

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ФИЛОСОФСКИХ (МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ)  
СЕМИНАРОВ ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
ИМ. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР  
ИНСТИТУТ ИСТОРИИ, ФИЛОЛОГИИ И ФИЛОСОФИИ  
КОМИССИЯ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ  
И ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ СССР

# ИДЕЯ РАЗВИТИЯ В ГЕОЛОГИИ: ВЕЩЕСТВЕННЫЙ И СТРУКТУРНЫЙ АСПЕКТЫ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
*В. А. Соловьев*



НОВОСИБИРСК  
«НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1990

ББК в26.3

И29

УДК 552.5:1Ф

### Редакционная коллегия

д-р геол.-мин. наук А. Ф. Белоусов (зам. отв. редактора), канд. геол.-мин. наук С. Ю. Беляев (отв. секретарь), д-р геол.-мин. наук Ю. Н. Каргодин, д-р геол.-мин. наук В. А. Соловьев, чл.-кор. АН СССР В. В. Тихомиров, канд. геол.-мин. наук Г. С. Федосеев, акад. АН СССР В. Е. Хаин, д-р геол.-мин. наук Б. М. Чиков

### Рецензенты

кандидат геолого-минералогических наук А. М. Боровиков,  
доктор геолого-минералогических наук Ю. Н. Закин

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики  
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Идея развития в геологии: Вещественный и структурный аспекты.—Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990.—317 с.  
ISBN 5—02—029448—9.

В сборнике анализируются проблемы эволюции вещества Земли, а также проблемы структуры Земли, ее геосфер, рассматриваются теории структур более низкого ранга. С междисциплинарных позиций исследуются методологические проблемы, связанные с реализацией идеи развития при построении гипотез и концепций.

Книга предназначена для философов, геологов и всех интересующихся методологическими вопросами научного познания.

И  $\frac{0301040100-870}{042(02)-90}$  14—90 I полугодие

ББК в26.3

ISBN 5—02—029448—9

© Институт геологии и геофизики  
им. 60-летия Союза ССР  
СО АН СССР

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

Статьи сборника написаны на основе докладов, сделанных авторами на Всесоюзной научной конференции «Проблема развития в геологии», проведенной 19—21 октября 1987 г. в Новосибирске Институтом геологии и геофизики СО АН СССР по инициативе члена-корреспондента АН СССР В. В. Тихомирова и академика В. Е. Хаина. Интерес к названной проблеме оказался столь значительным, что оргкомитету конференции пришлось формировать несколько секций и решать сложную задачу отбора материалов для публикации. В сборнике представлены только некоторые материалы, обсуждавшиеся на секциях «Эволюция вещества Земли» (руководитель — доктор геолого-минералогических наук А. Ф. Белоусов) и «Развитие геологических структур» (руководитель — профессор В. А. Соловьев). Предпочтение было отдано тем из них, в которых рассматриваются методологические аспекты проблемы развития вещества и структуры Земли. В определенной мере публикации отражают дух конференции: ее участники стремились не столько блеснуть оригинальностью концепций, сколько выявить их методологические основы.

Статьи сборника сгруппированы по разделам. В первом исследуются вопросы эволюции вещества Земли и ее геосфер, отдельных минеральных и геохимических систем. В частности, развивается интересная концепция несамопроизвольных термодинамических процессов в потоках вещества и энергии открытых систем, позволяющая подойти к определению прогрессивных и регрессивных ветвей эволюции геохимических и биогеохимических систем.

Во втором разделе рассматривается идея развития в структурной геологии и геотектонике. Основное внимание уделяется методологическим проблемам, связанным с реа-

лизацией этой идеи при построении гипотез и концепций развития структур Земли и ее геосфер, а также теории структур геологических объектов более мелкого ранга.

Третий раздел посвящен функционированию некоторых общенаучных принципов в рамках концепции развития, использованию при исторической реконструкции геологических объектов методов и подходов, разрабатываемых в других отраслях знания. В частности, большое внимание уделяется анализу симметрии и диссимметрии геологических структур.

Таким образом, в сборнике анализируются актуальные и пока мало исследованные проблемы, стоящие перед геологической наукой. Развивая подходы к анализу эволюции вещества и структуры Земли, авторы обращаются к фундаментальным — физическим, термодинамическим, физико-химическим — предпосылкам.

Статьи неодинаковы по уровню разработки проблем, глубине их анализа, но это в известной степени отражает современное состояние исследований в области эволюции вещества Земли и геологических структур. Редакция надеется, что издание сборника как раз и будет способствовать развитию этих исследований: ученые получат интересный материал для анализа и размышлений.

### СОПРЯЖЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ЭВОЛЮЦИЯ

*В. С. ГОЛУБЕВ, д-р геол.-мин. наук*

Ограниченность природных ресурсов и угроза все большего загрязнения окружающей среды обуславливают необходимость и неизбежность вступления человечества на путь интенсивного развития. В связи с этим возникает ряд вопросов. Каков критерий интенсивного развития? Усугубятся ли угроза экологических кризисов, связанных с загрязнением окружающей среды, и угроза ядерной войны при вступлении человечества на этот путь? Какова роль природной среды на новом этапе эволюции? Сменится ли, как считают ряд западных исследователей, прогресс на регресс при истощении природных ресурсов.

Научно обоснованный ответ на эти и другие вопросы, касающиеся геологического, биологического и социального развития, можно получить, разработав количественную теорию эволюции. Такая теория должна включать в себя рассмотрение эволюции как в живой, так и в неживой природе, ибо только тогда можно понять специфику эволюции живого.

Изменения геохимических процессов во времени вообще, безотносительно к их прогрессу или регрессу, наиболее последовательно учитываются в учении о динамике геохимических процессов. В последнее время в рамках этого учения нами предпринята попытка развить новую эволюционную концепцию, в которой рассматриваются направленные, прогрессивные изменения геохимических процессов. Существо предлагаемой термодинамической модели эволюции открытых систем с сопряженными процессами состоит в следующем.

1. К эволюционирующим относятся открытые системы (обменивающиеся веществом и энергией с окружающей средой) с сопряженными процессами, неравновесные относительно окружающей среды и обладающие более высоким уровнем организации вещества. Сопряженные процессы не могут про-

текать самопроизвольно и изолированно, а реализуются лишь на фоне других — основных (необратимых) процессов. При этом основной процесс выступает в роли источника энергии, необходимой для протекания сопряженного процесса. Благодаря сопряженным процессам в открытых эволюционирующих системах непрерывно поддерживается устойчивое неравновесие по отношению к окружающей среде.

2. Противоречие между вторым началом термодинамики и фактами прогрессивной эволюции на Земле — лишь кажущееся. Второе начало термодинамики не отрицает возможность протекания несамопроизвольных (сопряженных) процессов на фоне самопроизвольных (основных). Так, в любой тепловой машине наблюдается, по существу, сопряжение двух процессов: несамопроизвольного превращения теплоты в работу и самопроизвольного перехода теплоты от нагретого тела к холодному. Эволюция на Земле есть следствие того, что энергия Земли и Солнца не вся рассеивается «даром», а частично производит определенную «полезную» работу. Образно говоря, на Земле функционируют сконструированные природой «устройства», «машины» на необратимых потоках энергии Земли и Солнца, превращающие эту энергию в работу сопряженных процессов. При этом эволюция литосферы реализуется путем функционирования подвижных геохимических барьеров в основном за счет эндогенного источника энергии (Земли), а биосферы — путем фотосинтеза (и сопряженных с ним процессов) за счет экзогенного источника энергии (Солнца). В термодинамическом смысле принципиальной разницы между сопряженными процессами в неживой и живой природе нет.

3. Сущность эволюции — в увеличении со временем неравновесности открытых систем по отношению к окружающей среде, в усложнении их структуры. Количественным критерием эволюции является коэффициент полезного действия (кпд) сопряженного процесса<sup>1</sup>: чем он выше, тем на более высоком уровне эволюции находится система. Кпд сопряженного процесса — его энергетическая характеристика, близкая по смыслу к общепринятому понятию, т. е. отношение работы сопряженного процесса к общему количеству подводимой к системе энергии. Чем больше кпд, тем сложнее природные «машины», тем эффективнее они функционируют и тем в большей степени открытые системы неравновесны по отношению к окружающей среде.

<sup>1</sup> См.: Голубев В. С., Теняков В. А. О коэффициенте полезного действия сопряженных процессов в связи с геохимической и биогеохимической эволюцией // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2.

4. Эволюционирующие системы используют для своего функционирования направленные потоки энергии (и вещества), которые возникают при стремлении к равновесию закрытых мегасистем, включающих в себя как составную часть эволюционирующие открытые системы. Движущая сила эволюции — в изменении со временем необратимых потоков энергии (и вещества).

Сопряженные процессы широко распространены в природе. Ярким примером сопряженного процесса в неживой природе является эпигенетическое рудообразование, при котором за счет энергии Земли и Солнца совершается работа концентрирования рассеянного рудного вещества горных пород<sup>2</sup>. Один из основных сопряженных процессов биосферы — образование растениями органического вещества из углекислого газа и воды. Этот процесс энергетически невыгоден и сам собой протекать не может, а реализуется лишь благодаря использованию растениями солнечной энергии.

Сопряженные процессы осуществляются и в ноосфере — части биосферы, преобразованной человеком (говоря о «ноосфере» применительно к современности, мы имеем в виду фактически расчлененную, неразвитую ноосферу). По существу, неравновесность ноосферы по отношению к окружающей среде, более высокий уровень организации вещества в ней обусловлены производственной деятельностью человека. Это — сопряженный процесс, который реализуется лишь на фоне основного процесса утилизации энергетических ресурсов современной и существовавших ранее биосфер.

Одинаковый способ функционирования ряда открытых систем неживой природы и живой — сопряжение процессов — обуславливает существование некоторых общих закономерностей, которые свойственны неживым и живым системам, но обычно не отмечаются. Интересны, например, такие общие закономерности биологических объектов и системы минералообразования на подвижном барьере, как динамическое неравновесие по отношению к окружающей среде; постоянное самообновление составных частей системы; конечное время существования индивидов (в системе минералообразования — кристаллических частиц); закономерная эволюция систем при изменении внешних условий, причем эволюция в целом, а не на уровне отдельных индивидов<sup>3</sup>.

---

<sup>2</sup> См.: Голубев В. С. Энергия и коэффициент полезного действия эпигенетического рудообразования // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 4.

<sup>3</sup> См.: Голубев В. С., Теняков В. А. О коэффициенте полезного действия сопряженных процессов...; Голубев В. С. Энергия и коэффициент полезного действия энергетического рудообразования.

Следовательно, ряд признаков, на основе которых открытые химические системы зачастую относятся к биологическим, на самом деле такими критериями служить не могут. В чем же тогда специфика биологических систем? Отметим в связи с этим следующее.

Геохимические системы с сопряженными процессами концентрирования вещества устойчиво реализуются лишь при вынужденном (конвективном) подводе вещества в систему. При этом основной процесс как бы создает в движущемся потоке раствора подвижную полупроницаемую перегородку, беспрепятственно пропускающую растворитель и задерживающую растворенное вещество. Подвод же растворенного вещества к перегородке осуществляется за счет перепада давления в жидкости. В случае диффузионного массопереноса устойчивое существование системы минералообразования, неравновесной относительно окружающей среды, невозможно, так как диффузия приводит к выравниванию концентраций растворенного вещества в системе и окружающей среде.

В биологических системах, наоборот, устойчивое неравновесие относительно окружающей среды реализуется при отсутствии внешнего вынужденного подвода вещества, путем «активного» (против градиента концентрации) транспорта через биологические мембраны.

Последовательность развития сопряженных процессов в открытых системах Земли, согласно предлагаемой термодинамической концепции эволюции, была следующей.

Вначале возникли и функционировали неживые эволюционирующие системы в потоках термальных растворов, использующие для своего функционирования вещество и энергию эндогенных источников. Таким образом формировались многие рудные месторождения. По-видимому, аналогичным образом функционировали и предбиологические системы. Действительно, в потоках термальных растворов на подвижных геохимических барьерах протекали процессы концентрирования не только неорганических веществ, но и органических, синтезированных в вулканах. Возможно, что здесь кроется решение одной из главных проблем предбиологической эволюции — проблемы концентрирования органических молекул, пространственной локализации химических реакций. Переход к биологическим системам — это эволюционный скачок, возникновение таких систем, для функционирования которых требуются лишь внешние вынужденные потоки энергии, а необходимый подвод (и отвод) вещества осуществляется самими системами. Сначала живые системы (хемосинтезирующие бактерии) использовали эн-

догенные источники энергии, затем — энергию Солнца (растения). Следующий эволюционный скачок знаменовал переход к животным, для жизнедеятельности которых уже не требуются принудительные потоки вещества и энергии. Животные сами осуществляют подвод вещества (пищи), используемого для получения необходимой энергии. Наконец, переход к человеку означал появление таких систем, которые сами осуществляют необходимый подвод как вещества, так и энергии, используя энергетические ресурсы Земли.

Именно в способе реализации подвода вещества и энергии к открытым системам заключаются отличие живого и неживого, а также особенности систем живой природы — растительного и животного мира и человеческого общества. По мере своего развития системы берут на себя функции внешних потоков вещества и энергии.

Обобщение данных по эволюции на Земле позволяет сделать вывод, что прогресс реализовывался лишь в том случае, если потоки подводимой к открытым системам энергии не уменьшались со временем. Действительно, прогресс в неживой природе (свидетельство которому — многие рудные месторождения) осуществлялся главным образом в эпохи тектономагматической активизации, когда возрастало количество подводимой к открытым системам Земли эндогенной энергии. Эволюция в растительном мире происходила на основе потоков солнечной энергии, которые также не уменьшались со временем. Эволюция животных протекала при увеличении использования энергии, как это следует из учения об ароморфозах А. Н. Северцева и И. М. Шмальгаузена. Наконец, эволюция человеческого общества происходила при непрерывном росте используемой энергии.

Ранее выведено уравнение для кпд сопряженного процесса эпигенетического рудообразования — концентрирования рассеянного рудного вещества горных пород. Обобщим вывод применительно к произвольному сопряженному процессу концентрирования вещества.

Если  $A$  — работа концентрирования,  $\varepsilon$  — энергия основного процесса, то кпд сопряженного процесса концентрирования есть

$$r = \frac{A}{\varepsilon}. \quad (1)$$

При прогрессивном развитии (эволюции) возрастает со временем кпд сопряженного процесса:

$$\frac{dr}{dt} > 0. \quad (2)$$

Для эпигенетического рудообразования работа концентрирования 1 г-моля рудного вещества ( $A_0$ ) описывается уравнением (по аналогии с уравнением для работы концентрирования в идеальном растворе)

$$A_0 = RT \ln \frac{q_{\max}}{q_0}, \quad (3)$$

где  $q_0$  и  $q_{\max}$  — концентрация рудного компонента в рассеянном и концентрированном состоянии;  $R$  — универсальная газовая постоянная;  $T$  — абсолютная температура процесса.

Сопряженные геохимические процессы являются, по существу, концентрированием рассеянного вещества горных пород. Сопряженные процессы биосферы и ноосферы в рамках термодинамической модели эволюции также формально будем рассматривать как концентрирование формирующей систему веществ (от концентрации  $q_0$  в источнике до  $q_{\max}$  в системе). Однако указанные процессы далеки от идеальных, рассматриваемых в химической термодинамике. Поэтому, сохраняя уравнение (3) для работы сопряженного процесса, мы придаем величине  $q_{\max}$  некоторый эффективный характер.

Из ряда соображений следует, что  $q_{\max}$  функционально связана с  $\varepsilon$ , причем с ростом  $\varepsilon$  растет и  $q_{\max}$ , т. е.

$$q_{\max} = f(\varepsilon) \frac{dq_{\max}}{d\varepsilon} > 0. \quad (4)$$

С учетом условия (3) выражение (1) для кнд запишем следующим образом:

$$q = \frac{nRT}{\varepsilon} \ln \frac{q_{\max}}{q_0}, \quad (5)$$

где  $q$  — количество вещества, концентрируемого за время  $t$ , г/моль.

Примем простое допущение, что масса концентрируемого вещества пропорциональна его концентрации в источнике (по аналогии с эпигенетическим рудообразованием<sup>4</sup>):

$$n = n_0 q_0, \quad (n_0 \neq f(q_0)). \quad (6)$$

Выражение для кнд примет вид

$$q = \frac{\alpha q_0}{\varepsilon_0} \ln \frac{q_{\max}}{q_0}, \quad (7)$$

<sup>4</sup> См.: Голубев В. С. Энергия и коэффициент полезного действия эпигенетического рудообразования.

где  $\alpha = RT$ , а

$$\varepsilon_0 = \frac{\varepsilon}{n_0} \quad (8)$$

— приведенные удельные энергетические затраты (на единицу массы концентрируемого вещества при единичной концентрации  $q_0 = 1$  вещества в источнике).

Дифференцируя выражение (7) по  $t$ , найдем (при  $q_{\max} \gg \gg q_0$ , соответствующем отношению существующей системы к источнику)

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\alpha q_0}{\varepsilon_0 q_{\max}} \frac{dq_{\max}}{dt} + \left( \frac{\alpha}{\varepsilon_0} \ln \frac{q_{\max}}{q_0} \right) \frac{dq_0}{dt} - \left( \frac{\alpha q_0}{\varepsilon_0^2} \ln \frac{q_{\max}}{q_0} \right) \frac{d\varepsilon_0}{dt}. \quad (9)$$

Отсюда видно, что условие (2) прогрессивной эволюции выполняется лишь при определенном соотношении производных по времени от величин  $q_0$ ,  $q_{\max}$  и  $\varepsilon$ , характеризующих внешние и внутренние факторы эволюции.

Полученное уравнение выявляет факторы эволюции сопряженных процессов геосфер. Для сопряженных процессов неживой природы, в частности для эндогенного рудообразования, маловероятно закономерное изменение энергетической эффективности их функционирования, т. е.  $\frac{d\varepsilon_0}{dt} = 0$ . Допуская, что концентрация рудных элементов в источнике (кларки рудных элементов) существенно не менялась в геологической истории, имеем в уравнении (9)  $\frac{dq_0}{dt} = 0$ .

Из уравнения (9) видно, что условие (2) эволюции эндогенного рудообразования реализуется, когда растет со временем концентрация рудных элементов в однотипных оруденениях, сформировавшихся в разные геологические эпохи ( $\frac{dq_{\max}}{dt} > 0$ ). Это и есть наиболее информативный признак эволюции эндогенного рудообразования.

Так как  $\frac{dq_{\max}}{dt} = \frac{dq_{\max}}{d\varepsilon} \cdot \frac{d\varepsilon}{dt}$ ,  $\frac{dq_{\max}}{d\varepsilon} > 0$ , для эволюции эндогенного рудообразования необходимо, чтобы  $\frac{d\varepsilon}{dt} > 0$ . Отсюда следует, что движущей силой эволюции является постепенный рост количества подводимой к рудообразующим системам эндогенной энергии в эпохи тектономагматической активизации.

Рассмотрим некоторые факторы эволюции биосферы. Для фотосинтезирующих объектов фактором  $q_0$  в уравнении (9) является концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере. При увеличе-

нии концентрации  $\text{CO}_2$  эволюция  $\left(\frac{dq}{dt} > 0\right)$  фотосинтезирующих объектов возможна даже при условии уменьшения со временем энергетической эффективности их функционирования  $\left(\frac{d\varepsilon_0}{dt} \geq 0\right)$ . Наоборот, при  $\frac{dq_0}{dt} < 0$  эволюция реализуется лишь при условии  $\frac{d\varepsilon_0}{dt} < 0$  (так как потоки солнечной энергии существенно не менялись со временем:  $\varepsilon = \text{const}$ , следовательно,  $\frac{dq_{\text{max}}}{dt} = 0$ ).

Рассмотрение кинематической модели геохимического цикла углерода<sup>5</sup> в сопоставлении с данными по скорости захоронения углерода в фанерозое<sup>6</sup> показало, что концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере неоднократно изменялась. Рост концентрации  $\text{CO}_2$  происходил в эпохи тектономагматической активизации в связи с усиливающимся вулканизмом. При этом на фоне роста концентрации  $\text{CO}_2$  по преимуществу увеличивалась масса фотосинтезирующих организмов без их совершенствования  $\left(\frac{d\varepsilon_0}{dt} \geq 0\right)$ . При уменьшении же концентрации  $\text{CO}_2$  эти объекты функционировали уже в режиме «голодания» относительно формирующего их компонента, что приводило к массовому отмиранию одних организмов (для которых  $\frac{dq}{dt} < 0$ ) и эволюции других, более приспособленных. Этим можно объяснить соответствие главных этапов эволюции живых систем (отмирания старых и зарождения новых) глобальным эпохам тектономагматической активизации.

Эволюция ноосферы имеет характер самодвижения, что приводит к истощению природных ресурсов (в уравнении (9)  $\frac{dq_0}{dt} < 0$ ), что обуславливает необходимость увеличения используемой энергии  $\left(\frac{d\varepsilon}{dt} > 0\right)$ . Именно так, по экстенсивному пути, на основе роста энергетики реализовывался прогресс. В настоящее время становится все более очевидным, что эк-

<sup>5</sup> См.: Голубев В. С., Теняков А. В., Кричевец Г. Н. Модель массообмена углерода в геохимическом цикле и эволюция фотосинтезирующих объектов // Второе Всесоюзное совещание по геохимии углерода. М., 1986. С. 185.

<sup>6</sup> См.: Ронов А. Б., Вулканизм, карбонатакопление, жизнь: закономерности глобальной геохимии углерода // Геохимия. 1976. № 8.

стенсивное развитие бесперспективно. По мере увеличения энергии влияние ее роста на прогресс замедляется (см. первое слагаемое в уравнении (9)), быстро растут энергозатраты. Рост энергетики сопровождается существенным увеличением рассеяния энергии. Это ведет к усиливающемуся загрязнению среды и неблагоприятному нагреванию атмосферы. Кроме того, когда скорость роста рассеиваемой энергии велика, структура ноосферы не успевает измениться таким образом, чтобы соответствовать возросшему уровню энергетики (условие (4) перестает выполняться). Это приводит к неблагоприятному для развития несоответствию между уровнем энергетики и структурой ноосферы.

Настоящий этап является переходным от первого, экстенсивного этапа развития человечества ко второму, интенсивному. Если на экстенсивном этапе прогресс мог реализовываться на основе роста энергетики  $\left(\frac{d\varepsilon}{dt} > 0\right)$  без существенного уменьшения энергетических затрат на единицу общественного продукта (и даже с их увеличением в уравнении (9)  $\frac{d\varepsilon_0}{dt} \geq \geq 0$ ) то, в дальнейшем одного роста энергетики недостаточно для реализации прогресса  $\left(\frac{dq}{dt} > 0\right)$ , а необходимо уменьшение приведенных энергетических затрат на единицу общественного продукта  $\left(\text{в уравнении (9) } \frac{d\varepsilon_0}{dt} < 0\right)$ . Это и есть термодинамический критерий интенсивного развития.

### ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ И ЛУНЫ В ПРОЦЕССЕ ИХ АККРЕЦИИ

*В. Э. КОВДЕРКО, канд. геол.-мин. наук*

Химический анализ первых же образцов лунных пород показал, что по сравнению с земными аналогами и метеоритами они существенно обеднены летучими элементами и обогащены тугоплавкими. Между тем изотопный состав ксенона и наиболее распространенного в обоих телах кислорода свидетельствует о том, что Земля и Луна образовались из одного протопланетного облака<sup>1</sup>. Принимая во внимание устойчивость отпознейших элементов с разной степенью летучести,

<sup>1</sup> См.: Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М., 1982.

В. Н. Жарков утверждает, что после образования Луны теперь ею летучих не происходило <sup>2</sup>.

В настоящее время известны три основные разновидности лунных пород: анортозиты, базальты и реголит. Анортозиты занимают около 85 % лунной поверхности, а лунная кора практически полностью представлена ими. По сравнению с земными аналогами и метеоритами они обеднены как легкоплавкими летучими компонентами, так и наиболее тугоплавкими. Базальты слагают всего лишь 15 % лунной поверхности, в основном в пределах так называемых лунных «морей», а их мощность В. Н. Жарков оценивает в 1 км. Как и анортозиты, они обеднены летучими, но содержание тугоплавких компонентов в них в 4—5 раз выше, чем в анортозитах. Абсолютный возраст базальтов находится в пределах  $2,6-3,9 \cdot 10^9$  лет, анортозитов — в пределах  $4,46-3,9 \cdot 10^9$  лет, т. е. базальты значительно моложе. Происхождение базальтов связывается с вулканическими процессами, которые проявились после кристаллизации верхнемантийных пород  $4,4 \cdot 10^9$  лет тому назад. Реголит представляет собой рыхлую массу, по составу соответствующую коренным породам данной местности с примесью космической пыли. Наиболее тонкая фракция реголита наименее обеднена летучими и по составу субадекватна метеоритам.

Наблюдаемые различия в химическом составе лунных и земных пород, а также метеоритов можно объяснить эволюцией исходного вещества в процессе аккреции планет из одного протопланетного облака в результате меняющейся термодинамической обстановки на их поверхности, определяемой главным образом размерами растущих тел. Из множества существующих версий образования планет за основу примем гипотезу двухстадийной аккреции из первично горячего газово-пылевого облака в трактовке А. Е. Рингвуда.

На первой стадии в результате конденсации и агломерации образовались твердые тела разных размеров (от долей миллиметра до 1000 км в поперечнике), именуемые планетезималиями. Их состав был неоднороден: от существенно металлического до существенно силикатного. Соотношение тел разного состава, вероятно, было близким к соотношению метеоритов — железных, железокосменных, каменных. Основная масса материала к концу первой стадии аккреции планет Солнечной системы была сосредоточена в плоских кольцах, окружавших Протосолнце. До настоящего времени пример-

---

<sup>2</sup> См.: Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., 1983.

но в таком виде сохранился пояс астероидов между орбитами Марса и Юпитера, а их уменьшенными копиями можно считать кольца Юпитера и Сатурна.

Первым от Протосолнца располагалось кольцо Меркурия, затем Венеры, Земли и т. д. Как и орбиты нынешних планет, кольца находились примерно в одной плоскости.

Для реконструкции термодинамических условий при дальнейшей аккреции планет необходимо иметь представление о температурах планетезималей перед началом второй стадии. По расчетам В. С. Сафронова, абсолютная температура в зоне аккреции Земли была близка к нулевой. Если учесть, что кольцо планетезималей, из которых образовались Земля и Луна, располагалось за кольцами Меркурия и Венеры, то допущение низких температур в нем не должно вызывать особых возражений. Так, средняя температура нынешней поверхности Земли составляет всего плюс 4 °С, Марса — минус 21 °С, а материал в кольцах Сатурна охлажден до минус 200 °С. Нужно иметь в виду, что указанные температуры имеют место в условиях прозрачного окружающего пространства. Планетные же кольца располагались в одной плоскости, и в них была сосредоточена вся масса нынешних планет. Лучистая энергия Солнца, вероятно, не могла распространяться дальше Венераанского кольца. Следовательно, планетезимали земного пояса, особенно мелкие и железные, могли остыть до температуры, близкой к абсолютному нулю. Отдельные крупные планетезимали, типа астероида Церера, могли сохранить внутри себя остаточную положительную температуру, но это не меняет сути дела.

Вторую стадию аккреции по интенсивности роста размеров планет и температурному режиму поверхности целесообразно разделить на три этапа.

На первом этапе одна из наиболее крупных и тяжелых планетезималей становилась зародышем будущей планеты. Из-за слабости гравитационного поля она могла заметно взаимодействовать только с ближайшими планетезималами. Энергия соударений была малой, и выделившейся теплоты не хватало для заметного повышения температуры. Химический и минеральный состав ядер планет должен был соответствовать составу планетезималей, из которых они сформировались, причем среди металлических масс должны были встречаться силикатные, и наоборот. Ядра планет должны были содержать значительное количество газов и льда.

Первый этап второй стадии аккреции, в течение которого формируются ядра планет, следует называть холодным.

Второй этап начинался, когда радиус планеты достигал примерно 1000 км. Возросшее гравитационное поле уже заметно взаимодействовало с удаленными планетезималиями. При их падении высвобождалось значительное количество энергии, достаточное для разогрева и даже расплавления материала планетезималей и поверхности растущей планеты. Летучие компоненты покидали поверхность. Количество выделяемой при падении планетезималей теплоты могло быть достаточным, чтобы поверхность растущей планеты превратилась в «океан» расплавленной лавы. Силикатный расплав претерпевал изменения: тугоплавкие компоненты опускались на дно расплава.

Рассматриваемый этап аккреции назван нами горячим. На Земле горячему этапу может соответствовать образование внешнего ядра, которое и поныне находится в расплавленном состоянии, на Луне — образование коры, состоящей из анортозитов. Кристаллическое строение последних свидетельствует о большом объеме расплава и, как следствие, о медленном его остывании.

На третьем этапе аккреции поверхность планеты начала остывать, в основном из-за снижения частоты падений на единицу площади вследствие «вычерпывания» материала из планетного кольца. Малая плотность атмосферы способствовала быстрому остыванию. Расплавление остывающей оболочки происходило локально, только в месте падения очередной планетезимали, где расплав остывал довольно быстро. Потерю летучих затрудняло возросшее гравитационное поле.

Этот этап аккреции правомерно называть горяче-холодным. Величина энергии планетезималей была достаточной для расплавления их самих и пород в месте падения, но температура поверхности планеты в целом определялась уже солнечной радиацией и парниковым эффектом.

На Земле горяче-холодный этап сопровождался образованием мантии, а на Луне он имел фрагментарный характер. Образовавшиеся на этом этапе «морские» базальты выполняют большие ударные кратеры, так называемые лунные «моря». Их расположение и размеры позволяют судить о частоте падений и массе планетезималей.

Изложенные выше представления о характере аккреции планет Солнечной системы могут послужить основой для ряда выводов относительно возможной эволюции химического состава вещества Земли:

- 1) состав внутреннего ядра субадекватен составу планетезималей, пошедших на его формирование, оно богато первичными газами, ему должна быть присуща первичная неоднородность;

2) внешнее ядро характеризуется пониженным по сравнению с исходным веществом содержанием летучих и тугоплавких компонентов. Первые не удерживались слабым гравитационным полем, вторые в результате кристаллизационной дифференциации расплава могли оседать на твердую поверхность внутреннего ядра;

3) вещество кристаллической мантии ввиду быстрого остывания разобщенных «озер» силикатного расплава не испытало повсеместной кристаллизационной дифференциации, однако потеряло значительную часть летучих компонентов. Потери становились меньше с приближением размеров Земли к современным. Мантийные породы по сравнению с исходным веществом в среднем должны быть обеднены летучими и обогащены тугоплавкими компонентами.

Появляется возможность объяснить различия в химических составах лунных и земных пород. Луна закончила свой активный рост на стадии горячей аккреции. Ее нынешние размеры не превышают диаметра внешнего ядра Земли. Поверхность Луны была покрыта «океаном» магмы, глубина которого могла примерно соответствовать мощности лунной коры (в среднем 60 км). Медленное остывание такого довольно мощного слоя обусловило кристаллизационную дифференциацию его вещества, которое в значительной мере освободилось от летучих и в верхней части от тугоплавких компонентов. Летучие из-за слабого гравитационного поля были потеряны, а тугоплавкие опустились к основанию расплавленного слоя. Лунные анортозиты по химическому составу могут соответствовать веществу внешнего ядра Земли.

«Морские» базальты, образованные на горяче-холодном этапе аккреции Луны, появились в результате сравнительно быстрого остывания импактного расплава вещества падающих планетезималей, поэтому по сравнению с анортозитами они менее обеднены летучими и тугоплавкими компонентами.

Таким образом, изложенные выше представления об эволюции исходного вещества в ходе аккреции планет позволяют дать новый вариант объяснения состава внешнего ядра Земли, наличия расплавленных зон в недрах больших, чем Луна, планет, незначительной «глубины» лунных базальтовых «морей», молодого возраста «морских» базальтов по сравнению с анортозитами.

## НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

А. П. ПОПОВ, канд. хим. наук

Под химической эволюцией обычно понимают происхождение и развитие химической формы движения материи или химической организации вещества. Рассмотрим с точки зрения организации роль химической эволюции в развитии вещества Земли.

Понятие «организация» занимает в категориальном аппарате современного научного мышления очень важное место. С его помощью обозначают явления, противоположные дезорганизации, хаосу, неупорядоченности. Понятие организации является фундаментальным для объяснения как мира элементарных частиц, так и мира живого<sup>1</sup>. Оно выражает: 1) внутреннюю упорядоченность, согласованность взаимодействия более или менее дифференцированных и автономных частей целого, обусловленную его строением; 2) совокупность процессов или действий, ведущих к образованию и совершенствованию взаимосвязей между частями целого<sup>2</sup>. Переходя с этих позиций к исследованию химической эволюции, можно выделить несколько аспектов данной проблемы.

Первый аспект — *геохимический*. Его можно считать первым в историческом плане, так как геохимическое исследование химической эволюции связано с решением вопроса о происхождении и развитии нашей планеты. Именно в геохимии была показана необходимость исторического подхода к химизму. В рамках геохимии впервые возникли и вопросы о движущих силах химической эволюции: тепле первоначально разогретой магмы, солнечной энергии, радиоактивности ядер. Хотя геохимическое исследование охватывает только отдельные фрагменты химической эволюции, оно впервые привело к важным выводам о миграции и перераспределении химических элементов и к изучению истории атомного состояния.

*Космохимический* аспект, будучи непосредственно связанным с геохимическим, предполагает решение проблемы химической эволюции в значительно более широком плане. В рамках космохимии исследуются преобразование дохимических систем материи в химические, собственно хими-

<sup>1</sup> См.: Акчури И. А. О перспективах синтеза физики и биологии // Взаимодействие методов естественных наук в познании жизни. М., 1976. С. 286.

<sup>2</sup> См.: Философский энциклопедический словарь. М., 1983. С. 345.

ческая эволюция вещества вплоть до появления высокоорганизованных органических соединений и их комплексов, появление живого. Космохимический аспект проблемы химической эволюции предусматривает анализ всеобщих закономерностей химической эволюции в зависимости от условий среды, но независимо от конкретных участков Вселенной. Он означает принципиальную возможность поиска внеземных, космических источников возникновения жизни, включает важный вопрос о роли космоса в химической эволюции Земли.

С помощью новых методов исследований, в частности фиксации молекул в радиочастотном диапазоне, было установлено, что межзвездная среда содержит облака пыли и газа, в которых формируется, развивается и достигает большого многообразия химический состав материи. Но что самое поразительное, космос оказался гигантской лабораторией органического синтеза: обнаружены формальдегид, производные циана, неопределенные соединения, сложные эфиры, спирты, нитрилы, аминокислоты. Более сложные звенья эволюционной цепочки были обнаружены при изучении вещественного состава метеоритов и лунных пород. В них найдены глутаминовая кислота, аланин, аспарагиновая кислота, серин<sup>3</sup>, алифатические и ароматические углеводороды, предшественники нуклеиновых кислот — аденин и гуанин, а также простейший химический предшественник хлорофилла — порфирин. Тем самым в естествознании постепенно прокладывается единый путь от эволюционной космохимии к эволюционной биохимии, от химии межзвездных облаков материи к химии метеоритов, планет, Луны и, наконец, Земли с жизнью на ней.

Важным аспектом проблемы химической эволюции следует назвать *биогеохимический*, предполагающий поиск причин и условий происхождения жизни, т. е. биогенеза. Биогеохимический подход к истории Земли был впервые реализован В. И. Вернадским<sup>4</sup>, который рассматривал появление жизни на Земле (допуская и космические ее источники) как возникновение биосферы — особой формы организации вещества. Взаимодействуя с другими геосферами, биосфера участвует в химической эволюции Земли, преобразуя ее состав и структуру.

---

<sup>3</sup> См.: Фокс С., Дозе К. Молекулярная эволюция и возникновение жизни. М., 1975. С. 75.

<sup>4</sup> Вернадский В. И. Избр. соч.: В 5 т. Т. 5. М., 1960. С. 238—252.

*Биохимический* аспект проблемы химической эволюции касается общих закономерностей химического взаимодействия. В этом плане биохимия — отрасль химических наук. Однако химические процессы, изучаемые биохимией, реализуются посредством систем, вошедших в качестве элементов в более высокоорганизованные биосистемы, относящиеся к биологической форме организации вещества. И потому биохимия является также отраслью биологических наук. Если центральная проблема химии — проблема генезиса свойств соединений, то центральная проблема биохимии заключается в сущности биогенеза. Биохимия, владея методами эволюционной биологии, методами историзма, находит нужные ключи к решению проблемы развития неорганической природы, проблемы химической эволюции.

С возникновением и развитием общественного производства связан качественно новый этап в истории химизма на Земле. Соответственно можно выделить *социальный* аспект проблемы химической эволюции вещества. В химической организации вещества играет решающую роль общественное производство — «организатор», внешний по отношению к системе агент. Социальный аспект указывает на зависимость химической эволюции от деятельности общества.

Химическая деятельность человечества непосредственно влияет на химическую форму движения и химическую организацию материи. Влияние химической деятельности на природу осуществляется по многим направлениям, важнейшие из которых — потребление химических веществ из природы, массированное введение веществ из земных недр в окружающую человека среду, загрязнение природы отходами человеческой деятельности, появление в природе, и в частности в биосфере, новых высокоактивных химических соединений, выделенных из природных источников или синтезированных человеком, в том числе фтор- или кремний-органических соединений.

Можно ли отнести продукты химической деятельности человечества к продуктам химической эволюции? Ответ на этот вопрос едва ли возможен, если оставаться только на позициях традиционной химии и не обратиться к общим представлениям о ступенях организации материи, согласно которым наиболее высокоорганизованной материей признается живая материя — носитель жизни, а затем и сознания. Химическая организация и химический процесс усложняются по мере перехода от геосфер до биосферы без человека, антропосферы, ноосферы, техносферы. Химическая деятельность человечества выводит процесс химической эволюции

вещества за его естественные рамки. Становится очевидным, что процесс химической эволюции имеет и прогрессивную, и регрессивную ветви. К последней относится быстрое загрязнение окружающей среды.

Таким образом, подход к проблемам химической эволюции вещества с точки зрения уровней его организации показывает, что эта эволюция затрагивает не только химическую, но и биологическую, и социальную сферы. Она требует тщательного изучения, включающего анализ становления химизма, выявление его внутренних тенденций, в том числе прогрессивных и регрессивных.

## МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Г. А. БУЛКИН, канд. геол.-мин. наук

Проблемы эволюции тех или иных геологических явлений всегда находились в поле зрения геологов. Но рассматриваемые эмпирически и применительно к конкретным условиям, эти проблемы освещались с точки зрения скорее истории, чем эволюции. Эмпирическая установка на изучение однородных явлений не позволила отделить общие свойства эволюционных процессов от их специфических, в частности региональных, свойств. Все это побудило к созданию модели, с помощью которой можно было бы рассмотреть общие свойства эволюции геохимических систем<sup>1</sup>.

Первым шагом в построении данной модели стала разработка логической системы понятий и определений, позволяющих выявить связь между энергетическими свойствами и природой вещества и отличать эволюцию от более простых физических и химических процессов. Приведем наиболее важные из понятий и определений. *Элементарный фрагмент геохимической системы* — это ее наименьшая работающая часть, участвующая в изменениях; *единичное изменение* — приток энергии и (или) вещества к элементарному фрагменту, а также последующий их отток от него; *базисная реакция* — прохождение энергии и (или) вещества через геохимическую систему, вызывающее ее изменение при взаимодействии с ними; *элементарный участок взаимодействия* — элементарный фрагмент системы, участвующий в единичном изменении.

---

<sup>1</sup> См.: Булкин Г. А. Введение в статистическую геохимию. Л., 1972.

Таким образом, базисная реакция как совокупность единичных изменений преобразует геохимическую систему как совокупность элементарных фрагментов при наличии участков взаимодействия, представляющих собой неразрывное целое, кинетический континуум взаимодействия вещества геохимической системы с энергией-веществом. Эволюция геохимических систем является эволюцией элементарных участков взаимодействия при более или менее постоянной базисной реакции.

Для понимания механизма эволюции введем представление об абсолютной активности изменений как мере участия элементарного фрагмента системы в базисной реакции, измеряемой числом единичных изменений в элементарном фрагменте в единицу времени. Эта величина объективно характеризует также влияние элементарного фрагмента на базисную реакцию. Иными словами, абсолютная активность изменений есть динамическая характеристика геохимической системы, относимая к определенным единичным изменениям конкретной базисной реакции в элементарном фрагменте. Данная величина характеризует и избирательность (селективность) действия элементарного фрагмента на базисную реакцию.

Среди единичных изменений, в которых участвует элементарный фрагмент геохимической системы, могут оказаться такие, которые будут определять его состав и структуру, а значит, и ход дальнейшего протекания базисной реакции. Назовем подобные изменения эволюционными превращениями фрагмента. Базисная реакция благодаря своей энергии и веществу избирательно активизирует зависимые от нее эволюционные превращения фрагмента, увеличивая или уменьшая их. Сама базисная реакция как бы деформируется, усиливая прохождение потоков энергии-вещества через наиболее активные фрагменты. Таким образом, создается механизм обратной связи, благодаря которому базисная реакция влияет на эволюционные превращения фрагмента, меняя его абсолютную активность, а фрагмент — на базисную реакцию, изменяя ее потоки и селективность ее воздействия. В принципе обратная связь и отбор наиболее активных фрагментов для дальнейшего прохождения потоков энергии-вещества и благодаря этому дальнейших эволюционных преобразований и являются механизмом эволюции.

Из сказанного вытекает, что для эволюции геохимической системы, представляющей собой цепь эволюционных превращений элементарных фрагментов, необходимы обязательные условия: 1) стационарное протекание базисной

реакции с уменьшением свободной энергии и ростом энтропии; 2) более существенная, чем влияние случайных факторов, роль изменений интенсивности реакции в превращениях геохимической системы. Простое рассмотрение вариантов показывает, что длительное эволюционное преобразование возможно только для фрагментов, в которых изменение энергетических и (или) структурных характеристик ведет к увеличению абсолютной активности изменений. В остальных случаях в относительно короткий срок фрагменты либо разрушаются, либо, утрачивая активность, перестают влиять на базисную реакцию.

Анализ эволюции геохимических систем с помощью количественной модели привел к выявлению положений, названных нами вслед за А. П. Руденко<sup>2</sup> статистическим, кинетическим, энергетическим и информационным законами саморазвития геохимических систем. Первый из них заключается в том, что, хотя увеличение и уменьшение абсолютной активности элементарного фрагмента геохимической системы в результате единичного изменения его природы — события, не имеющие особого преимущества друг перед другом, вероятность последовательно положительных изменений абсолютной активности элементарного фрагмента больше вероятности отрицательных изменений при одних и тех же времени развития и числе единичных изменений. Это явление — прямое следствие увеличения интенсивности базисной реакции и частоты единичных изменений при увеличении абсолютной активности изменений. Например, до некоторой условной седьмой стадии развития при среднем увеличении активности изменения фрагмента в 1,2 раза вероятность последовательно положительного пути развития в  $1,2^{42}$  раза выше, чем последовательно отрицательного пути.

Между интенсивностью протекания базисной реакции и вероятностью превращения фрагмента устанавливается обратная положительная связь, которая определяет существование кинетического закона саморазвития. Последний состоит в том, что увеличение абсолютной активности при наиболее положительной траектории развития должно отвечать уменьшению времени осуществления каждого единичного изменения, а уменьшение абсолютной активности при наиболее отрицательном пути — наоборот, увеличению указанного времени. При бесконечном числе изменений последовательность значений единичного интервала времени из-

---

<sup>2</sup> См.: Руденко А. П. Теория саморазвития открытых каталитических систем. М., 1969.

менения для наиболее положительного и значений величин активности для наиболее отрицательного пути приближаются к нулю.

Положительное изменение активности может устойчиво существовать при параллельном увеличении структурной сложности фрагмента, которая означает рост информации или соответственно относительное убывание его энтропии<sup>3</sup>. Эта связь между строением фрагмента и его активностью (и, следовательно, интенсивностью проходящего через фрагмент базисного потока энергии-вещества) создает предпосылки для прогрессивного — в направлении усложнения структуры — саморазвития геохимической системы, поскольку траектории развития, сопровождающиеся ростом энтропии фрагмента и уменьшением его активности при наличии базисной реакции, маловероятны. Поэтому пути роста активности при развитии геохимической системы с полным основанием могут быть названы прогрессивными путями эволюции. Наибольшей вероятностью и скоростью характеризуются наиболее прогрессивные пути эволюции геохимических систем.

Проявление кинетического закона эволюции и его устойчивость возможны лишь в условиях открытых систем, где осуществляется непрерывный обмен со средой энергией и веществом. Этот обмен представляет собой более или менее стационарный неравновесный процесс, характеризующийся некоторой устойчивостью и длительностью. Существование открытой геохимической системы, в которой происходит эволюционное развитие, поддерживается потоком энергии базисной реакции с освобождением, сохранением либо поглощением свободной энергии. Первый и второй случаи фактически не имеют значения для эволюции, поскольку цепи превращений при растрате собственной энергии и ограниченном наборе возможных изменений быстро иссякают. Существенно, что здесь не происходит усложнения фрагментов, обычного при поглощении свободной энергии и соответствующем снижении их энтропии. Остается третий случай, когда возможны цепи эволюционных преобразований, при которых совершается полезная работа в системе за счет свободной энергии базисной реакции.

В силу сказанного коэффициент использования свободной энергии  $r$  в развивающейся системе имеет тенденцию к росту, причем  $0 \leq r \leq 1$ . Бесполезно рассеиваемая теплота системы и энтропия фрагментов уменьшаются. Сама система благодаря усвоенной энергии становится все более

---

<sup>3</sup> См.: Бриллюэн Л. Наука и теория информации. М., 1960.

и более неравновесной. Эти положения и являются формулировкой энергетического закона эволюции. Вместе с кинетическим законом он приводит к отбору таких путей эволюции, которые характеризуются наибольшей интенсивностью базисной реакции и ее полезной работы, а также наименьшим рассеянием (аналогично принципу Бауэра для живых систем). В целом связь структурных и энергетических свойств геохимических систем осуществляется на основе их саморегулирования, когда поступающая энергия, и особенно ее работоспособная часть, повышает уровень организации системы, что, в свою очередь, увеличивает поступление энергии и величину производимой ею работы.

В термодинамическом смысле базисная реакция и эволюция геохимических систем противоположны друг другу. Каждое новое состояние системы ассимилирует часть энергии базисной реакции. Надсистема, включающая базисную реакцию, стремится к равновесию, но в условиях открытых геохимических систем возникают процессы, в которых за счет энергии базисной реакции происходит отклонение от равновесия. С прекращением базисной реакции может наступать период существования геохимической системы, в течение которого происходит последовательный распад каждого сложного фрагмента. Свободная энергия, усвоенная системой в результате развития, может быть освобождена при ее разрушении. В общем, в неживой природе существует устойчивое неравновесие, которое традиционно считалось существенным свойством живых организмов.

По мере эволюции образуются все более неравновесные по отношению к окружающей среде системы и все большее значение начинают играть охранные механизмы, направленные на преодоление неустойчивости. Известны два их вида: компенсационный, когда процесс распада системы компенсируется процессом ее синтеза за счет потребления энергии вещества базисной реакции, и стабилизационный, когда распад системы предотвращается неблагоприятными кинетическими условиями процесса распада. Первый механизм — динамический; второй — статический и более консервативный. На протяжении геологической истории значение компенсационной охраны систем все увеличивается, хотя при наблюдениях кажется, что стабилизационный механизм преобладает.

Изменения, происходящие в геохимической системе в процессе эволюции, содержат в себе информацию о пути, пройденном системой. Поскольку наибольшее количество эволюционных превращений, реализующихся в структуре,

совершается во фрагменте при наиболее прогрессивном пути развития, то информация в системе также зависит от эволюции. Отсюда следует, что информационный закон развития геохимических систем может быть также сформулирован как принцип максимального роста эволюционной информации.

Все эти положения объединяются в следующем, более общем: наибольшей вероятностью и скоростью при наличии базисной реакции обладают пути развития геохимической системы, приводящие к максимальному снижению энтропии ее фрагментов.

Рассматривая свойства эволюции в неживой природе мы имеем в виду постепенные преобразования. Между тем в процессе эволюции могут наблюдаться этапы, преодоления границ между которыми связано со скачкообразными изменениями. К их числу относятся, например, фазовые изменения и превращения агрегатного состояния, усложнение и полимеризация молекул, усложнение кристаллических структур, смена ассоциаций минералов или горных пород. Особенно важны переходы от атомного к молекулярному и от молекулярного к породному уровню организации.

Анализ механизма эволюции (обратная связь плюс селекция относительно потоков энергии-вещества) и ее основных законов позволяет логически вывести несколько следствий. Первое из них заключается в том, что по мере развития системы и усложнения ее структуры идет ускорение ее дальнейших преобразований, т. е. геохимической системе во времени свойственна акселерация.

Второе следствие указывает на существование кинетических пределов эволюции фрагментов, в связи с чем достигаются условия, когда, несмотря на наличие возможностей развития, перестает действовать кинетический закон. Это может произойти, если активность изменений достигает величин, не реализуемых скоростями перемещения вещества и энергии в базисной реакции.

Третье следствие заключается в существовании температурного интервала, благоприятного для эволюции. Действительно, снижение температуры приводит к уменьшению скорости процессов базисной реакции и соответственно ее зависимости от эволюционных изменений геохимической системы, но, уменьшая энтропию фрагментов, увеличивает вероятность изменений. Повышение температуры действует противоположным образом. Это предположение подтвердил О. В. Эстерле, установив, что существует температура (37 °C), наиболее благоприятная для эволюции <sup>4</sup>.

<sup>4</sup> См. статью этого автора в настоящем сборнике.

Если рассматривать эволюцию геохимических систем как добиологический этап эволюции природы, то оказывается, что многие свойства и функции живого вещества существуют уже в геологических процессах и явлениях. К ним относятся энергетическая основа существования и развития — исходная базисная реакция; способность к саморазвитию и усложнению организации на пути интенсификации обмена энергией-веществом; способность к саморегулированию при существовании и развитии; единство развивающейся системы и базисной реакции; стремление к стационарности и приспособляемость к неразрушающим влияниям среды; подверженность действию естественного отбора относительно потоков энергии-вещества в направлении совершенствования организации системы; накопление информации о развитии. Все эти свойства эволюции реализуются в геологической истории земной коры при потере Землей ее тепловой энергии. Они составляют существующие в неорганической природе предпосылки и условия для появления жизни.

Здесь необходимо обратить внимание на тесную связь эволюционных преобразований системы с основной базисной реакцией, без которой эти преобразования не могут совершаться. Связь настолько неразрывна, что кажется маловероятной смена базисной реакции в процессе эволюции системы. Применительно к биологической эволюции это значит, что развитие, например, сероводородных бактерий, использующих энергию химической реакции разложения сероводорода, принципиально отличается от развития подавляющего большинства животных и растений, использующих солнечную энергию. Поэтому представляется возможным предполагать полную эволюционную разобщенность групп организмов, использующих различные базисные реакции, что, вероятно, связано с неоднократным изолированным зарождением жизни в разных энергетических условиях.

Основные элементы модели эволюции геохимических систем в большинстве случаев отражают известные особенности эволюции геологических явлений. Ранее было отмечено, что реакционный ряд кристаллизации Боуэна, эволюция земной коры, изменение изотопного состава, осадкообразование и рудообразование в истории Земли соответствуют на качественном уровне данному теоретическому построению<sup>5</sup>. Труднее обстоит дело с количественной проверкой модели. Такая проверка в большинстве случаев упирается в трудности ретроспективного определения тех или иных кинети-

<sup>5</sup> См.: Булкин Г. А. Введение в статистическую геохимию.

ческих или термодинамических параметров. Однако в последнее время проведена косвенная проверка модели эволюции на основе информационного закона<sup>6</sup>. С его помощью показано, что в результате любого единого рудообразующего процесса должны возникать совокупности месторождений запасы которых в их ранговом ряду, построенном в порядке убывания запасов, подчиняются гиперболическому распределению.

Особенно важно отметить, что согласно статистическому закону вероятности прогрессивных отклонений системы от ее среднего состояния в цепи последовательных эволюционных преобразований заметно увеличены. При суммарном исследовании всех вероятностей состояний системы (с учетом вероятностей прогрессивно изменяющихся состояний) их распределение должно иметь асимметрию в сторону прогрессивных изменений. Если речь идет о содержаниях второстепенных, редких или рассеянных химических элементов, то прогрессивное изменение, т. е. изменение с уменьшением их энтропии, будет связано с концентрацией элемента. Для реальных геохимических систем на диаграмме распределения содержаний указанных химических элементов очень часто наблюдаются отклонения от средних в сторону увеличения содержаний, что приводит к логнормальному распределению, часто существующему в природе. Следовательно, для второстепенных элементов степень отклонения реального распределения от нормального является показателем степени прогрессивности развития геохимической системы. Крайняя асимметрия содержаний металла в рудных месторождениях говорит об образовании последних путем наиболее прогрессивных антиэнтропийных эволюционных геохимических преобразований.

## ПРОБЛЕМА ВЫЗРЕВАНИЯ ЛИТОСФЕРНОГО ПРОФИЛЯ

*А. Ф. БЕЛОУСОВ, д-р геол.-мин. наук.*

К проблеме вызревания литосферного профиля автор обращался неоднократно в связи с выяснением глубинных источников магм<sup>1</sup>. Были введены и сами термины «вызрева-

<sup>6</sup> См.: Булкин Г. А. Оценка прогнозных запасов руд. М., 1984

<sup>1</sup> См.: Белоусов А. Ф. Крупноплощадная зональность составов вулканических серий докембрия и нижнего палеозоя в западной части Алтае-Саянской области // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 5; Он же. Связь между тектоно-формационной зональностью и составом вулканизма (на примере Алтае-Саянской геосинклинальной области) // Вул-

ние литосферного профиля», «зрелость литосферного профиля». В последнее время вопросы уровней зрелости литосферы рассматривал Ф. А. Летников<sup>2</sup>.

Идея вызревания как некоторого необратимого процесса укоренилась в разделах геологии о корках выветривания и продуктах их переотложения, о минеральных ассоциациях терригенных пород. Сходны представления о степенях дифференциации магматических, осадочных и метаморфических пород, эндогенных рудных образований. Для обобщения идеи вызревания, распространения ее на разные, в том числе сложные, случаи необходимы универсальные критерии, которые могли бы отразить наиболее состоятельное, естественное направление самопроизвольного изменения системы во времени. Такие критерии дают классическая энтропия (для термодинамических процессов) и сопряженная с ней больцмановская энтропия (для процессов и их продуктов).

Из второго начала термодинамики, сформулированного для изолированной физической системы, следует, что направление всех самопроизвольных процессов, а именно изменений строения в любых физических системах, энергетических изменений в закрытых системах и масс-энергетических в открытых, предписывается ростом энтропии в системе, включая ее среду. Рост энтропии системы в целом определяет необратимую компоненту ее эволюции и тем самым однозначно связан с вектором времени и направлением вызревания системы.

Для физической системы энтропия в трактовке Дж. Больцмана выражается как

$$S_x = -K_x N \sum_{i=1}^{i=n} p_i \ln p_i,$$

где  $K_x$  — константа с энтропийной размерностью;  $N$  — число рассматриваемых дискретных частиц в системе;  $n$  — число возможных квантовых состояний на частицу;  $p_i$  — вероятность реализации  $i$ -го квантового состояния частицы.

---

канизм и тектогенез. М., 1968. С. 6; Он же. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, 1976; Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск, 1982.

<sup>2</sup> См.: Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 6. Он же. Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород как показатель зрелости литосферы // Проблемы петрологии Казахстана (магматизм, метаморфизм, металлогения). Алма-Ата, 1984; Летников Ф. А., Савельева В. Б., Балышев С. О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск, 1986.

Видно, что больцмановская энтропия  $S_x$  определяется числом степеней свободы. В модели Больцмана это были молекулы газа и их состояния. В общем случае это будут естественные дискретные индивиды любой природы (включая макрофизические) и их дискретные состояния (виды, качественные признаки, независимые составляющие движения и т. п.). Лишь такие индивиды и характеристики являются действительными, инвариантными степенями свободы системы, и к ним непосредственно и в полной мере применимы структурно-энтропийные оценки, включая абсолютные. Увеличение числа степеней свободы делает систему в целом более высокоэнтропийной, более хаотичной, в информационном плане более неопределенной и трудной для интерпретации. Для условно, номинально выделенных единиц и номинально выделенных классов состояний возможны лишь косвенные, относительные, так называемые дифференциальные энтропийные оценки.

Вопрос об индивидах и их видах благополучно решается для физических частиц, индивидуальных частиц, индивидуальных веществ, минералов. Для более сложных макрофизических объектов, таких как горные породы, вопрос о квантовании (об индивидах и видах) нетривиален. Как показано в ряде наших работ<sup>3</sup>, проблема горно-породного индивида может быть решена в рамках обобщенной модели воспроизведения с учетом управляющих фазовых или гетерофазных поверхностей. Универсальным индивидом любой новообразуемой горной породы оказывается слой. Слой, как и минеральные индивиды, разделены фазовыми контактами — бывшими управляющими поверхностями. Более сложные единицы горно-породного разреза — комбинации слоев, нециклические и циклические.

Естественной композиционной единицей циклического разреза является часть, математически описываемая гармоникой. Если время реализации гармоник стремится к бесконечности, то структурная энтропия ее и совокупности гармоник стремится к нулю. Быстропериодическая сложная циклическая высокоэнтропийна. То же можно сказать о монотонных полугармониках, которые в геологии принято называть ритмами.

---

<sup>3</sup> См.: Белоусов А. Ф. Вещественная композиция вулканических формаций и ее природа // Геол. и геофиз. 1986. № 7; Он же. Методологические вопросы изучения и интерпретации состава магматических комплексов. Новосибирск, 1986 (Препринт ИГиГ СО АН СССР); Белоусов А. Ф., Красавчиков В. О. Обобщенная модель системы воспроизведения // Системный подход в геологии: теоретические и прикладные аспекты. Ч. I: Тез. докл. М., 1987.

Дискретными естественными элементами в структурах, образуемых горными породами, являются также денудационные поверхности, поверхности деформационных разрывов, контакты между связно деформированными участками пород, сами эти связно деформированные участки.

В рамках упомянутой модели воспроизведения (популяционно-видовой модели) решается также вопрос о видовых (квазивидовых) группах горных пород, которые оказываются естественными составляющими надминеральных образований. Набор (спектр) квазивидовых групп горных пород — такой же важный объективный показатель состава образований надпородного уровня, как набор минеральных видов для уровня горной породы.

Таким образом, открывается принципиальная возможность широкого применения структурно-энтропийных оценок для горно-породных и надпородных образований геологической оболочки. Принципиально важно, что выделяемые минеральные, горно-породные и другие геологические индивиды и видовые (квазивидовые) группы можно использовать в качестве базовых единиц при исследовании геологической эволюции, подобно тому как биологические виды и индивиды используются для изучения биологической эволюции.

При энтропийном анализе важно различать в изучаемых системах две строго дополнительные относительно друг друга стороны — композицию (любые составляющие, или композиционные, элементы) и структуру (с современной общенаучной точки зрения это любые отношения между составляющими). Этим двум аспектам соответствуют два взаимодополняющих подхода к оценке энтропии — композиционный и структурный. Энтропия — термодинамическая и больцмановская — содержит композиционную и собственно структурную компоненты (в этом смысле не очень удобно употребление термина «структурная энтропия» как синонима «больцмановской энтропии»).

Традиционно принятые в геологии понятия состава и структуры отличны от только что указанных. Структура часто понимается как *строение*, при этом подразумеваются определенные составные элементы и некоторые отношения между ними. То, что называют *составом*, включает и некоторые определенные отношения между составляющими (принадлежность элементов к одному объекту, их концентрацию). Для увязки с традиционным пониманием можно говорить о *композиционной структуре* и *геометрической структуре*. В обоих случаях речь идет о строении системы, но в первом

подчеркивается композиционная сторона, во втором — структурная.

Разнообразные геологические процессы с целью их энтропийной трактовки удобно представить с помощью моделей: 1) композиционного *фракционирования* и *смешения* и 2) структурного *упорядочения* и *разупорядочения*. Роль композиционного фракционирования (дифференциации) в геологии достаточно широко признана по отношению к химическому и фазовому, в основном минеральному, составу; смешение пока недооценивается.

Фракционирование — это физико-химическое или физическое обособление в системе ее части (подсистемы) с более узким составом, чем исходный. Данный состав может свестись к одному виду композиционных элементов исходной системы. Он имеет повышенную относительную концентрацию одного или нескольких компонентов. Нетрудно видеть, что так называемые зрелые горные породы или зрелые минеральные ассоциации в них — это фракционаты. Квазивидовые группы горных пород-фракционатов (включая руды) бывают представлены анхимономинеральными, или упрощенными по минеральному составу, котектическими продуктами кристаллизации из расплава или водного раствора, кристаллическими остатками частичного растворения или плавления, продуктами затвердевания эвтектоидного остатка расплава и т. д.

Во фракционате мы наблюдаем снижение больцмановской энтропии за счет фракционирования (концентрации). Остальная, смежная часть закрытой системы тоже является фракционатом, так как в ней неизбежно повышены концентрации остальных компонентов. В каждом фракционате вклад больцмановской энтропии фракционирования отрицателен, так же как и суммарный вклад обоих фракционатов (негэнтропийный эффект). Но в одном из них может уменьшаться абсолютная объемная концентрация компонента (композиционное разуплотнение). Частным случаем композиционного уплотнения-разуплотнения являются повышение и снижение плотности массы при фазовых переходах. Фракционат может иметь повышенную либо пониженную плотность по сравнению с исходным веществом. В первом случае снижается, во втором повышается больцмановская энтропия. Неоднозначность связи с концентрацией делает энтропию уплотнения-разуплотнения массы самостоятельным показателем.

Композиционное разуплотнение закрытой системы часто связано с процессами смешения. Смешение в геологических

вых систем композиционных элементов и структур<sup>4</sup>. Зона закачки имеет тенденцию к сокращению набора композиционных элементов, которые являются здесь реликтами, остатками от прежнего состояния системы (реститы плавления остаточные вещества или минералы коры выветривания и т. п.). Диссипативные продукты представляют собой новые обычно менее конденсированные или более низкоплотностные фазы. Для них характерны тенденции смешения, усложнения композиционного набора.

Принцип роста суммарной энтропии в самопроизвольно изменяющейся системе дает фундаментальное объяснение неизбежности появления в петрогенетических системах низкоплотностных фракционатов — в виде соответствующих отфракционированных кристаллических продуктов, магм, рассолов, подземных и наземных вод и газов. Оказывается, что так называемые зрелые или высокодифференцированные горные породы или ассоциации минералов — это как раз те фракционаты, у которых в общем энтропийном балансе негэнтропийный вклад фракционирования подавлен приростом энтропии за счет разуплотнения и появления высокосимметричных петрографических текстур. (Здесь мы видим концентрацию низкоплотностных алюмокремнеземных компонентов, изотропные агрегаты с изометричными или сфероидальными составляющими и т. д.). Заключительные низкоплотностные фракционаты процесса с высокой фазовой и агрегатной симметрией правомерно взять как раз в качестве приоритетных показателей вызревания. Статус способа наращивания больцмановской энтропии петрогенетических систем имеют и процессы смешения.

