится вдоль Южного склона Большого Кавказа, затем на восток через Каспийское море и южное подножие Копетдага на соединение с Главным Гиндукушским разломом. Ее западное продолжение через Черное море на соединение с зоной Старой Планины или Вардарской неясно.

Ил. 1. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.24(5.71.6)

Некоторые вопросы глубинной тектоники советского Дальнего Востока. Парфенов Л.М., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Приходько В.С., Семенов Д.Ф. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Между Сибирской платформой и ложем Тихого океана выделяются мезозойские геосинклинальные системы (эвгеосинклинальные типа А и В, миогеосинклинальные), срединные массивы, вулканические пояса и кайнозойские геосинклинальные системы.

На основе изучения глубинных метаморфических комплексов, ксенолитов в кимберлитах и базальтах намечены различия в составе низов земной коры и верхней мантии главных тектонических зон.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.24(265/266)

Структурно-формационные особенности окраин континентов Тихоокеанского подвижного пояса. Красный Л.И., Бельтенев Е.Б. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

В работе анализируются закономерности размещения структурно-формационных комплексов Тихоокеанского сегмента Земли и обсуждаются проблемы их эволюции.

УДК 551.24

Докембрийская тектоника геосинклинальных поясов. Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

На примере преимущественно Урало-Монгольского и Тихоокеанского поясов рассматриваются докембрийская история и особенности начальных этапов развития главных геосинклинальных поясов Земли.

Ил. 1. Библиогр. 19 назв.

УДК 551.24

О геосинклинальных нескладчатых комплексах. Борукаев Ч.Б. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Характеризуются нескладчатые комплексы, по вещественному составу аналогичные геосинклинальным комплексам складчатых зон. Типовым представителем избрана надгруппа Маунт-Брус Западной Австралии, сходная с эвгеосинклинальными комплексами Криворожской складчатой зоны и Лабрадорского трога. Геосинклинальные нескладчатые комплексы широко развиты в пределах щитов древних платформ, но распространены также на окраинах плит и во внутренних прогибах.

Библиогр. 12 назв.

УДК 551.24

Дейтероорогенез и его роль в формировании структуры земной коры. Боголепов К.В. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Дейтероорогенез (возрожденное горообразование) является процессом преобразования земной коры континентов: ее мощности, расслоенности и блокировки, - неоднократно повторяющимся в геологической истории. Он рас-

сматривается как реакция утолщенной гранитизированной континентальной коры на динамическое и тепловое воздействия конвекций и диапиризма в мантии Земли.

Библиогр. 11 назв.

УДК 551.24

Роль магматизма при формировании структур орогенного этапа складчатых областей. Муратов М.В. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

В статье рассматривается проблема происхождения структурных элементов орогенного этапа геосинклинальных складчатых областей в связи с явлениями магматизма, главным образом гранитоидного. Магматические явления орогенного этапа сопровождают движения земной коры и в ряде случаев играют активную роль. С ними связано не только формирование кальдер, но иногда и рост антиклинальных поднятий, и опускание некоторых депрессий.

Ил. 1. Библиогр. 23 назв.

УДК 551.24

Глаукофансланцевые пояса и проблемы тектоники. Добрецов Н.Л. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Глаукофансланцевые пояса представляют корневые части древних океанических или рифтовых желобов. Это обосновывается аналогичной геометрией поясов и желобов, сходной литологией и составом базальтов, тесной ассоциацией с офиолитами и особым режимом метаморфизма (высокие P – низкие T), соответствующим низкому тепловому потоку в желобах.

Библиогр. 22 назв.

УДК 551.24

Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей в свете тектоники плит. Иванов С.Н., Нечеухин В.М. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Выделены четыре стадии развития земной коры геосинклинальных областей. Металлогения рифтовой стадии характеризуется редкими элементами карбонатитов и щелочных ультрабазитов, хромом, платиноидами слоистых базит-ультрабазитовых комплексов. Металлогения океанической стадии определяется подъемом мантии, сопровождаемым выплавками толеитов и их дифференциацией (месторождения линзовидных хромитов, платиноидов, сульфидов). Металлогения переходной стадии определяется подъемом перегретых сухих магм базитов и дифференциацией их очагов, а также выплавлением андезитоидов из опускающейся гидратированной океанической коры (месторождения титаномагнетитов, скарново-магнетитовые, колчеданно-полиметаллические, золотожильные, медно-, молибдено-порфировые).

Библиогр. 18 назв.

УДК 551.24(57)

Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии. Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

К востоку от Сибирской платформы выделяются Верхояно-Чукотская мезозойская и Корякско-Камчатская кайнозойская складчатые области, а также Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Вносится ряд существенных изменений в представление о строении этих основных элементов, что меняет картину тектонической и металлогенической зональности региона. На месте Колымского срединного массива выделена Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система.

Ил. 1. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.24(235.2)

Автоскладки - особый генетический тип складок. Захаров С.А. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Складки мезозойских и кайнозойских толщ Юго-Западного Таджикистана не могли быть образованы силами, действовавшими извне: движениями блоков фундамента, давлением со стороны горных сооружений рамы или гравитацией.