Баланс изменений больцмановской энтропии для сложной системы пока можно представить в основном лишь качественно или в порядковой форме, но и это дает возможность более адекватно определить относительную зрелость продуктов геологических процессов, направления вызревания. Энтропийный подход позволяет дать более состоятельное системное представление об этом процессе. На его основе можно сформулировать некоторые новые принципы исследования направленности развития.

Энтропийные предпосылки имеют большую предсказательную силу, однако многие возможности уже упущены в прошлом при формулировке геологических закономерностей.

---

<sup>4</sup> См.: Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах: От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М., 1979; Пригожин И. От существующего к возникающему. М., 1985.

образованиях может идти путем механического перемешивания разных фаз, последовательного наложения минеральных агрегатов, физико-химической гомогенизации (растворения). Энтропийный вклад смешения (энтропия смешения) положительна, если смешение не сопровождается ростом плотности.

При изучении минеральных фаз фиксируется их так называемое структурное упорядочение-разупорядочение. Разупорядочение равнозначно росту больцмановской энтропии фазы. Упорядочение-разупорядочение зависит как от композиционных, так и от собственно структурных особенностей фаз — от взаимной координации и ориентации составляющих элементов. Взаимную координацию и ориентацию составляющих элементов можно широко использовать при энтропийном анализе не только фазовых, но и надфазовых образований — через симметрию.

Группы симметрии, как известно, ранжированы на более низкие и более высокие по числу степеней свободы. К низким относятся группы конечной симметрии минералов, многих деформационных форм, поясов геологических структур. Повышена чрезвычайно характерная для геологических образований симметрия полярного вектора с одной осью бесконечного порядка (в универсальном индивиде горной породы — слое, в нециклическом ритмослое, в разнообразных эндогенных структурах, астроблемах, сталактитах и т. д.). Высшие группы симметрии — сферические — свойственны продуктам процессов с наибольшим числом геометрических степеней свободы — от оолитов и сфероидальных конкреций до геосфер и Земли в целом. Повышение симметрии равнозначно повышению больцмановской энтропии.

Симметричные критерии вызревания литосферного профиля — пока «белое пятно» в геологии, но применение их представляется весьма перспективным. Достаточно обратить внимание хотя бы на то, как подвижные пояса с их низкой симметрией соединяются в кратонные блоки, имеющие в пределе бесконечную осевую симметрию полярного вектора. Здесь и во многих других случаях можно проследить суперпозицию (соподчинение) симметрий частей и целого, от низких (неэнтропийных) к высоким (высокоэнтропийным). Наглядно проявляется диалектика локального уменьшения энтропии и одновременно ее роста в системе в целом.

В неравновесной вещественной системе важно различать зоны закачки и диссипации кинетической энергии в связи с тем, что для зоны диссипации характерно возникновение по-

стей, выявленных как чисто эмпирические. В качестве примера можно взять принцип формирования геологических структур на локальных массоэнергопотоках, который назовем условно «принципом плюмажа». Он охватывает очень широкий класс локальных геологических структур. Сюда относятся мантийные плюмажи, или астенолиты (восходящие массы пониженной плотности), и коровые магматические диапиры, аппараты центральных вулканов, эндогенные рудно-магматические системы, системы так называемого зонального метаморфизма, локальные гидротермальные системы, зоны глубинных разломов, соляные диапиры, аппараты грязевых вулканов и т. п. Эти разнородные геологические структуры имеют локализованную область (пятно, линеймент) концентрированной закачки энергии на глубине, основной массоэнергопоток в них и основная последовательность формирования структуры направлены снизу вверх, они имеют симметрию полярного вектора того же направления, для них характерны расширение и композиционное уплотнение снизу вверх, в сторону диссипации энергии, усложнение снизу вверх фазового минерального, горно-породного набора, а также спектра деформационных составляющих, возрастание снизу вверх роли смешения. В среднем убывает в том же направлении физическая плотность. Вполне ясно, что снизу, т. е. от ранних стадий формирования к поздним, растет структурная энтропия.

Для рудно-магматических и гидротермальных систем «принцип плюмажа» вместе с имеющимися конкретными данными о структуре может быть использован для формулирования прогнозно-поисковых соображений. Плюмажное строение (с полярным вектором симметрии по уклону земной поверхности) имеют многие экзогенные образования, например поток и осадки после впадения реки в озеро, мутьевой поток, любой конус выноса, ореол рассеяния минералов и химических элементов. Здесь ось-вектор симметрии плюмажа тоже указывает на последовательность развития процесса,

Попробуем в связи с рассматриваемой проблемой представить тенденции изменения баланса Больцмановской энтропии при становлении профиля литосферы и ее отдельных геосфер и субоболочек. Остановимся сначала на флюидных субоболочках литосферы, составляющих в ней важную часть среды пороодообразования.

Корневая часть *магматосферы*, по наиболее распространенной модели, находится в астеносфере. В зоне закачки эндогенной энергии первовыделения магматической фазы (со сферической симметрией, как любая изотропная флюид-

ная фаза) имеют высокую сферическую симметрию формы (капли), стремятся к изотропному распределению между зернами кристаллического каркаса (капли, пленки). Далее двумерные пленки дают начало низкосимметричной структуре течения магмы в каналах и очагах, которая унаследуется в текстуре магматических пород. В каждом магматическом цикле идет плотностное фракционирование расплавов с разуплотнением их снизу вверх. В том же направлении идет усложнение композиции через жидкофазное разделение (ликвацию) с обособлением новых силикатных, а также карбонатных, сульфидных и других солевых жидкостей и, наконец, высокофлюидных гидротерм. Ликвационные элементы сохраняются в текстуре магматических пород и руд.

Отмеченные связанные с энтропией плотностные и симметричные тенденции образования и преобразования сохраняют силу и при становлении жидких субоболочек — подземной гидросферы, жидких углеводородов.

Нижнюю часть *подземной гидросферы*, по данным глубокого и сверхглубокого бурения, составляет глобально выдержанная зона высокоминерализованных рассолов-гидротерм. В океанском секторе эта зона смыкается с соевыми водами морских осадков, а в материковом секторе зрелой коры — с пресными подземными водами. Наличие последних, таким образом, оказывается одной из важных особенностей зрелой литосферы материков Земли. Указанные эмпирические закономерности тоже предсказуемы в общем виде на основе энтропийных предпосылок (уплотнения-разуплотнения композиции и массы и др.). Энтропийные предпосылки могут быть весьма полезны при моделировании химического состава нижних частей подземной гидросферы, недоступных прямому наблюдению.

Растворенные газы магм и подземной гидросферы по мере приближения к поверхности должны приобретать все более смешанный состав с тенденцией к выравниванию молекулярных долей (рост энтропии смешения). Смешение, последовательное композиционное и физическое разуплотнение флюидных составляющих, как выражение роста больцмановской энтропии, объясняют (и в принципе обеспечивают возможность предсказать) смену (снизу вверх) более восстановительных режимов на более окислительные в одном магматическом и рудно-магматическом цикле, в разрезе литосферы в целом, а также в общей геологической эволюции. Эта закономерность выявлена эмпирически<sup>5</sup>.

<sup>5</sup> См.: Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима...; Он же. Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород...

Начиная с подкоровой части литосферы и в коре по разным данным устанавливается примесь газовых фаз. В ее составе в самых низах наиболее вероятны в повышенных относительных концентрациях благородные газы и водород с его относительно слабой химической связью, выше появляются окислы углерода, азота, еще выше — фаза водяного пара, газообразные окислы серы, свободный кислород. Фракционирование газов зависит от способности их химических компонентов входить в состав конденсированных фаз, жидких и кристаллических, при высоких давлениях и температурах. В верхах мантии такая способность значительно выражена у углерода. Выделение газов есть проявление композиционного и физического разуплотнения системы, повышения ее структурной энтропии. Сам газ, как жидкость, представляет собой высокоэнтропийную фазу с изотропной внутренней структурой (сферическая симметрия). В нижней части литосферного профиля газовая фаза может образовать рассеянные в кристаллическом агрегате и в магмах пузырьки и выполнение хаотических пор (сферическая симметрия), а в земной коре, кроме того, как известно, — газовые струи и залежи.

В субгеосфере *магматических пород* (магматосфера, «магматогенная корона») основными композиционными элементами являются сравнительно немногочисленные квазивидовые группы пород-фракционатов: продукты полной кристаллизации эвтектоидных выплавов (базитовые, кислые, щелочно-салические), продукты фракционной кристаллизации более тугоплавких и избыточных минералов, некоторые продукты жидкофазного расслоения силикатно-солевых расплавов (карбонатиты). Остатками частичного плавления могут быть некоторые дуниты, гарцбургиты.

Магматосфера проявляет вертикальную зональность по набору и количественному распространению групп пород, композиционному уплотнению-разуплотнению и плотности, а также по симметрии. В астеносферном слое и выше, в подкоровой части, наиболее сконцентрированы ультраосновные магматические массы и ультраосновные остатки плавления, а в коре располагается зона их разуплотнения — композиционного и по массе. Нижняя кора — это, вероятно, зона наибольшей концентрации базитовых магм, выше находится главная зона концентрации гранитоидных. Верхняя часть зрелой коры (чехлы зрелых платформ) — зона общего композиционного разуплотнения магматитов (за исключением эффузивных базитов). Отмечается рассеивание зон магмовыведения базитов в верхней части океанической и материковой кор.

Эта эмпирически выявленная зональность предсказуема в общем виде на основании энтропийных предпосылок. Низы литосферы (зона закачки энергии) должны быть обогащены высокоплотностными фракционатами реликтового характера (дуниты, гарцбургиты), выше должны концентрироваться более высокоэнтропийные пироксениты, базитовые массы, затем анортозитовые, щелочно-салические, карбонатитовые, кислые. Композиционный спектр должен усложняться в верхней части литосферного профиля, здесь же должно в наибольшей степени проявляться смешение. У поверхности Земли в зоне интенсивной диссипации тепла вероятны разуплотненные изотропные высокосимметричные силикатные твердые фазы — стекла. К наиболее важным критериям вызревания литосферы следует отнести концентрацию в средней и верхней частях коры низкоплотностных магматических фракционатов — крупных анортозитовых тел, щелочно-салических пород, карбонатитов и особенно кислых магматических массивов. Примечательно, что в этих породах явно хуже, чем в фемических, выражены низкосимметричные текстуры расслоения.

Вертикальная структурно-энтропийная зональность свойственна *продуктам метаморфизма*. Наиболее низкоэнтропийные, высокоплотностные фракционаты, связанные в зоне закачки энергии с ультраметаморфизмом и частичным плавлением, — дунитовые и гарцбургитовые реститы, амфиболитовые меланосомы мигматитов — имеют ориентированные низкосимметричные петрографические структуры. Вышележащие части литосферы представляют собой, по существу, зону метаморфической сиализации и разуплотнения, к которой относятся низкоплотностные продукты алюмокремнеземного метасоматоза, метаморфического окремнения и т. п. Снизу вверх усложняется минеральный и горно-породный спектр метаморфитов. Растет роль метаморфического смешения, усиливаемая повышенной метастабильностью глубинных минералов при подъеме горных пород, тоже имеющей энтропийную природу. В зрелой земной коре с ее полициклической историей особенно широко представлены диафориты. Для последних характерны в целом более хаотические высокосимметричные текстуры, сильно усложненные по сравнению с гнейсовыми текстурами глубинных метаморфитов.

*Деформационные структуры*, по-видимому, составляют одинаковый набор на любой стадии зрелости литосферного профиля. В нижней его части, по материалам изучения мантийных ультраосновных протрузий и по косвенным данным, развиты низкосимметричные структуры пластического тече-

ния — тангенциальные плоские деформации (с осью второго порядка). Выше реализуются деформации с большим числом степеней свободы, композиционная их структура усложняется за счет разрывных тангенциальных составляющих и трещин отрыва. Земная кора зрелой литосферы с характерными для нее многочисленными осадочными толщами обладает развитой складчатостью. Для нее характерно также развитие взбросо-надвиговых форм, тектонических покровов. Эти особенности видны наиболее четко при сопоставлении с деградированной земной корой современных океанов. В стратисфере последовательное усложнение (смещение) деформаций идет сверху вниз, и фактически это направление роста энтропии используется обычно как ретроспектива времени. Представляется, что анализ усложнения и количественных изменений структуры деформаций с помощью энтропийных оценок может усилить возможности тектоностратиграфии.

Зона экзогенной закачки энергии в геологическую оболочку — это *зона коры выветривания и денудации*. На геологическом этапе развития Земли поверхностное энергоснабжение обеспечивается в основном лучистой и опосредованной (через флюидные оболочки и биосферу) солнечной энергией, величина которой, по имеющимся оценкам, может быть на несколько порядков больше, чем эндогенные поступления. Выветривание и денудация — специфические формы массопотоков при поглощении и диссипации этой энергии — составляют особенность в основном областей именно материковой, зрелой литосферы.

Примечательно, что главная тенденция фракционирования твердых масс в корах выветривания — та же, что и в эндогенных процессах: преобразование в низкоплотностные твердые продукты (кремнеземные, глинистые). В широком и точном смысле выветривание продолжается на любом этапе седиментогенеза, пока идут изменения твердых частиц коренного источника, а также транспортируемых и временно или стабильно отложенных частиц.

Выветривание во внешней зоне зрелой коры сокращает или уничтожает набор исходных минералов и тем более пород, что свойственно зонам закачки энергии вообще. Но в целом в профиле кор выветривания, включая их нижнюю часть, где смешаны выветрелые и невыветрелые продукты, этот спектр усложнен, в соответствии с законом общего роста энтропии.

*Стратисфера* — часть литосферы с особенно яркой тенденцией роста структурной энтропии — своего рода дисси-

пационный «хвост» земного петрогенеза. Здесь наиболее широк набор минералов, что видно из сравнительной статистики высоко- и низкотемпературных минералов<sup>6</sup>. Очевидно, здесь шире набор квазивидовых групп горных пород, чем в магматических, метаморфических, гидротермальных образованиях. Сильно проявлено минералогическое смешение в терригенных массах; фракционирование в них угнетено, хотя оно разделяет гранулометрические фракции, дает концентрации высокоплотностных и физически стойких минералов. Наиболее свойственные именно осадочным породам многомасштабные и сложные последовательности слоев, ритмов, циклов также отражают рост структурной энтропии.

Для осадочных пород характерно развитие высокосимметричных ингредиентов (окатанные частицы, оолиты, онколиты, конкреции). Широко распространены изотропные петрографические структуры (сферическая симметрия) в свежих кристаллических хемогенных, глинистых, коллоидных осадках. Области зрелой литосферы с материковой корой как раз имеют наибольшее число и наибольшие суммарные мощности осадочных и метаосадочных горизонтов. В разрезе незрелой коры, в частности деградированной земной коры современных океанов, осадочные горизонты скудны и могут отсутствовать.

Учет постепенно выявляемых и связанных с законом энтропии глобальных тенденций необратимого изменения композиции и формирующихся под структурным контролем поверхности земной коры структур осадочной и вулканогенной субоболочек ложится в основу стратиграфии этих наслоенных образований. Высокоэффективен биостратиграфический подход, основанный на учете биологической эволюции организмов, участвующих в осадочном породообразовании. Связь со стратиграфической последовательностью проявляет и изменение композиции самих вулканогенно-осадочных образований. Оно выражается, в частности, в усложнении со временем композиционного набора осадочных пород. Для вулканитов отмечается общее снижение роли ультраосновных (высокоплотностных) вулканитов и повышение роли щелочно-салических от архея к фанерозою, снижение содержания железомagneзиевых (повышающих плотность) компонентов в базальтоидах и повышение салических (снижающих плотность)<sup>7</sup>. Заслуживает серьезного внимания недавно сформу-

<sup>6</sup> См.: Костов И. Курс минералогии. М., 1971.

<sup>7</sup> См.: Белоусов А. Ф. Эволюция состава вулканических формаций // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, 1986.

лированное положение о том, что вертикальный разрез литосферы — это нормальная в основе стратиграфическая последовательность, начинающаяся с глубокого докембрия<sup>8</sup>.

Критерии степени развития литосферы, связанные с геофизически определяемыми *мощностью земной коры и ее гранитоидно-сиалитического слоя*, в последнее время пересматриваются с учетом возможной роли полиморфных превращений и изменений механического состояния вещества одного и того же состава. Так, подошва коры может трактоваться как фазовая граница эклогит — базит, а не как смена ультраосновных масс основными. Углубленная геологическая трактовка геофизических данных должна, по сути, дать ответ на вопрос, в каких именно формах проявлено неизбежное *композиционное* разуплотнение в этих направлениях. Базитовые тела в эклогитовой фации могут оказаться существенным компонентом надастеносферной части верхней мантии (гипотетическая «коронарная» система магмопроизводящих базитовых субстратов<sup>9</sup>), а преимущественно кислые массы — существенной частью низов («базальтового» слоя) коры.

Со структурно-энтропийных позиций предсказуемы некоторые эмпирические зависимости, выявленные в последние годы. Так, установлены выклинивание астеносферы в областях древних платформ (щитов) и отрицательная корреляция между мощностями литосферы и астеносферы под ней. Деграцию астеносферного слоя (зоны частичного плавления), верхняя граница которого независимо устанавливается по сейсмическим и магнитотеллурическим данным и по теплоток, правомерно трактовать как результат потери составляющих с относительно большим удельным молекулярным объемом — сравнительно легкоплавких («дегранитизация»<sup>10</sup>, или скорее, дебазификация высокофемических масс). Тогда общее разуплотнение композиции и массы в системе астеносфера — литосфера должно выразиться в сокращении мощности первой и в увеличении второй. Таким образом, рост отношения мощностей литосферы и астеносферы под ней представляется надежным критерием вызревания литосферного профиля.

---

<sup>8</sup> См.: Косыгин Ю. А. Проблемы раннего докембрия // Геотектоника. 1984. № 6.

<sup>9</sup> См.: Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций; Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации.

<sup>10</sup> См.: Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима...; Он же. Петрология и рудоносность магматических и метаморфических пород...

О композиции коры незрелой литосферы более или менее определенное представление дает пока только вторичная *земная кора мезокайнозойских океанов*, деградированная путем раздвижения и сползания со срединно-океанических хребтов. Этот специфический механизм осуществляет грандиозное по масштабам участвующих геологических тел фракционирование, в результате которого композиционный спектр литосферного разреза в зонах раздвижения океанического сектора становится довольно узким — почти чисто фемическим. Примечательна конечная низкая осевая симметрия зон накопления (как в подвижных поясах) и тектонических структур. С удалением от срединно-океанических хребтов весьма вероятны геологические структуры смещения с фрагментами недеградированной коры (микроконтиненты без выраженных осей симметрии бесконечного порядка и погруженные блоки с континентальной корой). Наконец, зоны тектонического скучивания (крупноблочной аккреции) в окраинных морях, сохраняя низкую поясовую симметрию, отражают мощное смещение в литосферном профиле разнообразных по составу масс, в том числе фрагментов зрелой и деградированной коры.

Для деградированной коры характерен сравнительно узкий композиционный спектр оруденения — минералы соединений группы железа, халькофильных элементов (медь, цинк, реже — свинец).

Мощное крупнообъемное фракционирование масс в зонах срединно-океанических хребтов связано почти наверняка со специфическими субглобальными линеаментами с очень длительной закачкой эндогенной энергии, существование которых в домезокайнозойский период земной истории пока не доказано. Этот период все больше исследователей (и правомерно!) считают особым, уникальным в истории Земли.

Вызревание *коры древних материков* имеет, скорее всего, иную структурно-энтропийную историю, и, по-видимому, версия развития «от океанической коры к материковой» применительно к общему развитию геологической оболочки неоправданна. Сохраняет силу и подтверждается новыми данными давно сформулированное положение о ранней (нуклеарной) стадии формирования материковой коры, когда возникли существенно кислые ядра, давшие начало материковым кратонам.

Конкретные геологические механизмы возникновения и разрастания таких ядер не выявлены, но установлено, что это в принципе образования с бесконечной осевой симметрией полярного вектора — симметрией той же группы, что и в гранито-гнейсовых куполах. Какие-то из этих куполов мог-

ли стать основными центрами аккреции материковой коры. Композиционный набор в подобных образованиях уже включал развитые кислые и субкислые массы. Сейчас считается, что в доархее это могли быть тоналито-плагиогранитоидные породы. Здесь же присутствовали ультрабазиты и базиты. Последовательное обрастание ядер новыми зонами со сложной композицией, включающей крупные кислые массы, ясно прослеживается во многих местах в архее, раннем протерозое. Нарастание материковых кратонов за счет окаймляющих подвижных поясов с сохранением тенденции к бесконечной одноосной симметрии полярного вектора прослеживается в среднем и верхнем протерозое (панафриканский тектонический этап и др.), кое-где в палеозое, мезозое.

Вызревание материковой коры повсюду полициклично и характеризуется в отличие от деградированной океанической коры мезокайнозоя длительным накоплением самых разнообразных фракционатов. Эта долгая предыстория концентрирования вещества в мантии и коре обуславливает глубокую специфику композиции рудных образований зрелой коры, в том числе разнообразное и широко распространенное литофильное, окисное, редкометальное оруденение, связанное с кислыми, щелочно-салическими, карбонатитовыми магмами, метасоматитами и гидротермальными отложениями.

## ЭВОЛЮЦИОННЫЕ АСПЕКТЫ СРАВНИТЕЛЬНОЙ СЕДИМЕНТОЛОГИИ

*Ю. П. КАЗАНСКИЙ, д-р геол.-мин. наук*

Выявление и анализ закономерностей развития осадочного процесса в геологической истории Земли являются одной из основных проблем учения об осадочных породах. Идеи периодичности и необратимости процессов осадко- и породообразования неоднократно обсуждались<sup>1</sup>. Предложены варианты этапности развития седиментации в связи с эволюцией внешних геосфер Земли<sup>2</sup>. Обычно при такого рода по-

---

<sup>1</sup> См.: Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. I, II. М.; Л., 1940; Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., 1961; Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии // К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., 1951.

<sup>2</sup> См.: Гаррелс Р. М., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., 1972; Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.

строениях авторы рассматривают характерные породы или их ассоциации — как показатели развития осадконакопления.

В последние годы формируется новое направление в учении об осадочных породах, которое может быть названо сравнительной седиментологией. В его задачу входит выяснение особенностей древнего осадконакопления путем сравнения состава и строения современных и ископаемых осадочных образований, а также широкого привлечения данных, полученных в экспериментах и с помощью термодинамических расчетов. Методологической основой этого направления выступают три принципа: 1) выявления гетерогенности природных осадков; 2) прослеживания признаков сходства и различия генетически однородных составляющих в разновозрастных отложениях и 3) признания связи признаков различия осадков и их составляющих с изменением условий седиментации (среды седиментации и источников осадочного материала).

Природный гетерогенный осадок в свете этих представлений рассматривается как продукт взаимодействия среды седиментации и источника осадочного материала. Средой седиментации назван некоторый объем пространства на поверхности Земли, характеризующийся определенным комплексом физико-химических и биохимических свойств газов, растворов, твердых веществ или их смесей, в котором или из которого происходит выделение компонентов природного осадка. Источник осадочного материала также представляет собой некоторый объем газов, растворов, твердых частиц или их смесей, поступающих тем или иным путем в среду седиментации, в результате чего происходят физические, химические или биологические процессы, ведущие к обособлению осадка от среды седиментации. В результате сложных, часто многофазных процессов на дне бассейна седиментации формируется природный осадок, отдельные части которого отражают особенности генезиса этого образования.

Гетерогенность природного осадка общепризнана. Существуют многочисленные варианты названий частей осадка разного генезиса: обломочные, органогенные, аутигенные и др. Для определений этих и других терминов характерен один общий недостаток, а именно отсутствие конкретной привязки того или иного элемента осадка к месту его возникновения.

Исходя из вышеприведенных определений среды седиментации и источника осадочного материала предлагается разделить седиментационные составляющие осадочной поро-

ды на две структурно-генетические группы: автохтонную и аллохтонную<sup>3</sup>.

*Автохтонная* группа объединяет хемогенные (зернистые) и органогенные (биоморфные) части осадка, образовавшиеся в точке, где происходило формирование осадка, и отражающие в своем составе и структуре условия среды седиментации: ее состав и фазовое состояние, климат, характер органического мира и т. д., т. е. все ландшафтно-климатические особенности обстановки осадконакопления. Для континентальной провинции седиментосферы автохтонными компонентами являются новообразования в почвах, хемогенные и органогенные продукты в осадках. Классификация ландшафтно-климатических зон в условиях суши производится по температурному режиму и балансу влажности. В морских осадках к автохтонным компонентам также относятся продукты химической и биохимической седиментации. Выделение ландшафтно-климатических зон здесь базируется на таких показателях, как температурные пояса и глубины бассейнов. Влияние баланса влажности сказывается только в области перехода между морем и сушей<sup>4</sup>.

Выявление признаков развития седиментогенеза связано главным образом с определением особенностей физико-химических параметров формирования отдельных автохтонных компонентов в разновозрастных толщах. Методически этот вопрос решается несколькими путями.

Прежде всего, оценивается количественное распределение автохтонного материала. Давно установлены факты преимущественной приуроченности характерных («экзотических») минералов или минеральных ассоциаций к определенным стратиграфическим уровням. Железистые кварциты, сложенные магнетитом и зернистым кварцем, известны в архее и протерозое. Минералы группы глауконита появляются в метаосадочных породах раннепротерозойского возраста. Наконец, галит и сульфаты кальция образуют заметные скопления (линзы, пласты и др.) в отложениях позднего докембрия. В более древних толщах они представлены, как правило, отдельными кристаллами или псевдоморфозами.

Далее, применение новейших методов разделения вещества, детальное изучение химического состава, кристаллохимический анализ отдельных групп минералов позволили выявить особенности изменения автохтонных компонентов

<sup>3</sup> См.: Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, 1976.

<sup>4</sup> См.: Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск, 1983.

по соответствующим параметрам. Наиболее детально изучены минералы группы глауконита <sup>5</sup>.

В последнее время большое внимание уделяется изучению газово-жидких и твердых включений в автохтонных компонентах. Довольно подробно исследованы включения в кремнистых, хлоридных и карбонатных минералах. Эксперименты по количественному определению газов и ионов в растворах позволили установить изменение состава газовой фазы в автохтонных кварцах кремнистых пород от раннего докембрия до мела; колебания содержания щелочей, щелочных земель и сульфат-иона в жидких включениях кремнистых и галитовых пород и колебания содержания кальция и магния в доломитах <sup>6</sup>. Эти факты рассматриваются как признаки изменения состава древних атмосферы и гидросферы.

Другие способы реконструкции древних ландшафтно-климатических зон связаны с палеонтологическими и геохимическими методами. Палеонтологические остатки могут указывать на колебания состава газов (преимущественно кислорода) в атмосфере и морской воде, содержание солей в водной среде седиментации, температурный режим, атмосферное давление, глубину бассейна, баланс влажности и т. д. Изучение содержаний отдельных элементов и изотопов открывает значительные возможности для реконструкции составов атмосферы и гидросферы, температурного режима, солености вод и т. д.

Ниже кратко излагаются сведения об этапности развития осадочных процессов на континентах и в морях прошлого, установленной по характеру автохтонных продуктов. Часть используемых при этом данных получены автором, часть — почерпнуты из литературы, ссылки на которую можно найти в соответствующих монографиях <sup>7</sup>.

Рассматривая развитие осадочных процессов на суше, следует подчеркнуть, что современные ландшафты и климаты представляют собой конечный результат развития своих

---

<sup>5</sup> См.: Николаева И. В. Фациальная зависимость химического состава минералов группы глауконита // Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск, 1981. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 515.)

<sup>6</sup> См.: Казанский Ю. П., Катаева В. Н., Шугурова Н. А. Опыт изучения газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер и гидросфер // Геол. и геофиз. 1969. № 11; Петриченко О. И. Физико-химические условия древнего солепакопления и эпигенез галогенных осадков: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1982.

<sup>7</sup> См.: Казанский Ю. П. Введение в теорию осадкопакопления; Осадочные породы: классификация, характеристика, генезис/Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров и др. Новосибирск, 1987.

древних гомологов. Основными факторами, определяющими направленность выветривания, переноса и седиментации явились атмосфера, гидросфера и биосфера, тогда как тектоносфера контролировала главным образом количественное распределение материала.

Выделяются два рубежа, на которых происходило качественное изменение автохтонной седиментации: ранний протерозой и девон. В архее и первой половине раннего протерозоя в условиях щелочной, восстановительной атмосферы и преимущественно опресненных поверхностных вод, при повышенных температуре и давлении могли существовать своеобразные обстановки тепло- и влагообмена, резко отличные от современных. Более интенсивной, чем в настоящее время, была вулканическая деятельность. Среди продуктов выветривания в этот период преобладают смектиты и гидрослюды, близкие к продуктам начальных стадий метаморфизма.

Изменение состава атмосферы за счет сокращения сернистых соединений, аммиака, углекислого газа и увеличения кислорода, снижение среднегодовой температуры (до 30—40 °C) и давления (до 5—8 атм) во второй половине раннего протерозоя изменили тип тепло- и влагообмена, приблизив его к современному, однако отсутствие растительности на суше нивелировало дифференциацию климатов на гумидные и аридные. Специфика выветривания проявилась в расширении кислых и окислительных условий, более резкой дифференциации минералов группы каолинита и реликтового кварца. В этот период зарождается осадочное бокситообразование, распространяются красноцветные осадки, которые сохраняются в зонах седиментации как с влажным, так и с засушливым климатом. Характерными продуктами бассейнов конечного стока на суше являются карбонатные, преимущественно доломитовые образования, которые ассоциируются с осадками не только прототропического, но и протопольярного поясов. Прослой доломитовых пород, связанные с тиллитами, отличаются от подобных отложений более теплых широт отсутствием органических остатков.

В девоне атмосфера по количественному соотношению газов, давлению и температурному режиму приближается к современному типу. Видимо, этому способствует появление растительности на суше. Распределение климатических поясов также максимально стало походить на современное. С этого времени на суше появились почвы, в корах выветривания отмечаются бокситы латеритного типа. Более четкое разделение климатических областей, дифференциация

гумидных и аридных зон зафиксированы появлением в континентальной провинции в девоне «торфяников», а в перми — пластов каменной соли с глауберитом, мирабилитом и другими сульфатными минералами.

Автохтонные продукты морской провинции разнообразнее по составу и структуре. Наиболее представительный материал имеется по шельфовым зонам теплых, тропических и субтропических морей. Удастся наметить в морском седиментогенезе пять крупных этапов.

В архее — раннем протерозое в условиях повышенных температур и давления, щелочных, восстановительных обстановок атмосферы и гидросферы, при повышенных содержаниях кальция, магния, железа, кремния и других элементов в морской воде преобладали пратропические обстановки осадконакопления, которые характеризовались формированием в прибрежных зонах известняков и железистых, часто строматолитовых, доломитов. Участки, прилегающие к аридным областям суши, отмечены присутствием прослоев и отпечатков кристаллов сульфатных и хлоридных минералов. В сторону открытого моря эти образования представлены известняками, реже доломитами (обогащенными фосфором, железом и марганцем), обуглероженными сланцами.

Особое место в фациальном профиле занимают железистые кварциты, которые иногда рассматривают как пелагические осадки. Однако широкое развитие в них слоистых текстур, наличие следов размывов могут свидетельствовать о сравнительно мелководных, возможно шельфовых, условиях хемогенного накопления железокремнистых осадков. Ассоциации наиболее древних железистых кварцитов с вулканическими породами рассматриваются как доказательство глубинного источника железа и, быть может, указывают на особые, высокотемпературные, условия седиментации в этих частях бассейнов. Не исключено, что несоответствие фракционирования изотопов серы биологическому циклу также подтверждает это предположение.

В позднем докембрии при дальнейшем изменении состава газов атмосферы, изменении магний-кальциевого отношения в морской среде, возрастании роли окислительно-кислых условий усилилось формирование окисных соединений (окислов железа, глауконита), а также высокомагнезиальных карбонатов. Доломитовые образования не только слагают прибрежные отложения, но и широко распространены на шельфе эпиконтинентальных морей. Характерно присутствие высокомагнезиальных карбонатов в органогенных постройках со строматолитами и онколитами. В конце докембрия зату-

хает формирование железистых кварцитов, место которых в прибрежной части морских бассейнов занимают сидерит-хлорит-гематитовые руды. В связи с повышением содержания хлор- и сульфат-ионов в морской воде в конце докембрия появляются скопления галитовых и ангидритовых пород в виде прослоев и пластов среди прибрежно-морских осадков.

В рифейских и вендских отложениях распространены автохтонные карбонатные, преимущественно кальцитовые продукты континентального склона и его подножия. К ним относятся осадки карбонатного флиша Восточной Сибири и Средней Азии.

В кембрии — карбоне, на следующем этапе развития гидросферы, снижение среднегодовых температур до 25—30 °С дало толчок для эволюции морских беспозвоночных животных с карбонатным скелетом. Оно вызвало сокращение абсолютного и относительного количества кальция в морской воде и повышение доли скелетных элементов в карбонатных осадках. Развитие процессов сульфато- и соленакопления может свидетельствовать о накоплении ионов этих соединений в морской воде. Однако отсутствие легкорастворимых сульфатов в конечных продуктах соленакопления дает основание предполагать более низкие содержания сульфат-иона по сравнению с современным периодом.

Изменение магний-кальциевого отношения в морской воде, возрастание количества сульфат-иона, возможное повышение температуры привели к сокращению накопления высокомагнезиальных карбонатов осадков, седиментация которых сместилась в бассейне с более благоприятным для этих условий соотношением Mg/Ca. Такие бассейны часто являлись областями накопления и соленосных осадков.

Соленосные образования стали новым существенным структурно-вещественным элементом морских отложений. Они характеризуются отсутствием в конечных продуктах седиментации легкорастворимых сульфатных минералов и структурно-вещественными особенностями, свойственными глубоководным осадкам. Первая особенность объясняется химизмом кембрийско-карбонатовых морских вод, имевших, вероятно, дефицит сульфат-иона. Признаками глубоководной седиментации являются тонкослойчатые, выдержанные по площади горизонты сульфатов со структурами гравитационных потоков, оползней, турбидитов; тонкое переслаивание карбонатно-сульфатных слоев с галитовыми породами; газово-жидкие включения, свидетельствующие о глубинах 300—700 м.

В конце карбона и в перми (четвертый этап развития морской гидросферы) отмечаются дальнейшее сокращение доло-

митообразования, распространение в соляных толщах легко-растворимых сульфатных минералов. Последнее может свидетельствовать об увеличении количества сульфат-иона в морской воде, синхронном с появлением сульфатных осадков на суше. Изменение состава органического мира существенно сказалось на характере органогенных построек, среди которых различаются хорошо выраженные «карбонатные платформы», рифовые сооружения и т. д.

Начало последнего, пятого этапа связывается с перестройкой дна Мирового океана (начало юры — мел), к которой, видимо, приурочено сокращение количества сульфат-иона. Последнее фиксируется составом соленосных отложений и газовой-жидких включений в них. Специфическими элементами автохтонной седиментации для этого этапа являются кремне- и глауконитообразование. Похолодание в конце палеогена привело к сокращению карбонатонакопления в шельфовых морях.

История глубоководной автохтонной седиментации расшифровывается в более общих чертах. Для архейско-раннепротерозойского этапа доказывается существование пелагических участков морского дна с характерным типом кремне-накопления, связанного с подводной вулканической деятельностью. Для раннепротерозойско-вендского этапа известны флишоидные карбонатные отложения и тонкозернистые известняки, которые относятся к глубоководным впадинам. Флишоидные и пелагические карбонатные породы распространены также в фанерозое. В них возрастает доля карбонатного детрита и остатков нанопланктона, состав и структура которых отражают эволюцию органического мира. Кремне-накопление в фанерозое также осуществлялось с участием организмов.

Характер *аллохтонной* седиментации определяется фазовым состоянием среды седиментации и ее динамикой. Накопление аллохтонных продуктов на суше контролировалось соотношением газовой, водной и твердой фаз в конкретных седиментационных обстановках. На их эволюцию в геологической истории Земли влияли понижение среднегодовых температур и общего атмосферного давления, связанные с ними изменения тепло- и влагообмена, а также развитие растительного покрова на поверхности суши. Наиболее детально влияние этих факторов прослежено на аллювиальных осадках, которые на ранних этапах развития земной поверхности были близки к пролювиальным образованиям, а затем их строение все более приобретало современный вид.

Для морской провинции осадконакопления состав аллохтонного материала изменяется от грауваккового в раннем

докембрии до существенно кварцевого в позднем и сложного в фанерозое. Особенности распределения этих компонентов в разных фациальных зонах не варьировались значительно. Вероятно, уже в докембрии существовали две области лавинной седиментации. Пока не решен вопрос о количественном соотношении шельфовых и пелагических областей древних морских бассейнов, что объясняется фрагментарностью имеющегося фактического материала.

Изменения аллохтонного материала происходят физическими и физико-химическими способами. Истирание терригенных частиц, растворение их поверхностного слоя фиксируется в виде системы микроструктур, наиболее четко различимых в сканирующем микроскопе<sup>8</sup>. Обмен химическими элементами характерен главным образом для минералов со слоистой структурой. Распределение галлия, бора и других элементов в глинистом веществе позволяет судить о химизме водной среды<sup>9</sup>.

Источниками осадочного материала являются атмосфера, гидросфера, литосфера, вулканы, термальные воды и космос. Они различаются как по составу веществ, так и по масштабам участия в процессах седиментации. Атмосфера поставляет газообразные, жидкие и переносимые твердые продукты. Гидросфера включает поверхностные и подземные воды, являющиеся источником самой воды и растворенных в ней веществ. Наименее изучена роль подземного стока.

Литосферу рассматривают как основной источник обломочного материала. В результате разрушения приповерхностной части литосферы в область седиментации поступают или минералы осадочного, метаморфического и магматического генезиса, или продукты их выветривания. В настоящее время такими минералами являются в основном компоненты горных пород, преобладающих на поверхности Земли: осадочных (глины, пески, известняки), эффузивных (основного и среднего состава), гранитоидов и ортогнейсов. В геологической истории их соотношения менялись. На ранних стадиях развития Земли среди разрушаемых на поверхности планеты пород, возможно, преобладали основные и средние эффузивы, но уже в архее в областях размыва существенную роль стали играть кислые интрузивные породы. В конце

---

<sup>8</sup> См.: Фомин А. М. Микроструктуры поверхности терригенного кварца как индикаторы условий осадконакопления // Геол. п геофиз. 1987. № 3.

<sup>9</sup> См.: Акульшина Е. П. Глинистое вещество и осадочный рудогенез. Новосибирск, 1985.

протерозоя преобладающим типом на поверхности суши стали осадочные породы<sup>10</sup>.

Физико-химическое разрушение горных пород при выветривании определялось составом и состоянием атмосферы, гидросферы и биосферы. Эти факторы отражались на распределении реликтовых и новообразованных продуктов в профилях выветривания. Исходя из изложенной выше схемы изменения параметров внешних геосфер эволюция процессов выветривания может быть разделена на пять этапов: 1) архейский — раннепротерозойский, 2) раннепротерозойский — вендский, 3) кембрийский — раннедевонский, 4) среднедевонский — миоценовый и 5) плиоценовый — четвертичный. Условия выветривания менялись от восстановительных щелочных с незначительным воздействием органического мира до окислительных и кислых при понижающихся температурах и давлении, при активной роли биосферы. На первых этапах среди продуктов размыва кор выветривания эффузивных пород преобладали гидрослюдисто-сметитовые минералы и реликтовый граувакковый материал, в протерозое — минералы группы каолинита и обломочный кварц, а для фанерозоя, особенно для последевонского периода, характерна четкая зависимость продуктов выветривания от состава исходных пород.

Вулканы поставляют в зону седиментации твердый, жидкий и газообразный материал. В настоящее время количество вулканокластического материала заметно меньше объема минеральных масс, поступающих при разрушении континентального блока. Однако на первых стадиях формирования седиментосферы роль твердых частиц вулканических извержений была достаточно велика. Объем жидких продуктов вулканического происхождения в современных условиях в три раза меньше объема поверхностного стока, но они отличаются большей минерализацией, содержат больше растворенных газов, что существенно повышает их вклад в общую минерализацию вод бассейнов конечного стока. Несомненно, что в геологическом прошлом роль вулканических жидких продуктов в балансе гидросферы была не меньшей, если не большей. Количество газообразных продуктов извержений оценивается в 20—30 млн т ежегодно<sup>11</sup>, причем значительное место среди них занимает углекислый газ. Количественные подсчеты распределения вулканических пород

---

<sup>10</sup> См.: Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли: количественные закономерности строения и эволюция. М., 1980.

<sup>11</sup> См.: Лисицын А. Г. Осадкообразование в океанах. М., 1974.

в фанерозе показали существенные колебания в стратиграфической колонке. Увеличение их объемов хорошо коррелируется с распределением осадочных карбонатных пород, что объясняется повышением содержания углекислого газа в атмосфере и гидросфере<sup>12</sup>. Непостоянство содержания  $\text{CO}_2$  во внешних геосферах, безусловно, сказывалось на температурном режиме, выветривании, развитии биосферы и т. д.

Гидротермы, связанные с областями вулканизма и с зонами разломов, поставляют в зону седиментации растворенные и газообразные продукты. Состав растворенных веществ в термальных источниках разнообразен и гетерогенен по происхождению компонентов. Присутствие водорода, хлора, сернистого газа, аммиака, метана и некоторых других компонентов обычно связывают с глубинными источниками. Термальные воды выщелачивают железо, алюминий, кремний и др. В результате образуются зоны глинизации, окремнения, алунизации и т. д. В местах выходов растворов в субаэральных условиях образуются скопления бурых железняков, гейзеритов, травертинов, галитовых и сульфатных пород. На дне водоемов гидротермальные растворы также создают условия для осаждения железистых, кремнистых, сульфатных, сульфидных и хлоридных соединений, а кроме того, обогащая придонные воды, обуславливают отложение кальций-магниевого сульфата, карбонатов, глинистых минералов, соединений, богатых рудными компонентами.

Роль поступления в седиментосферу продуктов космического происхождения (метеоритов и пыли) в настоящее время невелика. Однако падение крупных космических тел, как это предполагается для отдельных геологических эпох (докембрия, конца мела и др.), могло создавать повышенную запыленность атмосферы, нарушая тепловой баланс в системе атмосфера — гидросфера — биосфера — литосфера.

Совместное изучение авто- и аллохтонных продуктов является основой для реконструкции седиментационных обстановок прошлого, определяющихся ландшафтно-климатическими (в том числе ландшафтно-динамическими) условиями осадконакопления, а также характером источников осадочного материала. Эти обстановки свойственны седиментационным бассейнам, площади и глубины которых контролируются, кроме того, тектоническим фактором.

Признавая развитие осадочного процесса во времени, следует допускать возможность существования особых, от-

---

<sup>12</sup> См.: Ропов А. Б. Осадочная оболочка Земли...

существующих или угнетенных в настоящее время условий, приводивших к возникновению тех или иных седиментационных компонентов. Это прежде всего относится к автохтонному минералообразованию. Изучение данной стороны осадочного процесса невозможно без экспериментальных исследований и термодинамических расчетов. Экспериментальное моделирование позволило расшифровать своеобразие накопления магния в карбонатных осадках, показать седиментационно-диагенетический путь их превращения в доломитовые породы<sup>13</sup>. Оригинальные модели предложены для глубоководного соленакпления<sup>14</sup>.

Большие возможности содержит метод физико-химического моделирования на ЭВМ. Он успешно применен для восстановления условий древнего выветривания<sup>15</sup>. Результаты хорошо коррелируются с данными, полученными при изучении природных объектов. Доказывается связь составов атмосферы, гидросферы и докембрийских железистых кварцитов<sup>16</sup>. Расширение работ по этой методике является настоящей задачей сравнительной седиментологии.

Таким образом, выявление особенностей развития осадочного процесса во времени должно базироваться на диагностике сходства и различия состава и структуры условий образования генетически однородных групп компонентов осадочных пород.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ

*А. Н. ПАВЛОВ, д-р геол.-мин. наук*

В соответствии со схемой С. П. Кларка (мл.), К. К. Турекьяна и И. И. Гроссмана<sup>1</sup>, которой мы будем придерживаться, наружный слой Земли, составляющий около 20%

<sup>13</sup> См.: Казанский Ю. П., Любушко Г. И. Экспериментальные исследования карбонатной системы как метод расшифровки условий морской и океанической седиментации // Геология морей и океанов: Тез. докл. 7 Всесоюз. школы морской геологии. Т. I. М., 1986. С. 67.

<sup>14</sup> См.: Слоес Л. Л. Отложение эвапоритов из расслоенных растворов // Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., 1972.

<sup>15</sup> См.: Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск, 1981.

<sup>16</sup> См.: Дроздовская А. А. Физико-химическое моделирование на ЭВМ процессов эволюции океана в истории Земли // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 2.

<sup>1</sup> См.: Кларк С. П. (мл.), Турекьян К. К., Гроссман Л. Модель ранней истории Земли // Природа твердой Земли. М., 1975.

ее массы, образовался чрезвычайно быстро — за  $10^5$ — $10^7$  лет. Если по этой массе рассчитать мощность данного слоя (учитывая, что плотность есть функция радиуса Земли), то она окажется равной приблизительно 630—640 км, т. е. подошва наружного слоя будет соответствовать середине переходного слоя, расположенного, по современным оценкам, на глубине от 400 до 1000 км. Переходный слой отделяет верхнюю мантию от нижней.

Таким образом, будем считать, что возникшая на последней стадии конденсации туманности водная оболочка Земли в принципе могла взаимодействовать только с наружным (назовем его 20 %-ным) слоем, т. е. с литосферой, верхней мантией, астеносферой и верхней частью подастеносферных слоев. Для того чтобы такое взаимодействие произошло, необходимы следующие условия: 1) тектоническая раздробленность литосферы и 2) передвижение масс 20 %-ного слоя как по радиальной координате (вверх и вниз), так и по сфере.

По-видимому, к началу конденсации водяных паров первое условие выполнялось. Простое колебание температур в 20 %-ном слое, определяемое охлаждением перед конденсацией, последующим разогревом при конденсации вещества 20 %-ного слоя, его гравитационном уплотнении и накоплении радиогенного тепла, должно было привести к формированию сингенетичной пористости.

Экспериментальные исследования показали, что анизотропия температурного расширения минералов и особенно полиминеральных пород является основной причиной возникновения порового пространства. И даже уплотняющее давление, уменьшая пористость, полностью не компенсирует эффект теплового расширения. Безводные, сухие породы более склонны к хрупким деформациям, чем породы влажные. А это означает, что до образования водной оболочки 20 %-ный слой должен был иметь не только развитую пористость, но и достаточно высокую трещиноватость, формирующуюся под действием температурных и гравитационных напряжений.

Мы не знаем, какими были эти напряжения, что представлял собой в механическом отношении 20 %-ный слой, насколько сильной была и какой вид имела его петрологическая стратификация, но очевидно то, что проще принять и объяснить пористость и трещиноватость данного слоя, чем представить его текучим или вязкопластичным. Это обусловлено большой разницей между температурами плавления горных пород и температурами конденсации воды. Однако конденсация воды определяется не только температурой, но

в значительной мере еще и относительной влажностью среды, и наличием ядер конденсации. Причем в зависимости от свойств этих ядер конденсация паров может начаться не только при насыщении, но и раньше, и позже того, как оно будет достигнуто. В этом отношении сухие горные породы являются идеальными конденсаторами, способными извлечь воду из воздуха, влажность которого еще далека от насыщения. По современным оценкам, первый, «неподвижный» слой гигроскопической влаги (воды ближней гидратации) может быть удален только при температурах  $+140—+350\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,<sup>2</sup> при этом содержание ее достигает 10 % максимальной гигроскопической влажности.

Таким образом, можно полагать, что в горных породах физически связанные воды были одной из первых известных форм природных подземных вод. Если допустить, что на ранней стадии формирования гидросферы имела место достаточно активная диссоциация воды, то правомерно считать, что одновременно или вслед за ее сорбцией возникнут процессы гидратации и гидролиза, т. е. вода начнет входить в кристаллическую решетку минералов. И тогда, когда физические и химические связи литосферы окажутся насыщенными, начнут накапливаться воды гравитационные, причем вначале подземные, а потом поверхностные. Разумеется, границу между этими стадиями провести трудно. Правильнее, наверное, говорить, что вначале преобладало накопление вод литосферы, а на завершающем этапе — накопление океанических вод.

Из концепции мантийного происхождения гидросферы следует, что в процессе эволюции Земли мантия должна была обезвоживаться. Напомним, что петрохимические исследования (натурные и экспериментальные) в целом подтверждают эту точку зрения: в раннем докембрии, например, мантия была обводнена значительно сильнее, чем сейчас<sup>3</sup>. Этот же вывод можно сделать и на основе тектонических данных, учитывая общую схему эволюции эндогенных режимов<sup>4</sup> с последовательной сменой стадий пангеосинклинальной, протогеосинклинально-протоплатформенной, геосинклинально-платформенной. Общая тенденция заключается в том, что магматическая проницаемость коры уменьшается,

---

<sup>2</sup> См.: Основы гидрогеологии: Общая гидрогеология/Под ред. Е. В. Пиннекера. Новосибирск, 1980.

<sup>3</sup> См.: Мейн Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., 1979.

<sup>4</sup> См.: Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975.

ее толщина и жесткость возрастают. Можно представить, что так называемое обезвоживание мантии, начиная, скажем, с раннего докембрия, отражает лишь вторую фазу эволюционного цикла, в то время как первая (до раннего докембрия) характеризовалась противоположной тенденцией. Иными словами, с момента начала формирования подземной гидросферы общее увеличение воды на Земле сопровождалось увеличением водности мантии, а позже водность мантии стала уменьшаться. Весь этот процесс протекал в форме циклов второго порядка, которые, в свою очередь, состояли из циклов более коротких.

Попытаемся представить более детальную схему взаимодействия первичной гидросферы и 20 %-ного слоя. Сначала поставим вопрос: какие геологические события могли возникнуть при появлении гравитационных или даже только физически и химически связанных вод в 20 %-ном слое на первой стадии конденсации воды из космического источника? Наиболее вероятными кажутся следующие: 1) усиление магматической активности; 2) развитие метаморфизма пород; 3) проявление у многих пород способности к вязкопластичным деформациям и даже текучести. Проанализируем возможности появления этих событий, подчеркнув, что именно они могли способствовать передвижению масс 20 %-ного слоя, которое можно рассматривать как необходимое условие взаимодействия последнего с водной оболочкой Земли.

И петрологическая теория, и эксперименты<sup>5</sup> показывают, что присутствие воды понижает температуру плавления пород. В соответствии со схемой конденсационного происхождения геосфер, каждый этап конденсации заканчивался повышением температуры, вслед за которым начинался этап разогревания за счет гравитационного сжатия и, вероятно, радиогенного накопления тепла. По расчетам Д. Ларимера<sup>6</sup>, конденсация воды из охлаждающего газа космического состава при общем его давлении  $6,6 \cdot 10^{-3}$  атм происходила при 210 К. Если принять, что длительность конденсации водной оболочки Земли не превышала времени образования других геосфер ( $10^5$ — $10^6$  лет) и на поверхности планеты в этот период поддерживалась температура менее 273 К, то можно ориентировочно оценить мощность зоны охлаждения

---

<sup>5</sup> См.: Пугин В. А., Хитаров Н. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., 1978; Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., 1977.

<sup>6</sup> См.: Кларк С. П. (мл.), Турекьян К. К., Гроссман Л. Модель ранней истории Земли.

до изотермы около 298 К, характеризующей стандартную температуру.

В таких оценках, по-видимому, проще всего и правильнее опираться на натурные данные, используя метод экстраполяции. По данным Н. А. Вельминой <sup>7</sup>, наиболее мощная зона охлаждения литосферы (1450 м) выявлена в скважине на р. Мархи в южной части Анабарского массива. Возраст этой зоны точно не установлен, но считается, что для этого района он составляет менее  $5 \cdot 10^5$  лет. Последнее сартанское оледенение на севере азиатской части СССР началось около  $1,5 \cdot 10^4$  лет назад и длилось  $8,5 \cdot 10^3$  лет. Поскольку речь идет лишь о порядке величин, примем, что с глубиной температура меняется линейно. Тогда до интересующей нас изотермы 298 К расстояние от поверхности Земли составило около 3000 м.

Будем считать, что зона охлаждения возникла за период сартанского оледенения и градиент ее приращения во времени был постоянным. Для такого допущения есть определенные основания. Например, вюрмское оледенение характеризуется тремя температурными минимумами — 115, 72 и 25 тыс. лет, т. е. закончилось на 10 тыс. лет раньше сартанского, и, как мы знаем, его мерзлая зона практически не сохранилась. Разумеется, на сохранение мерзлой зоны огромное влияние оказывает современный климат, однако и разницу времени в 10 тыс. лет нельзя не учитывать. Если полученные цифры и допущения экстраполировать на период конденсации гидросферы из газовой космической туманности, приняв температуру начала конденсации по Д. Ларимеру, то изотерма 298 К могла за это время опуститься на глубины от 30 до 300 км и ниже (особенно если учесть, что температура у поверхности Земли была значительно ниже современных среднегодовых даже для Анабарского массива).

Таким образом, конденсация воды могла захватить значительную часть 20%-ного слоя, создав в нем огромные запасы подземных ювенильных вод. Последующий разогрев этого слоя должен был привести к возникновению магматических очагов, и в первую очередь в зонах повышенного содержания воды. По мере разогрева таких очагов становилось все больше и больше, 20%-ный слой из хрупкого постепенно превращался в вязкопластичный с почти повсеместным развитием магматической деятельности. Все это могло при-

---

<sup>7</sup> См.: Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы: Криогидрогеология. М., 1970.

шие и бóльшие площади. Потери океана по этой статье геологического водного баланса должны компенсироваться водами из 20%-ного слоя. Кроме того, как показали исследования Э. Г. Андерсона, по мере роста планеты ее способность удерживать летучие элементы уменьшется и со временем начинается процесс, обратный конденсации, — диссипация. Похоже, что на современной стадии развития Земли воду теряет не только 20%-ный слой, но и сама планета. Правда, процесс этот чрезвычайно медленный, поскольку эволюция планеты привела к созданию весьма устойчивых геохимических структур, существенно препятствующих проявлению центробежной тенденции развития гидросферы<sup>8</sup>.

В отличие от представлений В. И. Ферронского<sup>9</sup>, который придерживается крайних взглядов, будучи убежден в отсутствии ювенильных вод, и полностью отрицает схему А. П. Виноградова (схему дифференциации мантии), в наших построениях теория дифференциации лишь находит ограничения. Она вполне может быть использована при исследовании тектонического развития Земли, начиная с пангеосинклиналиной стадии. При этом мантийная вода, точнее, вода 20%-ного слоя не сингенетична веществу этого слоя, а образовалась и попала в него значительно позже — в период конденсации воды из космической газовой туманности. Этим самым могут быть объяснены факты, которые плохо поддаются объяснению в рамках традиционных концепций, каждая из которых трактует свой этап в развитии водной оболочки Земли. То есть конденсация привела к обводнению 20%-ного слоя, обводнение способствовало его дифференциации, а последняя привела к постепенному обезвоживанию верхней мантии.

Примечательно, что и современная теория плит также вписывается в эту схему. Согласно этой теории, 20%-ный слой состоит из двух типов литосферы — океанического и континентального. Будучи изначально устроены по-разному, к моменту конденсации воды из космической газовой туманности соответствующие части 20%-ного слоя были по-разному трещиноваты и имели разную пористость. Вероятно, бóльшая подземная емкость вначале была у океанических частей. К моменту возникновения прочных и плохо проницаемых для магм океанических плит континентальные

---

<sup>8</sup> См.: Павлов А. Н. Системная модель подземной гидросферы // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. М., 1985.

<sup>9</sup> См.: Природные изотопы гидросферы/Под ред. В. И. Ферронского. М., 1975.

вести к установлению пангеосинклиналичного режима на нашей планете, который, по существу, и открывает геологическую историю Земли.

Вместе с тем появляются основания утверждать, что гидросфера возникла не просто до фаэрозоя, а до пангеосинклиналичного режима. К пангеосинклиналичной стадии развития Земли (около 3,6 млрд лет назад) общие запасы воды в ней, по-видимому, были уже сформированы и далее происходило лишь перераспределение внутри и на поверхности 20%-ного слоя. С магмами на поверхность Земли выносилось огромное количество воды, и 20%-ный слой постепенно обезвоживался. В результате даже при сохранении температурного режима недр магматических очагов в 20%-ном слое становилось все меньше и меньше, так как обезвоживание приводило к повышению температуры плавления пород, литосфера становилась менее пластичной, жесткой и хрупкой. Возникли литосферные плиты, что должно было существенно замедлить темпы магматогенного обезвоживания 20%-ного слоя, сохранив пониженную его вязкость лишь в переходном слое. С появлением платформ (океанических и континентальных) возник механизм плитной тектоники. По-видимому, основы его были заложены на стадии существования протогеосинклиналей и протоплатформ (В. В. Белоусов называет ее неустойчивой протогеосинклиналичной стадией), т. е. около 2,8—1,6 млрд лет назад. И наконец, на современной эволюционной ступени — геосинклиналично-платформенной стадии — механизм плитной тектоники получил наиболее широкое развитие.

Итак, в нашей схеме гидросфере, и в частности подземным водам, отводится принципиальная роль в геологической истории Земли. Без гидросферы скорее всего не было бы ни геосинклиналичных, ни платформенных типов тектонических режимов. Именно появление воды в 20%-ном слое привело к активизации его магматической активности и наиболее характерным тектоническим режимам с осадкообразованием, гранитизацией и метаморфизмом. При этом если в образовании осадочных пород главную роль играли поверхностные воды, то в магматогенных процессах и метаморфизме пород — воды подземные.

Если до пангеосинклиналичной стадии 20%-ный слой обогащался водой, то, начиная с нее, он воду терял, т. е. генеральной тенденцией передвижения воды стала центробежная. По-видимому, это компенсировало переход поверхностных вод в подземные воды осадочного чехла, который в процессе эволюции земной поверхности занимал все боль-

части еще находились в вязкопластичном состоянии и пангеосинклинальный режим в основном сосредоточился на них. В процессе эволюции тектонических режимов все большая и большая часть поверхности Земли превращалась в жесткие и плохо проницаемые для магм плиты. Нижняя все еще вязкопластичная часть 20%-ного слоя (современная переходная зона) оказалась в значительной мере перекрытой ими. Возникший, по-видимому, ранее конвективный перенос тепла из глубин к поверхности оформился в виде крупных конвективных ячеек, охвативших астеносферу, а возможно, и всю переходную зону. Над участками дивергенции этих ячеек, особенно если они совпадали с областями наиболее тонкой и хрупкой литосферы, плиты раскалывались и расходились. Над участками конвергенции ячеек возникали зоны сжатия.

В процессе эволюции тектонических режимов эволюционировали и формы круговорота воды. Климатический круговорот, очевидно, начал существовать с того момента, как появились суша и океан. Однако современную свою форму он получил скорее всего недавно — после становления современных океанов и континентов. Гидрогеологический цикл литогенического круговорота появился вместе с осадочными породами и формы, наиболее близкой к современной, достиг в протерозое. Собственно геологический цикл оформлялся вместе с механизмом плитной тектоники<sup>10</sup>.

В самом общем виде эволюцию круговоротов воды и появление связанных с ними разных типов подземных вод можно представить в виде следующей схемы.

1. Пангеосинклинальный режим тектоносферы. Преобладали формы круговорота, связанные с магматизмом и региональным метаморфизмом.

2. Режим неустойчивых протгеосинклиналей. Магматогенный и метаморфогенный круговорот стали менее активны и по гидрогеологической своей роли в структуре гидросферы, вероятно, были близки к гидрогеологическому циклу. Появился собственно геологический цикл.

3. Режим устойчивых геосинклиналей и платформ. Магматогенный и метаморфогенный круговороты стали играть подчиненную роль и приобрели локальное значение. Литогенический тип круговорота полу-

---

<sup>10</sup> См.: Павлов А. Н. Геологический круговорот воды на Земле. Л., 1977.

чил дальнейшее развитие. Оформились в современном виде климатические круговороты.

Итак, сформулируем основные положения предлагаемой общегеологической модели формирования подземных вод.

Во-первых, на догеологическом этапе истории Земли (ранее 3,6 млрд лет назад) на завершающей стадии конденсации космической газовой туманности возникла первичная гидросфера, что началось с накопления различных форм воды в 20%-ном слое, который к тому времени имел развитую пористость и трещиноватость.

Во-вторых, насыщение 20%-ного слоя водой способствовало, а скорее всего, определило его дальнейшую, уже геологическую, историю. Переход 20%-ного слоя из жесткого в вязкопластичное состояние обусловил развитие пангеосинклинального тектонического режима, с которого начался обратный процесс — обезвоживание мантии. Этот процесс продолжается и в наши дни.

В-третьих, на всех стадиях геологической истории Земли существовали основные известные нам сегодня формы круговоротов воды в гидросфере, а значит, и все известные сегодня генетические типы подземных вод. Однако роль различных типов круговоротов в формировании подземных вод менялась. Вначале преобладали магматогенные воды, затем — седиментогенные.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

*А. Д. ДОДАТКО, д-р геол.-мин. наук,  
А. Д. САВКО, д-р геол.-мин. наук*

Выветривание — один из наиболее важных экзогенных процессов дифференциации вещества<sup>1</sup>. Изучение пород кор выветривания докембрийского и фанерозойского возраста показало, что они заметно отличаются по составу, мощности, распространению. В истории Земли установлен ряд периодов, в течение которых корообразование имело специфические черты<sup>2</sup>. Однако особенности корообразования и их

<sup>1</sup> См.: Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия: состояние и задачи // Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.

<sup>2</sup> См.: Додатко А. Д. К вопросу об эволюции процессов выветривания в послепалеозойских корах Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. № 5; Казанский Ю. П. Особенности эволюции осадочного процесса в геологической истории Земли // Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976; Михайлов Б. М. Эволюция обстановок бокситонакопления в геологической истории Земли // Проблемы генезиса бокситов. М., 1975.

эволюция в истории Земли не имеют однозначной интерпретации, представления о них во многом остаются спорными.

В истории образования кор на Восточно-Европейской платформе нами выделяются три этапа, в каждом из которых выветривание имело свои специфические черты: 1) архей — ранний протерозой; 2) поздний протерозой — ранний девон; 3) средний девон — голоцен.

Остаточные метаморфизованные коры, относящиеся к раннему архею, пока не найдены, и о выветривании можно судить только по коррелятным осадкам<sup>3</sup>. Одна из важных причин слабого развития остаточных кор, видимо, заключается в существовании в тот период высокоагрессивных поверхностных вод, богатых аммиаком и углекислым газом. При парниковом эффекте, а следовательно, и повышенной температуре в зоне гипергенеза поверхностные растворы по физико-химическим свойствам соответствовали низкотемпературным гидротермальным. Между тем и в гипергенных, и в гипогенных процессах нередко образовывались одни и те же минералы, в частности глинистые<sup>4</sup>. При воздействии на породу агенты выветривания переводили в раствор большинство элементов, и только нижняя часть профиля, куда проникали менее агрессивные воды, т. е. израсходовавшие большую часть реагентов, была представлена глинистыми минералами. Об интенсивном выносе наименее подвижных алюминия и трехвалентного железа свидетельствует наличие железистых и высокоглиноземистых метаосадков в разрезах архея.

Позднеархейские — раннепротерозойские остаточные коры выветривания и продукты их размыва относительно широко развиты в осадочно-метаморфических толщах докембрия древних щитов. В настоящее время они достаточно полно изучены на Восточно-Европейской платформе (Кривбасс, Курская магнитная аномалия, Карелия и др.) и выявлены на Анабарском, Канадском, Южно-Африканском и других щитах. Остаточные коры представлены различными по составу метаморфическими слюдисто-кварцевыми образованиями, которые и в измененном виде сохраняют минералогическую и геохимическую зональность. Их мощность измеряется первыми десятками метров, и лишь в отдельных райо-

<sup>3</sup> См.: Савко А. Д., Щеголев И. Н. Эпохи корообразования в докембрии Воронежской антеклизы // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 1.

<sup>4</sup> См.: Чухров Ф. В. О конвергенции некоторых гипергенных и гипогенных процессов минералообразования // Проблемы теории образования коры выветривания и эндогенные месторождения. М., 1980.

нах Кривбасса установлена метаморфизованная кора выветривания амфиболитов мощностью более 80 м.

В раннепротерозойских корах выветривания характер преобразования минералов был в принципе таким же, как и в корах более поздних периодов. Однако бескислородный состав атмосферы, отсутствие на суше растительности, специфический термический режим и другие факторы обуславливали иную миграцию элементов и свои особенности профиля. Для раннепротерозойских кор характерны очень слабая подвижность кремнезема и значительно более интенсивная миграция глинозема. Кремнезем при разрушении полевых шпатов не выносился за пределы коры, а накапливался в продуктах выветривания. В нижней зоне метаморфизованной коры амфиболитов количество кварца увеличивается от 3—5 до 20—25 % и выше по разрезу не изменяется. Количество глинозема уменьшается почти наполовину. Вместе с другими выносимыми элементами он поступал в бассейн седиментации.

Коры выветривания позднего протерозоя — раннего девона имеют сходные профили на одинаковых материнских породах и преимущественно монтмориллонит-гидрослюдисто-каолиновый состав. Характерной чертой формирования этих кор выветривания являлся вынос кремнезема, глинозема, щелочей и щелочных земель. Это видно по коэффициентам устойчивости, вычисленным с использованием изообъемного метода (см. таблицу). Однако вынос осуществлялся в более замедленной форме, чем в раннем докембрии, что связано с изменением состава атмосферы: уменьшением содержания углекислоты и увеличением содержания свободного кислорода. Все это ослабило агрессивность агентов выветривания и обусловило возможность формирования довольно мощных глинистых кор выветривания. Наличие свободного кислорода в атмосфере способствовало развитию окислительных процессов при выветривании, в результате чего начал проявляться процесс накопления железа в элювии.

Анализ коэффициентов устойчивости породообразующих оксидов в корах выветривания третьего периода (средний девон — голоцен) показывает резко изменившийся по сравнению с более ранними периодами характер выветривания. Это выражается в накоплении глинозема в профиле выветривания, продолжающейся концентрации железа и резком усилении интенсивности выноса щелочей и щелочных земель. Данные особенности хорошо видны при сравнении геохимического состава кор выветривания, образовавшихся на одинаковых породах (см. таблицу). Усиление интенсивности

## Коэффициенты устойчивости породообразующих оксидов в разновозрастных корках выветривания

| Возраст коры                        | Название породы, привязка разреза         | Оксиды           |                                |                                     |                  |      |      |                   |
|-------------------------------------|---|------------------|--------------------------------|-------------------------------------|------------------|------|------|-------------------|
|                                     |   | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO | TiO <sub>2</sub> | CaO  | MgO  | ΣR <sub>2</sub> O |
| Раннепалеозойский *                 | Габбро, скв. 2817, р-н Курска             | 0,73             | 0,77                           | 1,21                                | 1,9              | 0,31 | 0,45 | 0,95              |
| Позднеэйфельский — раннеживетский * | Габбро, скв. 596, р-н Н. Мамона           | 0,57             | 1,44                           | 1,40                                | 1,13             | 0,20 | 0,04 | 0,08              |
| Рашнефранский *                     | Базальт, скв. 522, р-н Н. Мамона          | 0,48             | 1,23                           | 1,04                                | 0,79             | 0,10 | 0,01 | 0,02              |
| Раннекаменноугольный **             | Амфиболит, скв. 1199, ЮВ Белгородск. обл. | 0,52             | 1,09                           | 1,23                                | 1,97             | 0,04 | 0,07 | 0,06              |
| Раннемеловой ***                    | Габбро, Украинский щит                    | 0,46             | 1,16                           | 0,27                                | 1,89             | 0,10 | 0,17 | 0,14              |

\* Данные А. Д. Савко.

\*\* При расчетах использованы анализы В. И. Сиротина.

\*\*\* Данные А. Д. Додатко.

выветривания было вызвано биохимическими факторами, возникшими в результате выхода на сушу растительности и бурного ее развития в новых условиях <sup>5</sup>. Продуцируемые гигантской по объему растительной массой, гумусовые кислоты насыщали среду гипергенеза реакционноспособными веществами и значительно интенсифицировали процессы выветривания, придавая им специфические черты, что и привело к развитию латеритного процесса. Однако последний осуществлялся при определенных тектоно-климатических условиях и при наличии материнских пород, относительно богатых глиноземом.

В течение всего последнего периода характер выветривания был постоянным. Об этом свидетельствует близость коэффициентов устойчивости в позднепалеозойских и мезозойских корках выветривания. Как видно из таблицы, эти коэффициенты отличны только для железа, что связано, на наш взгляд, с его выносом в эпигенетических процессах при перекрытии кор выветривания нижнемеловыми и более молодыми отло-

<sup>5</sup> См.: Спяцын В. М. Климат латерита и боксита. Л., 1976.

жениями, среди которых значительную роль играли озерно-болотные.

Основные этапы эволюции процессов гипергенеза совпадают с эпохами преобразования состава атмосферы, а это подтверждает объективность установленных закономерностей и фактов.

### ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

*Е. Т. БОБРОВ, канд. геол.-мин. наук*

В настоящее время в учении о коре выветривания оформились два направления. Первое базируется на положении В. И. Вернадского о том, что в криптозой процессы выветривания не отличались от современных <sup>1</sup>. Это направление было развито в трудах академика А. В. Сидоренко, в которых говорится о принципиальном сходстве докембрийских и фанерозойских кор выветривания и их рудоносности, а также геохимических факторов гипергенеза <sup>2</sup>.

В русле второго направления, развиваемого академиком А. Л. Яншиным и его последователями, эволюция процесса гипергенеза и осадкообразования в геологической истории Земли рассматривается в тесной связи с необратимо направленными изменениями главных факторов коро- и осадкообразования и соответственно изменениями во времени минеральных ассоциаций и рудообразования, а также типов осадков, осадочных пород и их ассоциаций <sup>3</sup>.

А. Л. Яншин неоднократно высказывал убеждение о невозможности использования концепции актуализма при изучении геологических процессов, имевших место в отдаленном прошлом Земли. Он же и его соавторы считают, что отсутствие материалов об изменениях какого-либо одного из компонентов нельзя использовать как доказательство того,

---

<sup>1</sup> См.: Вернадский В. И. Химическое строение Земли и ее окружения. М., 1965.

<sup>2</sup> См., например: Сидоренко А. В. Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия // Докембрийские коры выветривания. М. 1975.

<sup>3</sup> См.: Яншин А. Л., Казанский Ю. П., Николаева И. В. Проблема эволюции осадочного процесса // Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М., 1983.

что изменения в составе атмосферы на протяжении докембрия и фанерозоя не существовали<sup>4</sup>.

В рамках второго направления наметились два подхода к трактовке эволюционного преобразования пород при гипергенезе. Один из них развивается Б. М. Михайловым, который считает, что процессы корообразования в более ранние периоды развития Земли вообще отсутствовали, а начались только с выходом органической жизни на сушу, т. е. в начале позднего палеозоя (девона)<sup>5</sup>. Максимум рудообразования в корах выветривания, по мнению этого исследователя, приходится на мел-палеогеновый период.

Другой подход предложен и реализуется автором настоящей статьи. Суть данного подхода в том, что признается существование процесса выветривания от архея и доныне. При этом мы опираемся на положение о необратимо направленном прерывисто-поступательном развитии главных факторов гипергенеза в геологической истории Земли, сформулированное на основе изучения минерального и химического составов пород коры выветривания и их переотложенных продуктов в докембрии и фанерозое на примере различных регионов СССР. Породы коры выветривания выделяются как «остаточные породы», объединяются в самостоятельную группу и рассматриваются как историко-геологические тела, изменяющиеся во времени в соответствии с изменениями среды их образования (атмосферы, гидросферы, биосферы, климатической зональности и т. д.).

Изучение метаморфизованных позднеархейско-раннепротерозойских пород коры выветривания на Украинском, Балтийском щитах, Курской магнитной аномалии показало, что они после «снятия» наложенных метасоматических процессов имеют преимущественно кварцево-серицитовый (на кислом субстрате) и кварцево-карбонатно-хлорит-биотитовый (на основном субстрате) состав. Как видно из реконструкции вещественного состава регионально метаморфизованных пород коры выветривания, он соответствует кварцево-гидро-слюдистым или кварцево-монтмориллонитовым и кварцево-карбонатно-монтмориллонит-хлоритовым неметаморфизованным их разностям. Эти реконструированные минеральные ассоциации прослеживаются и в метаморфизованных переот-

---

<sup>4</sup> См.: Яншин А. Л., Казанский Ю. П., Николаева И. В. Проблема эволюции осадочного процесса; Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. Изменения химического состава атмосферы в фанерозое // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 1.

<sup>5</sup> См.: Михайлов Б. М. Рудопосные коры выветривания. Л., 1986.

ложенных породах коры выветривания (конгломератах, песчаниках, сланцах).

Для развития подобных гипергенных минеральных ассоциаций необходимо преобладание щелочной среды. Такие геохимические условия выветривания в позднем архее — раннем протерозое, при которых вынос оснований, в частности калия, был замедлен и осуществлялась их фиксация коллоидами и разбухающими глинистыми минералами, связаны с отсутствием на суше растительности и слабым водообменом в профилях пород коры выветривания. Отсутствие минеральных форм трехвалентного железа в породах коры выветривания свидетельствует о формировании рассматриваемых минеральных ассоциаций при отсутствии свободного кислорода или очень низком его содержании в атмосфере.

Возможность образования в архее (в результате фотодиссоциации паров воды в верхних слоях атмосферы) некоторого количества свободного кислорода и расходования его на окисление атмосферных газов признается почти всеми исследователями. Появление же заметного количества свободного кислорода в атмосфере, согласно данным о составе горных пород, руд и минералов, приходится на период 1,8—2,0 млрд лет назад <sup>6</sup>.

В. М. Оверчук <sup>7</sup> на основании данных изотопного состава серы сульфидов из терригенных пород скелеватской свиты раннего протерозоя Криворожья показал, что процессы окисления не были развиты при осадконакоплении в бассейне и в корах выветривания на континенте. Об этом же свидетельствуют отсутствие сульфат-иона <sup>8</sup>, высокие отношения FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в метаморфизованных и осадочных породах, наличие железомарганцевых руд. Последнее характерно для восстановительных условий среды, так как в окислительных условиях геохимические пути железа и марганца расходятся. В позднеархейско-раннепротерозойских породах коры выветривания отношение FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует в пределах от 7,8 до 1,0, т. е. окисление двухвалентного железа не происходило. Попутно отметим, что в позднепротерозойских породах коры выветривания это отношение изменялось от 1,6 до 0,12,

---

<sup>6</sup> См.: Ранняя история Земли. М., 1980; Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1972. № 2.

<sup>7</sup> См.: Оверчук В. М. Генетические особенности пород и руд Криворожского бассейна по данным изучения сульфидов железа. Киев, 1983.

<sup>8</sup> См.: Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., 1967; Монни А. С. История Земли. Л., 1977.

что указывает на накопление трехвалентного железа и развитие окисления при выветривании.

Выветривание материнских пород в позднем архее — раннем протерозое не достигало стадии образования каолинита и минералов трехвалентного железа. Происходило лишь формирование щелочных сиаллитных, в основном хлоритовых, монтмориллонитовых и гидрослюдистых пород. Указания некоторых авторов<sup>9</sup> на окислительный тип и наличие каолинита в породах коры выветривания этого периода не подтверждаются непосредственным изучением пород коры выветривания<sup>10</sup>, экспериментальными данными по метаморфизму глин и каолинита<sup>11</sup>, а также структурными особенностями каолинита<sup>12</sup> и изохимическим (в отношении породообразующих компонентов) характером регионального метаморфизма.

Геохимическую модель гипергенного преобразования пород в позднем архее — раннем протерозое можно представить следующим образом. Кислые поверхностные воды (при преобладании в атмосфере углекислоты), взаимодействуя с магматическими либо метаморфическими породами, быстро нейтрализовались за счет высвобождения щелочных земель и щелочей. Вынос последних был замедлен из-за слабой контрастности морфоструктурных форм<sup>13</sup>. Слабый водообмен увеличивал время взаимодействия раствора и породы, способствовал накоплению в растворе катионов и увеличению рН растворов до слабощелочного и щелочного. Преобразование материнского субстрата ограничивалось гидрослюдизацией, монтмориллонитизацией и хлоритизацией при условии снижения парциального давления углекислоты по мере увеличения глубины.

Позднепротерозойские породы коры выветривания, изученные в пределах Украинского щита Волго-Уральской, Белорусской антеклиз и в других регионах, характеризу-

---

<sup>9</sup> См.: Головенко В. К. Высокоглиноземные формации докембрия. М., 1977.

<sup>10</sup> См.: Бобров Е. Т., Щипакина И. Г. Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья и реконструкция условий их образования // Континентальные перерывы и коры выветривания в докембрии Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., 1985.

<sup>11</sup> См.: Лебедев В. И., Бельков Л. Н., Дьяконов Ю. С. и др. Экспериментальный метаморфизм некоторых природных глин // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 9.

<sup>12</sup> См.: Звягин Б. Б. Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., 1964.

<sup>13</sup> См.: Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., 1982.

ются появлением каолинита и значительного количества минералов гидрооксидного трехвалентного железа. Преобладающими минеральными ассоциациями являются в породах коры выветривания гранитов, гнейсов, мигматитов каолинит-гидрослюдистая, габброидов, основных эффузивов, амфиболитов — каолинит-монтмориллонитовая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, монтмориллонит-хлоритовая с переменным содержанием смешанослойных минералов и гидроксидов трехвалентного железа. В слабо метаморфизованных позднепротерозойских породах коры выветривания присутствуют гидрослюды, почти не содержащие разбухающие межслои, а также диккит и гематит.

Рассмотренные позднепротерозойские породы коры выветривания по своему составу соответствуют смешанному геохимическому типу, переходному от щелочного сиаллитного (монтмориллонитового, хлоритового, гидрослюдистого) к кислому сиаллитному (каолинитовому), формирование которого осуществлялось уже в более кислых средах и окислительных условиях. Этот тип отличается большой интенсивностью преобразования и минеральным разнообразием. Присутствие значительного количества оксида и гидроксида трехвалентного железа отражает увеличение в составе докембрийской атмосферы свободного кислорода, что, как уже отмечалось, относится к периоду 2,0—1,8 млрд лет назад.

М. И. Будыко, А. Б. Ронов и А. Л. Яншин<sup>14</sup> приводят расчетные данные среднего содержания кислорода в атмосфере позднего протерозоя, которое оказалось значительно меньшим, чем в фанерозое, но способным вызвать окисление двухвалентного железа при выветривании. По данным этих авторов, количество кислорода резко возрастает в нижнем палеозое. Рост концентрации кислорода в атмосфере способствовал эволюции органического мира, но оказывал влияние и на формирование пород коры выветривания, поддерживая кислую среду при поверхностном изменении материнского субстрата.

Фанерозойские породы коры выветривания, изученные на Украинском и Балтийском щитах, в Волго-Уральской, и Воронежской антеклизях, на Урале, Северном Кавказе, в Казахстане, на Сибирской платформе<sup>15</sup>, имеют как смешанный (гидрослюдисто-каолинитовый, монтмориллонит-каоли-

---

<sup>14</sup> См.: Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. Изменения химического состава атмосферы в фанерозое.

<sup>15</sup> См.: Бобров Е. Т., Щипакина И. Г. Архейские метаморфизованные коры выветривания Криворожья...

нитовый, гетит-каолинитовый, гиббсит-каолинитовый и т. д.), так и мономинеральный (каолинитовый, гиббситовый, гетитовый) состав. В раннефанерозойских породах коры выветривания (силур — девон — ранний карбон) появляются минералы свободного глинозема (гиббсит, бемит) и изредка остаточные месторождения бокситовых и железных руд (Курская магнитная аномалия, Тиман, Урал). В позднефанерозойских породах коры выветривания (триас — палеоген) минералы оксидов и гидрооксидов алюминия, трехвалентного железа, марганца, хрома и других элементов и соединений развиты очень широко. Максимумы остаточных концентраций этих рудных компонентов характерны для мел-палеогеновых пород коры выветривания.

Палеозойские породы коры выветривания по минеральному составу могут быть отнесены как к сиаллитному (щелочному, кислому), так и латеритному типу с преимущественным преобладанием кислого сиаллитного, т. е. каолинитового, типа. Мезокайнозойские породы коры выветривания можно отнести к кислому сиаллитному (каолинитовому) и латеритному (глиноземистому или железистому) типам, причем латеритный тип был так же широко развит, как и каолинитовый.

Для формирования каолинитовых пород коры выветривания благоприятно существование нейтральных и слабокислых геохимических сред, а для латеритных пород коры — слабокислых и кислых. Появлению этих сред способствовало развитие от палеозоя к кайнозою органического мира на суше, сопровождающееся снижением рН вод в породах коры выветривания и выносом катионов оснований, а также кремнекислоты. Можно наметить связь эпох заметного увеличения кислорода в атмосфере и развития органического мира с корообразованием определенного геохимического типа<sup>16</sup>. Максимуму содержания кислорода в атмосфере, приходящемуся на раннекаменноугольную эпоху, соответствует развитие позднедевонско-раннекаменноугольных латеритных пород коры выветривания (Курская магнитная аномалия, Тиман, Урал). Второй максимум содержания кислорода в атмосфере приходится на ранний мел с широким развитием позднеюрско-меловых каолинитовых и латеритных пород коры выветривания.

При прослеживании минерального состава докембрийских и фанерозойских пород коры выветривания на грани-

---

<sup>16</sup> Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. Изменения химического состава атмосферы в фанерозое.

тах, гнейсах, мигматитах, габброидах, кислых и основных эффузивах отчетливо видно его изменение в геологической истории Земли. От архея к кайнозой происходит количественное возрастание глинистых минералов, а с середины палеозоя, когда все большее значение стали приобретать образования коллоидно-дисперсных фаз, — увеличение количества остаточных оксидов и гидроксидов металлов и развитие новых минералов. Минеральная эволюция выветривания обусловлена геохимической: преобладание слабощелочных — нейтральных — слабокислых условий в докембрии сменилось преобладанием устойчиво кислых в позднем фанерозое.

Количественная оценка процесса выветривания была проведена с помощью коэффициентов выветривания (отношения между отношениями определенных химических компонентов пород коры выветривания и исходного субстрата), предложенных в 1946 г. И. И. Гинзбургом и затем усовершенствованные им и его учениками. В частности, это коэффициенты разложения  $K_p$  ( $Fe_2O_3 : RO \div RO_2$ ), окисления  $K_o$  ( $Fe_2O_3 : FeO$ ), аллитизации  $K_a$  ( $Al_2O_3 : SiO_2$ ).

Коэффициент разложения в докембрийских и фанерозойских породах коры выветривания гранитов и гнейсов изменялся при сипаллитном типе выветривания от 1,2 до 15,0; коэффициент окисления — от 0,8 до 80,0; коэффициент аллитизации — от 1,2 до 2,5. В подобных породах коры выветривания габброидов, основных эффузивов и амфиболитов коэффициент разложения менялся от 1,5 до 66,0; коэффициент окисления — от 0,8 до 80,0; коэффициент аллитизации — от 1,2 до 3,0. Интенсивность разложения в фанерозое в зависимости от субстрата увеличивалась в 12,5—44 раза, окисления железа — в 11—100 раз, аллитизации — в 2—2,5 ра-

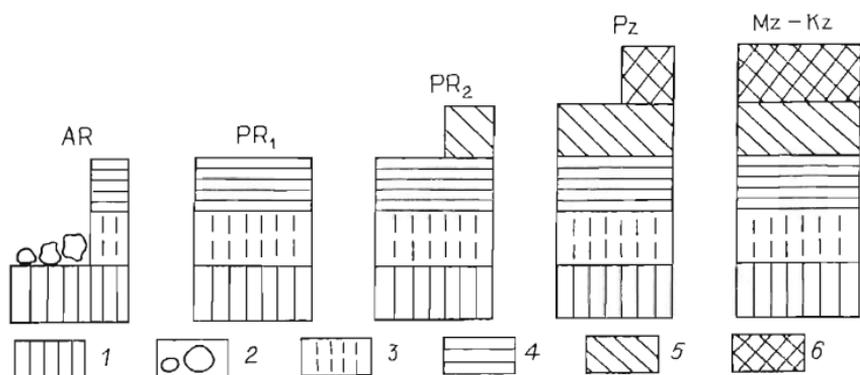


Схема эволюции минерального состава пород коры выветривания. 1 — исходный субстрат; 2 — продукты физического выветривания; 3—6 — породы коры выветривания: 3 — дезинтегрированные, 4 — монтмориллонитовые, гидрослюдастые, 5 — каолинитовые, 6 — тетраэдр-гипсбитовые, гипсбитовые (бемитовые).

за. При латеритном выветривании эти показатели еще более увеличивались.

Таким образом, при выветривании минеральный состав пород коры выветривания на одном и том же исходном субстрате изменялся от архея к кайнозой качественно и количественно (см. рисунок). В геологической истории Земли четко устанавливается связь эпох увеличения кислорода в атмосфере и возникновения органической жизни на суше с изменениями геохимических условий образования и минерального состава пород коры выветривания.

### ИНФОРМАЦИОННАЯ ОЦЕНКА СТАНОВЛЕНИЯ АСАКАН-ШУМИЛОВСКОГО ИНТРУЗИВА (Центральное Забайкалье)

*Е. Т. БУБНОВ, канд. геол.-мин. наук,  
В. Ф. ЛУЗИН, канд. геол.-мин. наук*

В настоящей работе предпринята попытка использовать наряду с геологическими данными информационно-энтропийную меру для выяснения истории развития редкометалльной гранитной интрузии.

Развитие — необратимое, направленное, закономерное изменение материальных и идеальных объектов, причем все три указанных свойства должны присутствовать одновременно, и это отличает процесс развития от других изменений<sup>1</sup>. Существенной характеристикой процессов развития является время. Связь времени с процессами становления, движения, развития, изменения, явлениями последовательности и многообразия позволяет сделать вывод о возможности использования энтропии как показателя направления времени<sup>2</sup>. Из физики известно, что производство энтропии в системе положительно и оно является показателем необратимости процесса, особенно в замкнутых системах.

Примером развития в пределах относительно замкнутой системы является дифференциация магматического расплава, приведшая к образованию Асакан-Шумиловского интрузива. Асакан-Шумиловский интрузив среднеюрского возраста расположен в пределах Центрально-Забайкальской геосинклипальной области, залегая среди верхнепалеозойских гранитоидов. Он состоит из одного большого (площадь вы-

<sup>1</sup> См.: Философский энциклопедический словарь. М., 1983.

<sup>2</sup> См.: Аскин Я. Ф. Проблема времени: Ее философское истолкование. М., 1966.

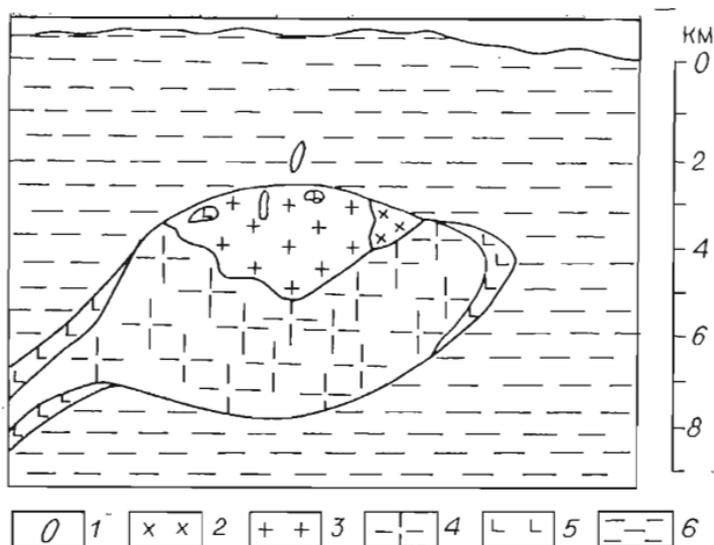


Схема строения Асакан-Шумиловского интрузива (в разрезе).

1—5 — фации: 1 — дайковая, 2 — пегматоидная, 3 — купольная, 4 — главная, 5 — краевая; 6 — вмещающие породы.

хода 170 км<sup>2</sup>) и ряда более мелких массивов. Его образование соответствует начальной стадии формирования Центрально-Забайкальского мегасвода и значительно удалено во времени от образования последней складчатости (верхний палеозой).

Строение и состав Асакан-Шумиловского интрузива являются типичными для редкометалльных аляскитовых интрузивов во многих районах мира<sup>3</sup>. Он включает следующие последовательно формировавшиеся структурные зоны (фации): 1) *краевую* (мелкозернистые граниты и гранит-порфиры); 2) *главную* (крупнозернистые или средне-крупнозернистые биотитовые граниты с дайками среднезернистых лейкократовых пегматоидных гранитов); 3) *купольную* (среднезернистые или разнозернистые лейкократовые морион-граниты, часто миаролитовые, с дайками мелкозернистых лейкократовых пегматоидных гранитов и гранит-порфиров); 4) *дайковую* (тонкозернистые кварцевые порфиры, афиры и гранит-порфиры).

Названия фациям даны по той роли, которую соответствующие группы пород играют в строении, становлении и развитии интрузива. Она видна из обобщенного разреза (см. рисунок). Каждая фация (кроме дайковой) не является резуль-

<sup>3</sup> См.: Козлов В. Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М., 1985; Таусон Л. В. Магматизм и рудообразование: 19 чтение им. В. И. Вернадского 12 марта 1977 года. М., 1979.

татом последовательного внедрения порций магмы, а отражает определенный этап кристаллизации гранитного расплава, заполнившего магматическую камеру. Об этом свидетельствуют следующие геологические данные. Во-первых, все выделенные фации в совокупности картируются в виде единого интрузива, вписанного в структуры вмещающих пород. Во-вторых, внутри интрузива наблюдается конкордантность в расположении фаций; тела более поздних фаций нигде не пересекают тел более ранних фаций. В-третьих, между породами фаций существуют двоякие взаимоотношения: как активное воздействие поздних пород на более ранние, так и постепенные переходы. Образование фаций, как мы уже отметили, происходило в том порядке, в каком они перечислены. Относительный возраст фаций подтвержден данными радиохронологического анализа (главная — 199 млн лет, купольная — 166, пегматоидная — 165, дайковая — 155 млн лет) и термолюминесцентного.

Появление краевой фации является результатом закалки в «холодном» окружении вмещающих пород. Породы краевой фации, «залечив» нарушенные участки в стенках магматической камеры, создали предпосылки для дальнейшей дифференциации магматического расплава в условиях, характерных для закрытой системы. При этом благодаря эманационной дифференциации и конвекции верхние (купольные) части магматической камеры обогащались летучими компонентами, которые снижали здесь температуру кристаллизации магмы. В подобных условиях фронт кристаллизации вынужден двигаться снизу вверх. Так образуется главная фация, которая слагает основную часть объема интрузива. Купольная фация формируется при более низкой температуре в условиях большей флюидонасыщенности над главной. Пегматоидная фация рассматривается как результат переохлаждения насыщенного флюидами магматического расплава при ослаблении давления газовой фазы (например, вследствие тектонических причин). В итоге происходит почти одновременная кристаллизация всех породообразующих минералов с образованием пегматоидных структур. Дайковая фация представляет собой продукт внедрения флюидонасыщенного остаточного магматического расплава в верхние части интрузива или во вмещающие породы. Протяженность даек достигает 100—150 м, мощность составляет от нескольких сантиметров до 10 м. Во многом эти дайки напоминают онгопиты<sup>4</sup>.

<sup>4</sup> См.: Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгопиты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов // Сов-

Кроме краевой фации, каждая последующая пространственно располагается выше предыдущих. Такое расположение фаций существенно ограничивает возможность активного воздействия их друг на друга. Это означает, что фации, являясь продуктами дифференциации некогда однородного расплава, имели возможность автономного развития. Как видно из приведенной выше характеристики, условиям закрытой системы наиболее соответствуют условия образования главной и купольной фаций.

Метасоматические изменения зависят от принадлежности пород к той или иной фации, т. е. являются автометасоматическими. Эволюция метасоматических изменений при переходе от фации к фации представлена в табл. 1.

Как видно из таблицы, при переходе от фации к фации определенные минералы появляются на все более ранних стадиях до тех пор, пока метасоматический минерал сменится одноименным магматическим. Например, в главной фации альбитизация проявилась на поздней постмагматической стадии, в купольной — на ранней постмагматической, в пегматоидной — на позднемагматической стадии. В дайковой фации альбит представляет собой уже собственно магматический минерал. Более поздние дайки, несомненно магматического генезиса, по минеральному составу часто соответствуют типичным грейzenам. Таким образом, в процессе дифференциации интрузии сокращается временная и вещественная разница между магматическими и постмагматическими явлениями.

От «среднего» редкометалльного гранита Забайкалья породы Асакан-Шумиловского интрузива отличаются повышенным содержанием щелочей (в особенности окиси натрия) и пониженным содержанием оснований, составляющих темноцветную часть пород. Это отражается и на минеральном составе: породы содержат 30—45 % калиевого полевого шпата и до 20% альбита при небольшом (2—6 %) содержании биотита. В процессе дифференциации интрузии при переходе от фации к фации возрастает щелочность пород (увеличение характеристик  $a$ ,  $a/c$ ,  $c'$ , уменьшение характеристик  $c$ ,  $a'$ ), причем в основном за счет натрия (увеличение характеристик  $n$ , содержания альбита, первичного плагиоклаза-олиоклаза).

Дифференциация Асакан-Шумиловского интрузива сопровождается четкой тенденцией к образованию пород и

---

местная советско-монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. М., 1976. (Тр.; Вып. 15).

Таблица 1

## Автометасоматические изменения пород Асакав-Шумиловского интрузива

| Фашии                        | Характерные поро-<br>дообразующие мине-<br>ралы магматическо-<br>го происхождения | Стадии изменений                         |   |  |  |
|------------------------------|---|--|---|--|--|
|                              |   | позднемагматическая                      | ранняя постмагматическая  | поздняя постмаг-<br>матическая                 | наложенная   |
| Главная                      | Олигоклаз, био-<br>тит  | Сильная микрокли-<br>низация повсеместно | Умеренная альбитиза-<br>ция (пергиты замещения)                           | Слабая альбпти-<br>зация, прожилоч-<br>ный вид | Очень сла-<br>бая грейзени-<br>зация (около-<br>жильная) |
| Куполь-<br>ная               | Микроклин   | Слабая альбитизация<br>(пергиты распада) | Сильная альбитиза-<br>ция, шахматный, про-<br>жилочный, лейстовый<br>виды | Сильная грей-<br>зенизация в ку-<br>полах      | Слабая ама-<br>зонитизация<br>прожилочная                |
| Пегмато-<br>идная            | Пегматоидные<br>срастания альби-<br>та с микроклином                              | Сильная альбитизация,<br>лейстовый вид   | Широко развитая<br>грейзенизация, муско-<br>витизация в куполах           | Слабая амазони-<br>зация прожил-<br>лочная     | —  |
| Дайки<br>раннего эта-<br>па  | Альбит  | Сильная грейзениза-<br>ция повсеместная  | Умеренная амазони-<br>зация вкрапленная                                   | —  | —  |
| Дайки<br>позднего эта-<br>па | Светлые слюды,<br>топаз, сульфиды   | Сильная амазонити-<br>зация вкрапленная  | —   | —  | —  |

минералов с равновесными химическими и минерало-структурными отношениями. При последовательном переходе от фации к фации уравниваются минеральные и химические составы пород западной и восточной частей интрузива, образовавшихся на разных глубинах от палеоповерхности (западная часть несколько глубже). Уменьшается разброс значений содержания порообразующих оксидов и минералов в пробах и шлифах. Наблюдается тенденция к выравниванию степеней идиоморфизма минералов от фации к фации. При этом идиоморфизм биотита и плагиоклаза уменьшается, а кварца и микроклина увеличивается. В породах пегматоидной фации минералы почти лишены относительного идиоморфизма. В процессе становления интрузива уменьшается размах колебаний других физических характеристик минералов (показателей преломления первичных плагиоклазов,  $2V$  калишпатов).

В постмагматический период действует противоположная тенденция. Постмагматические изменения стремятся нарушить минеральное, структурное и химическое равновесие. Это проявляется в образовании вторичных минералов, состав и физические характеристики которых отличаются от первичных. Однако в поздних фациях действие этих двух противоположных тенденций неуклонно ослабевает, продукты дифференциации магматического расплава, как указано выше, мало отличаются от продуктов постмагматического изменения пород.

По сравнению с плюмазитовыми редкометалльными лейкогранитами, в том числе и забайкальскими<sup>5</sup>, асакан-шумиловские граниты отличаются повышенными (в среднем в полтора раза) концентрациями многих редких элементов, а также фтора. В этих гранитах содержится на 1—2 порядка больше всех акцессорных редкометалльных минералов фтора<sup>6</sup> и на 1—3 порядка меньше сульфидов, минералов титана, редких земель, апатита. Как видно, граниты Асакан-Шумиловского интрузива характеризуются малосульфидной редкометалльно-фторовой ассоциацией, которая и определяет их металлогеническую специфику.

Содержание редких элементов при переходе от фации к фации увеличивается незначительно, в среднем в таком соотношении: краевая фация — 1; главная — 0,8; куполь-

<sup>5</sup> См.: Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., 1977.

<sup>6</sup> См.: Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., 1967; Он же. Акцессорные минералы: их генезис, состав, индикаторные признаки. М., 1968.

ная — 1,2; пегматоидная — 0,8; дайковая — 3. В то же время содержание редкометалльных минералов в этих породах увеличивается существенно. То есть при сохранении геохимической характеристики в целом на одном уровне в более поздних фациях возрастает степень концентрирования редкометалльных компонентов. Это можно объяснить повышением флюидного давления в поздних фациях, вызываемого восходящим движением фронта кристаллизации. Известно, что редкие элементы рассеиваются в породообразующих и некоторых акцессорных минералах, замещая в них ионы алюминия, кремния и других породообразующих элементов. Однако при повышении давления в системе такое замещение невыгодно, ибо ионные радиусы редких элементов в полтора-два раза больше радиусов ионов породообразующих элементов<sup>7</sup>. Для редких элементов в таких условиях выгоднее образовать собственные минералы в виде акцессориев. Этому способствует также то, что молекулярные объемы редкометалльных минералов значительно меньше, чем молекулярные объемы породообразующих алюмосиликатов<sup>8</sup>. Таким образом, концентрирование редкометалльных компонентов в более поздних фациях является следствием упорядочения кристаллических решеток минералов, очищения их от примесей.

Итак, процесс дифференциации Асакан-Шумиловского интрузива сопровождается тенденцией к установлению равновесных отношений в системе. Как уже отмечено, условием закрытой системы наиболее соответствуют условия образования и развития главной и купольной фаций.

Для количественной оценки эволюции Асакан-Шумиловского интрузива использована информационно-энтропийная мера. Принципы использования данной меры рассматриваются в специальной литературе и с геологических позиций изложены в работе В. Ф. Лузина<sup>9</sup>. Применение таких оценок для анализа развития магматического процесса по комплексу параметров, насколько нам известно, предпринимается впервые.

При определении информационно-энтропийных оценок использовано фундаментальное соотношение К. Шеннона:

$$J = - \sum_{i=1}^n P_i \lg P_i.$$

<sup>7</sup> См.: Краткий справочник по геохимии. М., 1977.

<sup>8</sup> Там же.

<sup>9</sup> См.: Лузин В. Ф. Информационные модели в геологии. Иркутск, 1983.

## Энтропийные оценки Асакан-Шумиловского интрузива

| Фацци        | Величины энтропии по параметрам |            |                  |               |           |
|--------------|---------------------------------|------------|------------------|---------------|-----------|
|              | физическим                      | химическим | минералогическим | геохимическим | суммарная |
| Главная      | 3,71                            | 15,03      | 1,40             | 18,85         | 38,69     |
| Купольная    | 4,50                            | 19,97      | 1,30             | 21,15         | 46,92     |
| Пегматоидная | 0,72 *                          | 11,20      | 1,26             | 21,78         | 34,96     |
| Дайковая     | 3,26 *                          | —          | 1,17             | —             | 4,44      |

\* Расчеты произведены не по всем десяти параметрам из-за отсутствия данных.

Оценки вычислялись по результатам оптических определений калишпатов и замеров плагиоклазов на столике Е. С. Федорова, по показателям преломления биотита, по результатам минералогических анализов, анализов породообразующих оксидов в породах, по определениям содержания бериллия в легкой фракции искусственных шлихов и в породообразующих минералах, содержания редких элементов, ниобия и тантала в биотитах. Таким образом, неоднородность (сложность, разнообразие) состава пород каждой фации охарактеризована тремя физическими и семью геохимическими параметрами. Это дало возможность проанализировать направленность изменения энтропии в породах различных фаций. При анализе учитывалось, что в термодинамически закрытых системах энтропия должна возрастать от ранних к более поздним процессам.

Результаты данного анализа показаны в табл. 2. Как видим, по всем параметрам и по суммарной оценке наибольшей энтропией обладают породы купольной фации. Информационно-энтропийные оценки для пород этой фации превышают соответствующие значения для главной фации. Это является количественным подтверждением геологических данных о том, что в магматической системе Асакан-Шумиловской интрузии купольная фация, залегающая гипсометрически выше главной, представляет собой более позднее образование.

## ЭВОЛЮЦИЯ УРАНОНОСНЫХ ПРИРАЗЛОМНЫХ КАРБОНАТНО-ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

*Л. Я. ШМУРАЕВА, канд. геол.-мин. наук*

В последнее время становится общепризнанной зависимость эволюции геологических процессов от эволюции Земли под воздействием гравитационных сил. И одно из важнейших проявлений эволюции — необратимый процесс потери флюидов глубинными геосферами, который приводит к направленному изменению минеральных ассоциаций. Рассмотрим эволюцию ураноносных карбонатно-щелочных (существенно натриевых) метасоматитов, имеющих тектогенную (амагматическую) природу. При анализе будем опираться на представления об онтогенезе и филогенезе применительно к геологическим объектам.

Приразломные карбонатно-щелочные метасоматиты приурочены к древним щитам, платформам, срединным массивам стабилизированных складчатых областей и возникают в связи с развитием процессов тектонической (тектоно-магматической) активизации. В архее подобные образования не известны. Впервые они появляются на границе нижнего и верхнего протерозоя, но наиболее широко распространены в фанерозое (палеозой), образуя переходы к бесщелочным метасоматитам иной формационной принадлежности, широко развитым уже в мезокайнозое.

Рудоносные метасоматиты — это линейно вытянутые тела переменной мощности (до нескольких десятков метров) и значительной протяженности в плане и в разрезе (до нескольких километров). Двухэтапность образования метасоматических тел отчетливо устанавливается в алюмосиликатных породах. На первом этапе возникают альбииты с эпидот-хлоритовыми, щелочно-амфиболовыми и щелочно-пироксеновыми парагенезисами. Для второго этапа характерны слюдястые и хлоритовые с оксидами железа и марганца парагенезисы. По джеспилитам и железным рудам образуются магнетит-рибекитовые, карбонатно-магнетитовые метасоматиты, эгириниты, а по доломитам и известнякам — перекристаллизованные карбонатные, карбонатно-слюдястые метасоматиты реже — слюдиты. Щелочной метасоматоз постоянно сопровождается карбонатным, особенно в конце первого и на протяжении всего второго этапа минералообразования.

Признаками докембрийских приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов являются

— двухэтапность формирования со сменой натриевого метасоматоза магнезиально-железо(хром, ванадий)-калиевым;

— монометалльность оруденения (без существенной примеси тория) и его возраст (около 1,8 млрд лет);

— состав первичного уранового оруденения со сменой (браннерит)-уранинитовой минерализации первого этапа, коффинит-настурановой второго. При этом поздние образования всегда более продуктивны;

— своеобразный набор элементов — спутников урана, сочетающий халькофильно-сидерофильные и литофильные элементы (Fe, V, Y, TR, Zr, Au;  $\pm$  Ti, Cu, Mo, Ag, Bi, Pb, а иногда Cr, Li, B, F, Mn и др.);

— устойчивый состав минеральных фаций метасоматитов в однотипных вмещающих породах;

— значительное распространение метасоматоза и оруденения на глубину при отсутствии четко выраженной вертикальной зональности;

— преобладание среди летучих компонентов углекислоты.

Помимо вариаций в соотношении разностадийных образований, региональные различия рудоносных метасоматитов могут проявляться в уровнях содержания некоторых компонентов руд, в степени изоморфных замещений в типоморфных минералах, в проявленности перекристаллизации карбонатов и др.

Направленность химизма метасоматического процесса отчетливо фиксируется в алюмосиликатных породах (базальты, гранитоиды, алевролиты) и состоит в привносе  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  на фоне устойчивого выноса  $\text{SiO}_2$ . Максимальное содержание первых двух компонентов достигается в альбиитах соответственно 8—10 и 4—6 %. Специфические мономинеральные породы (существенно кремнистые карбонатные) под воздействием карбонатно-щелочных гидротермальных растворов претерпевают преимущественно перекристаллизацию, сопровождающуюся гематитизацией.

Основные урановые минералы руд — настуран, коффинит, урано-титано-силикаты переменного состава (смесь оксидов?); подчиненное значение имеют браннерит и уранинит. Существенной примесью руд оказываются нередко апатит, скрытокристаллический циркон (аршиновит), молибденит (оордизит), так что руды становятся комплексными (U — P — Mo — Zr) с широкими вариациями в соотношении компонентов. Помимо этого, в заметных количествах фиксируются Pb, Cu, Zn, TR, Ag, Au и др.

Примечательно проявление на ряде уранорудных объектов помимо карбонатно-альбитовых ассоциаций березитоидных (кварц, серицит, мусковит, турмалин) и аргиллизитовых (гидрослюды, каолин, монтмориллонит, кварц), сопровождаемых обильной вкрапленностью сульфидов (пирит, сфалерит и др.). Мы разделяем мнение А. А. Ашихмина, относящего подобные метасоматические изменения к новому, более позднему этапу минералообразования. Подтверждением тому служит определенный с помощью радиологического метода возраст руд, составляющий для карбонатно-альбитовых метасоматитов 360—350 млн лет (по данным Л. В. Комлева), для березитоидов — 290 (по данным А. Ф. Киселева), для аргиллизитов 240—220 млн лет (по данным Л. В. Комлева).

Главными общими чертами рассмотренных докембрийских и фанерозойских ураноносных метасоматитов, обуславливающих их принадлежность к единому формационному типу, являются

- возникновение после завершения геосинклинального (протогеосинклинального) развития регионов;
- универсальная приуроченность к глубинным разломам и структурам их оперения;
- отсутствие (в общем случае) генетической связи с геологическими формациями;
- одинаковая общая направленность химизма главного этапа щелочного (натриевого) метасоматоза (привнос Na, вынос K и S, окисление  $Fe^{II} \rightarrow Fe^{III}$ );
- интенсивная тонкодисперсная гематитизация жильных минералов метасоматитов, обусловленная высоким окислительным потенциалом минералообразующего раствора;
- значительная роль углекислоты (карбоната) в процессах оруденения.

Урановые месторождения (как докембрийские, так и фанерозойские), локализованные в рассмотренных карбонатно-щелочных метасоматитах, являются типичными объектами, связанными со сквозными рудоконцентрирующими структурами<sup>1</sup>. Их можно отнести к классу мантийных месторождений, происхождение которых вызвано подкоровым процессом. Проводниками мантийных эманаций и тепла выступают глубинные разломы, возникающие или подновленные в связи с тектонической активизацией. Генезис таких объектов не

---

<sup>1</sup> См.: Булгаев К. Б. Отличительные черты месторождений, связанных со сквозными рудоконцентрирующими структурами // Сквозные рудоконцентрирующие структуры. М., 1986.

поддается интерпретации с помощью классических металлогенических концепций и должен рассматриваться с позиций нелинейной металлогении<sup>2</sup>.

В ходе исторического развития характер проявления приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов несколько видоизменился при сохранении главных типоморфных формационных признаков. Наиболее явно изменения отразились на наборе минеральных фаций. Так, в фанерозойских образованиях не установлены альбититы со щелочными темноцветными минералами (рибекитом, эгирином), соответствующие первому этапу в докембрии, а также со слюдами, формированием которых начался второй этап минералообразования. Повсеместно и широко распространенными в фанерозое оказываются хлоритовые и карбонатно-апатитовые разности. Появляются и приобретают значительное распространение низкотемпературные метасоматиты кислотного характера, что означает, по-видимому, переход к другому формационному типу приразломных метасоматитов — аргиллизитам — с преимущественным развитием их уже в мезокайнозое. Таким образом, налицо редуцированность метасоматического процесса с явной тенденцией к понижению его щелочности.

Соответственно изменяется и соотношение гипогенных урановых минералов. Наиболее распространенными в рудах фанерозойских месторождений становятся коффинит и настуран. Уранинит отмечается в подчиненных количествах. Изменяются способ образования и характер выделения браннерита (он является вторичным). Отсутствует давидит. Из урансодержащих минералов более широкое распространение получают апатит и циркон (аршиновит).

Таким образом по мере эволюции от докембрия к фанерозою приразломные карбонатно-щелочные метасоматиты формировались из все менее щелочных и все более низкотемпературных гидротермальных растворов.

В свете развиваемой нами концепции связи приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов с глубинными (подкоровыми) зонами Земли<sup>3</sup> получает объяснение характер их эволюции в геологической истории.

Как полагает А. Е. Шлыгин, причина направленной эволюции минеральных ассоциаций в количественном и ка-

---

<sup>2</sup> См.: Шмураева Л. Я. Отличительные черты докембрийских проявлений урана, связанных с рудоконцентрирующими разломными структурами // Там же.

<sup>3</sup> См.: Шмураева Л. Я. Формационная самостоятельность двух типов натриевых метасоматитов // Сов. геология. 1985. № 7.

## Сравнительная характеристика докембрийских и фанерозойских при-разломных карбонатно-щелочных метасоматитов

| Признаки метасоматитов                          | Докембрий  | Фанерозой   |
|---|--|---|
| Геотектонический режим                          | Тектоно-магматическая активизация протоплатформенного этапа развития регионов  | Тектоно-магматическая активизация платформенного этапа развития регионов  |
| Геологическая позиция                           | Вулкано-тектонические депрессии на архейском складчатом основании; рифтогенные структуры; «протосрединный» гранитоидный массив | Вулканоогенно-тектонические депрессии на каледонском складчатом основании; рифтогенные структуры; срединный гранитоидный массив |
| Рудовмещающие дизъюнктивные структуры           | Зоны объемного катаклаза в глубинных разломах щитов  | Зоны объемного катаклаза в глубинных разломах фундамента и чехла платформы  |
| Предрудные магматические образования            | Ультрамафит-мафитовые (иногда только дайковые) субщелочного K — Na профиля   |   |
| Соотношение разноэтапных образований            | $I \geq II; III \approx 0$   | $I = 0; II \geq III$  |
| Типоморфные компоненты руд                      | U (Fe, V); $\pm$ Zr, Ti, Mo, Cu, Pb, Bi, Ag, Li, Cr, TR.<br>$CO_2 \gg P_2O_5; \pm S, F, B$                                     | U (Zr, Mo); $\pm$ Ti, Cu, Pb, TR<br>$CO_2 \leq P_2O_5; \pm F, S, B$   |
| Степень проявления жильно-прожилковой фации руд | Умеренная; преимущественно локализована в контурах рудных тел  | Значительная; обычные ореолы в удалении от метасоматических тел   |
| Температурный режим минералообразования         | Высоко-, средне- и низкотемпературный  | Средне- и низкотемпературный  |

**Примечание.** I—III — типоморфные ассоциации последовательных этапов минералообразования: I — со щелочно-амфиболовыми и щелочно-пироксеновыми парагенезисами, II — со слюдистыми и (или) хлоритовыми парагенезисами, III — с гидрослюдисто-аргиллитовыми парагенезисами.

чественном отношении состоит в потере флюидов глубинными геосферами<sup>4</sup>. Отсутствие распространенных образований в архее объяснимо в таком случае специфическими усло-

<sup>4</sup> Шлыгин А. Е. О причинах изменения минеральных ассоциаций с геологическим временем // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л., 1985.

виями той эпохи — слабой степенью гравитационной дифференциации земных оболочек, высоким термическим градиентом, отсутствием значительных расколов земной коры. Именно для протерозойской эпохи характерно возникновение расколов земной коры. Наряду с рудно-метасоматическими образованиями корового уровня (в связи с пегматитами, гранитами, метаморфитами) появляются амагматические, что вызвано поступлением вещества из подкоровых глубин в результате частичного плавления мантийного субстрата.

Эволюция ураноносных карбонатно-щелочных метасоматитов в филогенетическом аспекте проявляется прежде всего в редуцированности метасоматического цикла за счет исчезновения минеральных фаций и возникновения на этом фоне новых. Кроме того, минеральные образования, представленные в древних месторождениях лишь фрагментарно, получают все более полное проявление в последующих. Это справедливо, в частности, в отношении апатит-цирконовых руд. Если в докембрийских месторождениях такими ассоциациями представлены лишь некоторые рудные тела отдельных месторождений, то в фанерозое они могут составлять целые месторождения (см. таблицу).

Цикличность развития, повторяемость во времени заключается в появлении приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов в разные геологические эпохи.

Консервативными признаками оказываются весьма значительный вертикальный размах участков метасоматитов и оруденения, а также выдержанность их минерального состава при отсутствии вертикальной зональности. Это свидетельствует об относительной стабилизированности физико-химической системы в течение длительного времени. Отчетливо устанавливаются лишь в целом более низкотемпературные условия минералообразования в фанерозойских метасоматитах.

## РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАК ОСНОВА ПОИСКОВОЙ МИНЕРАЛОГИИ

*В. П. АФАНАСЬЕВ, канд. геол.-мин. наук*

Развитие геологических объектов осуществляется в масштабах времени, несоизмеримых с продолжительностью человеческой жизни. Фактически геолог может изучать лишь итог тех или иных процессов, зафиксированный в конечном

состоянии объектов. Поэтому познание развития геологических объектов разворачивается в прошлое в форме ретроспективного прогноза. «Документами» прошлого являются сами геологические объекты (минералы, горные породы, тектонические нарушения и другие геологические образования) и их свойства.

Необходимость изучения прошлого определяется не только познавательными интересами, но в первую очередь диктуется основной целью геологии — целью открытия месторождений полезных ископаемых. Дело в том, что к настоящему времени открыты практически все крупные месторождения с ярко выраженными индикационными свойствами, находящиеся в благоприятной геологической и географо-экономической обстановке, и сегодня на передний план выдвигается задача поиска средних и мелких месторождений с менее контрастными индикационными свойствами, находящихся в неблагоприятной геологической обстановке, главным образом погребенных и глубоко залегающих. Будучи закрытыми, эти объекты в настоящее время не генерируют в законтурном пространстве аномальные минералогические поля, по которым осуществляется их поиск. Древние же поля индикаторных минералов оруденения, представленные либо шлиховыми ореолами, либо изменениями вмещающих пород, в значительной мере преобразованы последующими физико-химическими процессами, а шлиховые ореолы, вовлеченные в более поздние процессы осадконакопления, теряют к тому же прямую пространственную связь с коренными источниками. Таким образом, исследователю встречаются существенно измененные минеральные ассоциации, тогда как для решения задач прогнозирования характера и местоположения объектов поиска необходимо восстановление их первоначального облика. Поэтому решение проблемы развития минеральных ассоциаций в экзогенных условиях играет на сегодняшний день важнейшую роль в прогнозировании месторождений и в конечном счете в развитии самой поисковой минералогии.

Шлихо-минералогический метод поиска, в основе которого лежит прослеживание шлиховых потоков рассеяния минералов месторождений, экспонированных на дневной поверхности, является одним из наиболее результативных. Однако в такой форме он несостоятелен при поиске погребенных месторождений, которые не дают современных потоков рассеяния, но сопровождаются площадными шлиховыми ореолами минералов, развитыми в захороняющих толщах и

имеющими переотложенный характер<sup>1</sup>. Кроме того, минералы древних шлиховых ореолов имеют признаки разнообразных экзогенных физико-химических изменений, механического износа, не характерные для современных потоков рассеяния. В связи с этим возникла острая необходимость совершенствования шлихо-минералогического метода поисков, расширения рамок его применимости, распространения на новые типы поисковых обстановок.

Исследование нами данного вопроса применительно к поиску месторождений алмазов шло по трем основным направлениям: 1) изучение типоморфных особенностей индикаторных минералов кимберлитов и их шлиховых ассоциаций в связи с геологическими условиями, ответственными за их появление (генетическое направление); 2) расшифровка последовательности появления на минералах изученных типоморфных особенностей (онтогенетическое направление); 3) выяснение литолого-фациальных, геоморфологических и других условий формирования шлиховых ореолов (геологическое направление). В обобщенном виде развитие этих направлений представляется как изучение в историческом плане, с начального момента развития шлихового ореола, системы минерал (шлиховая минеральная ассоциация) — геологическая среда. На наш взгляд, те же задачи необходимо решать и при совершенствовании шлихо-минералогического метода поиска других полезных ископаемых.

Итогом проведенных исследований явилась выработка нового подхода к шлихо-минералогическим поискам. Кратко его можно охарактеризовать как переход от изучения шлиховых ореолов в рамках статических моделей, свойственного шлихо-минералогическому методу в его традиционной форме, к использованию ретроспективных моделей. С данной позиции шлиховой ореол рассматривается как итог длительного развития первичного шлихового ореола, сформированного в начальный период размыва коренного источника. Существенными чертами этого развития являются, во-первых, повторяющиеся этапы переотложения шлиховых минералов во все более молодые отложения, вследствие чего разрывается прямая связь шлихового ореола с коренным источником, причем количество этапов переотложения и их условия регулируются общим режимом осадконакопления в регионе; во-вторых закономерное изменение первичной шлиховой ас-

---

<sup>1</sup> См.: Афанасьев В. П., Зячук Н. Н. Минерогения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геол. и геофиз. 1987. № 1.

социации минералов в зависимости от конкретной геологической обстановки как на отдельных этапах истории шлихового ореола, так и в целом в процессе эволюции от первичного потока рассеяния до конечного состояния в изучаемом шлиховом ореоле.

В широком плане развитие есть закономерное, необратимое и направленное изменение материальных объектов. Обратимые изменения характерны для процессов циклического воспроизведения постоянной системы связей и отношений. При отсутствии направленности изменения не могут накапливаться, что лишает процесс свойственной развитию единой внутренней взаимосвязанной линии. Отсутствие закономерностей в изменениях придает им характер флуктуаций или случайных изменений катастрофического характера. В результате развития возникает качественно новое состояние объекта. Существенной характеристикой развития объекта является время, поскольку любое изменение растянуто во времени и время выявляет его направленность.

Развитие может осуществляться только в рамках неравновесных систем, которыми, как правило, являются системы объект — среда (в нашем случае — система минерал (минеральная ассоциация) — геологическая среда). Движущей силой развития является противоречие между объектом и средой. Возникающие при этом процессы изменения (и объекта, и среды как частей одной системы) направлены в сторону уменьшения меры противоречия. Данное положение отражено в принципе симметрии П. Кюри. В соответствии с этим принципом, противоречие между характеристической симметрией объекта и характеристической симметрией среды, выступающее в форме диссимметрии, служит причиной изменений. «Это она, диссимметрия, творит явление»<sup>2</sup>.

Категория развития дополняется категорией гармонии. «Гармоническое развитие — это движение в определенном направлении, при котором разрешение противоречия достигается не любым устранением старого и заменой его каким угодно новым, а таким, которое представляло бы собою лишь свою для данной системы противоположность»<sup>3</sup>. Следовательно, гармоническое развитие есть такое изменение, которое обеспечивает переход системы из одного состояния в другое, соответствующий характеру системы

<sup>2</sup> Кюри П. Избр. тр. М.; Л., 1966. С. 127.

<sup>3</sup> Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О. Варнацкий апалит эволюции магматических систем. Л., 1984. С. 30.

и тому противоречию, которым обуславливается изменение. А это означает, что в развивающихся системах в процессе их движения от простого к сложному отсутствуют такие тенденции изменений, которые были бы направлены друг против друга, вследствие чего не все возможности системы в данных конкретных условиях были бы реализованы. «Следовательно, гармоническое развитие имеет одним из важных своих признаков сохранение последующими стадиями всех существенно важных структур и функций, которые система приобрела в процессе своего предыдущего развития»<sup>4</sup>.

Для природных систем развитие от простого к сложному означает накопление «памяти» о событиях их истории, запечатленных в различных особенностях систем. Применительно к минеральным ассоциациям под гармоничным развитием следует понимать четкое проявление типоморфных особенностей, которые наиболее полно отражают условия среды, ответственные за их появление, т. е. тот случай, когда конкретные условия среды фиксируются в минералах максимальным количеством характерных (индикационных) признаков при наиболее четком их качественном выражении (но не обязательно в количественном отношении!). В конечном итоге гармоническое развитие — это максимально благоприятный путь изменения неравновесной системы, в частности системы минерал — среда, направленный в сторону уменьшения неравновесности.

Все изменения, которые претерпевают кимберлитовые минералы в процессе формирования шлиховых ореолов, можно связать с двумя видами неравновесности: гравитационной неравновесностью, определяющей подвижность минералов в процессе формирования шлиховых ореолов, и физико-химической неравновесностью, связанной с удаленностью реальных условий на дневной поверхности от условий равновесного существования минералов. Пути развития шлиховых минеральных ассоциаций можно охарактеризовать, по П. Гленсдорфу и И. Пригожину, как историю последовательных неустойчивостей<sup>5</sup>. Причиной таких неустойчивостей является смена ландшафтно-динамических и физико-химических условий, в которых развиваются минеральные ассоциации. Неоднородность шлиховых ассоциаций по физико-химической устойчивости и механической прочности минералов обуславливает постепенное уничтожение в данном ряду менее

---

<sup>4</sup> Великославинский Д. А., Елисеев Э. Н., Кратц К. О., Вариационный анализ эволюции магматических систем. С. 30.

<sup>5</sup> См.: Гленсдорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, устойчивостей и флуктуаций. М., 1973.

устойчивых и относительное накопление более устойчивых минералов, а различия минералов в плотности и гранулометрии приводят к сортировке по гидравлической крупности. В конечном итоге шлиховая ассоциация «вызревает», относительно обогащаясь устойчивыми минеральными индивидами, которые благодаря максимальному сроку своего существования несут на себе отпечатки всех «неравновесностей», через которые прошло их развитие.

Обратимся к конкретным формам и элементам развития шлиховых ассоциаций кимберлитовых минералов в зависимости от указанных выше типов неравновесности.

**Гравитационная неравновесность.** Этот тип неравновесности обуславливает, во-первых, механическое истирание движущихся минералов; во-вторых, сортировку шлиховой ассоциации по гранулометрии и плотности слагающих ее минералов.

В порядке убывания механической прочности основные индикаторные минералы кимберлитов образуют следующий ряд: алмаз — циркон — пироп — хромшпинелид — оливин — пикроильменит — клинопироксен. Общей закономерностью является преимущественное разрушение трещиноватых, высокодефектных зерен. Вследствие одного только механического износа шлиховая ассоциация обогащается монокристалльными изометричными алмазами (особенно устойчивы к изпосу округлые ромбододекаэдрониды); хромистыми пиропами фиолетовой гаммы цвета (малохромистые оранжевые сильнее разрушаются вследствие повышенной дефектности); монокристалльными зернами пикроильменита (зерна агрегатного строения разрушаются легче); изометричными нетрещиноватыми зернами циркона, оливина и хромшпинелида; нетрещиноватыми, без включений зернами хромдиопсида (однако этот минерал встречается в шлиховых ореолах крайне редко). В целом ассоциация обогащается механически прочными, преимущественно малодефектными зернами минералов. При прочих равных условиях степень износа растет экспоненциально с увеличением размера зерен.

Дифференциация транспортируемой ассоциации основных минералов шлиховых ореолов кимберлитов — пироба, пикроильменита и хромшпинелида — по гидравлической крупности приводит к разделению пироба и рудных минералов, поскольку обладающий меньшей плотностью пироб более подвижен. Легче и дальше переносятся мелкие зерна минералов, благодаря чему осуществляется разделение по гранулометрии. В целом в распределении шлиховых минералов относительно коренного источника наблюдается такая

закономерность: ближе к кимберлитовому телу концентрируются более тяжелые (преимущественно пикроильменит) и крупные минералы, по мере удаления (что соответствует возрастанию зрелости) повышается относительная доля минералов мелких гранулометрических классов и растет доля пиропса.

Высшей зрелости при гравитационной неравновесности шлиховые ассоциации достигают в прибрежно-морских обстановках, где сочетаются условия для максимального механического износа и наиболее глубокой гидравлической сортировки (по плотности и гранулометрии). В таких обстановках возможно выделение практической чистой алмазпироповой ассоциации, в которой не только пиропсы окатаны до шариков, но и алмазы имеют следы истирания. Отсутствие пикроильменита в подобных ореолах обусловлено, вероятно, полным его уничтожением при истирании вследствие пониженной механической прочности. Во всяком случае, объяснить отсутствие пикроильменита гидравлической сортировкой по плотности нельзя, поскольку с чисто пироповыми ореолами, как правило, не сопряжены мономинеральные пикроильменитовые ореолы. Здесь же осуществляется наилучшая сортировка по гранулометрии: отклонение размера зерен от среднего на дисперсию обычно не влияет. Чем меньше средний размер минералов, тем выше доля пиропса в ассоциации, вплоть до исключительного его преобладания.

Таким образом, развитие исходной шлиховой ассоциации под действием механических факторов направлено в сторону накопления абразивно устойчивых минералов, повышения доли пиропов (и накопления вместе с ними близкого по плотности и максимально твердого алмаза) и нивелировки гранулометрии. По степени проявления данных факторов можно определить, в каких условиях формировался ореол. Минимальной зрелостью обладают континентальные ореолы, максимальной — прибрежно-морские. Выделяются также ореолы переходных литодинамических обстановок, которым соответствует средняя степень зрелости ассоциаций.

**Физико-химическая неравновесность.** Установлены четыре типа обстановок, в которых кимберлитовые минералы шлиховых ореолов подвергаются физико-химическим изменениям: 1) условия корообразования; 2) условия диагенеза; 3) условия метагенеза; 4) условия метасоматоза в связи с интрузиями дифференцированных графитов.