Предполагается, что складкообразующие силы зарождались внутри деформируемых слоистых толщ вследствие дифференцированного увеличения объема горных пород, которое обязано привносу ювенильных продуктов и ранним стадиям регионального метаморфизма. Принципиальная возможность этого процесса была подтверждена экспериментально.

Ил. 1. Библиогр. 2 назв.

УДК 551.240.089:551.21

Систематика и механизм образования концентрических структур. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Классификационное разделение концентрических структур на группы проведено на основе различий в их механической природе, определяемой импульсным или длительным приложением нагрузки во время их образования. Для выяснения особенностей формирования концентрических структур над интрузивными куполами выполнено поляризационно-оптическое исследование напряжений, возникающих в упругом материале вследствие деформации размещенных в нем моделей магматических камер.

В результате экспериментов установлено, что распределение напряжений над магматическим очагом зависит от соотношения величины внутреннего давления в этом очаге и величины внешней нагрузки на вмещающую его среду. Для различных соотношений показаны возможные напряжения разрывов и сколов, способствующих внедрению магматических масс и образованию концентрических структур этого типа.

Ил. 1. Библиогр. 3 назв.

УДК 523.34

Принцип планетной дифференциации и состав лунных пород. Ярошевский А.А. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Анализ данных по химическому составу пород лунных материков и морей и сопоставление их с диаграммами кристаллизации соответствующих систем показали, что породы поверхности Луны могут быть продуктом дифференциации первичного протопланетного вещества, развивающейся в соответствии с законами выплавления. В этом процессе материковые породы соответству-

ют ранним стадиям дифференциации, а породы лунных морей – более поздним, являясь продуктом значительно более глубокого фракционирования. Состав первичной магмы материковых пород соответствует стационарной стадии механизма типа зонного плавления, контролируемой инвариантной точкой (моновариантной линией) оливин+плагиоклаз+шпинель+жидкость; состав морских пород отвечает инвариантной эвтектической смеси оливин+плагиоклаз+пироксен+ильменит, являясь стационарным составом дальнейшей дифференциации вещества первичной коры.

Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 29 назв.

УДК 523.34

Основные петрохимические черты морских и материковых пород Луны. Тарасов Л.С. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

На основе диаграмм, построенных по методу А.Н. Заварицкого, был выполнен петрохимический анализ химических составов магматических пород из различных районов Луны. Показано, что группы базальтов морских районов Луны образуют главную последовательность на плоскости csb. Эта последовательность на плоскости asb осложнена появлением более щелочных ветвей пород. Главная последовательность представляется незавершенной по сравнению с сериями земных базальтовых пород.

В рамках экспериментальной диаграммы $An–Fo–SiO_2$ отдельные участки главной последовательности совпадают с доперитектической, перитектической и постперитектической областями на границе оливинового и пироксенового полей и с котектической областью пироксен – анортит. В конце перитектического участка главной последовательности намечается отделение тренда высокоалюминиевых материковых базальтов, более древних, чем базальты морских районов Луны. Эти материковые породы возникли в связи с глубинными процессами дифференциации в условиях повышенных давлений. Высокоалюминиевые расплавы эволюционировали по направлению к котектике оливин – анортит (к области ее расположения при высоких давлениях). Далее кристаллизация и сепарация плагиоклаза привели к формированию сложной кумулятивной анортозит–норит–троктолитовой серии пород и собственно анортозитов.

Табл. 3. Ил. 4. Библиогр. 29 назв.

УДК 523.34

Процессы преобразования поверхности Луны в районе Лемонье по результатам детального изучения на "Луноходе–2". Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бобина Н.Н., Бурба Г.А., Гребенник Н.Н., Кузьмин Р.О., Полосухин В.П., Попович В.Д., Пронин А.А. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Описываются результаты детальных геолого–морфологических исследований, проведенных на "Луноходе–2" в кратере Лемонье на восточном побережье Моря Ясности. Анализ полученных данных приводит к выводу о том, что экзогенная переработка поверхности Луны в послеморской период ее истории происходила под воздействием двух основных факторов: ударно–взрывных процессов, связанных с метеоритной бомбардировкой, и перемещения вещества реголита вниз по склонам под действием силы тяжести. Ударно–взрывные процессы играют роль активного фактора, так как они создают новые кратерные формы рельефа и вместе со склоновыми процессами участвуют в их разрушении. Характерные особенности такой переработки дают основания вы-

делять ударно-взрывной тип морфолитогенеза, который, вероятно, имел место и на Земле в ранние этапы ее развития.

Ил. 16. Библиогр. 44 назв.

УДК 523.3

К происхождению магнетизма Луны. Окулесский Б.А. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Критический анализ гипотез происхождения и эволюции намагниченности лунных пород позволяет сделать вывод об отсутствии у Луны в прошлом глобального магнитного поля. Сопоставление стабильной намагниченности и возраста лунных образцов позволяет реконструировать интенсивность древнего магнитного поля Луны. В рамках представлений об ударной намагниченности лунных пород делается вывод о соответствии интенсивностей намагниченности и метеоритной бомбардировки. При этом не исключается возможность работы слабого глобального механизма (типа прецессионного динамо).

Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 523

Физико-химическое обоснование возможного состава ядер Земли и Венеры. Кусков О.Л., Хитаров Н.И. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Рассмотрены окислительно-восстановительные условия в оболочках планет на ранней стадии эволюции и рассчитана фугитивность кислорода для ряда реакций в интервале 200-1400 кбар. В нижней мантии Земли и Венеры происходило восстановление стишовита до металлического кремния с последующим его растворением в жидком железе. В соответствии с полученными данными предложен механизм формирования внешнего железокремниевого ядра Земли и Венеры. Предполагается, что формирование ядра происходило в две стадии: 1) образование внутреннего Fe-Ni-ядра; 2) по мере отделения никелистого железа и роста внутреннего ядра температура в мантии повышается вследствие выделения гравитационной энергии и становится достаточной для восстановления стишовита и образования Fe - Ni - Si-расплава, который формирует внешнее ядро. Рассчитаны тепловые эффекты реакции $2FeO$ (тв) $= 2Fe$(ж)$+O_2$ в интервале 200-1400 кбар. Установлено, что до ~ 500 кбар эта реакция сопровождается поглощением, а выше этого предела давлений - выделением тепла.

Табл. 1. Ил. 3. Библиогр. 33 назв.

УДК 523

Испарение расплавов в вакууме. Яковлев О.И., Косолапов А.И. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Описываются результаты экспериментов по испарению базальтовых расплавов в вакууме (10^{-3}-10^{-7} мм рт. ст.). Исследованы закономерности изменения состава расплава в зависимости от температуры и давления. Установлен ряд относительной летучести петрогенных компонентов из базальтового расплава: K, Na, Fe, Si, Mg, Al, Ca, Ti. Показано, что летучесть компонентов зависит также от состава расплава и поэтому поведение гранитных расплавов в вакууме отличается от поведения базальтовых расплавов. Предлагается физико-химическое описание процесса испарения. Сделаны выводы геохимического характера, касающиеся состава реголита и поведения щелочей в лунных базальтах и "гранитах".

Ил. 6. Библиогр. 29 назв.

УДК 523

Основные черты тектоники планет земной группы. Козлов В.В., Кузнецов Ю.Я., Сулиди-Кондратьев Е.Д. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

На основании составленных в единой легенде планетотектонических карт делается попытка выявления общности строения планет земной группы, их основных черт сходства и различия в тектоническом аспекте.

Ил. 1. Библиогр. 34 назв.

УДК 523.43

Геологическое строение Эритрейского Моря на Марсе. Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О., Попович В.Д., Пронин А.А."Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

Описываются результаты геолого-морфологического дешифрирования снимков АМС "Марс-4,-5" на территорию Эритрейского Моря и сопредельных областей. По совокупности морфологических признаков установлены ударно-взрывные кратеры, флювиальные (?) долины, гравитационно-склоновые формы, а также эоловые, вулканогенные (?) и тектонические образования. В пределах изученной территории выявлены три крупные морфоструктуры, самая древняя из которых - бассейн Аргир - находит аналогии в многокольцевых бассейнах Луны, а две более молодые морфоструктуры - впадина Эритрейского Моря и Прикопратское поднятие - отчасти похожи на синеклизы и антеклизы Земли. Различная степень сохранности флювиальных (?) долин и их взаимоотношения с кратерами дают основания предполагать существование в истории Марса нескольких влажных эпох, самая древняя из которых граничила с этапом интенсивного кратерообразования.

Ил. 14. Библиогр. 17 назв.

УДК 523.43

Особенности геологического строения участка Марса, заснятого автоматическими станциями "Марс". Суханов А.Л. "Тектоника и структурная геология. Планетология". М., "Наука", 1976 г.

На основании анализа фотографий поверхности Марса, полученных с помощью АМС "Марс-4 и -5" выделены образования ударного, вулканического, флювиального, эолового и тектонического происхождения. Анализ пространственных взаимоотношений выделенных структур позволяет установить следующую последовательность событий в геологической истории Марса: интенсивное кратерообразование, возникновение и развитие кольцевого бассейна Аргир, образование вулканических (?) покровов мощностью 300-400 м, возникновение каньонов и извилистых долин, площадные лавовые излияния и щитовые вулканы, эоловая переработка поверхности.

ТЕКТОНИКА
И СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПЛАНЕТОЛОГИЯ

Утверждено к печати
Национальным комитетом геологов
Советского Союза

Редактор издательства
А.В. Копп

Художественный редактор
В.А. Чернецов

Технический редактор
Г.В. Лазарева

Подписано к печати 22/IУ-76 г.
Т-03487. Усл. печ. л. 20+0,7 вкл.
Уч.-изд.л. 23,5. Формат 60x90 1/16
Бумага офсетная № 1. Тираж 1100 экз.
Тип. зак. 968. Цена 2 р. 58 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34,
9-я линия, 12

2 p. 68 k.

1677