В условиях корообразования кимберлитовые минералы испытывают максимальные изменения. Пироп растворяется с образованием положительного бугорчатого рельефа (кубо-

идный тип растворения) или каналов травления по дефектам кристаллической решетки (дислокационный тип растворения). Крайней равновесной формой растворения является выпуклогранный кубоид. Пикроильменит либо лейкоксенизируется, либо растворяется с образованием тонкого рельефа, дающего суммарный отблеск в луче света. У хромшпинелида растрескивается наружная зона.

Для всех минералов весьма характерно коррозионное растрескивание, представляющее собой самопроизвольную диспергацию как следствие эффекта адсорбционного понижения прочности. Для хромшпинелида коррозионное растрескивание служит, вероятно, главным механизмом выветривания. Максимальной устойчивостью в корках выветривания обладают алмаз и циркон, хотя и у них, возможно, происходит частичная самопроизвольная диспергация по ранее существовавшим трещинам. Среди хромшпинелидов разрушаются преимущественно зерна с повышенным содержанием хрома. В то же время хромистые пиропы более устойчивы и выветрелые ассоциации обогащаются ими за счет разрушения малохромистых. В выветрелых ассоциациях пикроильменита накапливаются низкотитанистые и низкомагнезиальные зерна, ферромагнитные при комнатной температуре. Кроме того, легче разрушаются зерна агрегатного строения. Оливин в корках выветривания уничтожается полностью.

В целом ряд гипергенной устойчивости выглядит следующим образом: (алмаз, циркон) — хромшпинелид — пикроильменит — пироп — хромдиоксид — оливин. Необходимо отметить, что гипергенные изменения весьма сильно снижают механическую прочность минералов, что способствует последующему их разрушению в процессе переотложения и повторной транспортировки.

Условия диагенеза оказывают на минералы минимальные воздействия — единственной их формой является, вероятно, слабое коррозионное растрескивание.

Изменения пиропов в условиях метagenеза (начального эпигенеза) установлены нами в триасовых коллекторах прибрежно-морского генезиса в Предверхоьянье. Пироп в данных условиях инконгруэнтно растворяется с образованием хлорита и развитием пирамидально-черепитчатого рельефа растворения. Более устойчивы, как и в корках выветривания, хромистые пиропы фиолетовых оттенков. Изменения пикроильменита в условиях метagenеза не изучены. Данный тип изменений характерен преимущественно для прибрежно-морских коллекторов по окраинам платформы, подверженным складкообразованию.

Метасоматические изменения под воздействием дифференцированных трапловых интрузивов выражаются у пиропов в инконгруэнтном растворении с образованием пирамидально-черепитчатого рельефа при более высокой устойчивости хромистых пиропов. Пикроильменит замещается агрегатами хорошо окристаллизованного анатаза.

На основе краткой характеристики многообразных изменений, претерпеваемых кимберлитовыми минералами при формировании шлиховых ореолов, можно сделать следующие выводы.

Во-первых, эти изменения имеют закономерный характер и специфичность проявления, что позволяет по наличию того или иного типа изменений, зафиксированного на отдельных минералах или в целом на шлиховой ассоциации, идентифицировать геологические условия, ответственные за их появление (т. е. выявить факторы морфогенеза в широком понимании этого термина).

Во-вторых, факторы морфогенеза не зависят друг от друга и не совмещаются во времени, благодаря чему каждому типу изменений соответствует определенный этап истории шлихового ореола.

В-третьих, существует возможность последовательной «записи» на минералах (минеральных ассоциациях) проявлений различных факторов морфогенеза, при этом проявление каждого последующего фактора накладывается на следы предыдущего, в определенной мере стирая, модифицируя их, но не уничтожая полностью.

В-четвертых, можно прочесть, расшифровать минералогическую «память» о геологических событиях в истории минералов (ассоциаций) от конечного их состояния до начального, соответствующего первому этапу развития шлихового ореола, непосредственно связанному с размывом коренного источника.

В-пятых, имеется возможность реконструкции «немых» периодов геологической истории, для которых не сохранилось геологических «документов» в форме осадочных образований вследствие более позднего их размыва, но «память» о которых запечатлена на кимберлитовых минералах — устойчивых продуктах переотложения.

Полнота и детальность реконструкции геологической истории на основе расшифровки минералогической «памяти» зависят от числа этапов морфогенеза (чем их больше, тем сложнее задача), от четкости проявления отдельных факторов морфогенеза в типоморфных особенностях минералов (ассоциаций) и от количественного проявления на минера-

лах (ассоциациях) каждого фактора морфогенеза (т. е. от того, в какой мере он стирает следы предшествующих этапов морфогенеза). Чем более зрелой является минеральная ассоциация, тем меньше она сохраняет первичной информации, тем сложнее реконструкция ее истории.

Таким образом, развитие шлиховых минеральных ассоциаций в экзогенных условиях есть процесс их «вызревания», т. е. относительного накопления устойчивых к механическим и физико-химическим изменениям минералов. Движущей силой развития является постоянно возобновляемая неравновесность в системе минерал (минеральная ассоциация) — среда, обусловленная сменой геологических обстановок. В каждом случае процессы изменения минералов направлены в сторону уменьшения неравновесности, чем определяется единообразие, закономерный характер этих процессов. Пути развития шлиховой минеральной ассоциации можно представить как историю последовательных неравновесий, каждое из которых фиксируется в минералах и в составе ассоциаций в виде специфических черт, ретроспективный анализ которых позволяет реконструировать геологические условия, вызвавшие «неравновесия», и определить их последовательность. «Вызревание» шлиховой ассоциации приводит к уменьшению количества минеральных видов и индивидов, т. е. к упрощению ее вещественной организации.

## РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МИНЕРАЛЕ

*М. Ю. ПОВАРЕННЫХ*

При ретроспективном взгляде на минералогию становится виден тот извилистый путь, которым развивалась мысль исследователей при формулировании понятия, отражающего основной объект этой науки — понятия «минерал». Безусловно, степень отражения в формулировке данного понятия сущности природной системы отвечает объективному уровню развития самой науки, ее методологии и методик, хотя нельзя, конечно, отрицать наличие субъективного влияния на этот процесс традиций, научных школ, наконец, авторитета отдельных ученых.

Анализ состояния разработки понятийного аппарата в современной минералогии проводился в последнее время А. С. Поваренных, Д. П. Григорьевым, Н. П. Юшкиным и

рядом других исследователей<sup>1</sup>. По-видимому, наиболее полно представления об основном объекте минералогии выражены в формулировке Н. П. Юшкина: «Минералами называются дискретные органически целостные системы взаимодействующих атомов, упорядоченных с трехмерной неограниченной периодичностью их равновесных положений, являющиеся относительно неделимыми структурными элементами горных пород и дисперсных фазово-гетерогенных образований»<sup>2</sup>. «...Минерал, — отмечает этот же автор, — является элементарной системой относительно автономного структурного уровня организации материи — минеральной, специфику которого составляет кристаллическое состояние вещества...»<sup>3</sup>

Вместе с тем условность модели кристаллической решетки хорошо осознавали основоположники кристаллохимии В. М. Гольдшмидт, Л. К. Полинг и У. Брэгг. То, что «кристаллохимия — наука, основные представления которой являются по существу модельными»<sup>4</sup>, ясно представляют себе и советские исследователи. Отчетливо понимал ущербность подхода к минералу как к «куску» кристаллической среды академик А. В. Шубников. Представление о кристалле как о бесконечной пространственной решетке, считал он, не имеет ничего общего с понятием кристаллического индивидуума, «ибо любой кусок такой пространственной решетки ничем, кроме внешней формы, не отличается от „целого“, „неделимого“ кристалла»<sup>5</sup>. «...Всякий реальный кристалл... представляет собой некий организм, состоящий обычно из одного ядра, т. е. начальной точки роста, и различных органов, т. е. пирамид роста, зональных оболочек, поверхностей и линий раздела пирамид и внешних граней. Отдельные части кристалла не тождественны друг другу по своим свойствам. Часть

---

<sup>1</sup> См.: Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, 1966; Григорьев Д. П. Расширение понятия о конституции минералов // Кристаллография и минералогия. Л., 1972. (Тр. Федоровской сессии 1969); Юшкин Н. П. История минералогии и эволюция фундаментальных минералогических идей // Научн. докл. Коми фил. АН СССР. 1984. Вып. 102; и др.

<sup>2</sup> Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии: Избранные проблемы. Л., 1977. С. 24.

<sup>3</sup> Юшкин Н. П. Топоминералогические исследования А. Е. Ферсмана и создание основ научной топоминералогии // Минерал. журн. 1983. Т. 5, № 5.

<sup>4</sup> Белов Н. В., Бокий Г. Б., Франк-Каменецкий В. А. и др. Что нового в так называемой «новой» кристаллохимии? // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3.

<sup>5</sup> Шубников А. В. Кристалл-индивидуум и кристаллическая среда // Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и педагогической деятельности. Т. I. М., 1936. С. 107.

кристалла может существенно отличаться от целого кристалла; если угодно, поэтому кристалл неделим»<sup>6</sup>. Далее А. В. Шубников делает вывод, что «история кристаллографии в общем не благоприятствовала укреплению взгляда на кристалл как на индивидуум; и если этот взгляд продолжает существовать до сих пор, то причину этого явления следует искать вне кристаллографии»<sup>7</sup>.

Ограниченность решетчатой модели строения минералов видна уже сейчас: эта модель если и позволяет рассчитывать ряд свойств наиболее простых минералов, то оказывается непригодной для количественного исследования явлений массопереноса, так как в идеальной решетке диффузия не может происходить. Усовершенствованная модель решетки, учитывающая тепловые колебания атомов и наличие равновесных для данной температуры и давления концентраций точечных дефектов, позволяет лишь оценить параметры самодиффузии в наиболее чистых и наименее дефектных кристаллах<sup>8</sup>.

В реальных кристаллах минералов, кроме того, что имеются самые разнообразные дефекты, такие как мозаичность, микродвойники, дислокации, поли типы, смешанослойность, примесные атомы, вакансии, электронно-дырочные центры и др., всегда присутствуют зональность и секториальность, что не учитывается названной моделью сложения минералов. Неприменима она и к неоднородным аperiodическим кристаллам, к обнаруженным в последнее время биопироболам и квазикристаллам, состав и структура которых резко меняются в одном зерне<sup>9</sup>. То же, по-видимому, относится и к минеральным индивидам, состав которых в одном зерне варьирует от пирита до бравойта, от гроссуляра до андрацита и т. п.

Становится очевидным, что постепенно, по мере возрастания интереса к реальным кристаллам минералов, к генетической информации, заложенной в них, а также по мере применения все более локальных методов исследования вещества накапливаются факты, которые входят в противоречие с ныне общепринятой кристаллохимической парадигмой минералогии. Намечается смена ее другой парадигмой. Необ-

<sup>6</sup> Там же.

<sup>7</sup> Там же.

<sup>8</sup> См.: Лариков Л. Н. Пластическая деформация и подвижность атомов в кристаллической решетке // *Металлы, электроны, решетка*. Киев, 1975.

<sup>9</sup> См.: Воронов В. В., Осико А. В., Осико В. В., Прохоров А. М. Квазикристаллы // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 276, № 4.

ходимо переосмыслить представление об объекте минералогии как фундаментальной науке, по-новому подойти к выявлению наиболее существенного признака такого специфического природного явления, каким является минерал.

Поиск сущности любого природного объекта или явления как писал В. И. Ленин, следует проводить, пользуясь принципом историзма: «не забывать основной исторической связи, смотреть на каждый вопрос с точки зрения того, как известное явление в истории возникло, какие главные этапы в своем развитии это явление проходило, и с точки зрения этого его развития смотреть, чем данная вещь стала теперь»<sup>10</sup>. Поэтому нам представляются методологически неверными для нынешнего этапа развития минералогии предложения некоторых исследователей, не пытающихся провести методологический анализ основных категорий данной науки, ограничить сферу изучения минералов рамками земной коры, не вовлекая в рассмотрение объекты органического, техно- и космогенного происхождения. Напротив, во всех перечисленных выше объектах надо искать черты общности, которые позволили бы отнести их к единому уровню развития материи — минеральному, выделив ту его элементарную «клеточку», в которой, как в зародыше, содержалась бы минеральная система в целом.

Во фрагменте «К вопросу о диалектике» В. И. Ленин называет два важнейших принципа выделения подобной «клеточки». Он пишет, что ею, во-первых, должно быть самое простое, обычное, самое «массовидное», миллиарды раз повторяющееся отношение, а во-вторых, это отношение должно быть основным, заключать в себе возможность самодвижения и развития, вести к раскрытию всех противоречий данной системы. Ленин отмечал, что такое отношение возникает в момент раздвоения единого на взаимоисключающие противоположности<sup>11</sup>.

Модель кристаллической решетки является слишком упрощенной и не предполагает самодвижения и развития, не позволяет раскрыть всего многообразия минеральной системы. Ранее мы показали, что ограничиваться при описании специфики минеральной формы движения материи по сравнению с молекулярной (химической) одной лишь характеристикой «кристалличности» не представляется в достаточной степени обоснованным<sup>12</sup>. Нужен переход от сущности

<sup>10</sup> Ленин В. И. Полн. собр. соч. Т. 39. С. 67.

<sup>11</sup> Там же. Т. 29. С. 318.

<sup>12</sup> См.: Поваренных М. Ю., Онопренко В. И. О сущности минерала // Геол. журн. 1986. Т. 46, № 5.

«первого рода», по выражению В. И. Ленива (в нашем случае ею будет кристаллохимическая сущность), к сущности «второго рода», более глубоко отражающей диалектику системы «минерал».

Вся история развития минерала от зарождения до распада запечатлена (и в прямом, и в переносном смысле) в его поверхностях. Кристалл минерала, его объем, создается их перемещением и является, по существу, суперпозицией траекторий этих перемещений. Любая точка внутри минерала была в определенный момент времени точкой его былой поверхности<sup>13</sup>. Влияние среды минералообразования заключается либо в ее непосредственном вхождении в состав минерала<sup>14</sup> в виде включений, закономерно располагающихся по зонам роста, либо в наличии многочисленных дефектов — отклонений от кристаллографически правильной «укладки» минералообразующих элементов в наружных (на данный момент времени) его слоях<sup>15</sup>. Именно на поверхностях минерала «ведется запись» его генетической информации как меры неоднородности в распределении энергии или вещества (или того и другого вместе) в пространственно-временном континууме, связанном с растущим кристаллом минерала<sup>16</sup>. Информация эта закрепляется в строении минерала, проявляется в его свойствах, а накапливаясь, определяет в каждом конкретном случае меру его негэнтропии.

Приведем некоторые экспериментальные и природные данные, подтверждающие изложенное.

В работах металловедов показано, что кристаллизация при незначительном переохлаждении обусловлена гетерогенным зародышеобразованием, а гомогенная (спонтанная) кристаллизация у металлов не наблюдалась<sup>17</sup>. Если этот процесс и реализуется по гомогенному сценарию, то «его следует считать не только флуктуационным, но и поверхностным явлением»<sup>18</sup>, так как «вследствие малости зароды-

<sup>13</sup> См.: Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Оятогения минералов: Индивиды. М., 1975.

<sup>14</sup> См.: Процессы реального кристаллообразования/Под ред. акад. Н. В. Белова. М., 1977.

<sup>15</sup> См.: Асхабов А. М. Диссипативные структуры в кристаллогенезисе // Науч. докл. Вып. 88. Сыктывкар, 1982. (Препринт/Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

<sup>16</sup> См.: Власов А. А. Статистические функции распределения. М., 1966; Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М., 1978.

<sup>17</sup> См.: Овсепко Д. Е. О гомогенном зарождении центров кристаллизации в жидких металлах // Рост кристаллов. Т. II. М., 1975.

<sup>18</sup> Скрипов В. П., Коварда В. П. Спонтанная кристаллизация переохлажденных жидкостей: Зарождение кристаллов в жидкостях и аморфных твердых телах. М., 1984. С. 24.

шей значительная часть относящихся к ним молекул входит в состав межфазного переходного (поверхностного) слоя»<sup>19</sup>.

Представление о том, что кристаллы минералов при своем зарождении целиком состоят из поверхности<sup>20</sup>, подтверждается некоторыми фактами природного минералообразования. Поскольку существуют различия в проявлении эффекта температурного сближения атомов для поверхностных слоев кристалла и его объема, можно ожидать, если это представление верное, что кристаллы должны возникать в виде высокотемпературных модификаций и оставаться такими до достижения некоторых критических размеров. Так, очень тонкие пластинки и игольчатые кристаллы сульфида цинка (ZnS) имеют структуру 2H, а выросшие одновременно более крупные (в результате перехода поверхностных формирований в стабильную фазу) представлены политипами или даже сфалеритом. Аналогично нитевидные кристаллы карбида кремния (SiC) толщиной менее 1 мкм, возникающие при восстановлении кремния углеродом (при 2400 °C), имеют структуру вюртцита, в то время как выросшие объемные кристаллы представлены политипами<sup>21</sup>.

В работах по фазовым переходам показывается, что механизм кристаллизации в принципе нельзя свести к постепенному укрупнению существующих в расплаве или растворе полуупорядоченных скоплений-кластеров («мицелл», «дозародышей», «нежизнеспособных зародышей» и т. п.), присутствие которых в среде кристаллизации тем не менее фиксируется по увеличению вязкости расплавов и растворов при приближении их к точке фазового перехода. Эти частицы, беспорядочно ориентированные и не способные к самостоятельному росту, могут высаживаться на уже готовые поверхности кристалла, образуя полуупорядоченные слои, переходящие затем в слои роста.

Таким образом, данные экспериментов и природные наблюдения подводят к мысли о *сущностном* значении поверхности и поверхностных свойств (наряду со свойством кристалличности) при рассмотрении основного объекта минералогии.

Но чтобы последовательно и до конца провести при таком рассмотрении принцип историзма, необходимо попытаться представить образование в далекой от равновесия первичной газовой туманности *первого минерала* и формирование, та-

---

<sup>19</sup> Скрипов В. П., Коверда В. П. Спонтанная кристаллизация переохлажденных жидкостей... С. 24.

<sup>20</sup> См.: Процессы реального кристаллообразования.

<sup>21</sup> Там же.

ким образом, новой системы газовая туманность — минерал, или газопылевой туманности. Только тогда можно понять механизм действительно гомогенного зародышеобразования минерала. В условиях Земли процессы минералообразования всегда гетерогенны: в них участвуют стенки трещин и полостей, замещаемый субстрат при метасоматозе, взвесь пылевых частиц в атмосфере и гидросфере и т. п.

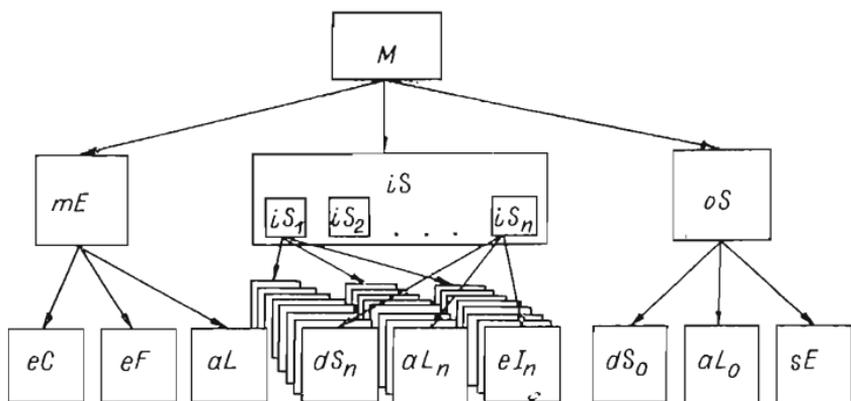
В соответствии с синергическими представлениями о возможности флуктуационного возникновения в открытых, далеких от равновесия системах новых, устойчивых, самоподдерживающих структурно-функциональных образований — диссипативных структур<sup>22</sup>, на некоторой стадии развития газовой туманности должна была возникнуть ситуация, благоприятная для формирования подобных структур. Можно предположить, что этот новый для системы «газовая туманность» объект представлял собой ограниченный *первой поверхностью* (для обозначения которой можно предложить особый термин «сюрфасеаль») замкнутый объем, стабилизированный первым адсорбционным слоем. Он разрастался, поверхность за поверхностью, по мере насыщения дальнедействующих активных точек на сюрфасеали минералобразующими элементами, присутствующими в туманности — атомами, ионами, группами атомов.

Симметрия подобных объектов могла быть некристаллографической (пятого, седьмого и более высоких порядков), а плоскогранность и прямореберность на этих первых этапах, по всей вероятности, могли отсутствовать. Состав данных объектов мог соответствовать составу окружающей среды — газовой туманности, из которой они возникли, и, скорее всего, резко отличался от состава привычных нам земных минералов. То есть непохожесть состава и отсутствие в этих необычных по земным меркам объектах кристаллической структуры как таковой не являются достаточным условием для отрицания их принадлежности к царству минералов. Данные объекты — первые минералы — представляют собой как бы «оголенную суть», элементарную «клеточку», в которой, как в зародыше, содержится минеральная система в целом. Они являются носителями фактически одного свойства, которое определяет их дальнейшее развитие, — свойства обладания поверхностью.

Это тривиальное в нашем обыденном представлении свойство для системы «газовая туманность» явилось качественным

---

<sup>22</sup> См.: Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах: От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М., 1979.



Структурная схема строения минерала (пояснения см. в тексте).

скачком, первым отрицанием (второе проявилось при формировании агрегата минералов, горной породы), степенью по сравнению с существовавшими в ней атомами, ионами и молекулами, которые не обладали данным свойством. Таким образом, минералы, обязанные своим появлением сюрфасеали, возникающей в далекой от равновесия газовой туманности, и являющиеся единственными ее носителями в новообразованной газопылевой туманности, как бы задают основной тон дальнейшему развитию материи и обуславливают наличие поверхностей во всех последующих вышестоящих структурных уровнях — горно-породном, формационном, планетарном, звездном, а также в биологическом и социальном <sup>23</sup>.

Исходя из сказанного о сущностной роли поверхности (фазовой границы) и поверхностных свойств при определении понятия «минерал», следует под этим углом зрения дополнить ныне существующую парадигму или изменить ее. Представление о минерале как о «куске» кристаллической среды превратилось к настоящему времени в весьма развитую парадигму, а, по мнению Т. Куна <sup>24</sup>, подобная ситуация благоприятствует обнаружению на фоне такой парадигмы аномалий. Некоторые из них упоминались выше.

В предлагаемой здесь структурной схеме строения минерала  $M$  (см. рисунок) учтены такие фундаментальные «аномалии», как наличие «краевых эффектов сверху» —  $oS$  (*outer surface* — внешняя поверхность) — и «снизу» —  $eF$  (*early Film* — первичная поверхность, сюрфасеаль), включений минералообразующей среды  $eI$  (*environment Inclu-*

<sup>23</sup> См.: Зубков И. Ф. Проблема геологической формы движения материи. М., 1979.

<sup>24</sup> См.: Кун Т. Структура научных революций. М., 1975.

sion). Основными структурными элементами минерала являются  $mE$  (*mineral Embryo* — зародыш минерала, протоминерал),  $iS$  (*inner Surfaces* — система вложенных друг в друга поверхностей) и  $oS$ . Члены этой триады, в свою очередь, сами состоят из триад. Так,  $mE$  включает в себя  $eC$  — замкнутую область пространственно-временного континуума, возможно обладающую римановской метрикой (*enclosed Continuum*); облекающую ее первичную поверхность  $eF$ ; квазижидкую-кваситвердую пленку, сюрфасаль, стабилизированную первичным адсорбционным слоем  $aL$  (*adsorption Layer*).

Каждая из систем внутренних поверхностей  $iS$  является замкнутым четырехмерным образованием, состоящим из неоднородной по степени насыщения связей между ее элементами — атомами и системами атомов — поверхности  $dS$  (*disordered Surface*), адсорбционного слоя  $aL$  и включений минералообразующей среды  $eI$ . Именно к этому члену главной триады приурочено появление таких свойств, как зснарность и секториальность минералов. Взаимодействие минерала и минералообразующей среды происходит в области пространства по обе стороны от фазовой границы  $sE$  (*structured Environment*), где проявляется их взаимное вещественное, энергетическое и информационное влияние. Внешняя неоднородная поверхность  $dS_0$  и адсорбционный слой  $aL_0$  находятся в резко неравновесных условиях и отличаются от подобных образований в системе  $iS$  более высокой степенью ненасыщенности связей.

Как видно из приведенной схемы, система внутренних поверхностей  $iS$  может в какой-то степени аппроксимироваться моделью пространственной решетки, т. е. ныне принятая парадигма входит в качестве составной части в создающуюся на наших глазах новую парадигму (см. работы Г. Г. Леммлейна, А. В. Шубникова, Д. П. Григорьева, Н. П. Юшкина, В. А. Попова, Г. И. Дистлера и др.). Этот процесс одним из первых отметил Н. В. Белов<sup>25</sup>.

Итак, в предложенной схеме наибольший интерес с методологической точки зрения представляет первый член главной триады —  $mE$ , зародыш минерала, протоминерал. Сама идея первичных «строительных элементов» минералов восходит, по-видимому, еще к работам Р. Ж. Гаюи, который в 1783—1784 гг., а наиболее полно в 1822 г. высказал мысль о кристалле минерала как о постройке из мельчайших парал-

<sup>25</sup> См.: Белов Н. В. Предисловие // Рост и морфология кристаллов. М., 1972.

лелепипедов (интегрирующих или сустративных молекул), причем для каждого минерала Гаюи предлагал параллелепипед своей формы (для кальцита — ромбоэдр, для берилла — гексагональную призму и т. д.). Е. С. Федоров подошел к своей идее «параллелоэдров» как элементарных «кирпичиков» кристаллов минералов с другой стороны, как бы изнутри, исходя из представления о кристаллических средах — различным образом расположенных в пространстве «правильных системах точек». Предлагаемое нами представление о зародыше минерала базируется на подтвержденном положении о сущностной роли «поверхности» и поверхностных свойств<sup>26</sup>, представлении о флуктуационном характере возникновения в неравновесных условиях устойчивой «диссипативной структуры»<sup>27</sup> с новой пространственно-временной метрикой и растущей поверхностью за поверхностью с сохранением подобия<sup>28</sup>.

В заключение можно сделать некоторые практические выводы. По нашему мнению, для того чтобы расширить спектр знаний в области минералогенезиса, необходимо проводить исследования по таким направлениям, как

— целенаправленный поиск зародышей минералов или их остатков внутри природных кристаллов минералов (в том числе в хондрах метеоритов и космической пыли), при этом особое внимание следует уделять пространству в окрестности так называемого «физического центра» роста;

— моделирование условий кристаллизации, которые бы способствовали «гомогенному» зародышеобразованию минералов;

— исследование возможности «гетерогенного» зародышеобразования минералов в различных средах при потере ими сплошности (кавитационного зарождения пузырьков газа в жидкости, ликвации растворов и расплавов и т. д.).

В теоретическом аспекте предложенная схема, очевидно, влечет за собой некоторое видоизменение многих понятий минералогии, таких как «минерал», «минеральный индивид», «минеральный вид», создание новых понятий (например, «сюрфасеаль») и впоследствии построение на этой основе естественной классификации минералов.

---

<sup>26</sup> См.: Поваренных М. Ю., Оноприенко В. И. О сущности минерала.

<sup>27</sup> См.: Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах...

<sup>28</sup> См.: Власов А. А. Статистические функции распределения.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРАВЛЕННОГО И ЦИКЛИЧЕСКОГО ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕРОДА И ФОСФОРА МЕЖДУ ВНЕШНИМИ ОБОЛОЧКАМИ ЗЕМЛИ

*В. И. МЕЛЬНИЧУК, канд. физ.-мат. наук*

В истории Земли карбонатакопление, захоронение органического вещества (ОВ) и фосфатакопление обеспечивали направленный вывод углерода и фосфора из круговорота, который В. И. Вернадский называл «жизненным циклом»<sup>1</sup>, отмечая его неполную обратимость.

Происходящее в настоящее время сжигание ископаемого топлива и разработка месторождений фосфатных руд меняют направленность процесса перераспределения двух важнейших биогенных элементов между внешними оболочками Земли. В результате происходит увеличение парциального давления  $\text{CO}_2$  в атмосфере ( $P_{\text{CO}_2}$ ), а также бурное развитие синезеленых водорослей во внутренних водоемах из-за избытка фосфора. Если не повысится скорость накопления карбонатов, ОВ и фосфатов, то увеличение средней температуры поверхности Земли ( $T_s$ ) из-за усиления парникового эффекта  $\text{CO}_2$  и ухудшение качества пресных вод как результат повышенной биопродуктивности станут неизбежными.

Появление уникального эмпирического материала, количественно характеризующего изменения скоростей карбонатакопления и захоронения органического вещества<sup>2</sup>, дает возможность сопоставить результаты моделирования с геологическими данными. В то же время необходимость прогнозирования перераспределения биогенных элементов между гидросферой и осадочной оболочками предъявляет повышенные требования к моделям осадконакопления. Разработка теоретических основ физико-химического моделирования<sup>3</sup> и создание эффективных программ расчета сложных водно-минеральных равновесий — «Селектор»<sup>4</sup> и «ГИБС»<sup>5</sup> — позволяют достаточно надежно оценивать эффективность как современного, так и древнего седиментогенеза.

<sup>1</sup> См.: Вернадский В. И. Очерки геохимии. 1983.

<sup>2</sup> См.: Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь: закономерности глобальной геохимии углерода // Геохимия. 1976. № 8.

<sup>3</sup> См.: Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск, 1981.

<sup>4</sup> См.: Казьмин Л. А., Халиуллина О. А., Карпов И. К. // Алгоритмы и программы: Информ. бюл. № 3. М., 1975. С. 18—19.

<sup>5</sup> См.: Шваров Ю. В. Расчет равновесного состава в многокомпонентной гетерогенной системе // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 5.

**Противоречия процесса карбонатакопления.** Предположение о пропорциональности средних за большие промежутки (в геологическом масштабе) времени значений  $P_{CO_2}$  массе отложившихся карбонатов позволило сделать вывод о возможности превышения  $P_{CO_2}$  в некоторые эпохи фанерозоя по сравнению с его современными значениями в 10 раз<sup>6</sup>. Для докембрия обычно предполагается еще более высокий уровень концентрации атмосферного  $CO_2$ .

Необходимо признать, что подобные оценки усложнили понимание условий осадконакопления в ранней гидросфере Земли. Первое противоречие связано с тем, что всякое повышение  $P_{CO_2}$  ослабляет образование карбонатных осадков и может даже привести к растворению ранее отложившихся карбонатов, что и происходит в современных океанах ниже уровня карбонатной компенсации.

Экспериментально было установлено, что высокомагнетизальные кальциты могли отлагаться в условиях высокой карбонатной щелочности докембрийских морских вод<sup>7</sup>. Это также создает противоречивую ситуацию, поскольку высокая карбонатная щелочность означает преобладание бикарбонат- и карбонат-иона над растворенным  $CO_2$ , щелочную реакцию среды, несовместимую с повышенным  $P_{CO_2}$ .

Третье противоречие связано с сочетанием карбонатных пород и признаков оледенений, причем доломиты и известняки залегают не только в кровле тиллитовых толщ докембрия, но и под ними. В то же время современные карбонатные осадки приурочены к теплым экваториальным водам, что не позволяет объяснить установленный Н. М. Чумаковым парадокс докембрийского карбонатакопления<sup>8</sup>.

**Моделирование процессов осадконакопления.** Одним из главных аспектов проблемы выхода углерода из круговорота является вопрос о биогенном и хемогенном характере осадконакопления. Большие трудности связаны с моделированием накопления  $ОВ$  в донных отложениях современных и древних седиментационных бассейнов и с выявлением связи карбонатакопления, захоронения  $ОВ$  и фосфатакопления. Представляется также актуальной проблема исследования

---

<sup>6</sup> Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л. История атмосферы. Л., 1985.

<sup>7</sup> См.: Казанский Ю. П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск, 1983.

<sup>8</sup> См.: Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды: Проблема докембрийских оледенений. М., 1970.

периодических режимов седиментогенеза, особенно при смене трансгрессий и регрессий, а также при переходе от ледниковых условий к межледниковым.

Трудности количественного решения задачи эволюции осадконакопления связаны с тем, что неизвестны начальные условия процесса, т. е. ионный состав ранней гидросферы, газовый состав и  $P/T$ -условия ранней атмосферы Земли. В то же время требования к модели достаточно жесткие, по крайней мере полученные на ЭВМ «осадки» должны соответствовать эмпирическим данным об эволюции осадочных пород<sup>9</sup>. Фактически приходится решать обратную задачу: по эволюции осадочных пород восстанавливать химическую эволюцию Мирового океана и атмосферы. Проблемы решения обратных задач известны, особый интерес представляет вопрос о возможной неоднозначности подобных палеорекоконструкций.

Объективные сложности построения количественных моделей стимулировали поиск принципиально новых подходов к проблеме. Представляется весьма конструктивным подход А. А. Ярошевского, предложившего оценивать масштабы отклонения глобальных динамических систем от стационарности и исследовать факторы, вызывающие эти отклонения. Чрезвычайно ценную информацию при этом дают оценки времени релаксации системы атмосфера—океан—осадки, т. е. длительность интервалов времени, в течение которых система, выведенная из состояния стационарности, снова к нему возвращается.

Этот подход был использован нами при исследовании чувствительности системы с повышенным  $P_{CO_2}$  к воздействиям, изменяющим потоки вещества в систему. Численные эксперименты с использованием программы «Селектор» позволили установить, что при достижении некоторого критического значения отношения массы входного потока к массе океана, в дальнейшем обозначаемого как П/В, должно было происходить скачкообразное падение  $P_{CO_2}$  почти на порядок и повышение рН на единицу<sup>10</sup>. Для каждого типа входного потока было найдено свое значение П/В, максимальное не превышало 15 г/кг  $H_2O$ .

Если предположить, что скорость денудации не очень сильно отличалась от современной, то представляется возможным перейти от параметра П/В к оценкам характерного

<sup>9</sup> См.: Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М., 1980.

<sup>10</sup> См.: Мельничук В. И., Карпов И. К., Сочава А. В. Численное моделирование эволюции карбонатной системы океана в геологической истории // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 1.

времени скачкообразного перехода к стационарному состоянию путем деления  $\Pi/V$  на скорость денудации. Было получено значение  $10^6$ — $10^7$  лет и установлено тем самым, что поступление вещества в рифтовых зонах Земли или с континентов должно было эффективно сдерживать рост атмосферного  $\text{CO}_2$ , так как в образовании карбонатов участвовали  $\text{CO}_2$  гидросферы и атмосферы, а также кальций и магний входного потока. Для характерного времени  $10^5$  лет и меньше в условиях повышенных  $P_{\text{CO}_2}$  преобладающим мог быть процесс растворения уже отложившихся карбонатов.

Понижение  $P_{\text{CO}_2}$  на порядок должно было понизить  $T_s$  на 12—15 К, что могло способствовать началу глобальных оледенений. Следовательно, применение химической термодинамики и расчет парникового эффекта показали, что сочетание карбонатных пород и тиллитов не является противоречивым. Начало оледенения и интенсивное карбонатонакопление — это два следствия одной причины: достижения системой критических значений  $\Pi/V$  с последующим скачкообразным падением  $P_{\text{CO}_2}$ .

Однако известно, что понижение температуры существенно отражается на скорости химических реакций. В результате исследований кинетики осаждения карбонатов было установлено, что понижение  $T$  на 10 К уменьшает скорость образования карбонатов в 2 раза<sup>11</sup>. В то же время двукратное увеличение степени перенасыщения морской воды относительно  $\text{CaCO}_3$  увеличивает скорость карбонатонакопления в 2 раза. Если  $T$  за последние 3 млрд лет изменялась в очень узких пределах, то степень перенасыщения морских вод относительно  $\text{CaCO}_3$  могла в отдельные периоды значительно возрастать, особенно в отсутствие биоты.

Таким образом, проведенные численные эксперименты в какой-то степени способствовали разрешению третьего и отчасти первого противоречия. Может быть также предложено разрешение второго противоречия, если учесть, что после прекращения интенсивной вулканической деятельности могли какое-то время сохраняться повышенные  $P_{\text{CO}_2}$ , а значения карбонатной щелочности, т. е. суммарной концентрации бикарбонат- и карбонат-иона были уже высокими.

Действительно, в дождевых каплях происходит непрерывная переработка растворенного  $\text{CO}_2$  в ионные формы. Этот процесс усиливается при взаимодействии атмосферных осад-

---

<sup>11</sup> См.: Dreybrodt W. Deposition of calcite from thin films of natural calcareous solutions and the growth of speleothems // Chem. Geol. 1980. V. 29, N 1/2.

ков с породами континентов. Ранее нами было показано, что в отсутствие сильных кислот в атмосфере рН дождевых капель не может понижаться при возрастании  $P_{CO_2}$ <sup>12</sup>, так как с ростом атмосферного  $CO_2$  происходит в результате усиления парникового эффекта повышение  $T$ . При этом существенно уменьшается растворимость  $CO_2$  в дождевых каплях. В результате рН атмосферных осадков почти не зависит от  $P_{CO_2}$ . Это означает, что большая часть  $CO_2$  переходит в ионные формы уже в самих атмосферных осадках.

**Проблема биогенного и хемогенного осадкоаккумуляции.** Возникает вопрос, считать ли смоделированные на ЭВМ осадки хемогенными или биогенными. Получаемые при минимизации энергии Гиббса ассоциации минералов обычно относят к хемогенным осадкам, что приводит ко многим недоразумениям.

Может ли биота распределять элементы и соединения между природными водами и твердыми осадками вопреки законам равновесной термодинамики? Безусловно, может, если поступающие в систему потоки вещества и энергии настолько велики, что возможна самоорганизация<sup>13</sup>. Однако термодинамическое моделирование дает равновесное состояние твердого осадка в контакте с водой. Имеются основания считать, что в присутствии биоты распределение вещества между атмосферой, океаном и осадками будет гораздо ближе к равновесному, чем в системе без биоты. Известно, что участие микроорганизмов, фитопланктона и зоопланктона в химических реакциях увеличивает скорости этих реакций в  $10^6$  и более раз. В то же время без участия биоты кинетика многих реакций осаждения и растворения минералов настолько замедлена, что внешние условия успевают измениться раньше, чем система вода — осадок придет к равновесию.

Современный уровень термодинамического моделирования позволяет проверить некоторые из высказывавшихся предположений. Так, существует точка зрения о возможности организмов осажать карбонаты из ненасыщенных растворов из-за создания внутри организмов условий, благо-

---

<sup>12</sup> См.: Мельничук В. И. Численное моделирование перераспределения  $CO_2$  в системе океан — атмосфера — осадки: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1985.

<sup>13</sup> См.: Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах: От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М., 1979.

## Влияние извлечения карбонатов из морской воды на равновесный состав

| Условия численного эксперимента        | $[\text{CO}_3^{2-}]$ ,<br>молей | $[\text{HCO}_3^-]$ ,<br>молей | $[\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3]$ ,<br>молей тв. | рН  | $\Delta G$ ,<br>кДж/моль |
|--|---------------------------------|-------------------------------|--|-----|--------------------------|
| Насыщенная карбонатами морская вода    | $3 \cdot 10^{-6}$               | $5 \cdot 10^{-3}$             | $10^{-4}$  | 6,6 | —56 523                  |
| Не насыщенная карбонатами морская вода | $10^{-6}$                       | $3 \cdot 10^{-3}$             | —  | 6,4 | —56 461                  |

приятствующих осаждению карбонатов и росту скелета<sup>14</sup>. С использованием программы «Селектор» было проведено моделирование, имитирующее принудительное (не вызванное требованием минимума энергии Гиббса) осаждение карбонатов. Из сравнения двух состояний (см. таблицу) видно, что возможности осаждения карбонатов из ненасыщенных растворов существенно ограничены не только вследствие энергетических затрат, но главным образом из-за ухудшения условий существования самой биоты в результате неизбежного уменьшения рН. Сдвиг в химическом равновесии при переходе к ненасыщенному раствору происходит в результате уменьшения концентрации карбонат-ионов и увеличения отношения  $[\text{HCO}_3^-]/[\text{CO}_3^{2-}]$ .

Аналогичные численные эксперименты показали, что осаждение в составе ОВ органического углерода  $C_{\text{орг}}$  связано с гораздо меньшими затратами и повышает рН. Необходимо учитывать, что захороняется только та часть органического вещества, которую не разложили микроорганизмы к моменту потери осадком контакта с природной водой. Проблема выявления факторов, определяющих долю захороненного  $C_{\text{орг}}$ , далека от разрешения. Большое значение имеют скорость распада различных групп ОВ, температура среды, присутствие или отсутствие окислительной пленки в толще формирующихся осадков.

Исследования кинетики распада ОВ в донных отложениях современных седиментационных бассейнов, проведенные И. Б. Мизандронцевым<sup>15</sup>, позволяют критически оценить

<sup>14</sup> См.: Cloud P. E. Carbonate precipitation and dissolution in the marine environment // Chemical oceanography. V. 2/J. P. Riley and G. Skirrow. N. Y., 1965.

<sup>15</sup> См.: Литодинамика и осадкообразование Северного Байкала. Новосибирск, 1984. С. 163—197.

предложенный Р. Гаррелсом<sup>16</sup> метод ретроспективного титрования современной системы атмосфера — океан — осадки захороненным  $C_{\text{орг}}$ . Можно считать, что подобная схема численного моделирования эволюции вещества внешних оболочек лишена физического и геологического смысла по следующим причинам: реакционноспособное органическое вещество обычно разлагается на стадии раннего диагенеза, а сохранившееся в осадочных породах представляет собой наиболее консервативную часть ОВ. Если даже какая-то часть этого органического вещества и способна к распаду, то в условиях высоких скоростей седиментации во внутриконтинентальных водоемах она, скорее, окажется физически изолированной от наддонной воды, чем подвергнется распаду. Сжигание ископаемого топлива, безусловно, приводит к увеличению  $P_{\text{CO}_2}$ , но не отражается на уровне концентрации атмосферного  $O_2$ .

Следовательно, использование схемы ретроспективного титрования захороненным  $C_{\text{орг}}$  для исследования эволюции вещества внешних оболочек Земли вряд ли может быть оправданным. Вполне корректный метод оценки масштабов отклонения от современного состояния имеет весьма ограниченную область применения.

**Взаимосвязь накопления органического углерода и карбонатов в эпиконтинентальных морях в эпохи глобальных трансгрессий.** Проблему фосфатонакопления и захоронения  $C_{\text{орг}}$  рассмотрим на примере таких циклических процессов, как глобальные трансгрессии. Эмпирические данные по эволюции осадочных пород континентов<sup>17</sup> указывают на совпадение максимумов накопления карбонатов и  $C_{\text{орг}}$  в фанерозое. Так, предполагалось, что после осаждения карбонатов в морских бассейнах повышается уровень концентрации атмосферного  $CO_2$ , что благоприятствует повышению биопродуктивности и может привести к накоплению осадков с большим содержанием  $C_{\text{орг}}$ <sup>18</sup>. Однако подобная схема неприменима для исследования морской биоты, для которой лимитирующими рост водорослей элементами являются фосфор и азот. Это означает, что после интенсивного осаждения карбонатов следует ожидать не увеличения, а резкого умень-

---

<sup>16</sup> См.: Гаррелс Р. М. Круговорот углерода, кислорода и серы в течение геологического времени. М., 1975.

<sup>17</sup> См.: Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли.

<sup>18</sup> См.: Бергер В. Х. Стратиграфия глубоководных осадков: Климатические скачки в кайнозое и поиски обратных связей между химизмом и климатом // Циклическая и событийная седиментация. М., 1985.

шения первичной продукции из-за соосаждения фосфора с карбонатами с последующим выходом фосфора из круговорота.

В эпохи глобальных трансгрессий, когда эпиконтинентальные моря занимают значительную часть суши, создаются особо благоприятные условия для продуцирования биомассы, а также для резкого уменьшения скорости распада ОВ в донных отложениях. Из-за приуроченности зоны фотосинтеза к поверхностным слоям водоемов в эпохи глобальных трансгрессий первичная продукция пропорциональна только площади эпиконтинентальных морей, так как в начале трансгрессии фосфор и азот имеются в избытке.

Результатом резкого увеличения первичной продукции в морской воде, перенасыщенной кальцитом или арагонитом, обычно является усиленное осаждение карбонатов, которое, в свою очередь, препятствуя притоку кислорода к донным отложениям, уменьшает скорость распада ОВ. При этом создаются условия для аутигенного накопления фосфатов, и фосфор снова становится лимитирующим фактором фотосинтеза. В итоге увеличение биопродуктивности из-за сдвига в химических равновесиях благоприятствует осаждению карбонатов, но карбонатакопление из-за химического связывания фосфора существенно ограничивает биопродуктивность.

Предлагаемая схема позволяет объяснить эмпирический закон пропорциональности скоростей карбонатакопления площади эпиконтинентальных морей, установленный А. Б. Роновым в 1959 г., а также связать максимумы накопления карбонатов и  $C_{орг}$  с периодами наибольшего распространения эпиконтинентальных морей.

Таким образом, одновременное изучение сложных водно-минеральных равновесий, а также кинетики процесса осадкообразования и разложения ОВ в донных отложениях дает возможность прогнозировать перераспределение углерода и фосфора между водоемами и донными отложениями. Создание подобных моделей позволит также исследовать процессы осадконакопления в древних седиментационных бассейнах.

## ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ПРИВЕДШИХ К ПОЯВЛЕНИЮ ЖИЗНИ

*И. А. РЕЗАНОВ, д-р геол.-мин. наук*

Одним из следствий эволюции геологических процессов на Земле стало появление на ней жизни. На других планетах Солнечной системы, насколько сейчас известно, жизнь от-

сутствует. Возникает вопрос: чем же отличались эволюционные процессы на Земле от таковых на Марсе или Венере, где жизнь не появилась? Ответ на этот вопрос зависит в значительной степени от того, какие граничные условия и какой механизм выдвигаются при решении проблемы возникновения жизни. Согласно гипотезе А. И. Опарина и Дж. Холдена, жизнь на Земле зародилась в результате возникновения в водах первичного океана многомолекулярных систем, обособленных от окружающей среды и способных к предбиологическому развитию. Очевидно, что эта гипотеза предполагает наличие условий, достаточно близких современным, — существования атмосферы и океана, сохранения температуры на поверхности планеты в тех рамках, при которых вода находится в жидкой фазе, и т. д.

Однако гипотеза Опарина — Холдена не объясняет, каким путем образовалось главное отличие органических соединений, возникших абиогенным путем, от живых органических молекул, которым присуща установленная еще Пастером оптическая изомерия. Живые органические молекулы представляют собой оптически активные стереоизомеры, вращающие влево или вправо плоскость поляризации падающего на них света. В биоорганическом мире все природные аминокислоты вращают плоскость поляризации влево, а все сахара — вправо. В неживой органической среде, называемой рацемичной, левых и правых форм равное количество. Свойство зеркальной асимметрии получило название хиральности.

Эксперименты американских и голландских химиков по моделированию «предков» ДНК — полинуклеотидов — и расчеты группы советских физиков под руководством академика В. И. Гольданского показали, что важнейшее свойство живого — самовоспроизведение — могло возникнуть и устойчиво поддерживаться только в хиральной среде<sup>1</sup>. В. И. Гольданский с сотрудниками пришли к выводу, что предбиосфера с нарушенной зеркальной симметрией (хиральная органическая среда) возникла не вследствие постепенного отбора левых или правых антиподов, а в результате скачкообразного перехода из рацемичного состояния в хирально упорядоченное, т. е. в результате процесса, который в физике относится к фазовым переходам.

Что же представлял собой этот скачкообразный фазовый переход, приведший к появлению на Земле хиральной орга-

<sup>1</sup> См.: Гольданский В. И., Кузьмин В. В., Морозов Л. Л. Нарушение зеркальной симметрии и возникновение жизни // Наука и человечество. М., 1986.

нической среды? Можно попытаться с помощью физико-химического эксперимента найти такие явления и фазовые переходы, изучение которых путем проб и ошибок наконец позволит установить пути возникновения хиральной органической среды. Но есть другой, более верный способ — прочитать в «геологической летописи» о тех событиях, которые происходили на планете в преддверии появления живого, т. е. на основе геологических данных предложить физикам сценарий происхождения жизни, а затем уже проверять, отвечает ли он условиям возникновения хиральной органической среды.

Ниже по данным геологии освещается эволюция процессов на Земле до возникновения жизни и тот период, когда она зарождалась. Надежные, наиболее древние доказательства жизни — стромалитовые постройки — имеют возраст около 3,5 млрд лет. Косвенные свидетельства жизни, полученные при изучении соотношений изотопов углерода, отодвигают этот рубеж до 3,8 млрд лет<sup>2</sup>. Таким образом, при решении проблемы возникновения жизни необходим анализ отложений, накопившихся в первый миллиард лет истории планеты. В изучении раннего докембрия исключительное значение имеет фундаментальная сводка Л. И. Салопа<sup>3</sup>, в которой на мировом материале создана стратиграфия катархейских (древнее 3,5 млрд лет) и архейских отложений.

Опираясь на исследования Л. И. Салопа, К. Конди<sup>4</sup> и других исследователей, мы усматриваем в истории ранней Земли переломный период, имевший место 4,0—3,9 млрд лет назад, когда наша планета катастрофически быстро потеряла плотную первичную атмосферу. При отсутствии атмосферы и гидросферы, катастрофической дегазации недр, интенсивном ультрафиолетовом излучении Солнца на Земле возникли условия, благоприятные для формирования хиральной органической среды. Рамки статьи не позволяют последовательно описать все стадии геологической эволюции планеты до и после катастрофы. Поэтому остановимся на существовании у ранней Земли плотной первичной атмосферы и на физических условиях ее диссипации, а в заключение кратко рассмотрим эволюцию физической обстановки на ранней Земле.

<sup>2</sup> См.: Шидловский М. Осадочное органическое вещество 3,8 млрд лет назад: Изотопные отпечатки жизни // Сравнительная палеонтология: 27 междунар. геол. конгр. М., 1984.

<sup>3</sup> См.: Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., 1982.

<sup>4</sup> См.: Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М., 1983.

Ключевым вопросом в выяснении физических условий на планете в начале ее истории является определение причин, приведших к метаморфизму гранулитовой фации, характерному для пород катархея. Результаты современных исследований по термобарометрии минералов, входящих в гранулитовую фацию, указывают на то, что образование их происходило при температуре 800—1000 °С и давлении 8—10 килобар<sup>5</sup>.

Рассмотрим, чем вызван гранулитовый метаморфизм. Часто принимается, что высокие давление и температура свидетельствуют об образовании пород гранулитовой фации на глубине 30—35 км. Предполагалось, что перекрывавшая гранулиты толща пород была впоследствии эродирована и гранулиты оказались выведенными на дневную поверхность. Однако исследования последних лет<sup>6</sup> показали, что на всех материках гранулиты катархея практически без размыва перекрываются слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями архея (возраст 3,5 млрд лет и больше), содержащими строматолиты и другие свидетельства существования жизни. В Гренландии возраст слабо метаморфизованных отложений серии Исуа составляет 3,8 млрд лет.

В основании вулканогенно-осадочных отложений архея лишь местами встречаются маломощные терригенные образования, возникшие в результате размыва подстилающих гранулит-гранитных пород катархея. Это свидетельствует о том, что в промежуток времени между образованием гранулитов катархея и перекрывающими их слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями архея не происходило сколько-нибудь значительного размыва гранулитов. Значит, последние образовались в результате прогрессивного метаморфизма, протекавшего непосредственно у поверхности планеты. А это было возможно ввиду того, что на катархейские толщи давила первичная атмосфера Земли. Ее давление оценивается в 8—9 тыс атм, а температура — в 800—1000 °С. Ко времени отложения архейских зеленокаменных поясов (т. е. до 3,5 млрд лет назад) эта атмосфера диссипировала, чем и объясняется резкое снижение метаморфизма в породах этого возраста.

Температура атмосферы с течением времени повышалась. Эклогит из кимберлитовой трубки в Южной Африке возраста 4,2 млрд лет свидетельствует, что к этому времени температу-

<sup>5</sup> См.: Кориковский С. П. Фации метаморфизма метapelитов. М., 1979.

<sup>6</sup> См.: Конди К. Архейские зеленокаменные пояса; Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии.

ра в коре и в нижней части атмосферы достигла значений, характерных для гранулитовой и эклогитовой фаций, т. е. до  $1000^{\circ}\text{C}$ . Рост температуры в коре определялся прежде всего тем, что росла температура атмосферы, вероятно вследствие парникового эффекта, обусловленного содержанием в атмосфере метана, углекислого газа и паров воды. Первичная атмосфера Земли состояла в основном из водорода с некоторым количеством гелия и содержала инертные газы в пропорциях, характерных для Вселенной. Геологические данные, основанные на анализе разреза катархейских пород, указывают, что в первичной атмосфере Земли присутствовало некоторое количество  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и, возможно, ряда других газов, поступивших в атмосферу в результате дегазации.

Условия диссипации первичной атмосферы Земли сформулированы английским астрофизиком Д. Джинсом и позже проанализированы академиком В. Г. Фесенковым. Основываясь на максвелловом распределении скорости молекул в идеальном газе, эти исследователи показали, что для геологически быстрой (в течение 50 тыс. лет) диссипации атмосферы достаточно, чтобы средняя квадратичная скорость молекул газа достигла 25 % от скорости ускользания, равной параболической скорости (для Земли — 11,3 км/с). В. Г. Фесенков обратил внимание на то, что диссипация атмосферы идет только в случае, если указанные значения средней скорости молекул газа достигаются во внешней зоне атмосферы, т. е. там, где и происходит отток газа в мировое пространство. Средняя квадратичная скорость молекулы водорода с 10 %-ной примесью гелия при температуре 1200 К ( $970^{\circ}\text{C}$ ) составляет 4 км/с. Это значительно больше чем 25 % от 11,3 км/с, следовательно, перед диссипацией подавляющая часть массы атмосферы Земли, расположенная у ее поверхности, была нагрета до температуры, превышающей критическую. Внешняя (охлажденная) часть атмосферы служила экраном, препятствующим диссипации.

Для ухода перегретой первичной атмосферы Земли был необходим внешний импульс, который вызвал бы или нагревание верхней охлажденной части атмосферы, или перемешивание верхних и нижних ее слоев таким образом, чтобы средняя температура всей атмосферы оказалась выше критической. Изучение Луны показало, что такой импульс энергии (внешней по отношению к Земле) действительно имел место 4 млрд лет назад. Это была фаза мощной бомбардировки Луны и других планет астероидами и метеоритами. Близкое положение Земли и Луны (4 млрд лет назад Луна была

в три раза ближе к Земле, чем сейчас) не оставляет сомнений в том, что и наша планета подвергалась столь же мощной метеоритной бомбардировке. Падение метеоритного роя в плотную атмосферу Земли вызвало ее нагрев и перемешивание нижнего (нагретого) и верхнего (охлажденного) ее слоев. В результате газовая оболочка покинула планету. О катастрофически быстрой диссипации свидетельствует крайне низкое количество нерадиоактивных изотопов инертных газов в современной атмосфере Земли (они были унесены вместе с диссипировавшим водородом), а также расположение всех крупных астроблем только на одной половине лунного шара, что указывает на одновременное падение космических тел.

Нижняя часть базальтовой коры, метаморфизуемая в эклогитовой фации, была мощнейшим источником кремнезема и натрия, которые при образовании эклогитов мигрировали в верхнюю часть коры, вызывая там гранитизацию<sup>7</sup>. Перенос кремнезема и натрия из зоны эклогитовой фации в зону гранулитовой происходил еще в эпоху прогрессивного метаморфизма, приводя к формированию эндербитов и чарнокитов. Уход первичной атмосферы вызвал резкое снижение давления в литосфере планеты и стимулировал некоторые общепланетные процессы, и прежде всего плавление пород, слагающих кору и мантию. Саамский диастрофизм, сопровождавшийся ультраметаморфическими процессами (мигматизацией и гранитизацией), имел возраст 3,8—3,5 млрд лет, т. е. проявился уже после ухода первичной атмосферы.

Восстановительная обстановка, существовавшая тогда в коре, и соответственно малое количество воды в ней были причиной того, что гранитизация проходила при более высоких температурах, чем в протерозое и фанерозое. Вследствие этого гранулит-базитовая кора не была полностью расплавлена. Гранитизация этой коры проявилась, во-первых, в частичном переплавлении эндербитов и формировании на их месте тоналитов и трондьемитов. Свидетельством этого процесса служат реликтовые зерна гиперстена в плагиогранитах, указывающие на то, что раньше на их месте были породы гранулитовой фации. Во-вторых, продолжалось метасоматическое замещение темноцветных минералов кварцем, полевым шпатом и слюдой в результате поступления снизу кремнезема и щелочей, которые ранее были высвобождены из эклогитов, а в эпоху плавления мобилизованы.

<sup>7</sup> См.: Резанов И. А. О происхождении гранитной оболочки Земли // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 4.

Процесс выноса из нижней части коры кремнезема и щелочей продолжался и в последующее за катархеем время.

Итак, в течение первого миллиарда лет на Земле образовалась гранитная кора. В ее формировании намечаются три основных фазы: 1) излияние на поверхность планеты мощнейших толщ базальтоидов, возникших в результате селективного плавления мантийных гипербазитов; 2) прогрессивный метаморфизм в гранулитовой фации верхней части коры и в эклогитовой фации нижней части коры; 3) гранитизация верхней части коры за счет кремнезема и щелочей, выделившихся при метаморфизации пород коры в эклогитовой фации.

Катастрофически быстрая диссипация первичной атмосферы 4,0—3,9 млрд лет назад привела к тому, что ушедший в космос водород увлек с собой и более тяжелые газы, включая пары воды. В истории Земли образовалось «окно» продолжительностью в несколько миллионов, а возможно, и десятков миллионов лет, когда в отсутствие атмосферы и гидросферы гранитная кора, нагретая до 1200 К, контактировала с космическим вакуумом, температура которого была близка к абсолютному нулю. В отсутствие атмосферы поверхность планеты быстро остывала, но возникшая твердая корка длительное время оставалась тонкой, прорываясь поднимающимися из расплавленных недр магмой, гидротермами и газами.

Главным результатом ухода атмосферы было снижение давления на 8—10 килобар во всем столбе горных пород, слагающих кору и мантию Земли. Вследствие падения давления породы коры и мантии, ранее находившиеся в кристаллическом состоянии, начали плавиться. О том, что в этот период некоторый слой верхней мантии находился в состоянии почти полного плавления, свидетельствует поступление в последующее время на земную поверхность коматитовой магмы. Излияния коматитов приурочены к разломам, вдоль которых заложились архейские зеленокаменные пояса. Однако появление разломов в гранитной коре стало возможным лишь после ее полного затвердения, что произошло лишь 3,6—3,3 млрд лет назад.

После катастрофической диссипации атмосферы в течение 200—300 млн лет полурасплавленная гранитизированная кора не разламывалась, была вязкой и удерживала газы, прежде всего плохо растворимые в магме  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ . Наружу эти газы могли прорваться, лишь преодолев сопротивление 15—20-километровой вязкой коры. Прорыв газов на поверхность планеты мог осуществляться либо в

виде гигантских газовых пузырей, как диапиры поднимающихся через вязкую кору, либо в виде гигантских газовых струй, фонтанирующих ограниченное время. И в том и в другом случае вырвавшиеся наружу газы должны были образовать в гранитной коре канал, диаметр которого измерялся километрами. Раздвигая в стороны кору по периферии канала, газы в условиях вязкой коры приводили к деформации материала коры. Таким образом возникли характерные для катархея складчатые гнейсовые овалы — округлые структуры диаметром 50—200 км, а иногда и более, составляющие главный элемент тектоники катархея. Расположенные в центре этих овалов гранитные тела представляют собой следы газового канала.

Дегазация мантии, вероятно, началась вскоре после катастрофы. Газы под давлением не менее 10 килобар и при температуре около 1200 К или выше поступали в космический вакуум, что приводило к их сильному расширению, резкому охлаждению, а также к интенсивному ультрафиолетовому облучению. Эти условия были благоприятны для синтеза сложных органических соединений. Можно думать, что на поверхности планеты, лишенной гидросферы и атмосферы, стал накапливаться слой органических соединений мощностью в десятки метров. Крайне специфическая обстановка, существовавшая на планете 4,0—3,9 млрд лет назад, привела к тому, что идущие из недр углеводородные газы синтезировались в сложные молекулы, а не окислялись в двуокись углерода, как это имело место на Венере и Марсе.

Образование и накопление на поверхности планеты слоя сложных органических соединений — аминокислот, сахаров, нуклеотидов и других органических молекул (мельчайших строительных блоков важнейших биомолекул) — есть первое необходимое условие появления жизни. Следующий этап — преобразование рацемичной органической среды в хиральную органическую среду, которая может возникнуть лишь в результате своеобразного фазового перехода<sup>8</sup>. В чем конкретно проявилась хиральная «катастрофа» в условиях мощного (десятки метров) слоя органических молекул, возможно, покажут дальнейшие исследования, в том числе и планируемые эксперименты. Вероятно, к появлению хиральной органической среды привели те неравновесные физико-химические процессы, которые постоянно шли в органическом слое, подогреваемом идущими снизу нагретыми

---

<sup>8</sup> См.: Гольданский В. И., Кузьмин В. В., Морозов Л. Л. Нарушение зеркальной симметрии и возникновение жизни.

газами и охлаждаемом космосом. Так или иначе, но ко времени 3,8 млрд лет назад, когда отложились породы серии Исуа, и тем более ко времени накопления архейских зелено-каменных поясов, жизнь на Земле уже существовала и оказывала заметное влияние на геохимические процессы.

Сказанное выше позволяет выделить в истории нашей планеты два принципиально различных этапа: этап геологического развития в условиях плотной водородной атмосферы и этап геологического развития в условиях вторичной атмосферы, гидросферы и биосферы, разделенных переходным периодом продолжительностью 100—200 млн лет, в течение которого существовали крайне специфические условия, приведшие к появлению жизни. Разумеется, принцип актуализма может быть распространен лишь на второй этап. Что же касается первого этапа и переходного периода, то очевидно, что для их изучения необходимо разрабатывать иные подходы.

В заключение обратим внимание на специфику ранней эволюции Земли в сравнении с эволюцией Венеры и Марса. Вначале геологическая эволюция всех трех планет, по-видимому, протекала одинаково: на каждой из планет в результате частичного плавления мантии возникла базальтовая кора. Однако в дальнейшем пути развития планет коренным образом разошлись. На Земле в отличие от Марса и Венеры происходила дальнейшая дифференциация материала коры с разделением на гранулитовый и эклогитовый слои и концентрацией гранитизирующих элементов в верхнем слое. Причину этих различий мы видим в том, что лишь на Земле длительно сохранялась плотная первичная атмосфера, создавшая условия для формирования гранитного слоя. Катастрофический уход первичной атмосферы усугубил специфику физических условий на Земле: резкое снижение давления в ее недрах и наличие вязкой гранитной коры предопределили своеобразный механизм дегазации недр, в результате чего на Земле скопилась масса сложных органических соединений, давших в конечном счете жизнь. На Марсе и Венере из-за отсутствия гранитного слоя дегазация осуществлялась в ином режиме и не привела к накоплению сложных органических соединений, а следовательно, и к появлению жизни. Формирование вторичной атмосферы, гидросферы и биосферы происходило на Земле одновременно и взаимосвязанно.

## ЭВОЛЮЦИЯ КОСНОГО И ЖИВОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ХИМИИ

*О. В. ЭСТЕРЛЕ, канд. геол.-мин. наук*

В геологии накоплен огромный эмпирический материал, подтверждающий наличие эволюционных процессов на Земле и в ее недрах: дифференциации мантийного вещества; усложнения структуры земной коры; возрастания числа генетических типов месторождений; повышения роли месторождений редких и рассеянных элементов, требующих все больших кларков концентрации; увеличения объемов осадконакопления и т. д. Параллельно с развитием земной коры эволюционирует биосфера — от возникновения жизни до появления разумных существ и цивилизации.

Ясно, что эволюция в любой системе возможна только тогда, когда в этой системе происходят какие-то изменения, превращения. Будем считать, что влияние ядерных превращений на эволюцию земного вещества пренебрежимо мало (эти превращения были важны на ранних этапах развития Вселенной). Тогда за основу эволюции земного вещества следует принять физико-химические превращения. Межатомная связь становится «нулевым» уровнем организации вещества.

Большинство специалистов считает, что эволюция — это процесс статистический. Биолог-эволюционист С. С. Четвериков утверждает, что для исследования эволюционного процесса нужно использовать статистический подход<sup>1</sup>. Однако статистический подход к исследованию межатомных связей в настоящее время не разработан.

Необходима статистическая модель необратимого межатомного взаимодействия (т. е. взаимодействия, при котором образуются, разрываются или заменяются межатомные связи), описывающая статистические свойства валентных электронов. Такая модель была предложена в рамках статистической химии — новой дисциплины, сформировавшейся на стыке статистической физики и химии<sup>2</sup>. В этой модели атомы представлены как шарики с «липкими» и «проницаемыми» оболочками, адгезионная способность которых пропорциональна, а проницаемость обратно пропорциональна величинам их энергии первой ионизации (ЭПИ). Атомы щелочных

<sup>1</sup> См.: Четвериков С. С. О некоторых моментах эволюционного процесса с точки зрения современной генетики // Бюл. МОИП. Отд. биол. 1965. № 4.

<sup>2</sup> См.: Эстерле О. В. О статистических свойствах валентных электронов // Журн. физ. химии. 1986. Т. LX, вып. 1.

металлов — это большие шары с рыхлыми, легко проницаемыми, но плохо «клеящими» оболочками, а атомы элементов восьмой группы Периодической системы Д. И. Менделеева (гелий, неон и др.) — маленькие шарики с жесткими, плохо проницаемыми оболочками. Обе эти крайние группы атомов образуют слабые межатомные связи, а наиболее прочные связи образуют элементы со средними величинами ЭПИ. Расчет средней величины ЭПИ двумя различными методами (статистическим и аналитическим) дал один и тот же результат:  $8,26 \pm 0,04$  эВ. Можно показать, что эта величина является теоретическим пределом для одновалентных межатомных связей и для энергий активации любых физико-химических превращений.

Теперь необходимо проанализировать, как изменяются статистические распределения и другие характеристики энергий межатомных связей при изменении температуры и давления. Представим себе предельно сложную физико-химическую систему, в которой потенциально содержатся связи со всеми возможными величинами энергии от нуля до 8,26 эВ. При очень высокой температуре (в десятки тысяч градусов) и атмосферном давлении в системе нет ни одной межатомной связи. При снижении температуры вначале появляются самые прочные связи, затем будут появляться все более слабые, причем более слабые связи начнут вытеснять прочные, так как их число, а значит, и суммарная энергия, оказываются больше. Однако процесс вытеснения слабыми связями более сильных будет продолжаться лишь до средних температур, так как именно при средних температурах суммарная энергия и статистическое распределение энергий межатомных связей будут максимальными и дальнейшее снижение температуры в предельно сложной системе не приводит к экзотермическим превращениям веществ.

Физико-химический мир очень сложен: он состоит из тысяч минералов, миллионов органических и неорганических веществ, миллиардов живых организмов. И все эти вещества претерпевают фазовые превращения и взаимодействуют между собой. Очевидно, что общие свойства этого мира можно описать только статистически. Средняя энергия межатомных связей равна, по-видимому, половине предельной ( $8,26 : 2 = 4,13$  эВ), что подтверждается и статистическим анализом эмпирических данных. Кратность межатомных связей равна 1, 2 и 3.

Известно, что статистические свойства системы не изменятся, если реальные распределения параметров ее элементов заменить средними параметрами. Поэтому можно пред-

ставить все многообразие взаимодействующих химических веществ как однородное «среднее» вещество с двухвалентными связями, имеющими энергию 8,26 эВ (т. е. с энергией атомизации, равной  $8,26 \cdot 23,1 = 191$  ккал).

Температура максимальной вероятности превращений веществ вычисляется по формуле  $T_{\max} = (8,26 \pm 0,04/bR)^{\frac{1}{2}} = 309,7 \pm 0,7 \text{ К} = 36,55 \pm 0,7 \text{ }^\circ\text{С}$ , где  $b$  — коэффициент, равный 1,0 1/К;  $R$  — постоянная Больцмана, равная  $8,6157 \cdot 10^{-5}$  эВ/К.

Температура  $T_{\max}$  (округленно 310 К) обладает рядом интересных свойств. 310 К — это физическая константа, не зависящая от химического состава систем (она определяется зарядом и массой электрона и постоянными Планка и Больцмана). При 310 К равновероятны экзо- и эндотермические превращения веществ; максимальна вероятность превращений веществ, случайным образом попадающих в систему с произвольным составом; максимальны разнообразие спектра энергий и удельная энергия межатомных связей, приходящаяся на один атом.

Учет всех этих свойств важен для разработки теории эволюции, так как скорость эволюции физико-химической системы пропорциональна вероятности превращений в ней. Поэтому температура 310 К представляет собой как бы температурный «фарватер» эволюции. Отсюда ясно, почему  $T_{\max}$  фактически совпадает с температурой тела человека, являющегося наиболее сложной из известных физико-химических систем. Чем проще система, тем больше может быть отклонение температуры ее существования от 310 К. Статистические свойства все точнее проявляются с ростом сложности системы.

Влияние давления можно учесть следующим образом. На дне Атлантического океана обнаружены термофильные бактерии, живущие при температуре 250 °С (523 К) и давлении 265 атм (260 бар). Зная условия существования самой сложной физико-химической системы — человеческого организма (310 К : 1 атм), можно путем линейной интерполяции (это самое грубое приближение) получить зависимость  $T_{\max}$  от давления:  $T_{\max} = 310 \text{ К} + 0,87 (P - 1) \text{ бар}$ . Более точная зависимость нелинейна и может быть получена из анализа зависимости температур превращений веществ в широком интервале давлений: при давлениях, равных единицам атмосфер, изменение температуры на один градус может быть «скомпенсировано» изменением давления на 1—1,5 атм, а при давлениях в тысячи атмосфер цена одного градуса со-

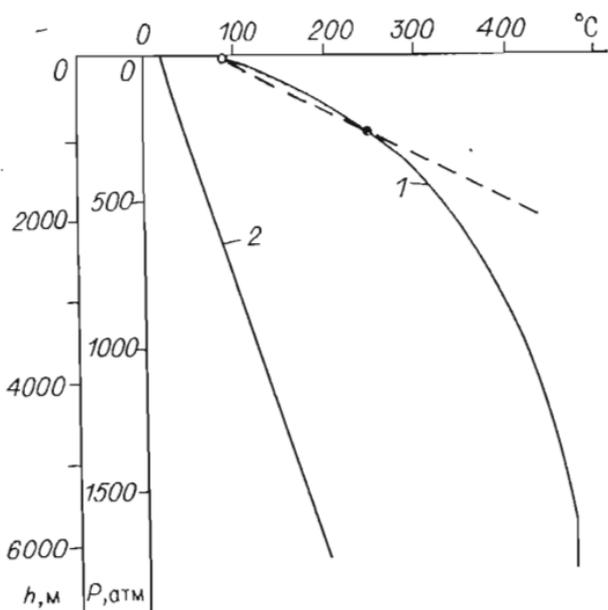


Рис. 1. Зависимость от давления и глубины оптимальной температуры организации физико-химических систем (1) и средней температуры земной коры (2).

ставляет уже десятки атмосфер (рис. 1), т. е. с увеличением глубины изменение давления все меньше влияет на процессы превращений веществ.

Рассмотрим вопрос о физической причине, движущей эволюцию. Как отмечалось выше, при 310 К (и невысоких давлениях) достигают максимума потенциальные разнообразие энергий одновременно существующих межатомных связей и энергия связи, приходящаяся на один атом. Любая физическая система стремится освободиться от «лишней» энергии и занять наиболее устойчивое в данных условиях равновесное состояние (принцип Дирихле). Для физико-химических систем такое состояние соответствует, очевидно, максимуму суммарной энергии межатомных связей.

Можно условно выделить два различных типа эволюции. Геологи исследуют чаще всего направленные изменения свойств геологических объектов (минералов, горных пород, процессов рудообразования и т. д.) во времени и в пространстве независимо от изменения сложности этих объектов. (То есть для геологов эволюционным процессом является как усложнение, так и упрощение данных объектов, либо прохождение сложности через максимум или минимум.) Причиной геологической эволюции может быть направлен-

ное снижение температуры земной коры в целом или какой-нибудь остывающей интрузии.

В качестве примера можно привести закономерность пространственно-временного изменения морфологии минеральных индивидов. Установлено, что при перемещении от центра месторождения к его периферии (или наоборот) закономерно сменяются габитусные формы минералов. Такие же изменения минералы испытывают при медленном снижении их температуры. Причиной превращений является стремление атомов минералов при любой температуре расположиться так, чтобы суммарная энергия способных существовать межатомных связей была максимальной (при любой температуре связи слабее определенной величины существовать не могут).

Второй тип эволюции не связан с какими-то направленными изменениями внешних термодинамических параметров системы. Последние в этом случае хаотически колеблются (флуктуируют) около определенных средних значений. Такова, например, самоорганизация вещества земной коры, в результате которой появляются месторождения со все более высокими кларками концентрации. К тому же типу можно отнести биологическую эволюцию. Что же является двигателем данного типа эволюции?

Представим себе гипотетическую открытую физико-химическую систему в виде пронизываемого слоя, сквозь который случайным образом просачиваются различные вещества. Некоторые атомы этих веществ способны вытеснить какие-то атомы слоя, образуя с оставшимися атомами более прочные межатомные связи, чем связи, образуемые вытесненными атомами. В слое происходит естественный отбор таких атомов, которые все более увеличивают суммарную энергию межатомных связей слоя. При этом его химический состав и структура все более усложняются. Ясно, что данный процесс будет протекать с наибольшей скоростью при 310 К, так как при этой температуре потенциальное разнообразие межатомных связей максимально.

Итак, можно утверждать, что движущей силой эволюции второго типа является энергетически выгодный рост суммарной энергии межатомных связей и энергии, приходящейся на один атом, за счет естественного отбора подходящих атомов из окружающей среды и закрепления их в системе (т. е. ее постепенного усложнения).

В качестве аналогии возьмем процессы отделения золотинок от песка, происходящие в обоганительном устройстве — драге. Смесь песка с золотинками смывается водой по на-

клонной поверхности, имеющей углубления. Вначале углубления заполнены песком, но постепенно все новые золотишки будут вытеснять частицы песка из углублений, при этом средняя плотность частиц в углублениях будет расти, т. е. идет процесс самоорганизации с уменьшением свободной энергии (принцип Дирихле), и удельный вес частиц в углублениях выступает аналогией удельной энергии межатомных связей.

Как видим, оба типа эволюции обусловлены переходом систем в более устойчивое энергетическое состояние. Отсюда следует, что эволюционный процесс так же закономерен, как, например, свободное падение тел или течение жидкости под уклон.

Можно утверждать, что рудогенез — это типичный эволюционный процесс. Сейчас все больше сторонников находит концепция «местного» происхождения рудного вещества, которое выщелачивается из исходных горных пород в процессе их метаморфизма под действием тепловой энергии интрузии<sup>3</sup>. Процесс обособления, «сортировки» атомов и их концентрации — это процесс самоорганизации с понижением энтропии.

Для уточнения условий появления продуктивной стадии метаморфизма может оказаться полезной предложенная статистическая модель межатомного взаимодействия. Из этой модели следует, как уже отмечалось выше, что наиболее прочные межатомные связи с другими атомами образуют атомы с ЭПИ около 8,26 эВ, а с ростом отклонения ЭПИ от этой величины средние значения энергии межатомных связей, образуемых данными атомами с другими атомами, падают. Таким образом, разность между ЭПИ атома и 8,26 эВ может служить количественной мерой подвижности, миграционной способности химического элемента.

Следует отметить, что эта разность уменьшается с ростом атомного номера (рис. 2), так как с увеличением числа частиц в системе уменьшаются флуктуации средних параметров, а значит, уменьшается миграционная способность элементов, относящихся к последней части Периодической системы. Эта тенденция подтверждается в многочисленных частных закономерностях<sup>4</sup>.

---

<sup>3</sup> См.: Барабанов В. Ф. К вопросу о причинах колебания состава вольфрамитов // Вопросы геохимии и типоморфизма минералов. Вып. 3. Л., 1985.

<sup>4</sup> См.: Левцкий В. В., Демин Б. Г., Хренов П. М. и др. Периодичность минеральных и металлоорганических соединений в процессах рудо- и нефтеобразования // Сов. геология. 1984. № 7.

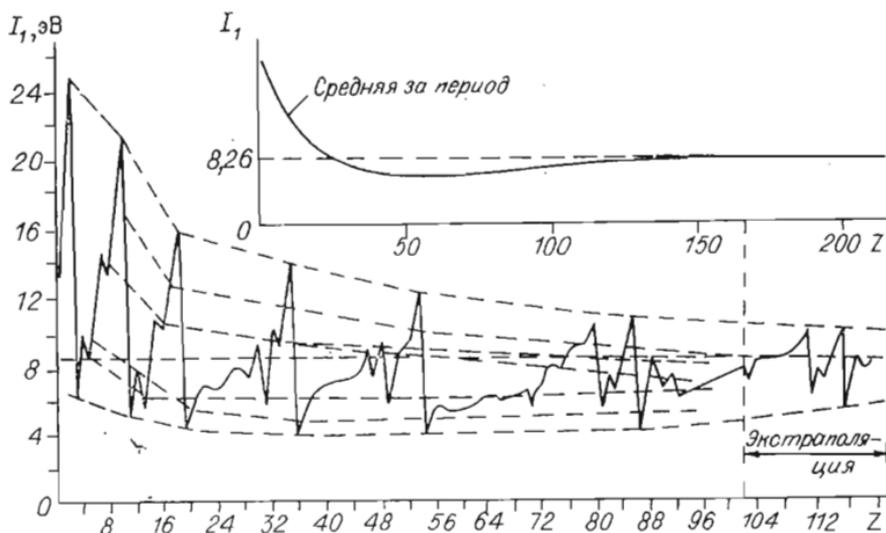


Рис. 2. Зависимость энергии первой ионизации атомов от атомного номера.

Сравнение оптимальных  $PT$ -условий эволюции с реальными условиями, существующими в земной коре, показывает, что вблизи поверхности Земли эти условия выполняются хорошо, но с увеличением глубины они выполняются все хуже (см. рис. 1): температура нарастает медленнее, чем «нужно», и только в условиях интрузии  $PT$ -условия эволюции вещества приближаются к оптимальным. Отсюда следует, что с ростом глубины вероятность образования месторождений уменьшается и что они возникают только в зонах с положительными температурными аномалиями.

Статистическая химия позволяет получить ряд полезных выводов и в области минералогии. Приведем некоторые из них.

Во-первых, с ростом сложности структуры и химического состава минерала сужается интервал  $PT$ -условий его существования, который одновременно приближается к условиям эволюции предельно сложной системы (при низких давлениях температура ее существования равна 310 К).

Во-вторых, минерал имеет наименьшее число примесей и структурных нарушений в средней части своей «экологической ниши», поэтому его физические свойства (микротвердость, прозрачность, растворимость и т. п.) проходят в области средних температур и давлений его существования через экстремумы.

В-третьих, эмпирическая статистическая закономерность распределения минералов по типам симметрии И. И. Шаф-

равовского <sup>5</sup> обусловлена статистическими свойствами связанных электронов.

Наконец, эмпирическая закономерность, заключающаяся в уменьшении числа одновременно существующих минеральных видов (т. е. в упрощении минеральных парагенезисов) с ростом температуры <sup>6</sup>, обусловлена статистическими свойствами связанных электронов.

В заключение рассмотрим статистические закономерности эволюции вещества Земли в связи с проблемой возникновения жизни. Появившиеся в последнее время гипотезы и теории происхождения жизни ставят под сомнение более ранние гипотезы об ее возникновении в закрытой системе (прогретаемой Солнцем морской лагуне с каплями коацерватов). А. П. Руденко убедительно показал, что биологическая эволюция является продолжением химической эволюции самоорганизующихся катализаторов <sup>7</sup>. Таким образом, жизнь могла возникнуть только постепенно и только в открытой проточной гетерогенной системе (катализатор должен быть в твердой фазе). Гипотезы о случайном возникновении целой клетки <sup>8</sup> оказались опровергнутыми. Сомнительны и гипотезы о случайном образовании цепей из аминокислот, например на активных центрах силикатов <sup>9</sup>.

Очевидно, что роль катализатора эволюции мог выполнить только какой-то минерал. В качестве претендентов на эту роль были предложены минералы глин, цепочечные силикаты и т. п. Однако следует учесть, что в процессе непрерывной смены «поколений» подобных катализаторов (ставших в конце концов ферментами) их химическое «родство» должно было сохраниться (так же как и в течение всей последующей биологической эволюции). Поэтому «предком» живой клетки мог быть только минерал углерода, возможно шунгит или графит. Кстати, графит (в отличие от алмаза) химически активен, является хорошим адсорбентом, может иметь большое количество (до 20 %) примесей, характеризуется сложным спектром энергий межатомных связей.

---

<sup>5</sup> См.: Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., 1985.

<sup>6</sup> См.: Костов И. Курс минералогии. М., 1971.

<sup>7</sup> См.: Руденко А. П. Морфология каталитически протравленных природных алмазов // Ж. Всесоюз. хим. о-ва им. Д. И. Менделеева. 1980. Т. 25, № 4.

<sup>8</sup> См.: Кастлер Г. Возникновение биологической организации. М., 1967.

<sup>9</sup> См. Лапидес И. Я. Реальная структура минералов — возможная информационная матрица в абиогенезе // Новые идеи в генетической минералогии. Л., 1983.

Анализ с позиций статистической химии проблемы происхождения жизни на Земле (или в любом подходящем месте Вселенной) позволяет выдвинуть гипотезу об энергетически выгодном непрерывном усложнении простого неорганического вещества до сложных ферментов, входящих в состав живой клетки. Рассмотрим эту гипотезу подробнее.

В неживой природе существует процесс, имеющий много общего с обменом веществ живой клетки, — каталитический. Катализатор, участвуя в экзотермической реакции, постоянно обновляется и может не деградировать неограниченное время. В определенных условиях возможны скачкообразные усложнения катализатора, приводящие к ступенчатому росту его каталитической активности<sup>10</sup>. При этом возникает положительная обратная связь: повышение эффективности катализатора приводит к росту выделяемой энергии (и температуры), что, в свою очередь, приводит к дальнейшему повышению эффективности катализатора и т. д.

Однако с увеличением сложности структуры и химического состава катализатора неизбежно возрастает его чувствительность к изменениям термодинамических условий его существования. При циклических изменениях температуры (суточных и сезонных) и химического состава окружающей среды (приливы и отливы) усложнившийся минерал-катализатор неизбежно будет частично распадаться. При наступлении нового цикла оптимальных условий существования катализатора он должен каждый раз синтезироваться заново.

Можно представить себе самопроизвольное возникновение второго катализатора (катализатора № 2), способствующего синтезу первого катализатора (катализатора № 1), как только для этого возникнут благоприятные условия. Катализатор № 2 более устойчив и не имеет непосредственного контакта с внешней средой. Если же сформируется еще катализатор № 3, управляющий синтезом катализатора № 2, система становится очень устойчивой. В процессе эволюции описанной трехслойной системы катализатор № 1, непосредственно взаимодействующий с окружающей средой, мог превратиться в белки-ферменты живой клетки, № 2 — в РНК, а № 3 — в ДНК. Следовательно, ДНК — это наиболее молодое образование, наиболее устойчивое химически и наиболее изолированное от внешней среды. При этом эволюция как бы все дальше «отодвигает» внешнюю среду от ДНК: появляются мембраны, развиваются многоклеточность, гомеостаз.

<sup>10</sup> См.: Руденко А. П. Теория самоорганизации открытых каталитических систем. М., 1969.

Описанная система трех катализаторов напоминает гиперцикл М. Эйгена<sup>11</sup>, однако принципиально отличается иерархической организацией взаимодействия элементов. В этой системе имеется ряд важнейших особенностей живого: обмен веществ в открытой системе, смена поколений, повторение филогенезом онтогенеза (при каждом синтезе катализатора № 1 повторяются этапы возникновения всей системы).

Изложенное позволяет утверждать, что эволюция минеральных систем закономерно продолжилась биологической эволюцией. А эти два этапа эволюции являются, в свою очередь, закономерными звеньями общей эволюции Вселенной от Большого взрыва до появления разума и цивилизации<sup>12</sup>.

Следствием статистической закономерности — постоянной стабилизации  $PT$ -параметров и химического состава физико-химических систем в процессе их самоорганизации — выступает явление конвергенции (схождения, сближения) эволюционирующих систем. Это значит, в частности, что представители разума любого генезиса — земного, внеземного, кибернетического и т. п. — должны быть очень сходными<sup>13</sup>. Это значит также, что с ростом сложности самоорганизующейся системы траектория ее эволюции становится все более детерминированной.

Интересно проследить, как изменяется скорость эволюции вещества Земли на разных уровнях его организации. Согласно И. А. Резанову<sup>14</sup>, на уровне минералов каких-либо эволюционных изменений в истории Земли не произошло, на уровне горных пород изменения уже заметны, еще больше изменения произошли на уровне геологических структур, но на уровне самых крупных подразделений Земли — геосфер — эволюционные изменения опять незначительны.

Существует много данных, доказывающих высокую скорость развития геосфер, всем известно, как бурно развивается биосфера. Поэтому представляется более точным (и простым!) принять закономерное замедление скорости эволюции вещества по мере перехода на все более фундамен-

<sup>11</sup> См.: Эйген М. Самоорганизация материи и эволюция биологических макромолекул. М., 1973.

<sup>12</sup> См.: Стрельницкий В. С. Необходимость и случайность в структурной эволюции вещества во Вселенной // Проблема поиска жизни во Вселенной. М., 1986. С. 50—64.

<sup>13</sup> См.: Эгерле О. В. 36,6 °С — нормальная температура // Изобретатель и рационализатор. 1987. № 6. С. 28.

<sup>14</sup> См.: Резанов И. А. О научных законах в геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. № 3.

тальные уровни его организации. Однако при переходе на атомный, субатомный и другие уровни эволюция как бы исчезает. Такая картина мира не только не доставляет эстетического удовлетворения, но и противоречит утверждению И. Пригожина и И. Стенгерса, что неравновесность (а это движущая сила эволюции) не может возникнуть, «как чудо», на некотором макроскопическом уровне <sup>15</sup>.

Все становится на свои места, если предположить (такие гипотезы в физике существуют), что электроны, нуклоны, кварки и другие частицы тоже «стареют» и, следовательно, физические константы не абсолютно постоянны (все относительно!). Для исследования геологической истории Земли этот вывод очень важен.

Резюмируя все изложенное, можно утверждать, что многообразные процессы самоорганизации косного и живого вещества могут быть обобщенно описаны на основе всего двух принципов: принципа минимизации свободной энергии (принципа Дирихле), определяющего внешние условия существования систем и означающего для физико-химических систем максимизацию суммарной энергии межатомных связей, и принципа «баланса консервативности и изменчивости», характеризующего внутренние свойства системы.

Из второго принципа следует, что эволюция невозможна как в абсолютно консервативной системе, в которой все связи между элементами неизменны (например, в идеальном кристалле), так и в абсолютно изменчивой системе, где рвутся и восстанавливаются связи между всеми элементами системы и не сохраняются следы внешних воздействий (например, в идеальной жидкости). Можно показать, что скорость эволюции системы максимальна, когда половина связей между элементами системы неизменна, а вторая половина рвется, создавая условия для замены «старых» элементов системы «новыми» (в равновесном состоянии системы связи рвутся и восстанавливаются без замены элементов).

---

<sup>15</sup> См.: Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М., 1986. С. 431.

## РОЛЬ ВОДОРОДА В РАЗВИТИИ ЖИВОГО И КОСНОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

В. И. МОЛЧАПОВ, *д-р геол.-мин. наук,*  
О. Г. СЕЛЕЗНЕВА, *канд. техн. наук,*  
С. Л. ОСИПОВ

Распространенность и распределение водорода. Кларк водорода равен, по Ферсману, 10 000 г/т, по Мейсону — 1400, по Веденолю — 700 г/т<sup>1</sup>. Он входит в первую десятку самых распространенных элементов земной коры.

Основным носителем водорода является гидросфера (табл. 1), но следует обратить внимание на соотношение водорода в кристаллических и осадочных породах земной коры: осадочные породы, масса которых в 8,4 раза меньше, чем масса кристаллических пород, содержат водорода только в 2 раза меньше, чем кристаллические породы. Водород горных пород представлен преимущественно водой (в разных ее видах) и гидроксильной группой<sup>2</sup>.

Основная масса «органического водорода» представлена органическим веществом осадочных пород, ничтожная доля его (около 1 %) сконцентрирована в залежах каустобиолитов ( $550 \cdot 10^{10}$  из  $43\,000 \cdot 10^{10}$  т), остальная масса представлена дисперсно-рассеянным углеподобным или битуминозным веществом. Масса водорода органических соединений живого составляет  $57,2 \cdot 10^{10}$  т, косного —  $43\,550 \cdot 10^{10}$  т (табл. 2).

Из сопоставления приведенных в таблице данных следует:

а) водород является вторым элементом гидросферы, где масса его составляет  $174,7 \cdot 10^{15}$  т;

Т а б л и ц а 1

Распределение водорода по геосферам

| Геосферы               | Масса геосферы, т    | Кларк водорода, %   | Количество водорода, т |
|------------------------|----------------------|---------------------|------------------------|
| Гидросфера             | $1,64 \cdot 10^{18}$ | 10,63               | $174,7 \cdot 10^{15}$  |
| Земная кора:           |                      |                     |                        |
| осадочные породы       | $2,0 \cdot 10^{18}$  | 0,48                | $9,6 \cdot 10^{15}$    |
| кристаллические породы | $16,8 \cdot 10^{18}$ | 0,12                | $20,2 \cdot 10^{15}$   |
| Биосфера               | $5,0 \cdot 10^{12}$  | 10,0                | $5,0 \cdot 10^{11}$    |
| Атмосфера              | $5,1 \cdot 10^{15}$  | $3,5 \cdot 10^{-5}$ | $1,75 \cdot 10^9$      |

<sup>1</sup> См.: Щербина В. В. Основы геохимии. М., 1972. С. 74.

<sup>2</sup> См.: Молчанов В. И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск, 1981.

## Количество водорода, связанного в природные органические соединения (расчет по массе углерода)

| Органические соединения  | Масса углерода, $10^{10}$ т | Принятое отношение C/H | Масса водорода, $10^{10}$ т |
|--|-----------------------------|------------------------|-----------------------------|
| Живое вещество наземных растений и животных                      | 54,0                        | 6,9                    | 7,8                         |
| Органическое вещество в воде Мирового океана                     | 280,0                       | 7                      | 40,0                        |
| Органическое вещество современных морских и пресноводных осадков | 77,0                        | 8,2                    | 9,4                         |
| Органическое вещество осадочных пород                            | 360000,0                    | 8,4                    | 43 000                      |
| Горючие ископаемые:  |                             |                        |                             |
| уголь  | 5000,0                      | 12,0                   | 418,0                       |
| нефть  | 190,0                       | 5,4                    | 35,2                        |
| горючие сланцы   | 35,0                        | 9                      | 3,9                         |
| газ  | 300,0                       | 3                      | 100                         |
| Итого . . .  | $365\ 936 \cdot 10^{10}$    | —                      | $43\ 611 \cdot 10^{10}$     |

б) масса водорода в косном веществе осадочных пород вдвое меньше, чем в кристаллических породах, хотя масса осадочных пород почти на порядок меньше массы кристаллических;

в) водород — второй элемент биосферы, где масса его составляет около  $8 \cdot 10^{10}$  т, однако с учетом водорода, входящего в состав органического вещества вод Мирового океана и осадков, масса его оценивается в  $57,2 \cdot 10^{10}$  т. Будем считать, что масса водорода живого вещества Земли равна примерно  $60 \cdot 10^{10}$  т;

г) масса водорода живого вещества составляет чуть более 1,0 % массы водорода природных органических соединений и несоизмеримо мала в сравнении с массой водорода воды и минеральных веществ.

\*        \*  
\*  
\*  
\*

Роль водорода в развитии живого и косного вещества Земли освещена в геологической литературе очень слабо. Достаточно хорошо рассмотрено участие воды в формировании земной коры, а связи живого и косного вещества обычно прослеживаются лишь в биохимическом цикле углерода. Накопленные материалы по геохимии водорода в экзогенных процессах позволили подойти к оценке его значения в развитии вещества земной коры.

Удельная теплоемкость  $C$ , кал/(град·г) при 15 °С

| Газ            | $C_p$ | $C$   | Газ                           | $C_p$ | $C$  |
|----------------|-------|-------|-------------------------------|-------|------|
| H <sub>2</sub> | 3,41  | 2,415 | H <sub>2</sub> O (при 100 °С) | 0,4   |      |
| He             | 1,25  | 0,75  | Cl <sub>2</sub>               | 0,11  | 0,08 |
| CO             | 0,247 | 0,17  | CO <sub>2</sub>               | 0,2   | 0,15 |

**Особые свойства водорода.** Водород является самым легким элементом. Поэтому он не удерживается в гравитационном поле Земли и непрерывно диссипирует в космическое пространство. Земля окружена водородной геокороной, и от нее тянется водородный шлейф. Масштабы диссипации водорода не определены; известно только, что диссипация является функцией температуры ускользания.

Водород обладает самой высокой удельной теплоемкостью из всех известных веществ (табл. 3). Каждый грамм водорода несет почти в десять раз больше тепла, чем 1 г водяного пара.

Особые свойства водорода как химического элемента находят свое отражение в Периодической системе Д. И. Менделеева. Там водород занимает две позиции: в первой группе со щелочными элементами и в седьмой группе с галогенами. Ионы водорода как элемента щелочной группы определяют кислотность-щелочность водной среды. Проявляя свойства галогена, водород образует устойчивые соединения с металлами — гидриды. Значение гидридов в развитии Земли трудно переоценить: при окислении гидридов образуется вода, а «вода, — как отмечал В. И. Вернадский, — стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов»<sup>3</sup>.

\* \*  
\*

Рассматривая роль водорода в эволюции вещества Земли необходимо ввести некоторые постулаты, без которых ретроспективный анализ в принципе невозможен. Во-первых, гео-

<sup>3</sup> Вернадский В. И. Избр. соч. Т. 4, кн. 2. М., 1960. С. 47.

геологическая история Земли начинается с того момента, когда сформировалась земная кора, обособились атмосфера и гидросфера. Во-вторых, на протяжении геологической истории Земли химические свойства элементов и физические константы веществ не изменились. В-третьих, масса планеты на протяжении геологической истории существенно не изменялась.

Оставаясь в рамках принятых постулатов, рассмотрим роль водорода (и его соединений) в геологических процессах. Условно можно выделить 5 циклов движения водорода в земной коре: атмосферный, гидросферный, биосферный, литосферный и космический.

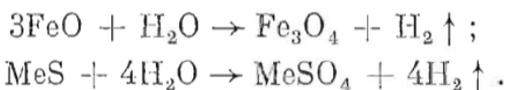
**Атмосферный цикл.** Вода, испаряясь с поверхности, входит в состав атмосферы, выпадает атмосферными осадками и возвращается в океан с растворенными веществами и твердыми частицами горных пород. В этом цикле вода претерпевает лишь фазовые превращения, однако геологическое значение его исключительно велико. Денудация материков, образование всего многообразия осадочных и ряда метаморфических пород, изостатические движения в земной коре и другие геологические процессы непосредственно связаны с движением воды в атмосферном цикле.

**Гидросферный цикл.** Вода в виде атмосферных осадков выпадает в областях питания бассейна, превращаясь в подземные воды. При своем движении по проницаемому пласту подземные воды совершают большую работу по выщелачиванию и транспортировке минеральных и органических веществ. Они возвращаются в области разгрузки в виде минерализованных вод, а по пути участвуют в формировании залежей нефти и газа, а также месторождений других полезных ископаемых.

**Биосферный цикл.** Вода усваивается растениями и в процессе фотосинтеза соединяется с  $\text{CO}_2$ , выделяя кислород. Водород, теперь уже в виде органических соединений, претерпевает биохимические превращения в животных организмах. Биосферный цикл завершается деятельностью некрофагов и бактериальными процессами, в результате чего все возвращается к исходным веществам  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ .

**Литосферный цикл.** Водород воды в литосферном цикле претерпевает ряд превращений. При выветривании горных пород наблюдается гидратация минеральных веществ. Тонкодисперсное минеральное вещество сорбирует и (или) присоединяет воду. Таким путем водород вовлекается в процессы литогенеза. С погружением осадка в глубину и уплотнением его часть воды выжимается в виде минерализованных

вод, но другая часть продолжает движение в литосферном цикле. Начинаются химические реакции взаимодействия воды с окисляющимся веществом, содержащим закисное железо и (или) сульфидную серу:



При температурах около 200 °С сидерит и шамозит — типичные минералы осадочных пород — исчезают, превращаясь в магнетит и выделяя при этом эквивалентное количество свободного водорода.

На стадии катагенеза набирает силу и второй механизм генерации водорода. Из опытов с тонкодисперсным минеральным веществом известно, что химически инертные минералы, такие как кварц, при измельчении сорбируют воду, но при тепловой десорбции выделяют только водород, а гидроксильная группа ОН — оказывается присоединенной к минеральному веществу. Образование гидрослюд — характерных минералов зоны катагенеза — иллюстрирует данный процесс гидратации минерального вещества и выделения водорода в литогенезе. Эти реакции идут с выделением водорода, который вступает в другие реакции, например реакцию гидрогенизации органических веществ.

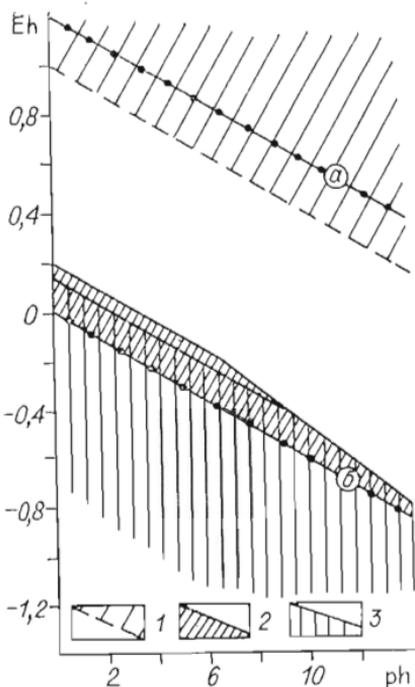
При дальнейшем погружении осадка на глубинах около 10—12 км породы подходят к изотерме 374 °С. Надкритический пар устремляется в сторону наименьшего сопротивления: либо вверх, либо по пористому пласту. Между изотермами 450—374 °С формируется малый литосферный цикл. Хлориды щелочных металлов и кремнезем с надкритическим паром выносятся и осаждаются при конденсации пара, а соли кальция, магния и железа с горячими растворами опускаются в область парообразования и там концентрируются. Это перераспределение вещества в малом литосферном цикле до сих пор практически не учитывается при объяснении формирования залежей полезных ископаемых, но по представлениям С. М. Григорьева<sup>4</sup>, формирование земной коры континентального и океанического типа, непрерывное пополнение вод Мирового океана, горообразование и денудация обусловлены встречными круговоротами вод и твердого вещества в рассмотренном процессе.

**Космический цикл (незамкнутый).** Дисспирирующий в космическое пространство водород притягивается Солнцем.

---

<sup>4</sup> См.: Григорьев С. М. Роль воды в процессах образования земной коры // Пути познания Земли. М., 1971.

Условия образования природных органических соединений в процессе фотосинтеза (1), углекислоты (2) и метангазообразования (3). Другие условные обозначения (а и б) см. в тексте.



\* \*  
\*

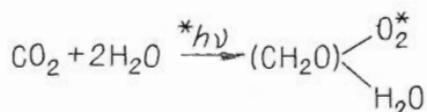
Водород воды играет важную роль в природном органическом синтезе. Условия мобилизации водорода воды в природном органическом синтезе представлены графически в координатах рН — Еh (см. рисунок) в предположении, что фотосинтез на дневной поверхности и синтез углеводородных газов в недрах происходит при температурах ниже 100 °С.

На рисунке буквами а и б показаны верхняя и нижняя границы устойчивости воды (при 25 °С). Выше линии а вода метастабильна и может окисляться до  $\text{H}_2\text{O}_2$ . В соответствии с этим **несколько ниже верхней** границы устойчивости воды проведена линия, отвечающая «необратимому кислородному потенциалу», которая **определена** Сато как линия равновесия  $\text{H}_2\text{O}_2/\text{O}_2$ . Выше линии **необратимого** кислородного потенциала располагается **поле**, характеризующее физико-химические условия **фотосинтеза**.

Линией б показана **нижняя** граница устойчивости воды. Ниже этой линии вода метастабильна и имеет тенденцию разлагаться с выделением свободного водорода. Выше нижней границы устойчивости воды проведена линия равновесия  $\text{H}_2\text{CO}_3/\text{C}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}/\text{C}$ , ограничивающая поле устойчи-

востности угольного вещества (или поле, характеризующее условия угленакопления). Нижняя граница поля, соответствующего условиям угленакопления, проведена по линии устойчивости воды. От линии равновесия  $\text{CH}_4/\text{C}$  выделено поле устойчивости углеводородных газов, определяющее условия их синтеза. Поле устойчивости углеводородных газов большей частью располагается ниже поля устойчивости воды. Только поле устойчивости метана перекрывает поле углефикации, и известная ассоциация метана с пластами угля получает теоретическое обоснование. Другие углеводородные газы не могут считаться парагенетическими с углем. Следовательно, превращение органических остатков в углеводороды лежит за пределами устойчивости воды в поле устойчивости водорода. Генерация водорода, таким образом, определяет условия синтеза углеводородных газов.

Приведенная диаграмма позволяет сфокусировать внимание на двух полях, в пределах которых складываются условия органического синтеза. В пределах поля, изображенного в верхней части рисунка, в окислительных условиях при участии солнечного света протекают реакции фотосинтеза:



Характерная особенность реакции фотосинтеза — разложение воды с освобождением кислорода, причем выделяющийся кислород — это именно кислород воды (но не  $\text{CO}_2$ ). При фотосинтезе водород воды мобилизуется для построения органических соединений. В восстановительных условиях вода вновь выступает в качестве донора водорода, но после ее разложения восстановителем, забирающим кислород.

Как видим, образование органических веществ при фотосинтезе и в литосфере протекает с мобилизацией водорода воды, но условия и механизм мобилизации отличаются коренным образом. При фотосинтезе вода окисляется до перекиси водорода, а в литосфере водород воды восстанавливается до атомарного (или молекулярного). При фотосинтезе окисление водорода идет при участии солнечного света, а в литосфере водород восстанавливается при взаимодействии воды с окисляющимся минеральным веществом. При фотосинтезе выделяется свободный кислород, а в литосфере — свободный водород. Выделившийся в литосфере водород либо входит в состав органического вещества через реакции гидrogenизации, либо мигрирует из зоны реакции.

Проведенный анализ позволяет сформулировать задачи дальнейших исследований в области геохимии водорода с выходом на глобальные проблемы геологии. Это такие проблемы, как происхождение углеводородного минерального топлива, абиогенный синтез органических веществ на стадии, предшествующей зарождению жизни, формирование кислородной атмосферы Земли, а также проблема источника кислорода, необходимого для окисления минеральных веществ в экзогенных процессах. Здесь мы рассмотрим только последнюю из перечисленных проблем.

По расчетам Полдерварта, кислорода требуется более чем в 200 раз больше, чем его содержится в современной атмосфере. Исходя из классических представлений о формировании кислородной атмосферы путем фотосинтеза, нельзя объяснить глобальные масштабы потребления кислорода. Ведь биосфера не производит избыточного кислорода: весь кислород, который образуется при фотосинтезе, расходуется на дыхание, горение, гниение и вообще окисление органических веществ. В год биосфера продуцирует около  $36 \cdot 10^{10}$  т органических веществ, и за то же время происходит окисление  $37 \cdot 10^{20}$  т органического вещества (без учета деятельности человека по сжиганию растительного и минерального топлива). Если окисление органического вещества идет до конца (до образования  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ), то выделявшегося при фотосинтезе кислорода не хватит даже для собственных нужд биосферы. При этом нужно принять во внимание, что фотосинтез появился не на ранних этапах эволюции органического мира, а окисление минеральных веществ в литогенезе имело место на самых ранних этапах геологической истории. В ряде работ подчеркивается постоянство степени окисленности и минерального состава пелитовых пород от самых древних отложений до современных <sup>5</sup>.

Совокупность геологических данных и сам факт обогащения атмосферы кислородом до появления механизма фотосинтеза заставляют искать абиогенный источник свободного кислорода в природе <sup>6</sup>.

Поиск механизмов выделения свободного кислорода в атмосферу так или иначе упирается в проблему разложения

---

<sup>5</sup> См.: Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М. и др. К геохимии гипергенеза в раннем докембрии // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 3.

<sup>6</sup> См.: Бгатов В. И. Кислород земной атмосферы // Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1977. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 250).

## Сводный расчет масштабов разложения воды в экзогенных процессах

| Геологический процесс                               | Использовано воды, $10^{12}$ т | Использовано (или выделено) кислорода, $10^{12}$ т | Восстановлено водорода, $10^{12}$ т |
|---|--------------------------------|--|-------------------------------------|
| Образование железистых кварцитов                    | 11700,0                        | 10400,0  | 1300,0                              |
| Формирование сланцев докембрия                      | 783,0                          | 696,0  | 87,0                                |
| Формирование вулканогенно-осадочных пород докембрия | 342,0                          | 304,0  | 38,0                                |
| Формирование глинистых сланцев фанерозоя            | 774,0                          | 688,0  | 86,0                                |
| Формирование вулканогенно-осадочных пород фанерозоя | 432,0                          | 384,0  | 48,0                                |
| Образование сульфатов палеозойских отложений        | 845,6                          | 755,4  | 90,2                                |
| Образование сульфатов мезозоя и кайнозоя            | ?                              | ?  | ?                                   |
| Образование сульфат-иона морской воды               | 3000,0                         | 2660,0   | 340,0                               |
| Выделение кислорода воздуха                         | 1125,0                         | 1000,0   | 125,0                               |
| Итого . . .   | 19001,6                        | 16887,4  | 2114,2                              |

воды с мобилизацией водорода. Во всех случаях свободный кислород атмосферы приходится рассматривать как продукт разложения воды. Если принять это за основу, то отпадает необходимость раздельного подсчета доли минеральных веществ, окисленных атмосферным кислородом, и доли веществ, окисленных кислородом воды. Более того, атмосферный кислород можно считать продуктом разложения воды, водород которой либо связан при фотосинтезе и органическом синтезе в литогенезе, либо выделился в виде свободного газа и диссипировал в космос. Дальнейшие расчеты сводятся к определению масштабов разложения воды, кислород которой (проходя через стадию свободного кислорода атмосферы либо минуя ее) расходуется на окисление минеральных и органических веществ, а водород — восстанавливается и входит в состав синтезируемых органических веществ или выделяется.

Свободный расчет масштабов разложения воды, мобилизации кислорода и восстановления водорода в экзогенных процессах представлен в табл. 4. Как видим, в окислительных процессах в экзогенных условиях имело место использование кислорода воды, в результате чего гидросфера поте-

ряла около 1,3 % ее современной массы. Кислород вошел в состав осадочных пород, сульфат-иона морских вод и выделился в атмосферу, а водород либо диссипировал, либо принял участие в синтезе органических веществ.

Выявление и анализ физико-химических условий мобилизации водорода воды в природном органическом синтезе, идущем как в биосфере, так и абиогенно, позволяют в новом свете рассмотреть некоторые связи живого и косного вещества Земли, вопросы генезиса нефти и газа, выдвинуть альтернативное решение проблемы окислительных процессов в литогенезе и происхождения кислородной атмосферы.

### ГИПОТЕЗЫ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ И ЕЕ ГЕОСФЕР

---

#### ТЕКТОНОСФЕРНЫЕ СЕЙШИ — ДИНАМИЧЕСКИЙ ТИП РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

*А. Н. ПАВЛОВ, д-р геол.-мин. наук*

В 1829 г. выдающийся французский физик Ф. Д. Араго записал: «...Атмосферная машина для выкачивания воды представляет снаряд безукоризненный, и прерывность ее действия не представляет никаких неудобств»<sup>1</sup>. Через сто с лишним лет мысль о природных тепловых машинах стал развивать академик В. В. Шулейкин<sup>2</sup>, пытаясь выявить физические основы климата и погоды. Относительно недавно эта же идея появилась у геологов и геофизиков, выдвинувших тезис о земной тепловой машине<sup>3</sup>.

Здесь уместно обратить внимание на одну методологическую точку, имеющую принципиальное значение для познания мира. Араго в своих рассуждениях шел от природы, от видения ее к проблемам техники. Современные естествоиспытатели, наоборот, отталкиваясь от достижений техники, обращаются к природным процессам. В обоих случаях речь идет об аналогиях, но об аналогиях как бы с различным знаком. У Ф. Араго прототип — это природа, у В. В. Шулейкина, М. Ботта<sup>4</sup> и В. А. Дубровского<sup>5</sup> — технические устройства. Мы же будем проводить аналогию, в которой и прототип, и аналог — природные явления. При этом задача заключается не в том, чтобы природу сравнить с машиной,

---

<sup>1</sup> Цит. по: Белкинд Л. Д., Конфедератов Н. Я., Шнейберг Я. А. История техники. М., 1956. С. 90.

<sup>2</sup> См.: Шулейкин В. В. Физика моря. М., 1968.

<sup>3</sup> См.: Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., 1974; Дубровский В. А. Верхняя мантия — тепловая машина Земли // Природа. 1977. № 3; Павлов А. Н. Системная модель гидросферы // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. М., 1985.

<sup>4</sup> См.: Ботт М. Внутреннее строение Земли.

<sup>5</sup> См.: Дубровский В. А. Верхняя мантия — тепловая машина Земли.

а в том, чтобы различные элементы природы сравнить друг с другом, приняв за критерий сходства представление о тепловой машине. Первый шаг сделан В. В. Шулейкиным, нам же хотелось пойти несколько дальше, сравнив атмосферные «машины» с «машинами» тектоносферы, чтобы попытаться понять структуру и принцип функционирования последней.

Начнем с наиболее крупномасштабных атмосферных явлений — «машин» первого и четвертого родов, создающих зональные потоки тепла и влаги соответственно в тропосфере и стратосфере. В «машинах» первого рода «нагревателями» служат низкоширотные, а «холодильниками» — высокоширотные пояса Земли. В стратосферной «машине» они расположены наоборот. Как видим, «машины» различаются положением «холодильника» и «нагревателя», источником тепла и механизмом его поступления. Общим у них является субмеридиональное направление переноса. Тектоносферный аналог этих «машин» не очевиден. Когда М. Ботт обращается к такой терминологии, то применяет ее к процессам конвекции в мантии и, несмотря на гипотетический тон своих рассуждений, все же решается оценить КПД этой «машины» (по преобразованию тепловой энергии в механическую — энергию деформации литосферы) — в 0,1—1,0 %.

С. К. Ранкорн, обсуждая попытки установить коррелятивные связи между аномальными значениями плотности теплового потока и аномальными (по отношению к сфероиду) областями геоида, приходит к выводу, что, хотя имеющиеся отрицательные корреляции и находятся на пределе статистической значимости, на качественном уровне они вполне согласуются с геологическими схемами<sup>6</sup>. Однако существуют и другие мнения. Например, Дж. Вуллард<sup>7</sup> и еще ряд геофизиков полагают, что аномалии геоида не связаны с распределением океанических и континентальных масс. Хотя корреляцию этих аномалий с районами современной тектонической активности они допускают, но в отличие от С. К. Ранкорна говорят о положительной корреляции.

Трудно сказать, кому из этих авторов следует отдать предпочтение, так как их выводы основываются практически на одних и тех же данных, а различаются, по-видимому, вследствие разницы в методах обработки и интерпретации. Нельзя требовать от информации большего, чем она

<sup>6</sup> См.: Ранкорн С. К. Конвекция в мантии // Земная кора и верхняя мантия. М., 1972.

<sup>7</sup> См.: Вуллард Дж. П. Стандартизация измерений силы тяжести // Земная кора и верхняя мантия.

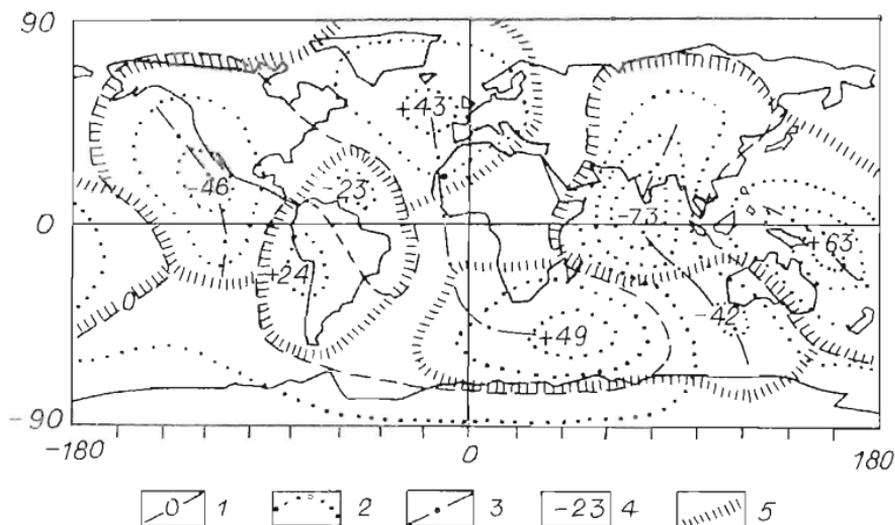


Рис. 1. Карта высот геоида с деталями тектосферных «тепловых машин» первого и второго рода.

1 — нулевая изолиния геоида; 2 — изолинии геоида (проведены через 20 м); 3 — осевые линии главных морфологических элементов геоида одного знака; 4 — экстремумы геоида (положительные и отрицательные); 5 — предполагаемые контуры тектосферных «тепловых машин» второго рода.

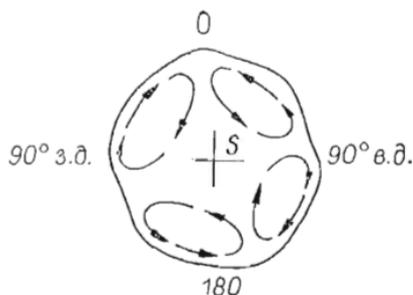
может дать. Поиск связи теплового и гравитационного полей, безусловно, имеет фундаментальное значение для понимания геологической истории Земли, но вряд ли это будет простая корреляция. Думается, что поиск должен идти в другом направлении — не от геологического эмпиризма, а от физических теорий. Возьмем на себя смелость сделать один общий, но для нашей задачи принципиальный вывод: в тектосферной «тепловой машине» в отличие от атмосферных «машин» первого и четвертого родов «нагреватели» и «холодильники» имеют не субширотную, а субмеридиональную полярность.

Если на карте высот геоида, приводимой Дж. Вуллардом<sup>8</sup> (очень похожую карту приводит и М. Ботт<sup>9</sup>), аномалии свыше  $\pm 40$  м соединить плавными линиями, обозначив как бы генеральные оси, то получится любопытная картина. Во-первых, характер их кривизны будет весьма сходен; во-вторых, общая ориентация окажется близкой к ЮВ-СЗ; в-третьих, координаты точек пересечения осей соответствующих знаков с экватором будут отличаться на  $160\text{--}180^\circ$  (рис. 1). И если теперь вернуться к корреляции теплового и гравитационного полей (причем неважно, положительной

<sup>8</sup> См.: Вуллард Дж. П. Стандартизация измерений силы тяжести.

<sup>9</sup> См.: Ботт М. Внутреннее строение Земли.

Рис. 2. Схематический разрез геоида по экватору со стороны южного полюса (по карте высот геоида — см. рис. 1). Стрелками показана конвекция в верхней мантии.



ли отрицательной), то можно предположить существование четырех крупных конвективных ячеек, по-видимому в верхней мантии. Поскольку геоид — одна из эквипотенциальных поверхностей гравитационного поля, векторы напряженности которого направлены к источнику, можно считать, что в областях положительных аномалий геоида будет происходить конвергенция потока вектора напряженности, а в областях отрицательных аномалий — дивергенция. Это означает, что в первом случае должно наблюдаться уплотнение, а во втором — разуплотнение масс. И в зависимости от того, протекает ли этот процесс в данное геологическое мгновение или он прекратился, могут быть сделаны различные выводы о связи гравитационного и теплового полей у поверхности Земли.

Четвертичный период относится к геократической эпохе геологической истории Земли и как будто развивается в соответствии с неомобилистскими моделями (об этом говорят геодезические измерения дрейфа плит, характер магнитных аномалий в зоне океанических хребтов и т. д.). Если это так, то по данным, приведенным на рис. 1, можно изобразить четыре крупномасштабные ячейки тепловой конвекции в мантии (рис. 2). В этом проявляется еще одно сходство тектоносферной «тепловой машины» с атмосферной «машиной» первого рода.

Таким образом, можно говорить о структурной общности внешних и внутренних «тепловых машин» нашей планеты. Любопытно, что и по КПД эти феномены сходны (1,7—2,0 % у атмосферной «машины» и 0,1—1,0 % для тектоносферы)<sup>10</sup>.

Теперь поищем тектоносферные аналоги атмосферных «машин» второго и третьего родов. Напомним, что «машины» различаются лишь источниками тепла: в первом случае — это подстилающая поверхность (материки и океан), во втором — тепловое излучение со стороны стратосферы. Поэтому в течение года в «машинах» второго рода «холодильники»

<sup>10</sup> См.: Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., 1975. С. 200

и «нагреватели» меняются местами, а в «машинах» третьего рода положение их, как правило, остается стабильным: «нагреватель» — над материком, «холодильник» — над океаном. Общим же для этих «машин» является то, что обе они работают по механизму муссонной циркуляции. Еще раз обратим внимание на рис. 1 и сравним его со схемами термобарических сейш В. В. Шулейкина<sup>11</sup>. Сразу бросается в глаза почти симметричное расположение положительных и отрицательных аномалий геоида с близкими абсолютными значениями высот. Каждая пара таких сопряженных аномалий может быть описана линией, близкой к окружности. Правда, на карте эти квазиокружности больше похожи на эллипсы, но не следует забывать, что координатная сетка на нашей иллюстрации прямоугольная, что сильно вытягивает размеры объектов в средних и высоких широтах.

Вспомним, что сейшевая модель муссонной циркуляции В. В. Шулейкина двухслойная, слои между собой не взаимодействуют, нижний считается активным, верхний — пассивным, сейши вращаются (против часовой стрелки в северном полушарии, по часовой — в южном). Как видим, идея модели вполне подходит и для конвективных ячеек тектонической сферы.

Геологическим следствием существования тектоносферных сейш должны быть эпейрогенические колебания земной коры, разворот литосферных плит при их раздвижении, а также определенный характер их раскалывания. Это предположение, которое может быть использовано в целях прогноза, вообще говоря, проверяется геологическими методами. В связи с этим обратим внимание на некоторые обстоятельства, которые могли бы послужить исходными данными для более глубоких геологических разработок по тектоносферным сейшам. Причем эти данные органично вписываются в концепцию вращения тектоносферных сейш.

Рассмотрим некоторые выделенные на рис. 1 сейшевые области. Будем обозначать их цифрами, фиксирующим полюс сейш.

Область (+43, —46) практически целиком находится в северном полушарии. Ее вращение можно показать касательными векторами к оконтуривающей линии (см. рис. 1, 5). Имеется геологическая информация, подтверждающая такой характер вращения.

Во-первых, в юго-западной части Северной Африки находится серия крупных грабенов с генеральной ориентацией

<sup>11</sup> См.: Шулейкин В. В. Физика моря.

двух направлениях: северо-западном и северо-восточном. Северо-западное простирание свидетельствует о растягивающих напряжениях юго-запад — северо-восток, что вполне соответствует направлению касательных векторов вращения этой части рассматриваемой сейшевой структуры.

Во-вторых, осевая линия Рейнского грабена<sup>12</sup> и гигантский тектонический шов, отделяющий Восточно-Европейскую платформу от эпипалеозойских структур Западной Европы, свидетельствуют уже о напряжениях северо-западного направления<sup>13</sup>.

В-третьих, трансформные разломы северной части Атлантического хребта (район Исландии) тоже имеют северо-западное простирание. Кроме того, в этом районе Атлантики произошло как бы рассечение каледонской геосинклинали раздвижение ее окраин в северо-западном и юго-восточном направлениях. Некоторые авторы оценивают современную скорость растяжения рифта Исландии в 6—20 мм/год.

В-четвертых, на кинематической схеме относительного движения литосферных плит<sup>14</sup> определены следующие значения для рассматриваемой сейшевой области смещения: между Африканской и Евразийской плитами в районе Крит — по азимуту СВ  $6^\circ$  при скорости 2,6 см/год, в районе Сицилия — по азимуту СВ  $358^\circ$  при скорости 2,3 см/год, в районе Гибралтара — по азимуту СВ  $345^\circ$  при скорости 3 см/год, между Американской и Тихоокеанской плитами в районе Восточно-Алеутского желоба — по азимуту ЮВ  $4^\circ$  при скорости 5,6 см/год, между Американской и Антарктической плитами в районе северной части Центрально-Американского желоба — по азимуту СВ  $39^\circ$  при скорости 4 см/год.

Эти данные целесообразно прокомментировать. На рис. 1 легко увидеть, что три района (Крит, Сицилия и Гибралтар) расположены соответственно в направлении от периферии сейшевой области к ее центру. В этом же направлении в полном соответствии с идеей тектоносферных сейшений азимуты относительного движения плит от северо-восточных к северо-западным (и, что важно, в узком диапазоне значений, близком к направлению на север). От периферии к центру уменьшаются и линейные скорости смеще-

<sup>12</sup> См.: Белоусов В. В., Сорский А. А., Бунэ В. И. Сейсмоструктурная карта Европы. М., 1966.

<sup>13</sup> См.: Суворов А. П. Глубинные разломы платформ и геосинклизон. М., 1973.

<sup>14</sup> См.: Ле-Пшонн К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., 1977. С. 86.

ний, что тоже отвечает представлениям о вращении, поскольку длина дуги уменьшается при сокращении радиуса. Для последние точки на Американской плите, так же как серии субгоризонтальных смещений на дне Тихого океана от Мендосино до Клипертона, не менее удачно подтверждают нашу мысль. Правда, тихоокеанские разломы образуют хотя и пологие, но дуги, обращенные выпуклой стороной к северу — северо-западу, в то время как форма сейшевой области (+43, —46) должна была бы продуцировать обратную кривизну. Не исключено, что это небольшое отклонение от ожидаемой формы возникло в результате искажающего влияния соседней сейшевой области (+24, —23).

Все это представляет собой достаточно четкую, пожалуй как бы лежащую на поверхности геологическую информацию, хорошо согласующуюся с предположением о существовании тектоносферных сейш. Но обоснование его может быть и более сложным, требующим некоторых специальных построений или методов обработки.

В качестве примера сошлемся на рис. 3. Из этого рисунка видно, что смещение по точкам наблюдения составляет 840 км (от 1 до 2) и 540 км (от 2 до 3). Средняя скорость поворота соответственно составляет  $V_{1-2} = 1,05$  см/год,  $V_{2-3} = 1,42$  см/год. Добавим, что мы не стремились к математической строгости геометрических построений и потому ограничились визуальной схемой (построенной на основе карт В. Е. Хаина<sup>15</sup>), которая, впрочем, вряд ли ошибочна в отношении порядка значений линейной скорости, оцененной для широты Флориды. Конечно, эта схема требует еще многих пояснений и обсуждений, она вызывает различные вопросы (например, действительно ли поворачивался щит или это было кажущееся вращение, когда структуры щита практически не деформировались, а относительно них поворачивались прилегающие более мобильные области и т. д.). Мы сознательно сейчас обходим эти сложности, чтобы сосредоточить внимание не на том, «как это происходит», а на том, «имеет ли данный процесс место». Поэтому более важными в приводимой здесь схеме оказываются не цифры, а совпадение центров предполагаемого вращения щита с районом Гудзонского залива, т. е. с серединой узловой линии сейш (+43, —46) (см. рис. 1); смещение осевых линий щитов этих центров против часовой стрелки и т. д.

Схема, подобная рис. 3, была построена нами (также на картах В. Е. Хаина) и для паперозоя и дала сходные р

<sup>15</sup> См.: Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., 1974.

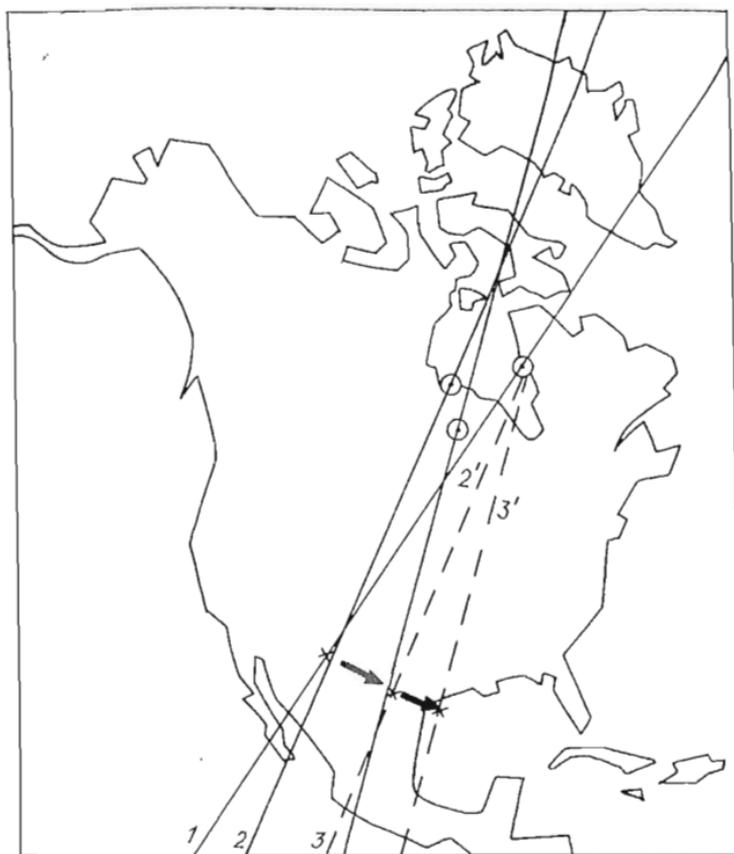


Рис. 3. Иллюстрация возможного вращения платформы Северо-Американского континента в протерозое (масштаб 1 : 600 000 000).

1—3 — ориентация длинной оси щита: 1 — в конце карельского тектонического этапа (1800 млн лет назад), 2 — в конце гренвилльского этапа (1000 млн лет назад), 3 — в конце байкальского этапа (550 млн лет назад). Круги с точкой — центры вращения осей, пунктирные линии 2' и 3' — положение осей, если перенести центры их вращения в точку поворота линии 1. Крестики — точки наблюдений над вращением, стрелки — направление поворота длинных осей щита.

результаты как относительно направления возможного вращения, так и относительно порядка линейных скоростей. В дополнение к рис. 3 приведем вихревую систему структуры докембрия Северной Америки в интерпретации О. И. Слензак<sup>16</sup> (рис. 4).

Область (+24, -23) расположена и в северном, и в южном полушариях. Может быть, поэтому явных признаков сейшевого вращения здесь не наблюдается, так как происходит если не полная, то частичная компенсация крутящих моментов.

<sup>16</sup> См.: Слензак О. И. Вихревые системы литосферы и структура докембрия. Киев, 1972.



Рис. 4. Схема сочетания складчатых зон Северной Америки.

Но кое-что все-таки просматривается и здесь. На схеме относительного движения плит<sup>17</sup> в трех точках на границе Американской и Антарктической плит определены направление и скорость перемещения: у Северо-Перуанского желоба (широта 4°) по азимуту СВ 677° при скорости 8,8 см/год, у Южно-Чилийского желоба (широта 35°) по азимуту СВ 74° при скорости 8,7 см/год, у мыса Горн (широта 50°) по азимуту ЮЗ 240° при скорости 3,1 см/год. На палеотектонических схемах Южной Америки таких явных тенденций к вращению, как на схемах Северной Америки, не наблюдается, однако это не означает, что крутящих напряжений в этой области не было.

Если вращение сейш в северном и южном полушариях происходит в разные стороны, то на экваторе теоретически никакого вращения не должно быть, а к более высоким широтам момент крутящих сил должен возрастать. Поэтому в сейшах, расположенных по обе стороны от экватора, особенно если такое разделение несимметрично, будут возникать напряжения, очень сложные по знаку и величине. В области (+24, -23) в экваториальной полосе на западе должны появляться сжимающие усилия, а на востоке — растягивающие.

Схема О. И. Слензака<sup>18</sup> как будто отражает именно такие тенденции, палеотектонические карты В. Е. Хаина<sup>19</sup> тоже. Позволим себе небольшой комментарий к ним. Если на Северо-Американском континенте щит, возникнув, по существу, сохранился до наших дней и за свою геологическую историю испытал разрушение и воссоздание главным образом на периферии, то щит Южной Америки подвергался серьезным геологическим реконструкциям. Еще более тяжелые геологические катаклизмы выпали на долю Африканского континента, платформа которого претерпела многочис-

<sup>17</sup> См.: Ле-Пшон К., Франшо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит.

<sup>18</sup> См.: Слензак О. И. Вихревые системы литосферы и структура докембрия.

<sup>19</sup> См.: Хаин В. Е. Региональная геотектоника...

ленные и сложные перестройки. Да и сейчас, пожалуй, он более остальных материков «трещит по швам». С позиций концепции тектоносферных сейш, такая геологическая судьба является для него естественной, так как он находится между четырьмя сейшевыми областями, которые как бы перемалывают его. По-видимому, можно ожидать, что датировки моментов перестройки щитов Южной Америки и Африки в какой-то мере будут совпадать.

Объем статьи не позволяет прокомментировать другие сейшевые области тектоносферы (см. рис. 1). При желании читатель сможет сделать это сам.

Наши рассуждения не детализированы — обсуждаются лишь принципиальные возможности использования модели атмосферной «машины» типа термобарических сейш для изучения и объяснения тектоносферных процессов. Создается впечатление, что такие аналоги могут иметь место. Больше того, обращение к ним принесет бесспорную пользу, так как формирует вполне конкретный подход к известным геологическим фактам, позволит применять в геологии уже разработанные математические схемы и решения, а возможно, и перейти к аналоговому моделированию если не основных, то хотя бы вспомогательных задач. Проверка же и уточнение сейшевой модели тектоносферы должна заключаться не только в анализе традиционной геологической информации, но и в попытках количественной оценки различных параметров тех или иных составляющих тектоносферы (например, вязкости, средних коэффициентов теплопроводности, упругоэластичности и т. д.).

Пока что трудно сказать, к машине какого рода, второго или третьего, тектоносферные сейши ближе. Если тектонический цикл удастся уподобить астрономическому году и окажется, что распределение в нем внутреннего тепла Земли обуславливает различное нагревание сейшевых полюсов, будут основания считать тектоносферные сейши «машинами» второго рода. Если же температурные аномалии сейшевых полюсов имеют постоянный знак, то более близким аналогом будет машина третьего рода.

Рассмотренные аналогии, разумеется, не являются явными и требуют дальнейшего анализа. Если он подтвердит высказанные здесь почти эвристические идеи, то перед геологией откроются новые, чрезвычайно интересные перспективы.

## К ВОПРОСУ О НЕКОРРЕКТНОСТИ ЭВОЛЮЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

А. В. ЛАДЫНИН, канд. геол.-мин. наук

Для повышения надежности прогнозов на этапе региональных геолого-геофизических исследований требуются: во-первых, расширение комплекса методов и увеличение объемов региональных геолого-геофизических работ разными методами с повышением их точности и детальности, т. е. рост количества и качества фактической информации; во-вторых, конструктивный подход к обобщению, систематизации, количественному взаимосогласованию фактических данных, полученных разными методами и характеризующих различные стороны, части или свойства исследуемых объектов. Такие конструктивные подходы к увязке и комплексной интерпретации фактической геолого-геофизической информации может обеспечить региональная геодинамика.

Проблематика и задачи геодинамических исследований определяются в значительной мере степенью многозначности и неустойчивости решений в разных классах возможных задач геодинамики, эффективностью методов, качеством фактической информации. Этим методологическим аспектам и посвящена настоящая статья.

**Содержание геодинамики и ее место в комплексе наук о Земле.** Цель геодинамических исследований состоит в выяснении путей геологической эволюции, механизмов формирования геологических объектов, преимущественно крупномасштабных — от земных оболочек до структур, контролирующих размещение залежей полезных ископаемых. Геодинамика должна служить теоретической основой обобщения геолого-геофизических данных не только при выявлении природы геологических процессов, но при изучении структуры литосферы, а особенно при решении тех проблем, когда важно знать причинно-следственные соотношения между глубокой и приповерхностной структурами земной коры.

В геодинамике можно выделить три главных направления, различающихся типами задач, особенностями их постановки и подходами к их решению.

*Описательная (феноменологическая) геодинамика* ориентируется на систематизацию фактических данных разных разделов геологии, геофизики, результатов повторных геодезических измерений, на их геодинамическую интерпретацию с построением гипотез о природе геодинамических про-

ессов. В описательной геодинамике значительное место занимает методическая линия, связанная с переводом фактической геолого-геофизической и другой информации на язык геодинамики (с определением характеристик структуры и кинематики объектов исследования в терминах, необходимых для геодинамической интерпретации). Особенно много работ такого рода посвящено оценкам характеристик напряженно-деформированного состояния земной коры. Они представляют собой важное связующее звено между описательной и региональной геодинамикой.

В рамках *теоретической геодинамики* исследуется, преимущественно методами математического моделирования, эволюция типичных структур литосферы или более крупных частей Земли. При этом решаются прямые задачи. В них задаются плотностная и температурная структуры, определяющие геологические соотношения, уравнения движения с крайними условиями, возможные пределы изменения коэффициентов переноса. Изучаются эволюция модели, ее структурно-кинематические состояния в соответствии с наблюдаемыми **ситуациями** в отдельных геотектонических областях.

Как правило, модель, уравнения и особенно крайние условия выбираются со значительной схематизацией явления, чтобы обеспечить исследование какого-то одного, ведущего геодинамического процесса, достаточно простого в аналитическом или численном математическом описании. Последнее определяется известным требованием разрешимости геодинамической задачи. Имеется, например, много публикаций по моделированию тепловой конвекции в мантии, существует ряд работ по концентрационной (химической) конвекции, по мантийному диапиризму, по моделированию процессов изостатического регулирования, имеются работы по движению фазовых границ, однако практически нет исследований, где эти процессы рассматривались бы в комплексе и во взаимодействии.

Класс разрешимых таким путем задач довольно узок; некоторое его расширение достигается за счет соединения методов физического и математического моделирования. Вместе с тем экспериментальные методы пока не проникли в теоретическую геодинамику так широко, как, например, в тектонофизику, где они используются для выяснения природы геологических объектов верхней части коры. Можно видеть в перспективе выделение специального направления — экспериментальной геодинамики, но пока результатов такого рода в изучении крупномасштабных геологических процессов очень немного.

*Региональная геодинамика* выясняет механизмы формирования конкретных или тектоногенетических структур литосферы. Это соответствует целям всей геодинамики, следовательно, с точки зрения иерархии целевых установок региональная геодинамика является направлением более высокого уровня, чем описательная и теоретическая, результаты которых лежат в основе постановки задач региональной геодинамики.

Суть названных задач — восстановление процесса по его структурно-кинematicкой реализации. Это обратные геодинамические задачи, в общем случае некорректные. В теоретической геодинамике пока отсутствуют разработки по проблемам единственности и устойчивости решений такого рода задач. Отсюда альтернативный подход к выбору конкретного механизма эволюции исследуемого тектологического объекта. Критериями выбора являются, во-первых, возможность реализации этого механизма в реальных физических условиях, определяемых физическими характеристиками среды, и, во-вторых, необходимость привлечения именно такого механизма для объяснения структурных и кинematicких характеристик среды в их взаимосогласованности.

Как известно, классические условия корректности задачи означают существование, единственность и устойчивость ее решения. Если конкретный геодинамический механизм выбран в соответствии с указанными критериями, можно говорить, что решение задачи существует.

**Проблема единственности и устойчивости решений обратных задач геодинамики.** Обратная задача геодинамики в принципе ставится следующим образом. По известным структурным и кинematicким характеристикам современной литосферы и подстилающей мантии (актуальное состояние) требуется восстановить ход эволюции систем из некоторого, априори не известного начального состояния (пока не рассматриваются задачи палеогеодинамики).

Доказательств единственности решений такого рода задач даже применительно к самым простым геодинамическим процессам нет. Такой вывод следует из анализа решений прямых задач геодинамики методами математического моделирования. Уместно сравнение с обратными задачами теории потенциальных геофизических полей: там прямые задачи всегда имеют единственное решение, но для корректности обратных задач необходимы выполнение довольно жестких условий и (или) закрепление части определяемых параметров. Те же принципы ограничения и закрепления параметров, по-видимому, применимы и в обратных задачах геоди-

намики, для чего требуется, очевидно, значительный объем дополнительной информации об исследуемых объектах на разных стадиях их эволюции.

При решении прямых задач геодинамики обнаруживаются факты потери информации о прошлых состояниях системы. С этим связана известная в термодинамике необратимость таких систем, невозможность восстановления их истории, несмотря на формальную инвариантность уравнений движения по отношению к обращению времени. Фактически направление эволюции в таких задачах задается не уравнениями, а выбором исходной модели и краевых условий.

Помимо указанных выше свойств геодинамических процессов, важным фактором некорректности обратных задач геодинамики является неполнота геодинамического описания системы. Здесь отмечается три аспекта: а) вне конкретной модели процесса неизвестен набор характеризующих его параметров; б) не все существенные параметры принципиально определены (измеряемы); в) любые измерения геодинамических параметров имеют погрешности, часто весьма значительные.

Обусловленные неполнотой описания ситуации удобно анализировать, опираясь на представление о траекториях в фазовом пространстве, или мировых линиях, известное в аналитической динамике и в теории оптимального управления. Применительно к геодинамике фазовым пространством считается совокупность евклидовых координат, скоростей или импульсов, свойств среды, физических условий, заданных как функции времени.

При полном и точном описании процесса состоянию системы в любой момент времени соответствует точка на траектории. Доказано, что в аналитической динамике такие траектории не пересекаются, а могут лишь асимптотически сближаться в особых точках, т. е. возможна единственность описания. В геодинамике к такому классу систем относятся лишь отдельные процессы: движение сферического дишпаира в однородной высоковязкой среде, изостатическое регулирование структур малой амплитуды, тепловая конвекция при малой надкритичности и некоторые другие квазиравновесные процессы.

Неполнота геодинамического описания означает, во-первых, отсутствие некоторых координат в принципе или из-за недостатка информации; во-вторых, колебание точек, соответствующих состояниям системы, из-за погрешностей определения параметров и неточности временной привязки. В первом случае мы фактически имеем проекции траекторий

на пространство меньшей размерности. Простые геометрические соображения приводят к выводу о невозможности восстановления пространственной кривой по одной из ее проекций. Неопределенность положения точек порождает возможность прохождения через них нескольких траекторий, а следовательно, возможность переходов с одной траектории на другую. Поскольку для реальных геодинамических процессов априори не известен исчерпывающий набор параметров состояния, может иметь место пересечение траекторий. Таким образом, промежуточные состояния разных процессов могут совпадать при их неполном описании.

В любом геодинамическом механизме, независимо от его масштаба и области действий, велика роль теплопереноса и перераспределения плотностных неоднородностей в гравитационном поле Земли. Оба процесса самопроизвольно могут идти только в направлении выравнивания неоднородностей. Для тепловых неоднородностей это следует из второго закона термодинамики. Плотностные неоднородности, стремясь в гравитационном поле к положению с минимумом потенциальной энергии, поднимаются или опускаются во вмещающей среде до уровней с такой же плотностью, а затем растекаются на этих уровнях, давая в пределе сферически симметричную равновесную структуру.

Результаты физического и математического моделирования адвекции показывают, что в такого рода процессах вначале из простой слоистой структуры с инверсией плотности развиваются весьма сложные распределения, а конечные равновесные структуры с нормальным возрастанием плотности по мере увеличения глубины становятся предельными (при  $t \rightarrow \infty$ ) и реально могут не достигаться. Сложные промежуточные распределения плотности не поддаются детальному прогнозу из-за неустойчивости процесса по отношению к флуктуациям условий и свойств среды. Поэтому и обратные задачи не дают восстановления исходной плотностной структуры и процесса в целом ни по упомянутому промежуточному состоянию, ни тем более по конечной равновесной структуре.

Ряд моделей геодинамических процессов (конвекции в мантии, глубинного диапиризма или адвекции) могут существенно различаться по структурно-кинематическим характеристикам их конкретных реализаций (состояний на фиксированных временных срезах) в зависимости от соотношений определяющих параметров, выраженных безразмерными комплексами (числами Рэлея, Грасгофа, Прандтля, Райпольдса и т. д.).

Сложности модельного описания геодинамических процессов возникают также в связи с наличием фазовых переходов

, неопределенностью их кинетических характеристик, возможностью неравновесных переходов и существованием гастабильных фаз, зависимостью свойств фаз и характеристик процессов от локальных термодинамических условий, установить которые практически невозможно. Сложности связаны и с тем, что в достаточно узких областях фазового пространства существуют автоколебательные (циклические) режимы, которые могут быть пропущены при неполном описании.

В отличие от геофизики в геодинамике нет утверждений временного характера, которые позволили бы указать класс единственности решений обратных задач, хотя бы ограничить области эквивалентности для получаемых решений. Следовательно, единственным выходом из положения (если считать неконструктивный путь отказа от решения таких задач) является построение виртуальных (вероятных, приближенных) геодинамических моделей или конкретных региональных структур литосферы. Эти виртуальные модели должны удовлетворять следующим условиям. Во-первых, они должны быть физически правдоподобными, т. е. возможными для известных физических условий литосферы и дестилирующей мантии. Во-вторых, в их рамках должны количественно согласовываться структурные и кинетические характеристики литосферы, выявленные с помощью комплекса геолого-геофизических методов. В-третьих, модели должны быть достаточно простыми, чтобы была возможность описания в терминах теоретической геодинамики, т. е. чтобы имелись математические модели соответствующих прямых задач. В-четвертых, не претендуя на единственность решений, они должны отличаться своими траекториями от изучаемого реального процесса не более чем на величину неопределенности (погрешности) характеристических параметров процесса.

**Принципиальные возможности региональной геодинамики и методы построения моделей.** Мы показали, что обратные задачи геодинамики принципиально неоднозначны, и восстановление хода эволюции региональных тектоноических структур литосферы в общем случае невозможно. Однако некорректность задач не является основанием для отказа от их решения. В других областях знания существует много примеров эффективного решения таких задач при наличии необходимой априорной информации и развитой технологии решения. Общие принципы и подходы к некорректным задачам должны быть применимы и в геодинамике. Важнейшим из таких принципов является выбор некоторого круга

регулярных решений, удовлетворяющих заранее поставленным условиям.

Три главные причины некорректности обратных геодинамических задач — неполнота описания модели, утрата информации о прошлых состояниях и динамическая неустойчивость исследуемых процессов — требуют для преодоления своих влияний разных условий и по-разному ограничивают возможности региональной геодинамики.

Неустойчивость геодинамических процессов вынуждает искать решения обратных задач вне критических режимов без учета флуктуаций структурных и кинематических параметров исследуемых процессов. Это связано с трудностями теоретического описания катастрофических геодинамических явлений, занимающих важное место в процессах эволюции литосферы. Замена реального процесса более простой моделью медленной эволюции, очевидно, снижает теоретическую и практическую ценность результатов, ведет к утрате части важной геодинамической информации и во всех случаях требует постоянного соотношения получаемых результатов поставленными задачами и исходными моделями на предмет корректировки направления исследований. На этом пути нельзя обойтись только одной моделью изучаемого процесса, нужны разумные альтернативы, их сравнение на основе критериев согласия результатов моделирования с реальными характеристиками объектов исследования.

Утрата информации о прошлых состояниях приводит к тому, что реально возможно восстановить только новейшие геодинамические процессы, сформировавшие современную структуру литосферы, о которой, хотя бы в принципе, можно иметь достаточно полную информацию. Что же касается моделей палеогеодинамики, то здесь главной проблемой является полнота и точность описания той «палеоактуальной» структурно-кинематической ситуации, процессы формирования которой должны быть восстановлены. В этом отношении региональная геодинамика имеет положительное методическое значение в части определения характера и способов получения необходимой исходной геолого-геофизической информации.

Неполнота геодинамического описания представляет наиболее серьезным фактором неоднозначности решений обратных задач региональной геодинамики. Однако им в отличие от первых двух факторов мы можем управлять, используя комплекс методов исследования объекта и повышая тем самым степень его изученности (в описательной геодинамике), а также расширяя набор решений прямых задач (в теор.

ческой геодинамике). Средством снижения неоднозначности такого рода является выбор из альтернативных моделей учаемого процесса такой модели, которая согласуется с наибольшим объемом фактической информации.

Таким образом, реально разрешимыми задачами региональной геодинамики следует считать: а) восстановление (на уровне альтернативных виртуальных моделей) механизмов формирования современной структуры литосферы, связанной преимущественно процессами неоген-четвертичной тивизации; б) выявление главных структурообразующих процессов для тектонотипических и уникальных элементов литосферы; в) установление принципиальных связей характеристик структуры литосферы с конкретными типами геодинамических процессов, что важно для палеогеодинамических конструкций.

\* \*  
\*

Итак, сделаем выводы.

1. Главная задача региональной геодинамики — выяснение механизма формирования современной литосферы. Оно приводит к познанию геологической истории; количественному взаимосогласованию разнородной геолого-геофизической информации о структуре и динамике объектов; прогнозу новых структурных элементов и их динамики.

2. Основой региональной геодинамики являются геолого-геофизические данные о строении, свойствах, кинематике и динамике главных структурных элементов литосферы.

3. Методологическую базу региональной геодинамики составляет систематизированный набор прямых задач, решаемых методами математического моделирования в рамках теоретической геодинамики.

4. Главная задача региональной геодинамики по существу ее постановки есть обратная задача, в общем не единственная и неустойчивая. Это связано с бифуркациями и неустойчивостью решений многих прямых задач геодинамики; утратой части информации о прошлых состояниях; неполнотой фактического описания изучаемой системы из-за замкнутости набора параметров, неопределенности части из них и погрешностей оценки других.

5. Принцип постановки и решения задач региональной геодинамики — построение альтернативных эволюционных моделей.

6. Реально разрешимы следующие задачи региональной геодинамики: восстановление механизмов неоген-четвертич-

ной активизации литосферы; выявление основных структурообразующих процессов для узловых тектонических объектов регионального уровня; установление принципиальных связей характеристик структуры литосферы с конкретными типами геодинамических процессов или путями эволюции.

В заключение отметим, что, хотя в ближайшей перспективе не имеется оснований ожидать окончательного решения вопроса о механизмах геодинамической эволюции литосферы, результаты региональной геодинамики в части систематизации обширного фактического материала и возможность прогноза некоторых геологических характеристик вполне оправдывают усилия по развитию этих исследований.

## ОФИОЛИТОГЕНЕЗ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*П. П. КУЗНЕЦОВ, канд. геол.-мин. наук,  
В. А. СИМОНОВ, канд. геол.-мин. наук*

Представления о характере Земли как геологического тела определяют мировоззренческую позицию исследователя рассматривающего геологические объекты разного ранга начиная с ассоциаций горных пород. Наиболее ярко это проявляется при исследовании проблем офиолитов и океанической коры, когда решение частных вопросов взаимоотношения горных пород оказывается связанным с решением вопросов истории геологического развития целых сегментов планеты и ее геосфер. Исследуя взаимоотношения горных пород офиолитовой ассоциации, мы также обратились к формулированию интегральной концепции формирования офиолитов — концепции офиолитогенеза. В соответствии с данной концепцией офиолитогенез рассматривается как суммарное явление новообразования земной коры в процессе развития офиолитовых зон<sup>1</sup>.

Проведенный нами анализ методик исследования вещественного состава офиолитов показал, что на геохимическом, минеральном и петрографическом уровнях информация геологических телах соответствующего ранга может быть непротиворечиво проинтерпретирована с позиции любой из существующих концепций геотектоники — фиксизма, ново-глобальной тектоники и т. д.<sup>2</sup> Затруднения возникают при

<sup>1</sup> См.: Кузнецов П. П., Симонов В. А. Офиолитогенез в рифтовых зонах // Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск, 1983.

<sup>2</sup> См.: Кузнецов П. П., Симонов В. А. Офиолиты и рифты. Новосибирск, 1988.

изучении геологических тел, начиная с фациального уровня и выше, так как они формируются за счет геологических процессов более высокого ранга, определяющих фациальные обстановки осадконакопления, эволюцию состава расплава в промежуточных магматических камерах и т. д. В конечном счете сочетание этих обстановок определяет возникновение ассоциации горных пород, диапазон условий формирования которых закономерно изменяется от глубинных подкоровых до приповерхностных — морских и субаэральных, т. е. соответствует объему полного разреза земной коры.

Методически выделение офиолитов в особый класс геологических тел, представляющих собой фрагменты «новообразованной» земной коры, т. е. объекта, по своему рангу соответствующего геосферам, требует также определенного рангового соподчинения рифтовых структур, в которых формируются офиолиты.

Установленная закономерность чередования режимов растяжения и сжатия, зафиксированная в развитии любой конкретной офиолитовой ассоциации, приводит к представлению о том, что взаимосвязанные процессы рифтогенеза и офиолитогенеза имеют в геологической истории земной коры циклический характер. Цикличность процессов тектогенеза, в которые вовлекаются образования офиолитовой ассоциации наиболее непротиворечиво объясняется с позиции пульсационной гипотезы развития Земли. Геологические и геофизические признаки и возможные причины изменения и колебания объема планеты рассматриваются в работах многих исследователей<sup>3</sup>.

Поскольку офиолиты как продукт процессов новообразования симатической земной коры составляют, вероятно, значительную часть объема земного вещества, поступающего в состав земной коры из мантии, процесс офиолитогенеза является одним из наиболее мощных факторов образования коры, определяющих ее геологическую эволюцию. Изучение офиолитогенерирующих структур позволило произвести их ранжирование в зависимости от роли этих структур в геологической истории Земли.

Планетарным структурообразовательным фактором первого ранга является первично-асимметричное строение зем-

<sup>3</sup> См.: Кротоцкий П. Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В. А. Обручева и мобилизм // Проблемы расширения и пульсаций Земли. М., 1984; Летавин А. И. Эволюция Земли и тектоника континентальной литосферы // Там же; Милановский Е. Е. Развитие и современное состояние проблемы расширения и пульсаций Земли // Там же; Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1940. № 1; и др.

ного шара, подразделенного на Индо-Атлантическое (Гондванское) и Тихоокеанское полушария <sup>4</sup>. Вдоль Тихоокеанского тектонического пояса в течение каждого цикла растяжение — сжатие происходит формирование различных геосинклинальных структур, имеющих разную степень геологического развития, а затем по этим образованиям — формирование складчатых поясов.

Полициклическим характером развития геологических структур на границе разнородных полушарий объясняется, с одной стороны, исчезновение значительной части образований фазы растяжения на последующих этапах сжатия, а с другой — геофизическая картина, интерпретируемая как проявление субдукции, поскольку «океанское» Тихоокеанское полушарие в процессе взаимодействия на фазе сжатия своими пограничными частями участвует в относительном поддвиге образований Тихоокеанского сегмента литосферы под более «континентальные» образования Индо-Атлантического сегмента. Литосфера и земная кора Индо-Атлантического сегмента в геологическом отношении более мобильны, чем древняя земная кора Тихоокеанского полушария, и характеризуются более высокой способностью к горизонтальным перемещениям крупных литосферных блоков на различных уровнях разреза.

В пределах единичного цикла пульсации планеты на фазе расширения увеличение ее объема возникает на мантийном уровне, что приводит к разрыву хрупкой литосферы снизу <sup>5</sup>. Следствием возникновения разрывов является адиабатическое плавление литосферного вещества, подъем изоград в локальных зонах разрывов и образование рифтовых зон. С этими процессами связано развитие офиолитогенеза, который сопровождается мощным вулканизмом и конвективным выносом тепла. В результате должен проявиться процесс теплового дренирования литосферы и астеносферы на глубину в десятки и первые сотни километров. В соответствии с рисунком расколов литосферы перемещение изоград носит волнообразный характер и имеет неравномерное распределение по площади.

Тепловое дренирование и относительное остывание значительных по объему горизонтов глубинного вещества приводят к фазовым переходам, временному относительному

---

<sup>4</sup> См.: Пуцаровский Ю. М. О происхождении океанов в связи с их тектоническим районированием // Проблемы тектоники земной коры. М., 1981.

<sup>5</sup> См.: Киркинский В. А. Механизм и цикличность глобального тектогенеза // Новосибирск, 1987.

уменьшению объема планеты, возникновению дифференцированных тектонических напряжений на различных уровнях литосферы и их разрядке в форме соответствующих тектонических подвижек. На фазе расширения складчатость проявляется на межрифтовых участках литосферы за счет возникновения латеральных сил, связанных с более высоким положением уровня верхней границы астеносферы под рифтами<sup>6</sup>, а на фазе сжатия проявляется общая складчатость со сколовым раздавливанием рифтовых зон и связанным с этим образованием аллохтонных офиолитовых поясов.

В рамках глобального тектогенеза возникновение мировой системы рифтов за счет проявления отдельной фазы увеличения объема планеты — тектоническое событие менее высокого ранга, чем тектогенез, обусловленный асимметрией строения планеты, так как в различные фазы рифтовая система может закладываться вне зависимости от структурного рисунка, сформированного в предыдущую фазу пульсации.

Частные внутриконтинентальные рифты мозаично-блоковых складчатых областей и сопряжений, где также идет развитие офиолитов, относятся к категории структур и явлений третьего ранга. Их природа определяется возникновением «термических диапиров», т. е. нарушением положения фронта изоград фазовых переходов, декомпрессионным плавлением и образованием выступов астеносферы. Последние связаны с разрывами, которые являются оперяющими по отношению к линеаментам, входящим в мировую систему рифтов, т. е. к структурам второго порядка глобального тектогенеза Земли. В качестве примера можно назвать Алтае-Саянскую и Центрально-Казахстанскую мозаично-блоковые складчатые области. Судя по наличию фрагментов рифейско-кембрийских образований внутри Обь-Зайсанской эпигеосинклинальной складчатой области линейного типа, указанные мозаично-блоковые складчатые области оперяют рифейско-кембрийский линеамент второго порядка, по которому впоследствии унаследованно развивался герцинский Урало-Монгольский геосинклинальный пояс с офиолитами соответствующего возраста.

---

<sup>6</sup> См., например: Киркипский В. А. Механизм и цикличность...

## ОСНОВЫ КОНЦЕПЦИИ УНИКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

В. Б. ШМАКИН

Обращаясь к материалам сравнительной планетологии<sup>1</sup>, мы можем видеть, что все планеты земной группы, кроме Земли, практически завершили свое активное развитие и в настоящее время все процессы на них свелись к вулканизму, трещинообразованию и ветровой эрозии. Длительность активной жизни той или иной планеты прямо пропорциональна ее массе, объему и степени дифференциации внешних оболочек. Такие оболочки (магнито-, атмо-, гидро-, седиментосфера) являются буфером между планетой и внешней средой, ареной круговоротов вещества и энергии. По существу, это открытые системы, осуществляющие активный обмен веществом и энергией с внешней средой в виде преимущественно циклических процессов.

Земля по размерам, массе, удельной массе и общему составу твердых оболочек имеет наибольшее сходство с Венерой, а по ротационному режиму и параметрам атмосферы и гидросферы — с Марсом. Однако Земля обладает и уникальными чертами, которые резко выделяют ее в ряду планет и ставят предел упрощенным сопоставлениям, интерполяциям и экстраполяциям в планетном ряду. Это такие особенности, как наличие крупного, единственного в Солнечной системе сравнимого по размеру с самой планетой спутника, мощное (в  $10^4$  раз сильнее, чем у Марса, и в  $10^7$  — чем у Меркурия) магнитное поле, наличие самой мощной гидросферы и, наконец, биосферы и тесно связанной с нею окислительной атмосферы. Уникальна и активная тектоническая (включая сейсмическую и вулканическую) жизнь Земли<sup>2</sup>. Случайное сочетание шести таких черт уникальности совершенно невероятно (вероятность его составляет  $1/15625$ ).

Ведущей и наиболее яркой чертой уникальности Земли является наличие биосферы. Однако первичным уникальным свойством, обусловившим появление всех других, биосфера вряд ли может быть. Скорее всего, наиболее фундаментальным отличием, не зависящим от присутствия или отсутствия других черт уникальности, а, наоборот, являющимся их причиной, следует признать наличие Луны. Для образования же биосферы требовались соответствующие тем-

<sup>1</sup> См.: Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Геохимия. 1985. № 1.

<sup>2</sup> См.: Кривошцкий А. Е. Некоторые особенности природных условий Земли и других планет // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1985. № 5.

температурные условия, наличие воды и углеводорода. Такие условия в общем могли сформироваться и на Венере, и на Марсе, ибо главное для этого — соответствующая материнская зона протопланетной туманности и размеры тел. Но необходимым условием развития жизни надо признать и наличие мощной магнитосферы, создающей радиационные пояса — экраны, защищающие от ионизирующих излучений. Это условие сформировалось только на Земле благодаря инициирующему воздействию лунных приливов.

Разрабатываемая ныне гидродинамическая теория магнитного поля является огромным достижением геофизики, однако она пока не дает убедительных объяснений относительно возможного источника энергии для запуска машины типа динамо (гипотезы о миграциях в ядре кремния вверх или железа вниз, о былом высоком содержании калия, обеспечившем радиоактивный разогрев, малообоснованны и никак не объясняют нестационарностей магнитного поля). Вместе с тем и само наличие мощного магнитного дипольного момента только у Земли (хотя железные ядра есть и у Марса и у Венеры), и период основных колебаний спектра магнитного поля в 7,5 тыс. лет, и западный дрейф поля на 0,2 град/год заставляют искать источники энергии для динамомодели в ротационном режиме Земли и приливном действии Луны и им же, а также прецессионно-нутаационным механизмом объяснять нестационарности магнитного поля. Вероятно, скорее в магнитологии будет получено более строгое обоснование данного вывода.

Гидросфера обычно считается лишь пассивной средой для развития биосферы, так же как литосфера — для гидросферы. Между тем взаимодействие этих геосфер сложно и противоречиво. Очевидно, ведущую роль в поддержании и увеличении объема гидросферы играет биосфера, и вполне вероятно, что значительная часть воды на поверхности нашей планеты — продукт самой жизни<sup>3</sup>, так же как и свободный кислород атмосферы. Кроме того, гидросфера, особенно подземная, связана с магнитосферой, создавая недипольные ее компоненты, которые могут играть большую роль в эпохи перестройки магнитного поля и опосредованно воздействовать (будучи стартерными механизмами) на динамо ядра Земли. При этом используются приливные колебания подземных вод<sup>4</sup>.

<sup>3</sup> См.: Глотов В. Е. Неживое из воды, а вода из живого // Химия и жизнь. 1981. № 12.

<sup>4</sup> См.: Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры: Дренажная оболочка земной коры. М., 1971.

Приливы могли служить стартером и для биоморфных круговоротов. Во многих минеральных образованиях (кристаллах, глинистых частицах)<sup>5</sup> наблюдаются зачатки тех или иных свойств живого — фотосинтеза, полимеризации, метаболизма, катализа реакций, необходимых для поддержания равновесия со средой, накопления и передачи информации, самовоспроизведения. Наиболее существенным свойством позволяющим приравнивать, например, глинистые минералы к протоорганизмам<sup>6</sup>, является способность к аккумуляции и передаче энергии, в частности солнечной. Однако и глину нельзя считать просто предшественником или средой для развития органической жизни — в значительной степени глинистые минералы сами являются продуктом жизни и геохимических условий и процессов на поверхности Земли, ею созданных. Взаимосвязь кристаллического, глинистого и органического вещества, очевидно, имеет более сложный и глубокий системный характер<sup>7</sup>.

Таким образом, на поверхности нашей планеты сформирована устойчивая, самоподдерживающаяся система (земная кора, в понимании В. И. Вернадского<sup>8</sup>, или гипергенная оболочка, по Ю. А. Косыгину<sup>9</sup>), элементами, подсистемами которой являются атмо-, гидро-, магнито- и биосфера. Очевидно, что уникальность этой системы определяется и тектоническими свойствами. Для жизни тектоносферы характерны те же основные признаки, которые отличают всю систему «земная кора», они имеют много общего с отличительными свойствами живого организма. Это постоянное движение в пределах определенных форм, автаркия, саморегуляция равновесий внутренних и внешних, стремление противостоять нежелательным изменениям среды и т. п.

В основе деятельности земной коры лежат «круговороты», а источниками энергии являются солнечная радиация и гравитация. Круговороты вещества и энергии и соответствующая им цикличность наблюдаются и в отдельных организмах, и в экосистемах разного ранга, и в планетарных геохимических процессах, и в тектонической эволюции Земли. Корни

---

<sup>5</sup> См.: Щербаков А. С. О генетической связи геологической и биологической форм движения материи // Методологические вопросы науки о Земле: Тез. докл. к регион. науч. симпози. Чита, 1984.

<sup>6</sup> См.: Evidence found to support mineral origin of life on Earth theory // Space Age Times. 1985. V. 11, N 11/12.

<sup>7</sup> См.: Белов Н. В., Зхус И. Д., Зубковская Е. Н. О взаимосвязи преобразований глинистых минералов и рассеянного органического вещества // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 4.

<sup>8</sup> См.: Вернадский В. И. Очерки геохимии. М., 1983.

<sup>9</sup> См.: Косыгин Ю. А. Тектоника. М., 1984.

всех циклических процессов лежат, видимо, в астроциклах, при этом живое вещество, составляя  $10^{16}$  т на  $10^{20}$  т общей массы, образует наиболее существенную часть земной коры. «Все бытие земной коры,— отмечал В. И. Вернадский,— по крайней мере 99 % по весу и массе вещества, в своих существенных, с геохимической точки зрения, чертах обусловлено жизнью»<sup>10</sup>.

Органический мир придаст процессам в земной коре, в частности циклическим круговоротам, устойчивый характер и вместе с тем определяет необратимую эволюцию земной коры. У литологов не вызывает сомнения, что геохимические системы и тектономагматические циклы с позднего архея не претерпели коренных изменений ни по форме, ни по вещественному наполнению<sup>11</sup>, ни по длительности<sup>12</sup>, отличаясь от древних лишь в деталях, обусловленных изменениями геологической среды.

Четвертая система (земное вещество, выходящее на дневную поверхность, гидросфера, живое и органическое вещество) создавалась и функционировала как взаимосвязанная система уже по меньшей мере 3,5 млрд лет и имела по массе и составу примерно одинаковый характер на всем протяжении обозримой сегодня геологической истории планеты<sup>13</sup>. Привимая этот вывод Св. А. Сидоренко, следует учесть также магнитосферу, ротационно-гравитационное поле системы Солнце — Земля — Луна и тектоносферу. Для последней наиболее существенным следствием деятельности биосферы является образование слоистости — важнейшего условия для проявления тектонических дислокаций.

Слоистость в той или иной форме наблюдается и на других планетах. Так, Венера покрыта, по-видимому, слоистыми базальтовыми туфами<sup>14</sup>, на Марсе широко развиты тонкослоистые золотые и криолитогенные отложения<sup>15</sup>. Но такого масштаба осадочного процесса, как на Земле, такого

<sup>10</sup> Вернадский В. И. Очерки геохимии. С. 8.

<sup>11</sup> См.: Ярошевский А. А. Динамика геохимического цикла и проблема эволюции осадочной оболочки // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М., 1983.

<sup>12</sup> См.: Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л., 1977.

<sup>13</sup> См.: Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский экзогенез // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 1. М., 1975.

<sup>14</sup> См.: Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Крючков В. П. и др. Геолого-морфологический анализ панорам «Венеры-13» и «Венеры-14» // Космич. исслед. 1983. Т. XXI, вып. 3.

<sup>15</sup> См.: Сурков Ю. А. Космохимические исследования планет и спутников. М., 1985.

разнообразия слоистых текстур и их рангов (до 11 порядков слоистой делимости <sup>16</sup>) более нигде не наблюдается. Между тем только расслоенность литосферы создает возможность для проявления складчатости.

Энергией тектонических, магматических и метаморфических процессов литосферы в значительной степени, помимо внутреннего тепла Земли, является лучистая энергия Солнца <sup>17</sup>. Достаточно ничтожной доли процента получаемой ежегодно земной поверхностью солнечной радиации ( $3,3 \cdot 10^{31}$  эрг), которая консервировалась бы биосферой при выветривании, окислении, образовании гипергенных минералов и в дальнейшем высвобождалась бы при метаморфизме, чтобы обеспечить энергетику земной тектоники ( $10^{25-26}$  эрг/год)<sup>18</sup>.

Другим возможным прямым источником тектонической энергии могут быть ротационные факторы, в частности связанные с первопричиной уникальности Земли — наличием Луны и лунными приливами. Количество приливной энергии составляет  $10^{28}$  эрг/год <sup>19</sup>, причем подавляющая часть ее расходуется на упругие, обратимые деформации литосферы и ход приливных волн в атмосфере и гидросфере. Но даже эти волны, особенно в мелких морях, производят ясно выраженную геологическую работу — планацию шельфов, создают напряжения на восточных окраинах материков, резко усиливают приливное замедление вращения Земли. Накопление бесчисленного множества раз повторяющихся, пусть небольших, ротационных и приливных деформаций необходимо приводит к глобальным эффектам <sup>20</sup>. Примером накопления ничтожных приливных возмущений под влиянием Земли является современный ротационный режим Венеры, всегда повернутой к Земле одной стороной.

На возможность и необходимость тектонических последствий тех или иных ротационных эффектов многократно указывали, начиная с Дж. Дарвина, многие видные геологи и геофизики. В нашу задачу не входит анализ многочисленных ротационных гипотез тектогенеза, но отметим, что с их позиций убедительное объяснение находят регматическая

<sup>16</sup> См.: Косыгин Ю. А. Тектоника.

<sup>17</sup> См.: Тимофеев П. П., Щербаков А. В. Проблема энергетики гипергенных процессов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 1.

<sup>18</sup> См.: Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., 1983; Николаев Н. И. О происхождении тектонических движений и принципах их классификации // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 4.

<sup>19</sup> См.: Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе // Геотектоника. 1986. № 6.

<sup>20</sup> Там же.

сеть Земли, черты ее глобальной симметрии-десимметрии, происхождение систем островная дуга — глубоководный желоб, сокращение ширины складчатых зон при неизменности размеров планет, изостатические механизмы, современные меридиональные перекосы крупнейших плит, периодичность тектогенеза и многие другие наблюдаемые в земной коре явления.

Очевидно, на нашей планете, помимо прочих, можно выделить ротосферу — сферу ротационных сил. Важными моментами, характеризующими такой подход, являются, во-первых, то, что ведущий механизм рассматриваемых процессов не гипотетичен, а наблюдаем и прост; во-вторых, то, что механизм этот — специфически земной, отвечающий уникальности тектоники нашей живой планеты; в-третьих, то, что отвергать это невозможно, так же как закон всемирного тяготения, — можно лишь сомневаться в деталях передачи приливной энергии в тектоническую.

Таким образом, развитие земной коры с момента ее создания и начала функционирования как самовоспроизводящей системы определяется в основном внешними факторами. Результаты, полученные в области сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия, позволяют сделать вывод о качественном отличии динамики последних 3,5—4 млрд лет от более ранней и от марсианской и венерианской, определяемых преимущественно тепловой историей планеты<sup>21</sup>. Правда, многие исследователи видят причину этих отличий в конвекционных механизмах планеты. Подобные попытки искать причины динамики менее плотных и более подвижных геосфер в более плотных, в частности в весьма вязкой, химически равновесной, сейсмически и вулканически пассивной нижней мантии, похожи на попытки объяснить ветер действием морских волн, а волны — движением песка на дне и в какой-то мере являются отголоском донаучной психологии, когда непонятное объясняли ненаблюдаемым, например кознями Плутона в недрах Земли. Еще В. И. Вернадский блестяще показал несводимость внешней динамики к внутренней, ссылаясь на пример метеорологии, искавшей в начале XIX в. причины атмосферных процессов в недрах Земли и лишь затем утвердившей представление об атмосфере, как о тепловой «машине» с солнечным «двигателем»<sup>22</sup>.

---

<sup>21</sup> См.: Марков М. С., Федоровский В. С. К проблеме геодинамики ранней истории Земли: аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Геотектоника. 1986. № 6.

<sup>22</sup> См.: Вернадский В. И. Очерки геохимии. М., 1934.

В свете изложенного представляется, что на разных этапах своей истории (до рубежа 4 млрд лет назад) Земля развивалась в целом обычным для планет земной группы путем. В этот период произошло формирование самой планеты и вблизи ее Луны, аккреция постепенно переросла в фазу интенсивной бомбардировки метеоритами. Энергии аккреции и бомбардировок ( $10^{32}$ — $10^{28}$  эрг/год)<sup>23</sup>, а также столь же мощного радиоактивного разогрева было достаточно для образования крупнейших вертикальных и горизонтальных неоднородностей — ядра, мантии, первичной литосферы.

Эти этапы развития — общие для всех планет земной группы<sup>24</sup>. Однако уже 4 млрд лет назад заметный вклад в геодинамику вносили лунные приливы, давшие толчок циклическим процессам. В то время, по разным оценкам, расстояние от Земли до Луны могло составлять от  $5^{25}$  до  $20^{26}$  земных радиусов, что соответствует приливному ускорению в  $10^2$ — $10^3$  раз мощнее современного. Под действием сильнейших приливов в этом двойном «волчке» был запущен одновременно с образованием железного ядра механизм гидродинамического динамо, образовались магнитное поле Земли, радиационные пояса. Это было началом отхода Земли от обычных путей эволюции, стадии которых прослежены на всех других планетах. Тогда же, около 4 млрд лет назад, интенсивные процессы в атмосфере и гидросфере, усиленные частыми и мощными приливами, игравшими роль активаторов в «химическом реакторе» земной коры, привели к формированию первых устойчивых к периодическим процессам и использующих эту периодичность для самовоспроизведения органических веществ, вскоре индивидуализировавшихся в элементы самоподдерживающей системы — биосферы. Образованию последней способствовало и прекращение интенсивной метеоритной бомбардировки, датированное для других планет рубежом 4 млрд лет назад.

Начиная с рубежа 3,5 млрд лет назад жизнь становится активной геологической силой. Биосфера, аккумулируя энергию солнца, создает окислительную атмосферу и гидросферу,

---

<sup>23</sup> См.: Марков М. С. Сравнительная планетология и ранняя история Земли // Сравнительная планетология. М., 1984.

<sup>24</sup> См.: Барсуков В. Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли.

<sup>25</sup> См.: Цареградский В. А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. М., 1963.

<sup>26</sup> См.: Жарков В. Н., Леонтьев В. В. О корреляции эволюции лунной орбиты с ростом континентальной коры // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2.

делает более резким планетарное геохимическое противоречие между эндо- и экзосферой, создает устойчивые системы геохимических и литологических круговоротов<sup>27</sup>. Свидетельства осадочных процессов, сравнимых с современными (скажем, флишевые циклы), обнаружены в раннем архее Балтийского<sup>28</sup> и Австралийского щитов. Тектоника же до рубежа 3 млрд лет назад в значительной степени еще была унаследована от катархейского этапа. Но уже в позднем архее появляется новая, специфически земная категория структур, названных М. С. Марковым и В. С. Федоровским шельфами<sup>29</sup>. По-видимому, эти структуры были образованы уже преимущественно биосферой (аккумуляция обломочного и карбонатного осадочного материала) и ротосферой (планация приливными волнами).

Важным следствием создания биосферы явилось усиление выветривания и образование мощных слоистых толщ. С этих пор размер вертикальных движений перестал лимитироваться весом горных хребтов, а горизонтальных — способностью вещества к пластическому складкообразованию. В дальнейшем (3,5—1,8 млрд лет назад) круговороты в земной коре становятся близкими к современным, что приводит к повышению мощности коры (от 10 до 40 км), росту сиалической коры (представляющей собой метаморфизованные осадки), повышению отношения К/Na в осадках (от 0,5—1,0 до 1,5—3,0), становлению характерных для неогей изотопных соотношений редких земель.

Отметим, что все эти грандиозные перестройки происходили на фоне резкого ослабления радиогенного энергетического источника и практического прекращения метеоритной бомбардировки, а также приближения к тепловой релаксации (для Земли ее время составляет около 1 млрд лет)<sup>30</sup>. Очевидно, ведущим фактором таких перестроек в начале специфически земного развития была внешняя энергия, усваиваемая биосферой, т. е. лучистая энергия Солнца и ротационная — системы Земля — Луна. Примерно с рубежа 2 млрд лет назад эволюция последней отражает появление приливного трения на обширных шельфах, занявших существенное место на поверхности Земли. Эти шельфы, воспри-

<sup>27</sup> См.: Сочава А. В. Атмосфера и гидросфера Земли в докембрии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л., 1986.

<sup>28</sup> См.: Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. О едином биогеохимическом процессе созидания и развития сиалия земной коры // Докл АН СССР. Т. 238, № 4.

<sup>29</sup> См.: Марков М. С., Федоровский В. С. К проблеме геодинамики ранней Земли...

<sup>30</sup> См.: Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.

нимая приливное течение и периодическое давление приливных волн, наряду с подземной гидросферой и седиментосферой сыграли большую роль в аккумуляции приливной энергии и трансформации ее в тектоническую.

Итак, в неогее развитие Земли пошло по специфическому пути, не имеющему аналогов на других планетах. В этот период происходит становление круговоротов вещества и энергии периодичностью от часовых и суточных для более подвижного живого вещества до тектонических циклов в 100—150 млн лет для более инертного вещества литосферы. Цикличность сочетается с направленностью развития элементов земной коры — от необратимости развития органического мира до необратимости эволюции системы Земля — Луна. Цикличность в земных системах не сводится к простым механическим качаниям, что видно на примере расплывчатости границ двух смежных циклов (продолжительность фаз диастрофизма или перестроек магнитного поля не более чем на порядок меньше длительности самих соответствующих циклов). Самыми общими причинами тектонических циклов следует признать галактические и более мелкие орбитальные движения<sup>31</sup>, естественную цикличность развития биосферы, накопление ротационных напряжений до предела упругости и пластичности (для нарушения сплошности коры это 30—40 млн лет<sup>32</sup>).

Тщательный всесторонний анализ всех проявлений цикличности геосфер, который пока только начинает применяться, например в литологии, приведет, очевидно, к выдающимся результатам, особенно при выявлении законов цикличности движения различных материальных носителей. По-видимому, мы находимся лишь в начале понимания развития Земли как жизни автаркической системы, неотъемлемую часть которой составляют постоянное движение вещества в определенных динамически равновесных формах, усложняющиеся циклические процессы, обмен веществом и энергией со средой, самосохранение и обратные связи со средой, усложняющаяся в ходе развития организации, определенные черты симметрии и десимметрии. Примером усложнения организации таких подсистем Земли, как структурные, может служить развитие фанерозойских складчатых систем по сравнению с протерозойскими, а последних — по сравнению с

<sup>31</sup> См.: Середин Б. П. Механизм цикличности геологических процессов // Математические методы анализа цикличности в геологии: Мат. конф., 17—18 мая 1982. М., 1984.

<sup>32</sup> См.: Долицкий А. В., Кийко И. А. О причинах деформации земной коры // Проблемы планетарной геологии.

архейскими купольно-поясовыми ансамблями. Даже с поправкой на низкую изученность древних структур видно, что более молодые качественно сложнее. Что же касается других планет, то там, напротив, циклические процессы отсутствуют, а в ходе эволюции образуются все более простые формы, что неудивительно, если учесть постоянное ослабление внутренних источников энергии планет.

Еще одним свойством Земли, также роднящим с живыми организмами, является известная десимметрия ее строения — свойство, считающееся атрибутом жизни<sup>33</sup>. В сочетании со свойствами уравновешенности и симметрии десимметрия создает неповторимый и неслучайный структурный рисунок Земли, который накладывает ограничения на возможность произвольных перемещений и трансформаций в земной коре. Глобальные структурные построения не должны игнорировать такие давно известные эмпирические закономерности, как антиподальность материков и океанов, симметрия расположения материков относительно Африки, сочетающаяся с десимметрией Тихого океана, равенство отношений площадей и удельной плотности океанов и материков (правило Ромье), сужение материков к югу и расширение к северу и т. д. Очевидно, что все это суть проявления ротационного равновесия планеты, сочетающегося с гидростатической уравновешенностью и подвижностью фрагментов земной коры.

Изучение перечисленных явлений должно осуществляться не только с глобальных позиций, но и с планетарных. Землю необходимо рассматривать в ее развитии не изолированно, а в ряду гомологических объектов и явлений, чему способствуют достижения сравнительной планетологии. При этом неизбежным будет признание уникальности строения и путей развития геосфер Земли, подобной живому организму, в котором тесно связаны циклические, метаболические процессы и необратимое развитие. Недаром все чаще высказывается мысль о несопоставимости земной тектоники с тектоникой других планет на всех этапах их развития. Очевидно, в ближайшие десятилетия геология будет вынуждена рассматривать свои объекты и их развитие с учетом неразрывных внешних и внутренних связей с объектами других геосфер, систем и уровней организации, с позиций общей теории Земли и геонимии<sup>34</sup>.

---

<sup>33</sup> См.: Личков Б. Л. К основам современной теории Земли. Л., 1965.

<sup>34</sup> См.: Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М., 1978.

## ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ (РУБЕЖИ) В ФАНЕРОЗОЙСКОМ РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*В. О. СОЛОВЬЕВ, канд. геол.-мин. наук*

Основу концепций эволюции вещества Земли и развития геологических структур составляют представления о «скольжении» во времени седиментационных, магматических и тектонических процессов. Возраст и продолжительность геосинклинальных и орогенных стадий, тектономагматической активизации, этапов преобладающих региональных воздыманий и погружений, фаз и эпох складкообразования и вулканоплутонической деятельности могут быть самыми разными иногда даже в пределах единых складчатых поясов и областей. Все эти факты вместе с данными о практически непрерывном осадконакоплении и структурообразовании, о постепенном разрастании или сокращении морских (континентальных) площадей, о проявлении в один и тот же интервал времени разнородных тектонических режимов, о разных направлениях и скорости движения плит приводят многих исследователей к выводам о сложности или даже невозможности выявлять в глобальном масштабе строгие границы течения этих процессов, выделять в их составе унифицированные планетарные типы, решать вопрос о синхронности тектогенеза, седиментогенеза или магматизма.

Наряду с этим геологи обосновывают кратковременные региональные и глобальные перестройки структурных планов, планетарные тектонические фазы и эпохи, тектономагматические кульминации, трансгрессии, седиментационные перерывы и циклы. Расшифровка историко-геологического развития идет в свете таких представлений по пути выявления общих закономерностей подобных воздействий. Давний спор в геологии о непрерывности и прерывности, эволюции и катастрофах, роли революционных преобразований и постепенных изменениях переходит сейчас в новое качество: устанавливаются возрастные уровни, выявляются соотношения между разными формами проявления таких перестроек, определяется их продолжительность.

Представления о геологических революциях, «великих обновлениях» и планетарных рубежах особенно характерны для исследований докембрия. Значительно реже эти процессы и явления рассматриваются на примере фанерозоя, хотя именно здесь есть возможность точно датировать и производить достоверное пространственно-временное изучение разнородных режимов и образований, проверять обоснованность

теоретических построений. Наиболее интересны для такого изучения кратковременные структурные перестройки в фанерозое, охватывающие большие площади и проявленные в разных районах Земли. Они находят выражение в региональных изменениях условий осадконакопления, типа магматизма, крупных тектоно-палеогеографических перераспределений. Это явление не получило еще полного описания и всестороннего объяснения. Мы попытаемся систематизировать данные о нем, выявить природу и общие закономерности этого комплекса событий. Подобные перестройки могут рассматриваться как естественные границы региональных и глобальных этапов, стадий, циклов, а само их проявление фиксирует одну из форм периодичности историко-геологического процесса.

Для различных регионов хорошо известны случаи длительной однотипной седиментации, магматизма и эндогенного режима, выдерживающихся в течение десятков миллионов лет, что отражает соответствующую палеотектоническую и палеогеографическую унаследованность. Такие однотипные условия существовали, например, во время формирования верхоянского и гондванского комплексов, карбонатного верхнего мезозоя в северо-западной части Средиземноморского пояса, угленосного верхнего палеозоя, позднепалеозойского орогенного магматизма в областях Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов. Унаследованное развитие периодически подвергается кратковременным перестройкам, после которых эндогенные режимы, тип седиментогенеза и магматизма вновь надолго устанавливаются, фиксируя новый структурный план и этап историко-геологического развития. Во многих случаях эти крупнейшие региональные преобразования не только совпадают по времени, но и обнаруживают определенную глобальную зональность и сопряженность. Резкая смена условий осадконакопления в отдельных унаследованно развивающихся бассейнах свидетельствует о том, что изменения охватывают не только площади седиментации, но и области сноса.

К числу главных перестроек во второй половине фанерозоя должны быть отнесены те, что происходили в позднем визе, поздней перми (вероятно, в первой половине татарского века), в келловее, туроне и миоцене. Их также можно предполагать в конце силура, среднем ордовике (условно между лланвирнским и лландейльским веками), в конце раннего кембрия, в середине венда. Для отдельных регионов или Земли в целом эти преобразования часто описывались как историко-геологические рубежи, находящие отражение

главным образом в изменении седиментационных и тектономагматических процессов. Ниже формулируются основные их особенности.

1. Рассматриваемые процессы кратковременны. Тот факт, что крупнейшие и аналогично выраженные региональные изменения седиментации фиксируются в разных районах на одном и том же возрастном уровне (поздний визе, келловей и турон), продолжительность которых составляет 2—4 млн лет, позволяет трактовать их как геологически мгновенные. Так, резкая смена условий осадконакопления устанавливается между зонами  $S_{1f}$  и  $S_{1g}$  (свитами А и В, или донецким и грабовским горизонтами) в Донбассе, неруинским и магарским надгоризонтами на Северо-Востоке, каменноугольным известняком и сланцами Боуленд в бассейнах Южной Англии, известняками Мерамек и сланцами Честер в Северной Америке, сериями Одайра и Онимару в Японии, которые по биостратиграфическим данным трактуются как разновозрастные и сопоставляются с границей михайловского и веневского горизонтов верхнего визе. Тот же возраст наиболее существенных литологических преобразований может предполагаться в структурах Индокитая, Южного Китая, Средней Сибири, в большинстве структур Средиземноморского и Урало-Монгольского поясов, в прогибах Африки и Восточной Австралии (Карру, Тиндуф, Тимимун, Карнарвон и др.).

2. Совпадение во многих складчатых областях седиментационных и тектономагматических изменений подчеркивает тектоническую природу соответствующей перестройки, а не палеоклиматическую или какую-либо другую. Так, ликвидация морских условий, смена типа осадконакопления, а иногда и полное его прекращение в позднем визе в самых различных районах Урало-Монгольского и Средиземноморского поясов совпадают с практически повсеместной сменой базитового магматизма геосинклинального типа начавшимся формированием гранитоидов и наземными излияниями кислых и средних туфо-эффузивных образований. И наоборот, в конце перми позднепалеозойский сиалический магматизм сменяется в большинстве регионов излиянием базитовых лав, синхронных таковым Сибирской платформы. Начало формирования верхоянского терригенного комплекса на Северо-Востоке сопровождается накоплением основных туфов и эффузивов во многих его зонах. Все это позволяет обосновывать соответствующие тектономагматические рубежи, синхронизировать устанавливаемое при этом радиологическое их значение с обычно хорошо биостратиграфически датиро-

важными седиментационными изменениями. Большинство выделенных историко-геологических рубежей четко отражаются в палеомагнитной шкале, фиксируя инверсии с возрастом 325, 245, 167 и 13 млн лет, соответствующие, по всей видимости, поздневизейским, раннетатарским, келловейским и среднемиоценовым преобразованиям.

3. Синхронные преобразования в процессе происходящей перестройки проявляются в разной форме, что обусловлено большим разнообразием одновременно существовавших режимов и разной реакцией историко-геологического процесса на соответствующее воздействие. Чаще всего это региональные литологические изменения в разрезах. Во многих структурах может устанавливаться синхронная ликвидация длительно существовавшего морского бассейна или, наоборот, происходит вовлечение этих структур в устойчивые прогибания. При этом обычно меняется тип магматизма. Местами такие изменения сопровождаются активизацией складкообразования, региональным метаморфизмом («омоложением» древних толщ), эпизодическим кратковременным магматизмом, сменой скорости прогибания и осадконакопления в отдельных депрессиях. В разных структурах данные признаки могут либо проявляться порознь, либо совмещаться.

4. В результате рассматриваемых перестроек происходит не просто скачкообразное изменение определенных типов седиментогенеза, магматизма и тектогенеза, но главным образом площадное их перераспределение. Так, прекращение в конце визе активного карбонатакопления на Сибирской платформе и в прилежащих складчатых областях синхронно его резкому возрастанию в пределах Восточно-Европейской и Южно-Китайской платформ. Длительно существовавшие морские условия на Северо-Востоке с конца раннего келловейя мигрируют в Западную Сибирь. С позднего визе резко меняется структурный план угленакопления; то же происходит в раннем мезозое, а затем в келловее, когда формирование угленосных толщ перемещается в северо-восточные районы Евразии.

5. Для синхронных преобразований в процессе перестройки характерна четко выраженная сопряженность, которая проявлена в развитии как отдельных складчатых поясов, так и частных тектонических структур. Это позволяет выявить различные формы взаимосвязанности в геологической истории разобщенных, иногда весьма удаленных и тектонически разнородных районов Земли. Так, резкая активизация с конца визе прогибаний в Донбассе, которая обычно трактуется как установление здесь геосинклинальных ре-

жимов, синхронна столь же значительному замедлению опусканий в Припятском грабене и началу орогенного позднепалеозойского развития Кавказа. Начало орогенного позднепалеозойского этапа развития Урало-Монгольского пояса и северо-западной части Средиземноморского совпадает с резким разрастанием геосинклинальных процессов в Тихоокеанском поясе. Формирование с келловей Восточно-Азиатского орогенного мегапояса может быть соотнесено с образованием офиолитовых комплексов на западе Средиземноморья и раскрытием Атлантики.

6. Названные выше перестройки во второй половине фанерозоя происходили 325, 245, 167, 90 и 10—15 млн лет тому назад. Аналогичные явления могут предполагаться и в более древней истории на возрастном уровне 400, 480, 555, 630 млн лет. Это позволяет устанавливать четко проявленный ритм одной из форм глобального тектогенеза с интервалом 75—80 млн лет. Его, вероятно, следует связывать с движениями во Вселенной: галактический год, по разным представлениям, составляет обычно от 150 до 240 млн лет. Элементами такого ритма (историко-геологического периода) являются различного рода палеогеографическая цикличность, эпохи повышенной или пониженной тектонической подвижности, периодичность метеоритной бомбардировки и другие процессы, проявлявшиеся через 35—40, 15—25 млн лет и чаще.

Таким образом, имеющийся материал позволяет устанавливать в определенные моменты фанерозойской истории кратковременные взаимосвязанные региональные геологические изменения, захватывающие большие площади. В результате таких перестроек резко меняется структурный план основных процессов в складчатых областях и на платформах: палеогеографических обстановок, режимов осадконакопления, преобладающего типа вулканоплутонических процессов, иногда характера тектогенеза. Такие преобразования в отдельных регионах могут рассматриваться как крупнейшие в фанерозойской их истории. Структуры и системы «сквозного развития», в которых подобные изменения не фиксируются или не выражены четко, сравнительно редки. Так, в позднем виве к их числу могут быть отнесены некоторые зоны Урало-Тяньшанской области и восточные районы Русской плиты, в поздней перми — осевая часть Верхояно-Чукотской области, в келловее и туроне — отдельные участки Средиземноморского пояса.

Рассмотренные перестройки вовсе не следует понимать как одноактные изменения после длительного однотипного

развития. Местами достаточно резко проявлены складкообразование и смена условий осадконакопления в середине урне (чаткальская фаза). В среднем визе известна трансрессия, охватившая большие площади, а в первой половине ерпуховского века — глобальная регрессия, выраженная седиментационными перерывами, появлением более грубых отложений. Однако в этом комплексе раннекарбонных преобразований особое место занимают поздневизейские: именно они обусловили наиболее существенные литологические изменения в большинстве разрезов, а также резкую смену типа магматизма. Следовательно, в поступательном эволюционном развитии могут быть выявлены рубежи — уровни синхронных и самых существенных изменений. Аналогичные выводы могут быть сделаны относительно позднепермской, келловейской, туронской и других перестроек.

В связи с изучением данных рубежей необходимо уточнить, что понимается под региональным изменением условий осадконакопления. Классический в этом отношении пример — начало формирования верхоянского комплекса — показывает, что достаточно резкие литологические различия могут встречаться в разных зонах Верхояно-Чукотской области на разных возрастных уровнях. Так, в Южном Верхоянье преобладание терригенных компонентов фиксируется уже в низах визе, а в отдельных районах Приколымского поднятия оно наблюдается в среднем карбоне и даже выше. Тем не менее синхронная граница наиболее существенных изменений должна быть проведена между неруинским и маргарским надгоризонтами. Такое же явление наблюдается в северо-западной части Средиземноморского пояса и на прилежащих платформенных областях, где с верхнего турона резко преобладают карбонаты. Однако в отдельных зонах той же части Тетиса и на том же возрастном уровне известны случаи замещения карбонатного мезозойского разреза терригенным верхним мелом — палеогеном.

Каждая из перечисленных перестроек оказывает свое воздействие на общий ход историко-геологических процессов. Так, поздневизейские преобразования обусловили резкое возрастание масштабов углеобразования (общие запасы верхнепалеозойских углей в Евразии почти на два порядка выше таковых, относящихся к среднему палеозою, хотя площади угленосных отложений и в то время были достаточно велики), появление неизвестных для предыдущего этапа тиллитов, значительное возрастание орогенного магматизма. Вместе с тем карбонатонакопление, судя по занятым площадям и общим его объемам, не претерпевает существенных

изменений, хотя и сопровождается крупными площадными перемещениями. Более резкое воздействие на этот процесс оказал позднепермский тектогенез, резко сокративший в раннем мезозое формирование карбонатов, а также морских отложений в целом. Бассейны угленакопления хотя и занимают в позднем триасе — средней юре большие площади, по масштабам промышленной концентрации углей существенно уступают позднепалеозойским. Резко снижается и проявление орогенного магматизма, незначительно распространены соленосные отложения, несмотря на обширную аридизацию в первой половине этапа. И наоборот, в раннем мезозое усиливаются рифтогенез и формирование наложенных депрессий, базитовая тектоническая активизация. Соответственно келловейский тектогенез обусловил новое возрастание масштабов образования морских отложений, карбонатов и углей, усиление орогенного магматизма.

Следовательно, подобные перестройки обуславливают скачкообразный характер эволюции седиментационных и тектономагматических процессов, их периодичность и необратимость развития, что для более крупных интервалов докембрийской истории отмечали многие исследователи.

Несмотря на индивидуальность проявления каждой из перестроек, общей их чертой следует считать то, что в пределах крупных тектонических систем они меняют направленность геологического развития. Обычно это смены эндогенных режимов, выраженные заложением ряда геосинклиналей либо замыканием их, процессами тектономагматической активизации, обширными однотипными седиментационно-палеогеографическими изменениями. Например, исчезновение в позднем визе геосинклинальных условий и начало активного орогенного магматизма фиксируются на Урале, Южном и Среднем Тянь-Шане, в Южной Монголии, на герцинидах Европы, Северного Кавказа. В пределах каждой из этих систем тектономагматический рубеж может определяться значениями  $325 \pm 2$  млн лет. При этом преобразования в отдельном складчатом поясе или крупных зонах совпадают с синхронными, но противоположными по своему геологическому смыслу изменениями в других областях, знаменующая сопряженность разнородных проявлений перестроек и их глобальный характер. В данном случае это разрастание геосинклинального процесса в Тихоокеанском поясе. Соответственно заложение в раннем палеозое геосинклиналей Урало-Монгольского пояса совпадает с их замыканием в Атлантическом.

Подобные перестройки следует отличать от иных типов изменений, происходивших в геологической истории. Так, в конце среднего триаса в большинстве регионов и зон начинается резкое возрастание скоростей прогибания и осадконакопления либо прогибания сменяются воздыманиями. В отдельных случаях такие изменения тектонических режимов сопровождаются сменой условий седиментации и часто активным складкообразованием. Характер преобразований этого возраста остается одинаковым в разных складчатых областях и на платформенных площадях. Такое же явление известно и для других моментов геологической истории — ранней перми (заальская фаза позднеартинского возраста), начала позднего эоцена, апта, среднего девона. Его следует трактовать как существование эпох глобального увеличения тектонической подвижности, активизацию дифференцированных тектонических движений, выраженных возрастанием суммарной скорости осадконакопления в депрессионных структурах, более высокой частотой и величиной их отклонения от среднестатистической. В позднем маастрихте, позднем карбоне, первой половине девона, среднем — позднем кембрии наблюдается противоположное явление: затухание такой подвижности, снижение скоростей прогибания и осадконакопления, а местами и прекращение седиментации вообще.

Выделение в фанерозойской истории эпох различной тектонической подвижности производили В. А. Обручев, М. А. Усов, В. П. Казаринов, В. Е. Хаин, А. А. Пронин, Е. Е. Милановский, М. С. Нагибина, Ю. Г. Леонов и многие другие исследователи. Обычно эти явления трактуются как отражение своеобразной активности тектоносферы, природа которой пока не установлена.

Рассматриваемые историко-геологические рубежи следует отличать от кратковременных тектономагматических кульминаций (известных для конца раннего мела, границы перми и триаса, мела и палеогена и других моментов), от седиментационных перерывов, обычно устанавливаемых на границах периодов, и ряда других проявлений. Факторы, воздействующие на эволюцию осадконакопления, магматизма, тектогенеза многообразны, их необходимо различать и более углубленно и целенаправленно изучать. В связи с этим делаются попытки количественно характеризовать разные типы рубежей, используя данные о скоростях осадконакопления в разнородных структурах и разных районах Земли.

Естественно, что тектонические перестройки, аналогичные таковым в фанерозое, могут проявляться и в докембрии. Следует допускать их большое своеобразие, учитывая из-

менение особенностей строения земной коры во времени. Вместе с тем при изучении рубежей, имеющих место в архее и протерозое, когда нет возможности столь же точно их датировать, как фанерозойские, результаты проявления нескольких перестроек могут суммироваться и представления о «великих обновлениях» могут быть следствием невозможности разграничить сближенные во времени преобразования.

Разработка учения о структурных перестройках, выделение в фанерозойской истории рассмотренных рубежей имеют важное теоретическое и практическое значение. Разграниченные такими преобразованиями интервалы времени представляют собой этапы, имеющие четкое региональное проявление и в конечном счете глобальное выражение. Предлагаемый путь исследований дает один из наиболее приемлемых вариантов унификации этапности. Синхронные литологические изменения являются естественными литостратиграфическими границами, а разделенные ими отложения — местными, региональными, мегарегиональными или даже глобальными стратонами. Прослеживание таких синхронных преобразований, в том числе точно датированных литологических изменений, — это на сегодня кардинальный способ решения проблемы планетарной одновозрастности тектогенеза в отличие от попыток прослеживать фазы складчатости, седиментационные перерывы, отдельные трансгрессии и регрессии, тектономагматические кульминации, которые не всегда можно столь же точно датировать и обоснованно коррелировать. Ритм с интервалом в 75—80 млн лет может быть положен в основу шкалы историко-геологической периодичности.

### О РОЛИ САМОРАЗВИТИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*Ю. И. БЕЛОЦЕРКОВЕЦ, канд. геол.-мин. наук*

Материалистическая диалектика рассматривает процесс развития как результат взаимодействия внутренних и внешних детерминант. Внутренние детерминанты определяют элементы саморазвития объекта, внешние — изменение объекта под воздействием внешней среды. В саморазвитии объекта выражается его внутренняя активность. Признаки саморазвития являются важнейшими характеристиками развития вообще.

Направления и формы саморазвития, внутренняя активность геологических (как и вообще неорганических) систем до настоящего времени остаются малоизученными. Между тем решение этих проблем имеет принципиально важное, методологическое значение для познания различных геологических процессов. Сущность дискуссий по многим фундаментальным проблемам геологических наук в основном или в значительной мере сводится к оценке роли саморазвития в эволюции геологических систем. При этом саморазвитие рассматривается как результат действия внутренних факторов, значение некоторых тем или иным образом оценивается (или постулируется) по отношению к внешним факторам развития. Такие дискуссии на протяжении многих лет ведутся по проблемам происхождения нефти и газа, соли, рудного вещества, тектонических дислокаций и т. д.

В первой половине нашего столетия по вопросу о роли саморазвития в эволюции земной коры двумя выдающимися геологами — В. И. Вернадским и М. М. Тетяевым — были высказаны резко различные точки зрения. В. И. Вернадский считал роль саморазвития в эволюции земной коры определяющей, а влияние более глубоких слоев — неясным и требующим специальных исследований<sup>1</sup>. М. М. Тетяев, напротив, не признавал внутренней активности земной коры, рассматривая ее как пассивный инертный элемент Земли, для развития которой необходимы посторонние механические факторы<sup>2</sup>.

За прошедшие со времени опубликования этих взглядов более чем полвека в различных науках о Земле все большее признание находит идея активной земной коры, но, несмотря на несомненный прогресс в познании процессов саморазвития, эта проблема еще далека от своего окончательного решения. Поэтому представляются актуальными исследования соотношения внутренних и внешних детерминант в развитии конкретных геологических систем. Надо сказать, что проведение такого рода исследований затрудняется тем, что до настоящего времени понятие саморазвития в методологическом аспекте разработано недостаточно. Очевидно, прогресс в этом направлении может быть достигнут в результате совместной работы философов и естествоиспытателей.

Саморазвитием осадочного слоя земной коры (ОСЗК), по-видимому, можно считать такие историко-геологические изменения его вещественного состава, структуры и других

---

<sup>1</sup> См.: Вернадский В. И. Очерки геохимии. М., 1983.

<sup>2</sup> См.: Тетяев М. М. Основы геотектоники. М.; Л., 1934.

характеристик, которые происходят за счет внутренней энергии самого осадочного слоя. При таком понимании саморазвития изучение энергетики ОСЗК приобретает особо важное значение <sup>3</sup>.

Проблема геознергетики сложна, многогранна и разрабатывается в различных науках о Земле. Энергетика осадочного процесса начала активно изучаться только в последние десятилетия благодаря исследованиям П. П. Тимофеева, А. В. Щербакова, В. П. Зверева, А. В. Сидоренко, В. А. Телякова, Р. П. Катинной, Я. Б. Смирнова, П. Ф. Швецова, В. Н. Лебедева и др.

Так же как внутренняя энергия любой физико-химической системы включает в себя все формы энергии ее частей, внутренняя энергия ОСЗК включает в себя все формы энергии, характерные для различных уровней строения вещества осадочного слоя. Согласно современным научным представлениям, течение геологических процессов непосредственно обеспечивают четыре основные формы энергии: тепловая, механическая, химическая и биологическая.

Биологическая форма энергии играет большую роль в геологической эволюции ОСЗК на всех стадиях литогенеза. На стадиях гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза она выступает в роли внешней, а на стадии катагенеза — в роли внутренней детерминанты. Причем на начальных этапах эволюции эта форма энергии вносит вклад в увеличение внутренней энергии и массы осадочного слоя, а на конечных этапах играет противоположную роль. Надо заметить, что биологическая форма энергии (деятельность живого вещества) непосредственно воздействует на геологические процессы в ОСЗК только в его приповерхностной, относительно незначительной по мощности части. При погружении на глубину носители биологической формы энергии — живые организмы — исчезают, превращаясь в косные органические и органогенные вещества — носители других форм энергии.

Прямое и косвенное влияние биологической формы энергии на геологические процессы в роли как внешней, так и внутренней детерминанты очень велико. Так же высоко оценивается энергетическая роль химических преобразований неорганического вещества. Хотя количественная сторона общего энергетического баланса химических реакций в осадочном слое, на наш взгляд, изучена недостаточно, большое влияние этой формы энергии ОСЗК на его саморазвитие сомнений не вызывает.

---

<sup>3</sup> См.: Материалистическая диалектика. Т. 1. М., 1984.

Механическая энергия, как известно, может возникать из любых форм энергии, и в частности быть результатом воздействия на геологические тела гравитационного поля Земли. В. И. Вернадский считал геологическую роль гравитации огромной. По современным представлениям, гравитационная дифференциация вещества Земли составляет главный процесс эволюции ее недр<sup>4</sup>, а одним из основных законов, определяющих ход геологических процессов, является гравитационно-геохимическая дифференциация вещества<sup>5</sup>. В геологических процессах гравитационная энергия реализуется в различных видах, которые могут служить причиной как механических перемещений геологических объектов (проявлений внешней гравитационной энергии), так и глубоких изменений этих объектов (проявлений внутренней гравитационной энергии). Поэтому нами было исследовано соотношение различных видов гравитационной энергии ОСЗК. Названный фактор непосредственно влияет на саморазвитие осадочного слоя, но до настоящего времени мало изучен.

Результаты аналитических расчетов различных видов гравитационной энергии для элементного объема осадочного слоя (в качестве которого был принят вертикально расположенный параллелепипед высотой, равной мощности осадочного слоя  $H$ , и площадью основания, равной единице) выражены в виде соответствующих формул:

энергия образования (опускания) осадочного слоя

$$G_o = \frac{1}{2} gHM;$$

энергия конседиментационного уплотнения

$$G_k = \frac{2}{3} g\Delta_{om}M;$$

энергия постседиментационного уплотнения

$$G_n = \frac{1}{2} g\Delta_{im}M;$$

энергия упругого сжатия жидкой фазы

$$G_{ж} = \frac{1}{6} g^2 K\beta_{ж}HM^2;$$

энергия упругого сжатия твердой фазы

$$G_T = \frac{1}{6} g^2 (1 - K) HM^2.$$

<sup>4</sup> См.: Монин А. С. История Земли. Л., 1977.

<sup>5</sup> См.: Чебаненко И. И. Два основополагающих закона геологической науки // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1984. № 2.

Внешняя гравитационная энергия опускания элементарного объема осадочного слоя  $G_0$  определена как работа сил тяготения, в результате которой образовался этот объем. Различные виды внутренней гравитационной энергии были рассчитаны следующим образом. Энергия конседиментационного уплотнения  $G_K$  определена как энергия уплотнения, выделившаяся в процессе осадконакопления и формирования осадочного слоя. Энергия постседиментационного уплотнения  $G_D$  соответствует энергии, выделившейся после окончания процесса осадконакопления и формирования осадочного слоя в результате его дополнительного уплотнения. Необходимые для вычисления  $G_K$  и  $G_D$  максимальные величины вертикальных дислокаций  $\Delta_{om}$  и  $\Delta_{im}$  (соответственно при конседиментационном и постседиментационном уплотнении ОСЗК) для различных мощностей осадочного слоя приводились нами ранее<sup>6</sup>. Энергия упругого сжатия жидкой фазы  $G_{ж}$  и твердой фазы  $G_T$  осадочного слоя рассчитана для модели однородной по физико-механическим свойствам среды на основании предположения о геостатическом распределении напряжений, которые принимались равными для жидкой и твердой фаз. При расчетах мы пользовались показателями  $K$  (объемная насыщенность осадочного слоя жидкой фазы),  $\beta_{ж}$  (коэффициент объемного сжатия жидкой фазы) и  $g$  (ускорение силы тяжести).

Приближенная количественная оценка, выполненная по приведенным выше формулам, показывает, что для мощности осадочного слоя 5—20 км суммарная внутренняя энергия составляет 40—46% внешней энергии опускания этого слоя, в том числе энергия уплотнения — 37—45%, упругого сжатия — 1—3%. Поскольку внутренняя гравитационная энергия расходуется на процессы саморазвития, эти цифры характеризуют затраты гравитационной энергии на названные процессы.

Итак, различные виды внутренней гравитационной энергии, химическая и биологическая энергия, а также глубинная тепловая энергия являются источниками саморазвития ОСЗК. Геологические проявления данного процесса чрезвычайно разнообразны. Это постседиментационные изменения вещества осадочного слоя (химические, минералогические, микроструктурные) и его физических свойств (коллекторских, плотностных, тепловых, механических и др.); изме-

<sup>6</sup> См.: Белоцерковец Ю. И. Математическая модель дислокаций осадочного слоя земной коры, вызванных его гравитационным уплотнением // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М., 1982.

нение состава и миграция подземных вод и природных газов; образование месторождений различных полезных ископаемых в результате перераспределения и изменения вещества осадочного слоя; образование тектонических нарушений гидравлических разрывов; тектонические дислокации осадочного слоя, вызванные его неравномерным уплотнением; геопломассоперенос в осадочном слое.

Ведущая роль саморазвития ОСЗК в перечисленных геологических процессах не означает их полной независимости от внешней среды. Осадочный слой земной коры является открытой системой, постоянно взаимодействующей с внешней средой в виде обмена веществом и энергией, и без такого взаимодействия процессы саморазвития были бы невозможны. Однако влияние среды в процессах саморазвития выступает в качестве регулятора или пускового механизма этих процессов, протекание которых обеспечено внутренней энергией и веществом. Соотношение саморазвития и влияния среды в геологической эволюции ОСЗК изменяется во времени. Проследим это изменение для осадочного слоя геосинклинальной области.

Весь период геологической эволюции ОСЗК целесообразно разделить на три стадии: возникновение и формирование осадочного слоя (прогрессивная стадия); собственно развитие (кульминационная стадия); разрушение (регрессивная стадия).

На первой стадии формируется осадочный слой определенного литологического состава из вещества, поступающего извне. Согласно современным представлениям, литологический состав зависит исключительно от внешних детерминант. Вместе с тем следует отметить, что имеются данные, свидетельствующие о возможности значительной или определяющей роли внутренних детерминант в формировании циклического строения осадочных толщ в результате возникновения автоколебаний в осадочном слое<sup>7</sup>.

На рассматриваемой стадии одновременно с возрастанием мощности осадочного слоя увеличивается его внутренняя энергия, которая приводит к изменениям вещественного состава, структуры и физических свойств осадочных отложений. За счет внутренней энергии гравитационного уплотнения происходят также вертикальные дислокации слоев.

Основным геологическим событием на первой стадии является сам факт образования осадочного слоя под воздей-

---

<sup>7</sup> См.: Лукьянов А. В. Моделирование систем, имеющих циклическое строение // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М., 1980.

ствием внешних источников вещества и энергии. Таким образом, внешние детерминанты играют на этой стадии главную роль, а их действие имеет конструктивный характер. Важно отметить, что саморазвитие осадочного слоя происходит одновременно с его формированием.

Вторая стадия эволюции осадочного слоя наступает после завершения его формирования и совпадает по времени с общей инверсией тектонических движений (тектонической фазой). На этой и предыдущей стадиях ведущим процессом вещественных и структурных изменений осадочного слоя является его дефлюидизация, в результате которой последний частично или полностью превращается в метаморфический или метаморфизованный. В результате уплотнения и дефлюидизации мощность осадочного слоя, равная 10—25 км, по данным наших исследований, может сокращаться на 3—5 км<sup>8</sup>. Заметим, что близкие к этим величины были получены позднее зарубежными исследователями<sup>9</sup>.

Вертикальные дислокации ОСЗК, вызванные неравномерным гравитационным уплотнением, могут быть причиной образования крупных тектонических дислокаций. Удаление флюидных фаз из осадочного слоя является необходимым условием протекания других процессов: уплотнения осадочных отложений, переноса и переотложения минерального вещества, образования аутигенных минералов и др. В качестве главного фактора дефлюидизации выступают разрывные нарушения. Последние могут образовываться в результате воздействия внешних по отношению к осадочному слою сил, неравномерного уплотнения и гидравлических разрывов пород за счет энергии упругого сжатия содержащихся в них флюидов.

На второй стадии мощность осадочного слоя, его масса, внутренняя энергия достигают максимальных значений. Процессы вторичных изменений вещества и тектонической структуры за счет внутренней энергии резко активизируются, а роль саморазвития в геологической эволюции ОСЗК становится главной.

На третьей стадии, соответствующей общему подъему осадочного слоя, под воздействием процессов гипергенеза и эрозии, общая масса, мощность и внутренняя энергия осадочного слоя постепенно уменьшаются. Осадочный слой

<sup>8</sup> См.: Белоцерковец Ю. И. Неравномерное сокращение мощности осадочного слоя земной коры в процессе его гравитационного уплотнения как тектонический фактор // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, № 2.

<sup>9</sup> См.: Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М., 1981.

прерывно изменяется под воздействием двух противоположно направленных процессов — продолжающейся его дефлюидизации на глубоких горизонтах и процессов гипергеоза в приповерхностных частях, сопровождающихся воздействием содержащихся в них флюидных фаз. Вещество и внутренняя энергия осадочного слоя на этой стадии постепенно возвращаются в среду. Роль саморазвития в эволюции осадочного слоя постепенно уменьшается, а роль влияния среды возрастает, но теперь это влияние носит деструктивный характер.

В заключение обратим внимание на главную тенденцию развития осадочного слоя. Геологическая эволюция ОСЗК, являясь результатом его саморазвития и влияния внешней среды, происходит в направлении термодинамически равновесного состояния, достижение которого осуществляется главным образом путем непрерывной дефлюидизации осадочных отложений — удаления свободной, физически и химически связанной воды, углекислого газа и других легкоподвижных компонентов. Процесс дефлюидизации и соответствующего движения флюидов в саморазвитии осадочного слоя является ведущим и служит главной причиной самых разнообразных геологических явлений. Общность происхождения этих геологических явлений предполагает взаимосвязанность их развития в пространстве и во времени. Часть таких связей для осадочного слоя в той или иной мере изучена, часть только начинает изучаться. Например, уже установлены многие взаимосвязи между различными процессами эволюции литосферы и подземных вод<sup>10</sup>.

Дальнейшие исследования геологических явлений саморазвития в их взаимосвязи будут способствовать познанию общих закономерностей геологической эволюции осадочного слоя земной коры, интеграции различных наук о Земле и, несомненно, будут иметь прикладное значение.

---

<sup>10</sup> Подземные воды и эволюция литосферы: Мат. Всесоюз. конф. 1—2. М., 1985.

**ПРИНЦИПЫ ОРГАНИЗАЦИИ И РАЗВИТИЯ  
МАТЕРИАЛЬНЫХ СИСТЕМ —  
МЕТОДОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ИСТОЛКОВАНИЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЛИТОСФЕРЫ**

*В. П. КОВАЛЕВ, д-р геол.-мин. наук*

Проблема поиска рациональных основ воссоздания биографии нашей планеты и ее перисферы волнует сегодня многих исследователей. Одни ясно видят отрыв геологии от других естественных наук, ее отставание в области методологии, опору на архаичные идеи, из-за чего вымысел, миф и сказка — частые гости в геологических концепциях. Другие обращают внимание на несостоятельность идеала лапласовского детерминизма, необоснованное желание видеть везде и всюду «железные» закономерности без обязательных в этих случаях жестких процедур верификации (вот почему даже наиболее фундаментально проработанные геофизические модели не оправдывают возлагаемых на них надежд). Думается, настало время пересмотра слабо обоснованных воззрений на ход развития литосферы, анализа геологических явлений и процессов с позиций современного знания в области физики макросистем.

Сложность исследования природных формирований обязывает нас овладевать интегративными методами, идти на широкие межнаучные контакты, проверять свои утверждения с помощью законов других наук. Специфика вещества Земли — в его включенности в процессы разного ранга (от микро- до мегауровней), представляющие собой сложную иерархию систем и подсистем. Материальные системы часто «вложены» друг в друга, а процессы в них протекают однонаправленно. Многие явления на разных уровнях связаны по принципу «сигнал — отклик». Эта идея пронизывает эргодинамику М. Рау<sup>1</sup>.

Мы должны учитывать, что земной шар можно представлять и как единое гравитирующее тело Солнечной системы и как подвижно равновесную систему, состоящую из вступающих в связь друг с другом глобальных, региональных и локальных элементов разной природы. Земля — не мертвое застывшее, неподвижное тело. Вещество и энергия в ней (особенно в пограничных областях геосфер) находятся в непрерывном движении. Феноменология перисферы весьма

---

<sup>1</sup> См.: Рау М. Обобщенная механика будущего // Будущее науки М., 1975.

изменчива и во времени, и в пространстве. Преобладающие здесь механические и физико-химические процессы не всегда удается разложить на элементарные действия. Не элементарные акты, а их совмещения, переплетения, сама их ткань создают бесконечную гамму процессов определенного качества, с выраженной так или иначе спецификой. Становится понятным, почему литосфера предстает перед нами как совокупность многоцелевых, разномасштабных, в разной мере устойчивых физико-химических «реакторов», сложных «геотехнологий», «природных производств».

Продуктами физико-химических преобразований, механических перемещений являются минералы, породы, толщи и массы пород, тектопические блоки, горные сооружения, в целом литосфера, гидросфера и атмосфера. Именно в подошве литосферы накапливается тепло, определяющее тектономагматическую активность, в литосфере совершается основной тепло- и массоперенос. Потоки вещества и энергии пронизывают всю литосферу, трансформируя породы, перемешивая и дифференцируя земное вещество. Именно здесь, в зоне выраженного химизма, меняются агрегатные и фазовые состояния земного вещества.

Из сказанного следует, что объектом геологии выступают различные геодинамические системы, которые мы можем выявлять и восстанавливать по уцелевшим и доступным наблюдениям продуктам их деятельности, а не исключительно сами эти продукты. Ведь история литосферы есть, несомненно, результат функционирования упомянутых динамических систем, а не взаимодействия образовавшихся в этих процессах тел, геологических «построек» и «сооружений». Геологические тела уже в ходе и после своего появления выступают как тяжелые инертные массы, становясь ареной развертывания физико-химических и механических наложенных процессов. Неосознанная подмена одного предмета исследования (геодинамических систем как своеобразных «геотехнологических производств») другим (продуктами их деятельности) объясняет многие неудачи в выявлении закономерностей развития литосферы, в определении ее строения, в раскрытии основных тенденций будущих изменений — ведь законы развития определяет все же геодинамика, и только она.

Вместе с тем надо отчетливо понимать, что главным источником информации о древних геодинамических системах является земное вещество, несущее отпечаток преобразований состава и структуры, что свидетельствует об участии его в тех или иных процессах. Восстановить глобальные, региональные и локальные процессы мы можем по остаткам

древних геологических тел. С. Н. Бубнов призывал к глубокому осознанию факта, что процесс развития Земли может быть воссоздан по документам самой природы<sup>2</sup>. Горазд раньше близкую мысль высказал Н. Стенон: «... при данной теле определенной формы, созданной согласно законам природы, в самом этом теле находим доказательства, раскрывающие место и способ его создания»<sup>3</sup>.

К сожалению, выраженный этими учеными оптимизм чрезвычайно уязвим. История Земли и литосферы не строго документирована. Многие в ней утрачено бесследно. Поэтому геологи вынуждены прибегать к многочисленным интерполяциям и экстраполяциям, а значит, возможны неверные восприятия и необоснованные обобщения. Однако не секрет, что многие специалисты до сих пор склонны придавать малозначения сохранности земного «архива», не заботятся в должной мере о верификации выдвигаемых ими схем и моделей развития. Как раз отсюда проистекает требование привлекать мощную статистику (в согласии с законом больших чисел) при описаниях геологических процессов разной природы по их продуктам. Но совершать переход от характеристик продуктов к процессам надо также с учетом знания свойств вещества и принципов его организации и движения.

Научный подход к изучению природных систем, к реконструкции их прошлого должен состоять в единстве, взаимосогласованности идей философии и естествознания. Применение к геологическим системам общих законов диалектического развития должно быть дополнено использованием теоретических проработок естественных и точных наук. Особенно важны здесь представления о пространственно-временной связности и о корпускулярно-волновых свойствах материи; законы морфологической организации веществ на микро-, макро- и мегасрезах реальности; положения постулаты и начала полевой геометродинамики, термодинамики, статистической физики и других дисциплин, а также общие принципы симметрии, сохранения, экстремального действия, функционального и комплементарного соответствия и др. Системное рассмотрение мира базируется на принципе единства мира и законе всеобщей связи явлений. Мировые связи ограничены по дальности действия (конечная скорость сигнала, горизонт времени) и порогами чувствительности (квантами действия).

---

<sup>2</sup> См.: Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., 1960.

<sup>3</sup> Цит. по: Шафрановский И. И. Николай Стенон — кристаллограф, геолог, палеонтолог, анатом (1638—1686). Л., 1972. С. 76.

В полевой геометродинамике сформулирован известный принцип экстремального действия, недостаточно оцененный геологами. Смысл принципа — указание условий, обеспечивающих экстремумы: система движется по линии наименьшего сопротивления с наименьшей затратой энергии и времени. Впервые как принцип наименьшего действия, или экономии природы, он был провозглашен П. Л. Мопертюи. Если в природе, — писал Мопертюи, — происходит какое-либо изменение, то необходимое количество деятельности для этого изменения бывает возможно меньшим»<sup>4</sup>. В поле силы частицы движутся по линиям равнодействия так же, как жидкость в воронке устремляется в материальном поле к устойчивому положению. С принципом Мопертюи перекликается и принцип Ферма: лучи света движутся по путям, отнимающим минимум времени. Опираясь на эти принципы, Л. де Бройль пришел к заключению о корпускулярно-волновом единстве материи.

Главное достоинство принципа экстремального действия — указание ориентира при выборе альтернативы. В геологии этот принцип запрещает совместное существование геодинамических систем, обеспечивающих в ходе функционирования олярные исходы. Природа не может располагать всеми возможными способами созидания одновременно. Многие из них просто несовместимы. Вещество ведет себя в поле приложенных сил единственным и оптимальным образом. Отсюда надо заключить, что в природе нет множества путей, обеспечивающих один и тот же результат.

Определение систем и правила их исследования мы находим в общей теории систем. Система — это множество элементов, приведенных в сложную иерархическую связь друг другом, образующих неразрывную общность, обособившуюся от окружения и находящуюся с ним в состоянии динамического равновесия. Если система подвергается какому-то внешнему воздействию, то внутри нее возникают процессы, направленные на то, чтобы подавить, купировать, нейтрализовать это внешнее влияние, — так гласит принцип одерации Ле Шателье — Брауна. Кроме простых систем, мир довольно плотно заселен сложными системами. Чем сложнее система, тем разнообразнее ее внутренние и внешние взаимодействия. Чем больше внутреннее разнообразие, тем выше устойчивость системы для блокирования возмущений.

Сложные открытые системы не только не пребывают в

---

<sup>4</sup> Цит. по: Развитие идей Леонарда Эйлера и современная наука. ., 1988. С. 185.

постоянном стационарном режиме, но не могут долго существовать и в режиме колебательном. Для них характерны так называемые режимы с перемешиванием. Подобные системы не подчиняются линейным закономерностям из-за огромного числа внешних и внутренних связей и степеней свободы. Они обнаруживают устойчивость в целом при неустойчивости в каждой точке. В этих локально неустойчивых системах идет обмен с окружением информацией, энергией и веществом. Среди систем неживой природы можно различать не только субстанциальные системы (динамически в своей основе, как, например, кристаллы — вибрационные ансамбли атомов), но и функциональные, как со стационарной, так и с неустойчивой динамикой. К последним относятся макросистемы, которые появляются всюду, где возникают потенциалы и градиенты. Это все потоки вещества и энергии перисферы Земли, это все открытые системы, обменивающиеся со средой веществом, энергией и информацией. В таких системах нередко катастрофические исходы, так как критические состояния у них весьма чувствительны даже к небольшим возмущениям.

Исследуя элементарные явления, физика долго не хотела замечать асимметрию времени. Только при переходе к термодинамическим системам закрытого типа она столкнулась с необратимостью. Показатель деградации энергии таких систем — энтропия — гарантировал (по Р. Э. Клаузиусу) тепловую смерть Вселенной. Необратимость изменений закрытых систем в сторону наиболее вероятных состояний была связана с необратимостью времени. Так в физику вошло понятие «эквивалент времени», «стрела времени», «вектор эволюции», «целевое смещение» и др.

Статистический смысл энтропии заключается в том, что она есть показатель степени беспорядка системы, мера ее хаотичности. Л. Больцман интуитивно рассматривал энтропию как отсутствие информации о системе, т. е. как меру ненаблюдаемых связей системы с окружающим миром. В качестве важнейших характеристик энтропии следует назвать ее неравенство 0 и  $\infty$ . Это скрытое свидетельство того, что в мире нет ни бесконечного хаоса, ни абсолютного порядка. Сейчас показано, что энтропию естественно обращать на любую неупорядоченность элементов материальных систем разной природы, организации, иерархичности и что эта функция, обратная функции Больцмана, есть величина безразмерная. Энтропия не может быть непосредственно измерена ни в одной из систем, и ее отыскание возможно при наличии только адекватных моделей. Отсюда и разногласия

ри попытках выйти с этим параметром на другие иерархические уровни.

Равновесная термодинамика рассматривает идеальные, не реальные природные системы. Сейчас, в частности, споривается правильность характеристик всех, без исключения, минералов и породных образований с позиций равновесной их природы<sup>5</sup>. Все чаще подчеркивается, что не все термодинамические проработки в геологии корректны. Тут часто среди новообразований сохраняются реликты старости. В открытых системах — потоках — энтропия убывает, здесь появляется упорядоченность движения. И. Пригожин и Г. Николис, существенно продвинувшие исследования термодинамики неравновесных неорганических систем, показали, что «стационарному состоянию системы в условиях, препятствующих достижению равновесного состояния, соответствует минимальное производство энтропии»<sup>6</sup>.

Неравновесная термодинамика подводит нас к пониманию механизмов взаимодействия с окружением систем, далеких от равновесия, и формирования диссипативных структур («порядка из хаоса»), к осознанию роли кооперативных влияний в динамических системах. Особенно важны для геологии представления об особых состояниях системы, характеризующихся непредсказуемым поведением (странные аттракторы). Такими сверхчувствительными состояниями систем разного ранга можно было бы объяснить многие неординарные события в истории Земли. Возможно, с этим связаны глобальные перестройки литосферы, «базальтовые потоцы», обновление биосферы, сами циклы тектогенеза, корреспондирующие с продолжительностью галактического года.

Геометрическая организация вещества в пространственно-временном континууме представляет собой другую модель объяснения эволюции мира. П. Кюри связывал симметрию физическими полями напряжений и говорил о состояниях пространства<sup>7</sup>. Он установил, что, для того чтобы возникло влияние, требуется отсутствие некоторых элементов симметрии. Абсолютно симметричные системы мертвы. Действия же — это явления, для возникновения которых всегда необходима диссимметрия. Диссимметрию Кюри вызывал в опытах наложением полей.

<sup>5</sup> См.: Патнис А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов. М., 1983.

<sup>6</sup> Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах: От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. М., 1979. С. 55.

<sup>7</sup> См.: Кюри П. Избр. труды. М.; Л., 1966. С. 95—113.

Принцип симметрии имеет большое познавательное значение. Согласно теореме Нётер, каждое свойство симметрии пространства и времени можно сопоставить с каким-либо законом сохранения (импульса, момента количества движения, энергии)<sup>8</sup>. Антагонистически связаны между собой симметрия и информация. Максимальная симметрия сводит информацию (как память о предшествующем состоянии) до минимума. «Поведение симметрии, — отмечают А. В. Шубников и В. А. Копцик, — как функции состояния системы коррелирует с поведением ее энтропии»<sup>9</sup>. Возрастание энтропии можно понимать также как потерю информации о внутренней конфигурации системы при ее эволюции во времени. Формула Шеннона есть только иное выражение формулы энтропии. Неразрывная связь между этими ключевыми понятиями физики доказывает объективный характер исследуемых явлений, онтологическую данность.

Современная химия взаимодействия веществ объясняет встречи и взаимным гармоничным сложением трехмерных сложных по конфигурации волн. В. И. Вернадский, глубоко проникшийся идеями Л. Пастера и П. Кюри, писал: «Симметрия охватывает свойства всех физических полей, с которыми имеет дело физик и химик»<sup>10</sup>. «Точное наблюдение реальности указывает, что в ней пространственные отношения — явления симметрии — лежат в основе всех ее физико-химических явлений»<sup>11</sup>.

Исследование симметрии привело к установлению принципиальных различий между организацией косных и живых систем. Среди минералов наблюдаются в равных количествах правые и левые формы, тогда как у природных (не синтетических) белков, сахаров, жиров и других соединений известны только левые. Изомер витамина С не оказывает на организм никакого влияния, хотя химически неотличим от самого витамина. Именно здесь пролегает «демаркационная линия» между живым и неживым, здесь спрятан ключ тайнам жизни.

Э. Шредингер, первым отметивший минимум производства энтропии биосистемами, различал два механизма производства упорядоченности: статистический (порядок из беспорядка)

<sup>8</sup> См.: Мигдал А. Б. Как рождаются физические теории. М., 1984.

<sup>9</sup> Шубников А. В., Копцик В. А. Симметрия в науке и искусстве. М., 1972. С. 294.

<sup>10</sup> Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Кн. 1: Пространство и время в живой природе. М., 1975. С. 42.

<sup>11</sup> Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Кн. 2: Научная мысль как планетное явление. М., 1977. С. 129.

рядка) и избирательный (порядок из порядка)<sup>12</sup>. В системах с первым механизмом сильно термодинамическое разупорядочивающее начало, со вторым — напротив, антиэнтропийное упорядочивающее начало. Одни — пассивны, жестки, консервативны; другие — активны, гибки, эволюционны. В. И. Вернадский показал, что живое вещество резко отличается от косного, на порядок возвышается над ним (и именно вследствие разницы в пространственно-временной организации). Поэтому-то между ними мало общего в тенденциях, в темпах, во всех характеристиках развития.

Процессы жизнедеятельности несводимы просто к физико-химическим процессам. Поле жизни много уже поля существования неорганического мира. Это следует хотя бы из уникальности жизни. Уже Гегель отметил, что продолжающиеся сами собой химические процессы явились бы жизнью. Но химический процесс угасает в продуктах, лишен самодвижения из-за недостаточной организованности. Жизнь, наоборот, благодаря гибкой организации, подавлению энтропии за счет обмена с окружением стремительно (по спирали) развивается.

Несходство внутренней логики развития живых и косных систем проявляется уже в том, что воспроизводство одних осуществляется за счет потомства и изменения нарастают в поколениях, тогда как во вторых новое непосредственно прорастает сквозь старое (в процессах его трансформации) или образуется за счет полного разрушения старого (в процессах его редукции). Здесь изменения эпигенетичны. В. И. Вернадский справедливо заметил, что геологические образования неэволюционны<sup>13</sup>. В геологии невозможно построение генетических классификаций по типу классификаций в живой природе.

Не решена здесь и проблема иерархии систем. В живой природе наблюдаются ступени все более высокой организации (в негэнтропийном смысле, в плане проявления дисимметрии, или, как сейчас говорят, хиральности). Но трудно определить, где выше упорядоченность вещества неорганического: в кристалле кварца, в куске кварцита или в кучке кварцевого песка. Что мы в этом случае можем называть системой? Минимизация поверхностной энергии с помощью ячеек Коксетера в моделях моно- и полиминеральных пород, несомненно, подводит нас к идее упорядоченности вещества

---

<sup>12</sup> См.: Шредингер Э. Что такое жизнь? М., 1947.

<sup>13</sup> См.: Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Кн. 1: Пространство и время в живой природе. С. 74.

на уровне пород. Но в энтропийном смысле монокристалл менее разупорядочен, более совершенен, чем мономинеральная порода того же состава. Энтропия такой породы не выше а ниже энтропии монокристалла.

В организации поверхностей породных тел ясно виден примат не физико-химических сил, а исключительно сил тяготения. При формировании геологических тел и их сообществ главенствующая роль принадлежит механическим движениям. Это совсем другая линия организации вещества, чем та, по которой направлено развитие живой материи.

К организации материальных систем имеет прямое отношение универсальный принцип соответствия<sup>14</sup>. Он гласит, что в мире, где все пребывает в сцеплении и тесной зависимости, динамичное развитие приводит к возникновению нового только на согласованной со старым основе. Появление новых форм организации и развития не отменяет предшествующих им базовых форм. Последние составляют фундамент, на котором только и становится возможным рождение и существование новых и эмерджентных систем. Развитие жизни, например, включает согласование через биосферу живых и косных процессов.

Отношение функционального соответствия сводится к тому, что предыдущее составляет решающую основу последующего. Появление гидросферы и атмосферы на Земле обеспечило развитие жизни и разума, но появление жизни на планете не сказалось радикально на качестве и содержании геологических процессов. Это не значит, что нет обновления. Появление растительности ведет, в свою очередь, к появлению каменных углей. Биомассы участвуют в процессах литогенеза, в восстановительных и окислительных процессах. Отношение комплементарного соответствия означает, что при развитии дополняют друг друга не любые, а лишь определенные элементы. При постройке кристалла годятся не все компоненты среды. В развитие организменной жизни вступает не все и не всякое вещество.

Принцип соответствия определяет, что именно природа может и чего она не может ни при каких обстоятельствах. Он задает направленность развитию, при этом не требует полного параллелизма в сценариях развития низших и высших форм материи (как между филогенезом и онтогенезом). Данный принцип имеет эвристическую ценность при выборе рабочих гипотез. Он связан с другими принципами — преемственности и гармонии.

<sup>14</sup> См.: Мещеряков В. Г. Развитие представлений о гармонии в до-марксистско-ленинской философии. Л., 1981.

Из краткого обзора упомянутых физических начал следует, что все они чрезвычайно полезны при освещении исторической феноменологии литосферы, где четко проступает первенство разномасштабной генетически разноликой и скоротечной геодинамики. Включение геологами в научный оборот фундаментальных принципов современного естествознания только усилит их вооруженность теорией, обеспечит развитие новых подходов, даст аргументы для разрешения сложных проблем.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ЛАГУННО-ОЗЕРНЫХ ЛАНДШАФТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

*Н. Н. ВЕРЗИЛИН, д-р геол.-мин. наук*

В геологической литературе часто можно встретить указания на то, что в прошлом на поверхности Земли были широко распространены озерно-лагунные, аллювиально-озерные, озерно-болотные, озерно-морские ландшафты или равнины. Использование подобных характеристик, с одной стороны, подчеркивает полигенность отложений, образовавшихся в соответствующих обстановках, с другой — свидетельствует о некоторой неопределенности представлений об условиях их образования.

Существование такого рода названий и даже понятия «озеро-море» нередко основано на том, что в отложениях одновременно присутствуют остатки морской и пресноводной фауны или остатки пресноводной фауны и признаки высокой солености водоемов. Естественно, может возникнуть вопрос, почему такие ландшафты в масштабах, соизмеримых с реконструируемыми для древних эпох, отсутствуют в настоящую геологическую эпоху? Не говорит ли это о неточности проводимых реконструкций? Ведь понятие современного озера — вполне определенное, и в его содержание не входит указание на наличие в осадках озерного водоема морской фауны. Конкретно и понятие современной лагуны, содержание которого не тождественно содержанию понятия озера.

Причин отмеченного несоответствия древних ландшафтов существующим сейчас обстановкам осадконакопления, по видимому, несколько. Одна из них — разный масштаб геологического времени, в течение которого формировались изучаемые древние и современные отложения.

Большинство современных озер, а возможно, и лагуны являются геологическими молодыми образованиями, воз-

никшими в послеледниковое время. Поэтому их история значительно проще, чем история древних комплексов, существовавших в течение не тысячелетий, а многих миллионов лет. По существу, в распределении по площади и составе донных осадков современных озер и лагун мы обычно не видим влияния изменения характера тектонических движений. Тектонические движения в литогенетическом плане как бы не проявляются. Поэтому часто выявление истории современных водоемов в основном сводится к выяснению изменений климатических обстановок формирования их складок. Однако эти изменения также обычно не имеют существенного седиментационного эффекта, как и не выходят за рамки определенных типов климатов. Отсюда принято отдельно рассматривать историю современных озер гумидных и аридных зон, противопоставляя такие озера друг другу.

Таким образом, современные озера в геологическом смысле мы наблюдаем как бы вне их исторического развития. Если и отмечаются резкие изменения существования этих озер и характера осадконакопления в них, то, как правило, данные изменения вызваны антропогенным воздействием.

При изучении древних осадочных толщ, заключающих в себе озерные и сопутствующие им отложения, мы часто видим свидетельства существования длительной, подчас контрастной, истории ландшафтов, на протяжении которой происходили также изменения тектонической обстановки, и иногда и климатических условий. По существу, каждый из разрезов осадочных толщ — это часть летописи, часто очень неполной, но единственной, которой мы располагаем, летописи, запечатлевшей следы изменений ландшафтов во времени и пространстве. Не случайно поэтому при описании истории древних озер первостепенное внимание обычно уделяется изменениям тектонических обстановок и климата.

Естественно, что когда невозможно в разных разрезах выделить строго синхронные уровни, тогда и приходится говорить о лагунно-озерных, аллювиально-озерных, болотно-озерных и других подобных условиях осадконакопления. Невозможность выделения строго синхронных горизонтов подчас приводит и к тому, что экологически несовместимые фауна или осадки — индикаторы антагонистических обстановок осадконакопления — рассматриваются как сосуществовавшие в одном водоеме. К тому же в ряде случаев совместное нахождение остатков экологически различных организмов могло быть обусловлено тафономическими особенностями, а совместное присутствие различных минеральных индикаторов обстановок — наложенными вторичными процессами.

Другая причина встречающегося несоответствия представлений о характере древних озерных и лагунных ландшафтов особенностям современных водоемов заключается в неполноте геологической летописи. Современные осадки водоемов можно изучить с любой детальностью, реконструировать же характер древних зон седиментации можно лишь в самых общих чертах<sup>1</sup>, причем в осредненном для каких-то интервалов геологического времени виде. Это осреднение для определенного этапа времени палеогеографических обстановок осадконакопления неизбежно из-за того, что всегда изучается какой-то объем осадочных образований, которые принимаются за одновозрастные, хотя различные части их обычно и не являются синхронными по времени формирования. Естественно, что указанные особенности палеогеографических реконструкций приводят нередко к представлениям о полигенности изучаемых горизонтов осадочных толщ.

Следующей объективной причиной, обуславливающей выводы о широком распространении в прошлом не просто озерных или лагунных обстановок осадконакопления, а сочетаний их друг с другом или с разнообразными иными, является трудность идентификации озерных отложений и зачастую невозможность надежного выделения их из образований иного генезиса, особенно лагунного, аллювиального, а иногда и наземного. При изучении современных озер такая проблема, как правило, отсутствует. Однако в какой-то мере она встает и при изучении молодых, вплоть до современных, осадков в зоне сочленения озерных и речных обстановок, если требуется выяснить генетическую принадлежность отложений.

Несмотря на важность перечисленных причин, все же представляется, что мнение об отсутствии в прошлом преимущественно относительно устойчивых, генетически обособленных озер, аналогичных крупным современным, и существовании сложного, подчас неделимого, комплекса озерных обстановок с разнообразными иными (особенно лагунными, лиманными и морскими) опирается прежде всего на представления об эволюции палеогеографических обстановок существования озер. В ходе этой эволюции должны были меняться в общих чертах и особенности самих озер и лагун, и их генетические связи с сопутствующими ландшафтами. Актуален вывод, сделанный А. Л. Яншиным, о том, что часто нельзя понять палеогеографические условия образова-

---

<sup>1</sup> См.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., 1974.

ния древних отложений путем сравнения их с современными ландшафтно-географическими обстановками<sup>2</sup>.

Сегодня основная направленность изменений физико-географических условий осадконакопления в связи с эволюцией биосферы представляется уже достаточно определено<sup>3</sup>. Изучены и особенности развития в истории Земли континентальных ландшафтно-климатических зон<sup>4</sup>, что имеет важное значение для оценки эволюции условий существования озер. Однако в целом собственно эволюция озерных ландшафтов до настоящего времени не выяснена и относительно ее можно строить лишь предположения.

Как известно, озерное осадконакопление очень чутко реагирует на климатические изменения разного масштаба. Поэтому озерные отложения и содержащиеся в них остатки организмов являются одним из наиболее перспективных объектов изучения для целей реконструкции особенностей древнего климата. Характерно, что именно для озер отмечается наибольшая амплитуда изменений солености — от крайне пресных вод до обстановок садки солей. В этом озера близки к лагунам, которые также могут иметь низкую или высокую соленость. Однако опресненные лагуны из-за связи с морскими водами все же не достигают абсолютной пресноводности, часто характерной для озер гумидных зон.

Естественно, что из-за широкого и в то же время близкого диапазона изменений солености вод в озерах и лагунах в литогенетическом плане эти обстановки часто очень сходны между собой и нередко по особенностям формирующихся в них осадков неразличимы. Это сходство усугубляется тем, что вследствие даже незначительных палеогеографических изменений, в частности вызванных чисто седиментационными причинами, могли неоднократно происходить превращения лагун в озера, и наоборот. Примеров таких переходов в результате регрессий и трансгрессий моря известно много. Поэтому при изучении древних отложений нередко невозможно уверенно отличить озерные осадки от лагунных. Не всегда удается сделать это и по остаткам ископаемых организмов.

Следовательно, правильнее, по-видимому, говорить не об эволюции в геологическом прошлом отдельно озерных и лагунных обстановок, а об эволюции лагунно-озерных обстано-

---

<sup>2</sup> См.: Янишия А. Л. Предисловие // Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, 1975.

<sup>3</sup> См.: Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., 1979.

<sup>4</sup> См.: Казанский Ю. П. О развитии континентальных ландшафтно-климатических зон в истории Земли // Геол. и геофиз., 1979. № 10.

вок в целом. В настоящую геологическую эпоху озерное и лагунное осадконакопления обычно полностью разобщены. В прошлом же они часто были генетически связаны и во времени, и в пространстве. Можно даже предполагать, что в относительно постепенном все большем разобщении лагунных и озерных обстановок и заключалась одна из сторон эволюции этих водоемов. При этом процесс шел в двух направлениях: с одной стороны, уменьшались общая распространенность и размеры лагун, с другой — крупные озерные водоемы все больше мигрировали в глубь континентов. Действительно, в настоящее время лагунные обстановки развиты по сравнению с прошлыми геологическими эпохами очень незначительно, размеры их ничтожны, а крупные озера, как правило, располагаются в удалении от морских водоемов.

На бóльшую связь с лагунными обстановками древних озер по сравнению с озерами современными и недавнего геологического прошлого, возможно, указывает и подмеченная Ч. М. Колесниковым закономерность, состоящая в значительно большем распространении среди мезозойских лимнических моллюсков космополитических видов, чем их наблюдается теперь <sup>5</sup>.

Чем же можно объяснить предполагаемую общую эволюцию лагунно-озерных обстановок, заключавшуюся во все большем их разобщении и резком уменьшении распространенности лагун, а в какой-то мере и озерных водоемов? По-видимому, она вызвана тремя основными причинами.

В качестве первой причины следует назвать постепенное усиление контрастности рельефа Земли, проявляющееся в увеличении разницы отметок поднятий и погружений, возрастании высоты гор и уровня стояния континентов, в интенсификации процессов осадконакопления <sup>6</sup>. Все это приводило к увеличению общих уклонов поверхности Земли, а потому препятствовало развитию приморских равнин, благоприятствовавших возникновению лагунно-озерных ландшафтов. Усиление же дифференцированности тектонических движений способствовало возрастанию роли межгорных и внутриконтинентальных погружений, в пределах которых могли возникать изолированные озерные водоемы и озерно-

---

<sup>5</sup> См.: Колесников Ч. М. Система, стратиграфическое расчленение и зоогеография мезозойских лимнических двустворчатых моллюсков СССР // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л., 1980.

<sup>6</sup> См.: Тимофеев П. П., Холодов В. Н. Бассейны седиментации и условия осадкообразования в истории Земли // 27-й Международный геологический конгресс. Итология (осадочные породы): Секция 04: Тез. докл. Т. 4. М., 1984.

болотные ландшафты. Повышение уровня стояния континентов сопровождалось сокращением площади эпиконтинентальных морей и, следовательно, уменьшением распространенности связанных с ними лагунно-озерных ландшафтов и море-озер.

Второй причиной, возможно, было общее похолодание климата, особенно отчетливо проявившееся с олигоцена. Поскольку в более холодной атмосфере содержится меньше влаги, то некоторое понижение влажности также могло в какой-то мере мешать широкому распространению лагунно-озерных ландшафтов.

Наконец, третьей, на наш взгляд, главной, причиной было изменение в олигоцене особенностей влагопереноса в атмосфере. По данным В. М. Синицына <sup>7</sup>, до олигоцена на Земле господствовал изотермический климат. Вследствие этого циркуляция атмосферы была вялой, а потому испаряющаяся влага большей частью конденсировалась и выпадала дождями вблизи мест своего испарения. Позже, начиная с позднего олигоцена, с увеличением контрастности температур стал усиливаться и влагоперенос. В результате испаряющаяся влага стала переноситься воздушными течениями на большие расстояния, и места выпадения из нее дождей уже не локализовались вблизи мест испарения.

Естественно, что до олигоцена общие высокие температуры воздуха способствовали интенсивному испарению морских вод. Отсутствие же значительного влагопереноса приводило к тому, что эта испаряющаяся влага в основном выпадала на поверхность самого водоема или вблизи него. Обилие атмосферных осадков вблизи морских водоемов и создавало благоприятные условия для возникновения обширных лагун и связанных с ними пространственно озер. Испаряющаяся с поверхности этих лагун и озер влага также не уносилась далеко, а потому, в свою очередь, способствовала увлажнению прилежащих участков суши. В результате лагунно-озерные ландшафты могли занимать обширные площади и быть достаточно устойчивыми. Однако в пределах таких ландшафтов на фоне общей устойчивости их как единого целого собственно лагунные и озерные обстановки, а иногда и морские могли сменять друг друга. Другими словами, в обстановке очень пологих приморских равнин лагунно-озерные ландшафты могли занимать очень обширные пространства, и нередко граница между морскими, лагунными и озерными об-

---

<sup>7</sup> См.: Синицын В. М. Природные условия и климаты территории в раннем и среднем кайнозое. Л., 1980.

становками была очень изменчивой во времени. Поэтому, изучая разрезы отложений, возникших в таких условиях, часто можно выделить районы преобладания какой-то из обстановок. Более того, можно предполагать, что нередко четких границ между собственно морскими и лагунными обстановками и не было. Они при весьма выровненном рельефе зоны осадконакопления могли быть динамическими, нестабильными, отражающими, по существу, лишь смену уровней солености.

Исходя из сказанного, по-видимому, в понятие лагуны геологического прошлого следует вкладывать более широкий смысл, чем в понятие, отражающее современные обстановки, т. е. не учитывать геоморфологический критерий и размерность. Под лагуной следует понимать (как многие и делают) часть морского бассейна с устойчивой увеличенной соленостью. Ведь именно по этому критерию часто принято выделять среди древних отложений лагунные.

Вероятно, с олигоцена вследствие усиления влагопереноса уменьшилась распространенность в аридных зонах лагунно-озерных ландшафтов, и постепенно они почти прекратили существование. Вместо них стали появляться значительно меньшего масштаба лагуны высокой солености. Существенно должно было понизиться и выпадение атмосферных осадков по периферии морских водоемов гумидных зон, что не могло не сказаться на уменьшении распространенности лагунно-озерных ландшафтов и на этих территориях.

В то же время увеличение дальности переноса влаги, испарявшейся с поверхности водоемов, в сочетании с возрастанием контрастности рельефа суши и высоты гор, должно было привести к возникновению в некоторых внутриконтинентальных, удаленных от океана районах более влажного климата, чем ранее. Это, в свою очередь, не могло не вызвать увеличения размеров и общей роли рек в формировании озер и возможности более устойчивого существования в зонах тектонического погружения крупных озерных водоемов, удаленных от морских бассейнов.

В пользу высказанных представлений об изменении характера выпадения атмосферных осадков на континентах в олигоценное время, возможно, свидетельствует и заключение М. А. Жаркова. Он подчеркивает, что в истории галогенеза особенно выделяется кайнозойская эра по свойственному ей широкому развитию осадконакопления, а также содового эвапоритового осадкообразования. По мнению этого исследователя, обстановки галогенеза в кайнозой были уникальными по своему разнообразию, в связи с чем современные условия

галогеиной седиментации следует с большой осторожностью переносить на геологическое прошлое<sup>8</sup>. Следовательно, можно наблюдать и проявления эволюции особенностей лагунно-озерного галогеиного осадконакопления.

Эволюция палеогеографических обстановок существования лагунно-озерных водоемов, а значит, в не меньшей мере и особенностей лагунного и озерного литогенеза была тесно связана с развитием органического мира. Эта связь очень многоплановая, и поэтому здесь мы можем остановиться лишь на некоторых ее сторонах.

Известно, что в конце раннего и среднем — позднем карбоне происходит широкое расселение наземной растительности, в свою очередь, явившееся существенным фактором образования северных ландшафтов<sup>9</sup>. Это событие должно было не только коренным образом изменить ландшафты, в которых озера существовали, и особенности формировавшихся в озерах отложений, но и, вероятно, способствовать более устойчивому и широкому распространению самих озер. Естественно, что в таких обстановках возник новый тип озерного литогенеза, часто непосредственно связанный с процессами торфонакопления и интенсивным выветриванием в обстановке кислой среды на водосборах. Поэтому отложения таких озер, как хорошо известно, зачастую угленосны, глинистые минералы в них обычно представлены каолинитом и гидрослюдой, а алевролитопесчаный материал нередко имеет существенно кварцевый состав. Поскольку растительный покров постепенно завоевывал сушу<sup>10</sup>, рассматриваемые ландшафты первоначально приурочивались к низменным приморским равнинам и лишь позже продвинулись в глубь суши.

Можно полагать, что до олигоцена, независимо от того, располагались ли крупные озерно-лесные или озерно-болотные ландшафты по периферии морских водоемов или на удалении от них, если они уже возникали (часто как реликты морских водоемов), то были достаточно устойчивыми. Этому способствовало то, что леса, как правило, испаряют влаги примерно столько же, сколько ее испаряется с поверхности водоемов. Значит, озера, лагуны, болота и леса в смысле увлажнения территории выступали как единое

---

<sup>8</sup> См.: Жарков М. А. Эволюция галогеиного осадконакопления в истории Земли // 27-й Международный геологический конгресс: Литология...

<sup>9</sup> См.: История озер СССР. Т. 2. Л., 1987.

<sup>10</sup> См.: Давиташвили Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых. М., 1971.

целое (как единый обширный водоем), а потому их перераспределение по площади не приводило к микроклиматическим изменениям и, следовательно, не нарушало устойчивости ландшафта.

Высказанные представления хорошо согласуются с выводом о том, что озера прошлого занимали не всю площадь седиментационных бассейнов, а были распространены локально на аллювиально-озерных, прибрежно-морских или континентальных заболачивающихся равнинах, что они мигрировали по площади, местами заболачивались и вновь обводнялись, но не исчезали полностью, о чем свидетельствует циклическое строение разрезов и характер распространения лимнической фауны<sup>11</sup>.

Хотя лесные массивы в определенной мере и должны были способствовать широкому развитию и устойчивости озерных водоемов, конечно, не они определяли саму возможность существования озер. Из анализа приводимых в литературе данных представляется очевидным, что вторым по распространенности типом озер были озера аридных зон, для которых были характерны накопление красноцветных или пестроцветных осадков и специфический комплекс ископаемых организмов. При этом у озерных водоемов с красноцветным осадконакоплением часто наблюдалась тесная связь с лагунными и морскими обстановками.

Как известно, часто принято выделять угленосные и красноцветные формации, рассматривая их как климатические антиподы. Озерные отложения, связанные с угленосными или красноцветными толщами, могут также рассматриваться в определенной мере как антагонистические образования. Поэтому имеется много оснований предполагать, что с появлением наземной растительности озерные водоемы с преимущественным накоплением красноцветных осадков стали приобретать все меньшее распространение, а до появления наземной растительности они должны были представлять собой наиболее часто встречающийся тип озер. Поскольку же красноцветные отложения очень широко распространены даже в докембрийских толщах, приблизительный возраст которых составляет меньше 2,2 млрд лет, сравнивая одинаковые площади суши, есть все основания считать, что в далеком геологическом прошлом озерные водоемы были распространены в количестве, соизмеримом с принимаемым для фанерозоя.

---

<sup>11</sup> См.: История озер СССР. Т. 2.

Таким образом, можно предполагать, что и до появления растительного покрова на суше, озерные обстановки осадко-накопления были достаточно широко распространены, однако в отличие от существовавших на более поздних этапах геологической истории они преимущественно тяготели к периферии участков суши, как правило, были в той или иной степени опресненными и генетически тесно связанными с лагунными и морскими. Именно тесная генетическая связь озерных и лагунных обстановок друг с другом и с морскими, которая должна проявляться и в общности петрографических и геохимических особенностей формировавшихся отложений, вероятно, составляет основную причину трудности, а нередко невозможности уверенного выделения осадочных образований собственно лагунно-озерного генезиса в древних осадочных толщах. В связи же с обычным отсутствием в докембрийских отложениях остатков морских организмов для них нет объективных критериев, позволяющих различать породы морского и лагунно-озерного генезиса.

В свете сказанного становится более понятным существование разногласий в оценке генезиса железистых кварцитов и докаменноугольных красноцветных толщ — образований, среди которых наиболее вероятно широкое распространение озерных и лагунных отложений. Скорее всего, те и другие осадочные формации представляют собой полигенные комплексы, образовавшиеся в обстановке ландшафтов, которые не имеют современных аналогов. Так, специфика формирования толщ железистых кварцитов, по-видимому, состояла не только в ландшафтных особенностях, но и в качественно отличном составе атмосферы — переходном ее состоянии от восстановительной к окислительной, а кроме того, по мнению некоторых исследователей<sup>12</sup>, и в существовании тогда кислых океанских вод.

Таким образом, представляется, что основные черты эволюции лагунно-озерных ландшафтов в геологической истории Земли определялись развитием биосферы и общими изменениями характера тектонических движений и палеоклиматов.

---

<sup>12</sup> См.: Дроздовская А. А. Математические методы и модели в литологии // Методология литологических исследований. Новосибирск, 1985.

## О ЯВЛЕНИЯХ УСЛОЖНЕНИЯ И УСКОРЕНИЯ ЦИКЛОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

А. К. ТУЛОХОНОВ, канд. геогр. наук

Одним из основных методических приемов изучения рельефа является анализ геоморфологических уровней<sup>1</sup>. Фактически любая работа в области геоморфологии в той или иной степени затрагивает проблемы формирования поверхностей выравнивания и развития речных террас, наиболее ярко отражающих баланс эндогенных и экзогенных составляющих морфогенеза. И в этом отношении значение данных о развитии рельефа для совершенствования методологии наук о Земле трудно переоценить.

Не является исключением и история развития рельефа Прибайкалья и Забайкалья. К наиболее древним формам современного рельефа этой территории большинство исследователей относит мел-палеогеновые поверхности выравнивания и коррелятные им коры выветривания, выделенные в вершинном поясе горных хребтов. По морфологии это слабовсхолмленные равнины, расположенные на абсолютных отметках от 900 до 1300 м, полого понижающиеся к периферии до 700—800 м<sup>2</sup>. Формирование подобных геоморфологических уровней свидетельствует о некоторой стабилизации тектонической деятельности, завершившей первый морфочикл развития рельефа Забайкалья.

На следующем этапе развития после эпохи активной неотектонической деятельности вновь происходит региональное выравнивание и заполнение древних эрозионных форм отложениями кангильской свиты позднемiocен-плиоценового возраста.

Такое же аккумулятивное выравнивание характеризует и речные долины Западного Забайкалья. Однако в связи с тем, что врез здесь происходил позже, заполнение в этих районах также смещено во времени, и поэтому возраст кривоярской свиты не опускается ниже позднего эоплейстоцена. На территории Витимского плоскогорья в этот период происходит накопление верхних горизонтов джилиндинской свиты, а затем аккумулятивное выравнивание завершается формированием полигенетических песков баунтовской свиты нижнеплейстоценового возраста. Кроме того, в неогене начинаются массовые излияния базальтов на Витимском пло-

<sup>1</sup> См.: Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.

<sup>2</sup> См.: Тулохонов А. К. Геоморфологические циклы и россыпеобразование. Новосибирск, 1981.

скогорье, которые также заполняют формы «добазальтового» рельефа, образуя тем самым совершенно иной тип эффузивного выравнивания, характерный для вулканических районов. Общая площадь базальтового плато на Витимском плоскогорье достигает около 4000 км<sup>2</sup> при мощности до 200 м.

Если в Забайкалье рельефообразующая роль тектонических движений большей частью распознается через процессы эрозионного расчленения, то в Прибайкалье мы чаще всего видим рифтогенные структуры как бы в первозданном виде. Такая эндогенная активизация фиксируется в разрезе коррелятивных отложений накоплением «охристой» толщи существенно галечного состава, распространенной преимущественно в южной части Байкальского рифта.

Безусловно, экзогенные процессы в этих условиях не могут компенсировать активность неотектонической деятельности. Тем более интересны наблюдаемые здесь аккумулятивные формы рельефа, отражающие стремление системы к компенсации энергии эндогенного морфогенеза. Среди них наиболее ярко выражены высокие песчаные равнины Бадар в Тункинской впадине и Куйтуны в Баргузинской. По мнению Н. А. Логачева, формирование мощных (до 400—500 м) песчаных толщ в байкальских котловинах может рассматриваться как внутригорная модификация зандровых равнин<sup>3</sup>. Такие аккумулятивные равнины развиты в Верхнеангарской впадине.

В пределах Муйских впадин фиксируются высокие геоморфологические уровни на абсолютных высотах 800—900 м. Образование таких аккумулятивных террас связывают с подпором долины Витима ледниково-моренной плотиной в эпоху максимального оледенения и с подъемом уровня водоема в системе Муйских впадин до указанных отметок<sup>4</sup>. В вершинном поясе гор Прибайкалья процессами ледниковой деструкции вызвано широкое развитие каров и других экзарационных форм рельефа, крайним выражением которых являются эквипланы — поверхности ледниковой абразии.

Отсюда мы можем сделать вывод об общем усложнении процессов морфогенеза во времени и о появлении в строении рельефа Прибайкалья и Забайкалья новых элементов, что соответствует и теоретическим выводам

---

<sup>3</sup> См.: Логачев Н. А. Осадочные и вулканические формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М., 1968.

<sup>4</sup> См.: Осадчий С. С. Региональный геоморфологический уровень в системе Муйских впадин и его неотектоническая интерпретация // Геоморфология. 1981. № 2.

Д. А. Тимофеева<sup>5</sup>. Действительно, на примере стадий выравнивая мы наглядно видим, насколько усложняется рельеф во времени. Для первого морфоцикла характерны преимущественно денудационные поверхности выравнивания, приближающиеся в отдельных случаях к классическим пепленам. Во втором цикле развития рельефа формируются уже аккумулятивные равнины и возникают обширные вулканические плато, которые тесно связаны с денудационной морфоскульптурой. Наиболее сложен рельеф антропогена, когда широко проявляются процессы гляциального морфогенеза и обусловленные ими зандровые равнины, высокие подпорные аккумулятивные уровни во впадинах байкальского типа, а также эквиплены в центрах горного оледенения.

Если применительно к кайнозою тезис об усложнении геоморфологических ландшафтов выглядит достаточно спорным, то можно сравнить развитие земного рельефа на его ранних стадиях с современным строением. При отсутствии гидросферы, естественно, не могли существовать аллювиальные, морские, озерные формы рельефа. Первые ледники, вероятно, появились только в палеозое. Возникновение растительности привело к изменению состава атмосферы и соответственно водного баланса планеты, а значит, и к появлению новых рельефообразующих процессов. В этом отношении не может быть исключением и мезо-кайнозойский этап развития рельефа, в конце которого наиболее ярко проявились ледниковые морфоскульптуры, а также криогенные формы рельефа. Исходя из палеогеографических реконструкций<sup>6</sup>, трудно предположить, что криосфера Евразии могла существовать ранее.

Другой, не менее принципиальный и вместе с тем достаточно дискуссионный вывод, основанный на этих материалах, касается ускорения циклов развития рельефа. Для сравнения отметим только начальные рубежи выделенных морфоциклов: первый — 100—120 млн лет назад; второй — 20—25 млн; третий — 1,5—3,0 млн лет назад. В какой-то мере такое ускорение находит свое отражение в шкале относительной геохронологии. Как известно, докембрийская (криптозойская) история Земли охватывает четыре пятых геологического времени, тогда как фанерозой, на протяжении которого сформировалась жизнь, составляет лишь одну

---

<sup>5</sup> См.: Тимофеев Д. А. О некоторых геоморфологических законах // Геоморфология. 1972. № 2.

<sup>6</sup> См.: Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. М., 1967.

пятую. В первом приближении соотношение между продолжительностью палеозоя, мезозоя и кайнозоя составляет 5 : 2 : 1. При этом тенденция к ускорению в равной степени относится к геотектоническим, палеонтологическим и климатическим этапам эволюции Земли.

Ускорение, как утверждает академик А. И. Опарин, — отличительная черта эволюции. Наиболее убедительно этот тезис звучит в палеонтологии. После возникновения жизни на Земле, на рубеже криптозоя и фанерозоя, ее эволюция имеет яркую тенденцию к постепенному ускорению. По расчетам Т. Николаева <sup>7</sup>, от появления первых живых существ (около 3,5 млрд лет назад) до первого массового развития многоклеточных в вендскую эпоху прошло более 2,5 млрд лет. Для достижения огромного разнообразия животных и растений было необходимо около 400 млн лет, для развития млекопитающих и птиц — около 100 млн, приматов — около 60 млн, гоминид — около 16 млн, рода человека — 6 млн, человека разумного — 60 тыс. лет. С ускорением происходит развитие человека в палеолите, неолите, бронзовом и железном веках.

А. В. Жирмунский и В. И. Кузьмин, исследуя критические уровни в процессах развития биологических систем, пришли к выводу, что между величинами аргумента  $n$ , соответствующими началу и концу устойчивого процесса развития, существует определенное эмпирически постоянное соотношение  $e$ , где  $a^e$  — основание натуральных логарифмов (2,718);  $e^e = 15,15$ . Такие же зависимости получены ими при расчетах длительности периодов обращения планет вокруг Солнца. В процессе развития существенны и менее значительные критические границы, но все они в большинстве случаев кратны числу  $e$ . Это привело авторов к убеждению, что эволюция органических и неорганических систем идет в пределах «элементарных ячеек» развития, ограниченных критическими рубежами, а время перестроек достигает 20—25 % от длительности основного цикла <sup>8</sup>.

Мы не ставим целью проверку этой закономерности, но в целом она, как и тезис о сокращении длительности выделенных циклов эволюции рельефа, не противоречит более общим закономерностям развития материи.

В. И. Вернадский в процессах развития систем выделял эволюционный и инволюционный пути развития <sup>9</sup>. При эво-

<sup>7</sup> См.: Николаев Т. Долгий путь жизни. М., 1986.

<sup>8</sup> См.: Жирмунский А. В., Кузьмин В. И. Критические уровни в процессах развития биологических систем. М., 1982.

<sup>9</sup> См.: Вернадский В. И. Живое существо. М., 1978.

люционном развитии уменьшение во времени частоты рубежей происходит от низших уровней иерархии к высшим, примером чему является рост зародыша к зрелому организму. Инволюционное развитие — развитие без роста, что можно проследить на примере эволюции Земли, масса которой условно фиксирована. Соответственно инволюционные системы, в том числе и Земля, должны развиваться с увеличением частоты рубежей, в чем мы наглядно убеждаемся, рассматривая геохронологическую шкалу.

По мнению В. Е. Хайна<sup>10</sup>, темпы тектогенеза, по-видимому, ускоряются к концу циклов, особенно к концу мегациклов. Поскольку мы живем не только в конце альпийского цикла, но и в конце неогенового мегацикла, становится понятной высокая скорость четвертичных и современных вертикальных движений. Как бы подтверждая этот вывод на региональном материале Восточной Сибири, С. М. Замараев с соавторами<sup>11</sup> отмечают, что если учесть длительность эпохи нижнепалеозойской активизации (которая составляет примерно 70 млн лет), верхнепалеозойской (около 60 млн лет) и кайнозойской (30—40 млн лет), то, очевидно, правомерно говорить об ускорении тектонического процесса во времени. Об ускорении же свидетельствует длительность пауз относительного тектонического покоя, также последовательно убывающая во времени.

В данном случае речь идет не только об ускорении циклов тектогенеза, но и о возрастании скорости тектонических движений в единицу времени. Особенно ярко данная тенденция проявляется в Байкальской рифтовой зоне, где все основные морфоструктуры сформировались на протяжении позднего кайнозоя, а активность современных тектонических процессов наибольшая. Это ускорение контрастирует с начальной стадией медленного прогибания миоценовых впадин Прибайкалья и отражено в резком поглубении коррелятивных осадков «новобайкальского» этапа развития.

На фундаментальное значение такой закономерности указывает открытие американских астрофизиков Д. Уана и Б. Тинсли, которые пришли к заключению, что Вселенная расширяется с ускорением<sup>12</sup>. Если эти данные подтвердят-

<sup>10</sup> См.: Хайн В. Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. М., 1964.

<sup>11</sup> См.: Замараев С. М., Васильев Е. П., Мазукабзов А. М. и др. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, 1979.

<sup>12</sup> См.: Розейман Ф. М. О рецензии Л. Н. Овчинникова на мою статью «О некоторых особенностях развития в геологической форме движения» // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 6.

ся, то указанная закономерность приобретет характер более общего закона.

Таким образом, целесообразно проследить связь процессов рельефообразования с космическими факторами. Для этого необходимо ранжировать процессы и объекты по структурной иерархии. Априори можно предположить влияние наиболее длительных галактических обращений Солнца на глобальные тектономагматические активизации, а их фаз — на формирование более мелких геохронологических рубежей.

В. Г. Кузьмин предполагает, что циклы продолжительностью 40—45 млн лет связываются с колебательными движениями Солнечной системы относительно плоскости Галактики во время обращения по галактической орбите. Эти циклы близки к четверти аномалистического периода обращения Солнца вокруг ядра Галактики ( $176 \cdot 10^6$  лет). Самые крупные тектономагматические циклы (герцинский, мезозойский) сопоставляются по продолжительности с галактическим годом ( $212 \cdot 10^6$  лет)<sup>13</sup>.

Затрагивая проблему ускорения и усложнения развития материального мира, и в особенности геологических и биологических объектов, все оппоненты, как правило, в качестве альтернативы выдвигают тезис о потере информации во времени, не приводя, однако, контраргументов. Действительно, чем к более далекому геологическому времени мы обращаемся, тем «свободнее» наши реконструкции. Вместе с тем нельзя не признать, что диалектическое развитие любого объекта ведет к его усложнению, появлению в нем все новых качеств, прежде всего за счет взаимодействия с окружающим миром. Приведенный нами эмпирический материал вполне однозначно свидетельствует об объективности существования циклов развития рельефа, в которых отражаются более общие закономерности эволюции Земли.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ — ПРОДУКТ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*В. С. АЛПАИДЗЕ, канд. геол.-мин. наук*

Доказательством направленного развития земной коры служат основные структурные элементы океанов и континентов, составляющие определенный ряд. «Этот ряд являет-

---

<sup>13</sup> См.: Кузьмин В. Г. Эпохи рифтогенеза и некоторые вопросы происхождения рифтовых структур // Геол. и геофиз. 1975. № 9.

ся эволюционным и отражает последовательность их взаимоперехода в процессе прогрессивного развития, а в более широком плане — переход от океанов к континентам, от более примитивной океанской коры к более сложной по составу и мощной континентальной»<sup>1</sup>.

Мнение о преобразовании первичной примитивной коры океанического типа в сложную континентальную в настоящее время поддерживается многими учеными. Можно выделить три основные стадии этого преобразования: океаническую, или предгеосинклинальную; острово-дужную, или геосинклинальную и континентальную. Каждая из указанных стадий характеризуется наличием земной коры определенного типа — океанической, переходной и собственно континентальной.

В процессе перехода от океанов к континентам усложняется строение, увеличивается мощность и возрастает сопротивляемость земной коры к воздействующим на нее силам, т. е. исходные ее качества сменяются более совершенными, что является критерием развития. Следовательно, относительная цель геологического развития (как и биологического) заключается в достижении стабильности через приобретение высших качеств.

Среди множества периодически повторяющихся геологических явлений особое внимание привлекают разноранговые циклы геологической эволюции, в рамках которых происходит образование основных структурных элементов континентальной земной коры. Чаще всего в геологической литературе рассматривается процесс структурной эволюции геосинклинальных систем (областей) от их зарождения до становления складчатых систем (областей). Этот процесс обычно называют тектоническим, тектономагматическим или орогеническим циклом. Однако, учитывая результат данного эволюционного процесса (превращение подвижных участков в консолидированные), его можно называть *циклом консолидации* (каледонский цикл, герцинский и т. д.).

В истории развития крупных орогенических поясов земной коры наблюдается несколько таких циклов консолидации, т. е. их развитие происходит полициклически, что в конечном счете ведет к прогрессивному отмиранию геосинклинальных условий — к исчезновению пространств с океанической корой путем превращения ее в новообразованную континентальную. Следовательно, в процессе консолидации

---

<sup>1</sup> Хани В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника. М., 1985. С. 11.

геосинклинальных систем и областей происходит постепенное развитие (эволюция) подвижных поясов в целом, усложнение их строения и преобразование из лабильного состояния в стабильное. Поэтому весь этот процесс направленно-полициклического развития орогенических подвижных поясов (например, Урало-Монгольского, Средиземноморского) можно назвать *циклом стабилизации*.

В то же время эмпирически установлено, что в рамках каждого цикла консолидации (или тектонического цикла), характеризующегося сменой во времени общего начального погружения общим поднятием, с определенной периодичностью проявляются циклы более низкого ранга, состоящие, в свою очередь, из фаз погружения — осадконакопления и поднятия — складкообразования (с сопутствующим осадконакоплением). На наличие подобных колебательных движений земной коры в пределах геосинклинали Большого Кавказа одним из первых обратил внимание В. В. Белоусов. Было установлено, что поднятие (регрессия) сопровождается складкообразовательными движениями, которые в отличие от колебательных необратимы (пластическая деформация). Оба указанных вида движений являются результатом горизонтальных напряжений в земной коре. Очевидно, в ней происходит чередование во времени деформации растяжения и деформации сжатия, и обе они содержат обратимую компоненту вертикального смещения соответственно вниз и вверх, что и вызывает обратимые колебательные движения.

В рамках этих неоднократно повторяющихся малых циклов происходит образование определенного набора горных пород и их деформация (образуются складчатые и разрывные структуры), в связи с чем усложняется строение геосинклинальной системы (области), которая постепенно превращается в консолидированную складчатую систему (область). В частности, на территории Кавказа в рамках альпийского цикла консолидации имели место девять подобных малых циклов<sup>2</sup>. Следовательно, эти малые циклы являются ступенями цикла консолидации, и, учитывая результат их проявления (деформацию образовавшихся в рамках цикла горных пород), их можно называть *циклами деформации* (раннеорогенный цикл, позднеорогенный и т. д.).

Продолжая процедуру иерархизации циклов эволюции континентальной земной коры, можно также выделить их

---

<sup>2</sup> См.: Джанелидзе А. И. Об орогенических циклах // Сообщ. АН ГССР. 1963. Т. XXX, № 5.

высший и низший ранги. К высшему отнесем *цикл континентализации*, охватывающий несколько циклов стабилизации, в рамках которых происходит становление складчато-метаморфизованного и гранитизированного фундамента континентальных платформ, т. е. весь процесс преобразования океанической коры в континентальную, а также процесс образования осадочного чехла платформ. Следовательно, этот цикл охватывает процесс окончательного становления континентальной платформы (или платформенной системы)<sup>3</sup>. Низшим будет *цикл стратификации*, представляющий собой процесс образования единичного слоя осадочной породы, т. е. цикл слоеобразования или породообразования.

Таким образом, имея направленный характер, общий процесс развития земной коры состоит из повторяющихся, последовательно сменяющих друг друга (от высшего ранга к низшему) эволюционных циклов: цикла континентализации, стабилизации, консолидации, деформации и стратификации. При этом каждый цикл более высокого ранга охватывает некоторое количество циклов более низкого ранга. Следовательно, выделяется иерархический ряд, система разноранговых эволюционных циклов направленного развития земной коры. Эти циклы, накладываясь друг на друга, вызывают эволюцию коры от примитивной океанической до сложной и стабильной континентальной. Кроме указанных выше, по-видимому, следовало бы выделить еще и *цикл океанизации*, включающий процесс раскрытия океанической впадины и становления океанической коры.

Учитывая, что каждый из названных циклов является относительно законченным процессом, можно полагать, что и образованные в их рамках продукты являются конечными материальными системами. Так, циклу континентализации соответствует континентальный мегакомплекс (фундамент и чехол платформы)<sup>4</sup>, циклу стабилизации — складчатый мегакомплекс, циклу консолидации — складчатый комплекс, а циклу стратификации — единичный слой, который обычно не включается в тектонический анализ.

Что касается цикла деформации и образованного в его рамках структурного элемента, то здесь требуется пояснение. Если учесть, что складчатый комплекс, соответствующий циклу консолидации, состоит из ряда (множеств) де-

---

<sup>3</sup> См.: Соловьев В. А. Тектоника континентов: Систематизация понятий и упорядочение терминологии. Хабаровск, 1975.

<sup>4</sup> См.: Богданов А. А. О термине «структурный этаж»// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38, вып. 1.

формированных формаций, то надо полагать, что часть комплекса — складчатый подкомплекс, соответствующий циклу деформации, — должен состоять из единичной деформированной формации. Принимая также во внимание, что в иерархическом ряду геологических тел формация стоит рангом выше горной породы, т. е. слоя, а в ряду эволюционных циклов развития цикл деформации также стоит рангом выше цикла стратификации, надо допустить, что формация как геологическое тело образуется в рамках цикла деформации и состоит из множества деформированных слоев.

Следовательно, геологическая формация в складчатых областях представляет собой продукт одного из эволюционных циклов развития земной коры — цикла деформации и минимальный структурный элемент, учитываемый тектоническим анализом. Именно в рамках цикла деформации, состоящего из фаз погружения — осадконакопления (деформация растяжения) и поднятия — складкообразования (деформация сжатия), осуществляется образование поддающегося реальному тектоническому анализу структурного элемента земной коры низшего ранга — структурного подэтажа, сложенного из однотипно деформированных слоев, т. е. формации. Объем формации определяется рамками цикла деформации, а происшедшие в течение цикла породо- и структурообразование лежат в основе эволюции земной коры (подобно тому как видообразование лежит в основе биологической эволюции).

Итак, основные структурные элементы земной коры надо рассматривать как разноранговые эволюционные системы, отвечающие эволюционным циклам развития земной коры. В таком случае геологические формации, так же как складчатые комплексы или единичные слои, выступают как естественные продукты одного из циклов эволюции с естественными границами, поиск которых является важнейшей задачей формационного и тектонического анализов.

В связи с тем, что эволюция земной коры проявляется через породо- и структурообразование, главным признаком ее расчленения, в том числе и формационного, должен быть структурно-вещественный признак, определяемый ступенями эволюции, т. е. эволюционными циклами развития земной коры. В этом заключается сущность историзма и историко-геологического подхода в учении о геологических формациях. Однако правильное определение структурно-вещественного признака, а отсюда выделение формации и установление принадлежности того или иного комплекса пород к некоторому формационному типу требуют выявления внут-

структуры формации и особенностей ее вещественного состава.

Внутренняя структура определяет границу тела, а вещественный состав должен рассматриваться в пределах этих границ. Но, несмотря на многочисленные попытки, структура формации пока не выявлена, а эмпирический подход не дает решения проблемы. Поэтому надо попытаться теоретическим путем выявить структуру формации. При этом следует помнить, что содержание понятия «структура», так же как и понятия «элемент», входит в содержание понятия «система». Значит, для выявления структуры формации, установления ее границ и вещественного состава, необходимо изучать формацию как систему.

## ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

*А. Е. МИХАЙЛОВ, д-р геол.-мин. наук*

Современное состояние нашей планеты, и в частности земной коры, следует рассматривать как результат длительной эволюции, происходившей на протяжении не менее 4,6 млрд лет. Эволюционное развитие земной коры, как и планеты в целом, не предполагает **планного**, однонаправленного течения всех процессов — оно прерывается переломными моментами, вносящими и в ход отдельных процессов, и в состояние всей планеты коренные изменения, вызывающие отмирание ранее существовавших природных систем и появление новых.

При таком подходе вся история формирования континентальной земной коры может быть разделена на два этапа: догеологический и геологический с подразделением последнего на палеохрон и неохрон.

**Догеологический этап.** Догеологический этап, по данным абсолютной геохронологии, длился от времени образования нашей планеты как автономного тела Солнечной системы (4,6—4,5 млрд лет назад) до появления твердой оболочки на ее поверхности (ориентировочно 3,9—3,8 млрд лет назад). В целом для этого периода характерно горячее жидкое состояние поверхности Земли.

Результатом отвердевания поверхности нашей планеты и охлаждения первичного «магматического океана» может быть только «базальтовый слой», распространенный на всей планете в виде сплошной оболочки и имеющий в настоящее время толщину от 5 до 25 км. Изучен базальтовый слой только на океаническом дне; в пределах континентов он

нигде не обнаружен, и его распространение устанавливается геофизическими методами по определенному интервалу скоростей сейсмических волн. В последние годы были опубликованы работы, в которых отрицается существование базальтового слоя на континентах, а «геофизический» базальтовый слой рассматривается как состоящий из уплотненных перекристаллизованных пород гранитно-метаморфической оболочки. Однако каких-либо реальных данных, на основании которых можно было бы отрицать существование базальтового слоя, нет. Более того, известно, что поверхности всех планет и их крупных спутников, лишенных водного покрытия: Луны, Меркурия, Венеры, Ганимеда, Каллисто, Европы и др. — покрыты базальтами.

Значительно важнее и интереснее вопрос о происхождении основной магмы, ставшей основой первой твердой коры. Согласно современной точке зрения, базальтовая магма образуется путем селективного плавления перидотита мантии. Состав магмы, вероятно, постепенно модифицируется по пути к поверхности или выравнивается в близповерхностных («промежуточных») камерах.

Базальтовый магматизм сопровождает всю геологическую историю развития Земли и выражается в излиянии базальтов на дневную поверхность. Это базальты геологического времени и второго поколения — вторичные. Существуют и более ранние, первичные базальты, образовавшие «геофизический» базальтовый слой земной коры. На континентах они покрыты гранитно-метаморфической оболочкой и являются более древними, чем этот слой. Основной объем первичных базальтов образовался, вероятно, в интервале от 4,6—4,5 до 3,9—3,8 млрд лет назад. В океанической коре к первичным базальтам относится третий слой, образцы которого подняты со дна дагированием. Они почти повсеместно принадлежат габбро, в той или иной степени серпентинизированным.

Как мы отметили выше, базальтового слоя в континентальной коре обнаружить пока не удалось. При решении вопроса о его существовании нельзя не учитывать данных космологии. Основные среди них следующие: наличие газо-жидкой поверхности у Юпитера и Сатурна, находящихся на более ранней стадии планетной эволюции, чем Земля; присутствие на поверхности планет и крупных спутников пород базальтового состава; наличие вулканических структур и кратеров на всех планетах земной группы.

В настоящее время наиболее аргументированная концепция образования планет связана с представлениями об ак-

креции протопланетного газово-пылевого облака, превратившегося при конденсации в сгустки и более крупные образования метеоритного и астероидного размера, которые затем путем соударений собрались в массу той или иной планеты. Однако в этих внешне стройных представлениях не отражены две формы существования планет: газово-жидкое состояние и вулканизм. Признание ведущей роли метеоритной бомбардировки на последней стадии образования планет создает непреодолимые трудности для объяснения их слоисто-концентрического строения. Более вероятно, что вслед за аккрецией произошла вспышка выделения тепловой энергии, расплавившей верхнюю часть мантии до глубины 600—700 км (но не более 1000 км).

Образование у поверхности планеты обширной зоны плавления «магматического океана»<sup>1</sup> имело важные последствия как для процессов дифференциации вещества мантии, так и для формирования атмосферы. Дифференциация вещества в твердом состоянии по принципу стекания тяжелых элементов, и прежде всего железа в элементарном или окисленном состоянии, к центру Земли, как показали многочисленные расчеты, невозможна, хотя соответствующая точка зрения многими исследователями еще поддерживается. Плавление происходило быстро, в течение 200—100 млн лет, с температурой на поверхности более 1000 °С. При этом наблюдался бурный процесс отделения газовой составляющей в протопланетном веществе, а поверхность планеты напоминала поверхность кипящей манной каши. Огромное значение имело не только излияние более легкой, чем мантия, базальтовой магмы, но и взрывная деятельность, в результате которой в формирующейся земной коре образовались многочисленные струйные свищи — мелкие и средние по размерам кратеры.

Благодаря плавлению верхней мантии в догеологический период, в интервале времени от 4,6 до 3,9 млрд лет назад, могли возникнуть расслоенность в верхней части планеты и происходить обособление ультраосновной магмы — в результате верхней мантии перидотитового состава, базальтовой и андезитодацитовой магм, послуживших основой базальтового слоя, а также гранодиоритов и тоналитов, в дальнейшем превращенных в серые гнейсы.

Первым, в соответствии с условиями температуры и давления, раскристаллизовался слой ультраосновной магмы,

---

<sup>1</sup> См.: Кадик А. А., Лукантин О. А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М., 1986.

затем базальтовый и последним — андезитодацитовый. Образование базальтовой магмы путем выплавления из перидотитовой мантии продолжалось и позже, в геологическое время, и происходит вплоть до наших дней, хотя и в существенно иных условиях. Этим объясняется разная мощность современного слоя базальтов.

В догеологическое время, как было отмечено выше, образовался и магматический расплав андезитодацитового состава, давший начало древнейшим гранодиоритам и тоналаитам, слагающим не менее 80 % всего объема ранней континентальной коры, и имеющим возраст от 3,8 до 3,3 млрд лет.

Вопрос о природе андезитодацитовой магмы решается неоднозначно. Изучалась возможность ее образования из мантийного вещества. Расчеты показали, что такой процесс мог происходить на глубине не менее 80 км в присутствии воды. В таких условиях из гранатового лерцолита, слагающего вместе с перидотитами, гарцбургитами и дунитами верхнюю мантию, могли возникнуть андезитовые или дацитовые магмы, но в объеме не более 5—8 % от общего объема исходного материала. При этом толщина мантии, вовлеченной в процесс, должна была составлять не менее 300—400 км (что вряд ли вероятно), а продолжительность процесса — многие сотни миллионов лет.

На наш взгляд, образование андезитодацитовой магмы произошло в период от 4,6 до 3,8 млрд лет назад, когда расплавленное вещество верхней мантии («магматического океана») с температурой на поверхности более 1000 °С охладилось до 200—150 °С. Одновременно с охлаждением происходила дифференциация и расслоение жидкого вещества, вызывавшие обособление на поверхности Земли силикатной «накипи» («шлака»), состоящей из соединений легких элементов (кремния, кальция, алюминия, натрия и др.) и их оксидов, образовавших при отверждении внешнюю гранодиорит-тоналитовую оболочку. Процесс развивался с поверхности на глубину путем намерзания корки и всплытия из глубины более легких, чем сам расплав, кристаллов, летучих компонентов и, главным образом, воды.

В соответствии с физикой разнородных вращающихся жидкостей «накипь» («шлак») андезитодацитового состава, из которой впоследствии образовались гранодиориты и тоналаиты, сконцентрировалась на поверхности Земли в двух крупных массивах в средних широтах южного и северного полушарий. Их общая площадь составила около трети поверхности Земли, а на большей части земной поверхности оказался относительно тяжелый расплав базальтового со-

става. Таким образом, остывание до твердого состояния вначале базальтового, а затем и гранитоидного слоев происходило с небольшим разрывом во времени. В результате возникла та первая неоднородность в строении земной коры, которая сохранилась до настоящего времени.

**Геологический этап.** Как было отмечено выше, в рамках геологического этапа, начавшегося на рубеже 3,9—3,8 млрд лет назад, выделяются два временных отрезка, резко различающиеся по своим эндогенным и экзогенным параметрам: палеохрон и неохрон. Граница датируется рубежом 1,65 млрд лет назад, совпадая с разделом нижнего и среднего протерозоя.

Первым, кто обратил внимание на коренную перестройку развития земной коры в протерозое, был Г. Штилле. Древний период, включавший онтарий (архей) и карелий (нижний альгонкий), он назвал протогеем, а верхний, в составе белоитния (верхний альгонкий), палеозоя, мезозоя и кайнозоя — неогеем. В начале обоих периодов, указывал Штилле, существовали обширные, способные к складкообразованию области, а в их конце таких областей не стало и земная кора почти «отвердела». Рубеж между протогеем и неогеем Штилле назвал поворотным этапом в развитии Земли.

В 1950 г. с проблемной статьей об архейском и нижнепротерозойском состоянии земной коры выступили А. В. Пейве и В. М. Сеницын. Проанализировав известный к тому времени материал, авторы пришли к выводу, что доверхнепротерозойский метаморфический фундамент сходен и одинаково развит в виде мощной сплошной оболочки как в геосинклинальных областях, так и на платформах. По их мнению, дорифейское развитие земной коры, завершившееся формированием сиалической оболочки современных континентов, следует выделять в особый этап развития структуры Земли, когда не существовало еще ни геосинклиналей, ни платформ, характерных для послерифейского этапа. С начала верхнего протерозоя (рифей) после резкого скачка в эволюции всех геологических процессов начался геосинклинальный период в развитии структуры Земли, подразделяемый на несколько качественно различных стадий.

Следует отметить, что деление истории формирования земной коры на стадии и выделение ранней стадии, отличной по условиям своего образования от более поздней, в общем виде проводилось и до работ Штилле. Об этом писал, например, А. А. Борисяк еще в 20-х годах.

Существенно иначе формирование земной коры на ранних стадиях ее развития рассматривает Е. В. Павловский. В частности, он выделяет лунную стадию, завершившуюся

к рубежу 4 млрд лет назад, и нуклеарную стадию, развившуюся в разных частях земной коры в неодинаковое время, вплоть до начала протерозоя. На лунной стадии образовались породы, близкие к лунным базальтам, а на нуклеарной уже существовали водные бассейны, в которых накапливались обломочные (граувакки) и хемогенные породы. В конце нуклеарной стадии появились первые «гранитные купола», положившие начало формированию гранитно-метаморфического слоя.

Относительно лунной стадии, выделявшейся исследователями и ранее, надо заметить, что обстановка на нашей планете на начальной стадии формирования земной коры была, вероятно, близка к венерианской, а лунных условий из-за отсутствия у Луны атмосферы никогда не существовало. Что касается выделения нуклеарной стадии в формировании земной коры, то из-за нечеткости ее определения соответствующие представления не нашли широкого распространения.

Мысль о несоответствии ранних условий развития земной коры фанерозойским была поддержана многими исследователями как в нашей стране (Е. М. Лазько, В. Е. Хаин), так и за рубежом (Д. Е. Гилл, Д. Г. Вильсон и др.). Большое внимание рассматриваемым вопросам уделил в своих работах М. В. Муратов<sup>2</sup>. В истории формирования земной коры он выделяет пять этапов: первый — добазальтовый, второй связан с возникновением базальтовой земной коры, третий — с образованием фундамента древних платформ, четвертый и пятый — с формированием складчатых поясов и молодых платформ. На первом этапе Земля переживала стадию свечения, а затем раскаленного твердого тела, на втором происходили грандиозные вулканические извержения, третий этап (3,8—1,65 млрд лет назад) ознаменован образованием фундамента древнейших платформ.

Не касаясь здесь причин резкого изменения в направленном развитии земной коры, совпадающем с рубежом нижнего и верхнего протерозоя (1,65 млрд лет назад), мы полностью разделяем представления о существовании в геологическом этапе двух эпох: палеохрона и неохрона.

В *палеохроне* (от 3,9—3,8 до 1,65 млрд лет назад) на протяжении более чем 2 млрд лет внутреннее строение нашей планеты и окружающей ее космической среды существенно изменилось. Снизилась тепловая активность Солнца (не

---

<sup>2</sup> См., например: Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., 1975.

менее чем на 20 % за последние 4 млрд лет), охладилась атмосфера, окружающая Землю (в приповерхностных ее частях с 90—150 до 60 °С), Землей было потеряно огромное количество тепловой энергии, причем в средней части сиалической коры температура понизилась от 850 до 520 °С, а в верхней мантии (астеносфере) — от 1750 до 1200 °С. Замедлилось вращение нашей планеты вокруг своей оси, и, возможно, благодаря этому возросла гравитационная постоянная. Происходило прогрессивное сокращение радиуса Земли в результате потери тепловой энергии, что привело к постоянному наращиванию тангенциальных напряжений в земной коре<sup>3</sup>.

Но самое большое влияние на формирование земной коры оказала вода. Время ее появления на поверхности Земли — один из наиболее сложных вопросов. Обширная литература на эту тему крайне разнородна, и не всегда авторы учитывают эволюционное развитие оболочек нашей планеты.

Несомненно существование в период от 3,8 до 3,3—3,2 млрд лет назад периодически возникавших, возможно и обширных, но мелководных бассейнов горячих ювениальных вод с температурой воды более 100 °С. Со временем, по мере рассеяния и выпадения из атмосферы соединений  $\text{HC}$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$  и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , ее давление падало и поверхность Земли к рубежу 3,3—3,2 млрд лет назад охладилась до 100 °С, что привело к появлению в тектонических прогибах и вулканических впадинах постоянно существовавших водных бассейнов с температурой ниже 100 °С, в дальнейшем непрерывно увеличивавших свой объем. С этого времени началось неуклонное прогрессивное формирование осадочной оболочки, хотя образование первых осадочных пород происходило и ранее в периодически возникавших горячих водоемах.

Время до появления постоянных водных бассейнов от 3,9—3,8 до 3,3—3,2 млрд лет назад следует выделить в особую стадию — катархейскую. На этой стадии образовался второй после первичных базальтов комплекс пород земной коры, сложенный гранодиоритами и тоналитами, для которых исходной была магма андезитодацитового состава. Возраст этих пород, превращенных в настоящее время в серые гнейсы и слагающих от 70 до 80 % выходов на поверхность гранитно-метаморфического цоколя всех континентов, надежно определен по изотопам редких элементов. Установить, за какой промежуток времени образовалась древнейшая гранодиорит-тоналитовая часть гранитно-метаморфи-

---

<sup>3</sup> См.: Михайлов А. Е. Структурно-вещественные комплексы раннего докембрия коры // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 7.

ческого слоя, мы пока не в состоянии. Датировки в 3,7—3,8 млрд лет назад относятся к породам, обнаженным на поверхности Земли, ниже которой располагаются многие километры однообразных пород, близких по своим физическим свойствам к гнейсам.

Образовавшиеся в катархее наряду с гранодиоритами и тоналитами первые осадочные породы, отложившиеся в насыщенных активными кислотами горячих водных бассейнах, состоят из кварцитов, нередко железистых и обломочных пород, возникших как за счет физического разрушения базальтового слоя, так и при его химической эрозии в форме протозювия.

Следующими формировались зеленокаменные пояса. Для них характерны залегание на эродированной поверхности серых гнейсов с базальными конгломератами в основании, синклинальное строение в присутствии многочисленных массивов калиевых гранитов. Время образования поясов — от 3,6—3,5 до 2,6 млрд лет назад, хотя для некоторых районов указывается и более молодой возраст — до 1,9 млрд лет<sup>4</sup>.

При образовании зеленокаменных поясов ранняя гранодиоритовая кора подвергалась деструкции и дроблению на глыбы. В ослабленные зоны между глыбами проникали базальтоидные вулканиты, под тяжестью которых осевые части поясов прогибались, а вулканогенно-осадочный комплекс испытывал неравномерное растяжение и смятие в складки. При относительно небольшой мощности коры и высоком геотермическом градиенте происходила ремобилизация нагружающегося сиалического основания. Более легкая ремобилизованная гранитоидная магма выжималась вверх преимущественно вдоль краевых частей погружавшихся призм зеленокаменных толщ, образуя округлые и овальные диапировые интрузии и вызывая осложнения возникших ранее складчатых структур, появление в них надвиговых нарушений и повышенный экзоконтактовый метаморфизм.

К следующему возрастному комплексу принадлежат многочисленные калиевые гранитоиды, образование первых массивов которых относится к рубежу 3,3—3,2 млрд лет назад. Они известны на всех материках в виде округлых и овальных куполов с крутыми контактами и пологой кровлей. Внедрялись калиевые гранитоиды либо в серые гнейсы, либо в комплекс пород зеленокаменных поясов. В дальнейшем объемы калиевых гранитоидов постепенно возрастают, и они

---

<sup>4</sup> См.: Федоровский В. С. Нижний протерозой Байкальской горной области. М., 1985.

широко распространяются во всех геосинклинальных областях неохрона. Увеличивается и их щелочность: появляются щелочные граниты, граносиениты и сиениты.

Принято считать, что исходная масса калиевых гранитоидов возникла в результате ремобилизации более древних гранодиоритов и тоналитов в условиях высоких температур, существовавших в земной коре в архее и нижнем протерозое, возможно уже на незначительных глубинах. Правда, при таком подходе остается нерешенной проблема внезапного появления в земной коре огромного количества калия.

Самые древние осадочные образования, как уже отмечалось выше, имеют возраст 3,7—3,6 млрд лет. Однако это были эпизодические накопления либо в форме протозловия, либо связанные с периодически возникавшими горячими водоемами. Широкое распространение осадочной оболочки началось лишь с появления 3,3—3,2 млрд лет назад постоянных водных бассейнов, в которых накапливались не только обломочные, но и хемогенные отложения.

Далее в земной коре формируются обширные парагнейсовые пояса, окаймляющие гранит-зеленокаменные области. В отличие от последних в этих поясах преобладают осадочные кластические отложения при подчиненном значении вулканитов, преимущественно основного состава. Породы парагнейсовых поясов интенсивно метаморфизованы до амфиболитовой фации, а местами превращены в гранулиты. В их основании, как и в зеленокаменных поясах, располагаются раздробленные на отдельные глыбы древнейшие гранитогнейсы. Периоды наиболее интенсивного образования парагнейсовых поясов охватывают интервалы от 3 до 2,6 и от 2,1 до 1,6 млрд лет назад.

Условия накопления отложений парагнейсовых поясов существенно отличались от предшествующих им условий образования зеленосланцевых серий. Прогибы занимали обширные пространства, превосходящие по размерам гранит-зеленокаменные области, и имели значительную ширину и извилистые очертания.

Формирование фундамента континентов завершилось к рубежу 2—1,6 млрд лет назад. Последняя стадия выразилась в становлении парагнейсовых поясов, завершившем процесс кратонизации огромных по площади континентальных массивов. Появление на этих массивах пониженных областей привело к образованию обширных водных бассейнов, что создало условия для возникновения протоплатформенных чехлов. Наиболее ранние из них появились одновременно с парагнейсовыми поясами. Чехлы состоят из продуктов раз-

мыва кристаллического основания: преимущественно из кварцитов, песчаников, глинистых пород с пачками конгломератов и горизонтами карбонатов. Среди них распространены различные по составу вулканиты, массивы гранитоидов и в меньшей степени — габбро.

Развитие земной коры в *неохроне* может быть охарактеризовано как геосинклинально-платформенное. Нет необходимости излагать основы геосинклинальной гипотезы — их можно найти во многих работах. Однако было бы необъективным не видеть ограниченность применения основных положений этой гипотезы для объяснения строения и развития земной коры и планеты в целом. Возникнув на основе внутриматериковой тектоники, эта гипотеза дала начало объяснению процессов образования осадочной оболочки, распределения в земной коре магматических формаций, складчатости и, что самое главное, заложила основы металлогении. Но объяснить строение и развитие коры в океанах геосинклинальная гипотеза оказалась не в состоянии. Ее существенный недостаток выражен также в пассивном отношении к образованию базальтового слоя и гранитно-метаморфического фундамента.

Все положения геосинклинальной гипотезы приобретают реальность только применительно к периоду начиная с верхнего протерозоя, т. е. с неохрона. Для палеохрона они оказались неприменимыми. Не помогло и введение понятий «протогеосинклинали», «пермобильные условия», так как экстраполяция закономерностей геосинклинального режима на палеохрон резко противоречит данным по составу и условиям образования архейских и нижнепротерозойских пород, а термин «пермобильный» (всеобщей подвижности) вообще ничего не выражает и не утверждает.

Появившаяся в конце 60-х годов новая глобальная тектоника или тектоника плит, логично и стройно объясняя все основные черты формирования коры океанического дна, оставляет в стороне внутриплитные дислокации и магматизм, слабо связана с проблемами внутриконтинентальной минерации. Не внесла принципиально нового тектоника плит и в решение проблемы происхождения базальтового и гранитно-метаморфического слоев континентов, да и вряд ли она может дать что-либо новое в этом плане, если учесть, что активность литосферных плит устанавливается только с рубежа 200—160 млн. лет назад.

Не достигли своей цели и все гипотезы, связывающие развитие земной коры с тепловой или гравитационно-тепловой конвекцией в мантии. Расчеты, выполненные в настоящее

время<sup>5</sup>, показывают, что температурные градиенты на глубинах 30 км, на поверхности Мохо и ниже незначительны и редко превышают 1 град/км, что совершенно недостаточно для осуществления механизма «тяги-толкай» применительно к тектонике плит.

Все эти обстоятельства заставляют искать новые подходы к объяснению перемещения континентов. Один из таких вполне реальных вариантов связывает перемещение континентов с влиянием приливных движений вещества твердой Земли под воздействием Луны и преобразованием этих движений в горизонтальные смещения. Как указывают Ю. А. Косыгин и Л. А. Маслов, приливная волна вызывает постоянные усилия, действующие в одном, западном направлении, благодаря чему развиваются малые, но необратимые накапливающиеся деформации, реализующиеся в однонаправленном (западном) смещении верхних земных слоев относительно нижних. Горизонтальные смещения могут происходить на уровне астеносферы или на уровне других, более высоких границ со скоростью нескольких сантиметров в год и вызывать накопление напряжений в сотни бар за миллион лет. Возможно, полагают авторы, что с начала мезозоя внешняя оболочка Земли продвинулась в западном направлении приблизительно на 25 000 км (на половину окружности Земли)<sup>6</sup>.

Не вдаваясь в анализ соображений, приведенных Ю. А. Косыгиным и Л. А. Масловым, отметим, что современный структурный рисунок поверхности нашей планеты наилучшим образом объясняется именно этим механизмом. Предполагая наличие такого механизма, можно решить и проблему возраста океанической коры, не прибегая к пока еще мало обоснованным представлениям о субдукции.

Качественный скачок в развитии земной коры, а возможно, и планеты в целом, отмечающийся на рубеже палеохрона и неохрона, произошел в результате эволюции многих процессов, а не по какой-либо одной причине и, конечно, не в результате внезапной катастрофы.

Среди факторов этой эволюции на первое место следует поставить изменение температурного режима, обусловившее скачкообразное падение температуры и соответствующее уменьшение радиуса планеты, что привело, в свою очередь, к обширным волнообразным (а также глыбовым) поднятиям и прогибам. Вероятно, в верхнем протерозое в литосфере

<sup>5</sup> См.: Моисеенко У. И., Смыслов А. А. Температура земных недр. Л., 1986.

<sup>6</sup> См.: Косыгин Ю. А., Маслов Л. А. Роль твердых лунных приливов в тектоническом процессе // Геотектоника. 1986. № 6.

появились и горизонтальные температурные градиенты, вызванные струйным выделением тепла из мантии. Возникшие прогибы были первыми геосинклиналями неохрона, а разделяющие их поднятия — зачатками будущих платформ.

Огромное значение на геосинклинально-платформенном этапе развития земной коры принадлежит складчатости, гранитизации и метаморфизму, развившимся вследствие многих процессов, и прежде всего тектонических движений, в условиях высоких температурных градиентов. Не менее интенсивно они проявлялись и в палеохроне, но в неохроне в связи с увеличением осадочной оболочки, которая стала мощнее и распространилась почти на всю поверхность планеты, а также с увеличением подвижности земной коры складчатые и разрывные деформации стали более резкими и интенсивными в абсолютном выражении.

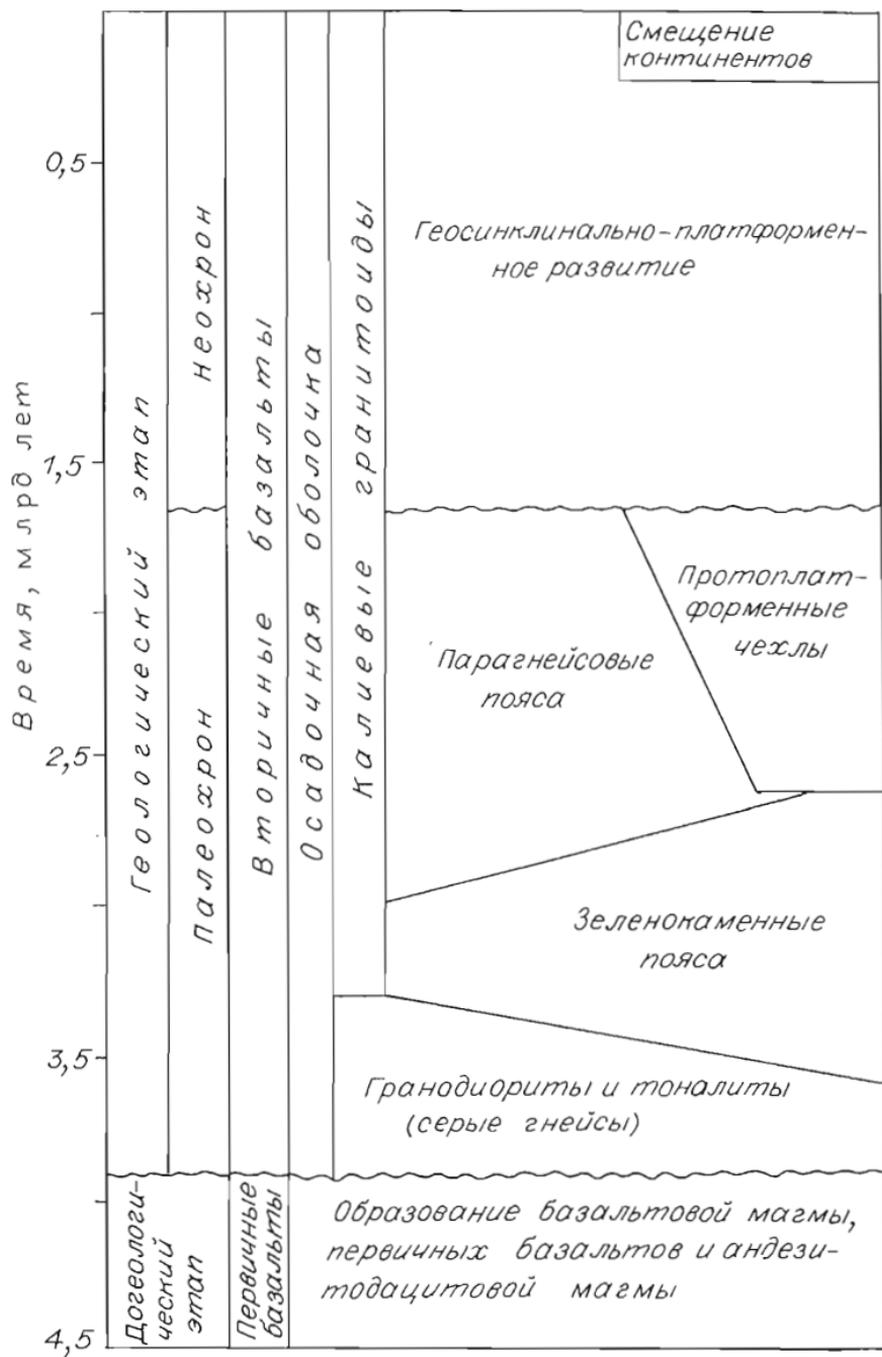
Описанные выше структурно-вещественные комплексы, определившие современное строение земной коры в их возрастной последовательности, показаны на рисунке.

Наиболее чувствительными для нашей планеты являются потери тепловой энергии и неизбежная контракция. Именно они создают огромные тангенциальные напряжения в литосфере и верхней мантии, способствующие вытеснению вверх в местах повышенных тепловых потоков огромных объемов базальтовой магмы и водяных паров. В результате растет объем воды в океанах, а вместе с ней и объем осадочной оболочки.

Начало геосинклинально-платформенного этапа совпало с общей консолидацией земной коры, что в первую очередь связано с перемещением в верхние части земной коры огромных объемов гранитоидных магм, образовавшихся при плавлении древнейшего кристаллического фундамента континентов. Гранитные массивы придали верхним частям континентальной коры жесткость и почти лишили ее возможности к дальнейшей пластической деформации.

Накопившиеся к началу неохрона напряжения в земной коре впоследствии разрядились в виде ее расчленения на блоки той или иной величины, разграниченные разрывами. Возникли зоны растяжения и зоны сжатия. В первых заложилась ранние геосинклинали неохрона; вторые превратились в поднятия, поставляющие обломочный материал в геосинклинальные прогибы. Особенно важно подчеркнуть широкое развитие магматизма в зонах растяжения, появление которых, в свою очередь, вызывает появление офиолитовых серий в основании разрезов геосинклинальных формаций.

Указанная выше направленность в развитии земной коры существенно не изменилась на протяжении всего неохрона,



Возрастная последовательность структурно-вещественных комплексов.

но результатом этого развития стало значительное изменение конфигурации и объемов континентальных массивов.

Общий объем континентальной коры растет во времени за счет мантийного базальтового вулканизма. Что касается контуров континентов, то увеличение объема воды в океанах повлекло за собой усиление эрозионной деятельности на суше и расширение осадочной оболочки.

Толщина эродированных пород на континентах в неохроне составляет многие километры, так как на дневную поверхность в настоящее время выведены древнейшие породы палеохрона, а мощность гранитно-метаморфического слоя на таких участках сокращена. Весь обломочный материал был перемещен главным образом в шельфовые части океанов, окраинные моря и внутриконтинентальные прогибы. Таким образом произошло расширение площади континентальной коры за счет общего сокращения ее мощности. Однако вопрос о толщине ранней и поздней земной коры сложен. С одной стороны, идет непрерывное увеличение занимаемой ею площади, с другой — общий объем земной коры увеличивается только за счет поступления базальтовой магмы из мантии. Утолщенная кора образуется также в областях развития надвиговых и покровных структур.

Расширение континентальной коры в неохроне на площадях, занятых ранее океанической корой, явившееся результатом геосинклинальных процессов, имело важные последствия.

К концу палеозоя площади, занятые континентальной корой, настолько разрослись, что их экранирующее влияние на вертикальную тепловую конвекцию привело к накоплению огромных запасов тепла под материковыми массивами на уровне астеносферы, и в результате этого явления в начале мезозоя материковые массивы были разорваны вертикальными тепловыми потоками на крупные литосферные плиты.

Вероятно, к концу палеозоя — началу мезозоя относится и образование сплошного (или с небольшими перерывами) астеносферного слоя. Последний существовал и ранее, но, скорее всего, в виде разрозненных линз той или иной толщины.

С юрского времени началось формирование системы срединно-океанических хребтов и смещение литосферных плит в соответствии с новым планом тепловых потоков в мантии. Без образования непрерывного слоя астеносферы смещение литосферных плит с учетом вязкости вещества и давления в верхней мантии практически невозможно.

Как результат выноса огромного запаса тепловой энергии, накопившегося к середине мезозоя под литосферой, следует рассматривать интенсивный меловой подводный и наземный вулканизм, вынесший на дно океанов и на дневную поверхность не менее  $500 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> мантийной базальтовой магмы.

Перемещение литосферных плит не нарушило течения геосинклинально-платформенных процессов, но очень сильно их усложнило. Это выразилось прежде всего в усилении в мезозое — кайнозое рифтогенеза и появлении новых типов геосинклиналей.

Конечно, события, описываемые выше, — лишь самая общая схема, у которой более чем достаточно уязвимых мест, но степень ее вероятности сопоставима с нашими знаниями о глубинном строении земной коры, литосферы и верхней мантии в целом.

## СТАНОВЛЕНИЕ НОВЫХ КОНЦЕПЦИЙ В ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУКАХ

*Ю. А. КОЛЯСНИКОВ, канд. геол.-мин. наук*

В развитии научной гипотезы можно выделить три этапа: ее появление, становление и переход в разряд теории или отказ от этой гипотезы как несостоятельной.

Появление новой гипотезы вызывается неудовлетворенностью старой, которая уже не в состоянии объяснить, увязать в единое целое совокупность имеющихся на данный момент фактов. Сторонники прежней гипотезы, привыкшие к ней, принимают ее за единственно возможную и потому смело называют теорией, несмотря на неизбежное наличие накапливающихся со временем противоречий и не объясненных в рамках прежней модели фактов. Стремление избежать противоречий обычно приводит к непомерному усложнению исходной модели, введению в нее излишних допущений и, наконец, к привлечению фактов, по существу отрицающих саму модель. В этот критический момент и выходит на сцену, иногда лишь возрождаясь, новая гипотеза. Но, лучше объясняя совокупность фактов, она на первых порах лишена «стержня», твердой доказательной основы, выглядит зачастую мистической и потому подвергается жестокой критике, нередко с апелляцией к диалектике.

Наиболее длинным и сложным, с временными отступлениями, является этап утверждения гипотезы в качестве рабочей, жизнеспособной. На этом этапе подлинно научная

гипотеза закономерно избавляется от неясных моментов, противоречий, что возможно лишь в результате целенаправленных исследований увеличивающейся армии ее сторонников. Дарвиновская теория естественного отбора прошла именно такой путь. Показательна и примерно пятидесятилетняя история проверки практикой Периодической системы элементов Д. И. Менделеева, общей теории относительности А. Эйнштейна, в полной мере испытавших на первых порах как непонимание, недоверие, так и резкую критику и негативное отношение.

Совсем по-другому складывается судьба ложных гипотез, которые зачастую выглядят очень эффектно и какое-то время пользуются широкой популярностью. Однако по мере разработки такой гипотезы резко расширяется круг ее противоречий. Разрешая одно, она неминуемо впадает в другое, еще более фундаментальное, что в конце концов загоняет ее в тупик. В связи с этим ложная или применимая к ограниченному кругу явлений, но непомерно широко экстраполированная гипотеза обрастает усложняющими ее подробностями, которые ничуть не проясняют главную идею. Вот здесь-то и нужно взглянуть на гипотезу со стороны, объективно и попытаться оценить ее с методологической точки зрения, а именно проверить ее согласованность с диалектикой. Суть же проверки диалектикой, как показал еще Ф. Энгельс, состоит в том, что ложная гипотеза обнаруживает свои противоречия неизбежно, причем в наиболее существенных своих моментах, как правило, в своей основе. Нужен лишь объективный анализ, чтобы разобраться в подобной ситуации, но именно это зачастую не делается. Приведем некоторые примеры, связанные с геологией.

Гипотеза холодной аккреции готового вещества по мере выявления несоответствия фактам, чем дальше, тем более глубокого, постепенно усложнялась: от гомогенной модели О. Ю. Шмидта перешли к гетерогенной, наконец, к полихронно-гетерогенной и даже к модели горячей аккреции, построенной почти полностью на данных изотопной геохимии метеоритного вещества. Однако и сегодня, несмотря на более чем сорокалетнюю историю гипотезы холодной аккреции, самым неясным вопросом астрофизики и космогонии является вопрос о способе образования исходного аккрецирующего вещества — пыли и обломков — из плазменного состояния вещества космоса. Данные изотопной геохимии также не проясняют эту проблему, скорее наоборот. Так, в книге «Протозвезды и планеты» явно прослеживается тенденция к чрезвычайному усложнению схем конденсации протовещества и

фракционирования изотопов, особенно для метеорита «Алленде», причем такие схемы кажутся неправдоподобными даже самим авторам этого сборника!<sup>1</sup> Тем не менее ядерные реакции в качестве источников изотопных аномалий пока лишь скромно предполагаются. Естественно поэтому, что сейчас наметился возврат к «горячим моделям» Декарта, Канта — Лапласа, объясняющим образование твердого вещества в ходе формирования самих планет из сгустков горячей плазмы<sup>2</sup>.

Чтобы яснее представить картину шаткого положения гипотез холодной аккреции, достаточно ознакомиться с убедительной, уничтожающей критикой друг друга сторонниками гомо- и гетерогенной аккреции, считающими свои концепции диаметрально противоположными<sup>3</sup>. Но суть-то этих концепций одна: вещество было изначально готовым и к моменту аккреции существовало в виде пыли и обломков железосиликатного состава, а также льдов. Моделирование процессов формирования планет сводится в обеих гипотезах к выискиванию «удобного» способа разделения, дифференциации этого наличного вещества на силикатную оболочку и железное ядро, к простому уподоблению планеты доменной печи, против чего в свое время категорически возражали В. А. Обручев и М. А. Усов.

Гипотезы селективного, или частичного, плавления как главного механизма образования спая также, по сути дела, предлагают модель «доменной печи», где легкое, легкоплавкое силикатное вещество, изначально содержавшееся в гомогенном протовеществе, разными способами отделяется от тяжелого и тугоплавкого остатка. С первых шагов эти гипотезы столкнулись с теми же проблемами, что и гипотезы аккреции и дифференциации планет. Явно искусственно усложнены модели магмообразования, хотя самым неясным так и остался механизм выплавления и отделения расплава при малой доле предполагаемой селективными гипотезами выплавки. Только за последние десять лет количество предполагаемых факторов плавления возросло с двух до шести, сама модель стала двухэтапной и даже многоэтапной (в случае

<sup>1</sup> См.: Протозвезды и планеты. М., 1982.

<sup>2</sup> См.: Кузнецов В. В. Физика Земли и Солнечной системы (модели образования и эволюции). Новосибирск, 1984. (Тр. ИГиГ; Вып. 639); Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М., 1980; Маракушев А. А., Беман Н. И. Эволюция метеоритного вещества, планет магматических серий. М., 1983; Шпло Н. А. О механизме образования Солнечной системы // Тихоокеан. геология. 1982. № 6.

<sup>3</sup> См.: Рингвуд А. Э. Состав и петрология мантии Земли. М., 1981; Рудник В. А., Соболевич Э. В. Ранняя история Земли. Л., 1984.

бонинитов), однако убедительных результатов не получено. Между тем, как утверждал И. Ньютон, «природа проста и не роскошествует излишними причинами вещей».

Положение особенно осложнилось и запуталось в связи с открытием ультраосновных вулканитов — коматитов, для выплавления которых требуется высокая степень плавления, согласно принятой модели практически недостижимая. Наибольший же разлад и здесь вносят данные изотопной геохимии. В борьбе с противоречиями в модель был, наконец, введен такой действительно мощный фактор выплавления, как мантийный метасоматоз, — по существу, могильщик гипотез дифференциации как основы магмообразования. Ведь признание огромной роли метасоматоза на уровне верхней мантии является сдачей позиций селективными гипотезами, пока, правда, неосознанной, так как метасоматоз предполагает открытую систему, в которой преобразование вещества идет во всем его объеме без какого-либо остатка. В то же время механизм дифференциации исходного вещества — магмы — в полной мере приложим к таким системам, как дифференцированные интрузии и промежуточные магматические очаги, ввиду их относительной закрытости.

Теперь остановимся на гипотезе тектоники литосферных плит. Один факт приравнивания ее к теории свидетельствует о крайней необъективности ее апологетов. Ведь эта гипотеза, так и не дав четкого обоснования механизма движения плит, углубилась в выявление деталей достаточно хаотичных их перемещений, при этом произвольно увеличивая количество плит и конвективных ячеек, т. е. оказалась на пути бесконечного (и в итоге бессмысленного) своего усложнения. Последним шагом явилось признание пульсаций объема Земли, что противоречит главному постулату гипотезы — постулату о неизменности объема планеты, ради которого и была создана сама гипотеза литосферных плит, точнее, ее умозрительная часть, касающаяся субдукции. Поскольку для пульсаций надо, судя по всему, придумывать свой автономный механизм, то исходная модель оказывается уже вдвойне усложненной. Однако признание гипотезой фактора, для устранения которого она и была создана, является логическим концом самой гипотезы. Как справедливо полагает В. Е. Хаин, недоказанность еще и субдукции, в настоящее время почти очевидная, автоматически приведет сторонников гипотезы тектоники плит к модели пульсирующе-расширяющейся Земли <sup>4</sup>.

<sup>4</sup> См.: Хаин В. Е. От мобилизма Вегенера к неомобилизму // Природа. 1984. № 7.

Следует отметить, что и неомобилизм, и фиксизм выдвигают один, крайне сомнительный механизм, напоминающий печально известный «perpetuum mobile». В самом деле, «утопление и растворение» океанической коры в зонах субдукции ничем не лучше океанизации континентальной коры. Но эти предположения, кроме их полной недоказанности геологическими фактами, грубо противоречат общепризнанному принципу направленности необратимости развития. Комментарии здесь, как говорится, излишни.

Наконец, обращает на себя внимание следующий момент. Неомобилизм и фиксизм, несмотря на их ярко охарактеризованное в книге И. И. Дуэля<sup>5</sup> противостояние, исходят из одного и того же, строго не доказанного допущения, что Земля во всей ее бурной 4,5-миллиардолетней истории имела постоянный объем. А если этот постулат все же окажется ложным? Ведь с фактами пульсаций и некоторого увеличения объема планеты согласны уже многие исследователи! В таком случае оба эти течения, являясь дополнительными (принцип Н. Бора), вынуждены будут влиться в концепцию пульсирующе-расширяющейся планеты, которая сегодня имеет шансы стать общей теорией Земли.

Особо следует подчеркнуть методологическую несостоятельность метеоритной гипотезы революционных изменений в биосфере Земли, которой был посвящен цикл статей в журнале «Природа» под рубрикой «Редкие события в геологии»<sup>6</sup>. Здесь вызывает недоумение само название цикла, так же как и международного научного проекта. Какие же это «редкие события», если они на протяжении только фанерозоя с закономерной периодичностью (около 30—млн лет) повторялись не менее 20 раз?!

Несостоятельность метеоритной гипотезы во всех отношениях убедительно показал С. Г. Неручев<sup>7</sup>. К основным хроностратиграфическим рубежам фанерозоя оказались «привязанными» как глобальные геохимические аномалии (включая придиевые метки), так и вспышки базальтового вулканизма. Более того, согласно последним геохимическим данным по современным вулканам, при их извержениях в составе летучих фтористых соединений выносятся практически все рудные компоненты, в том числе благородные и радиоактивные элементы, причем в количествах, на 1—2 порядка превышающих кларковые для самого базальта. Поэтому попытка связать феномен границы мел — палеоген, например,

<sup>5</sup> См.: Дуэль И. И. Судьба фантастической гипотезы. М., 1985.

<sup>6</sup> См.: Природа. 1986. № 1.

<sup>7</sup> См.: Неручев С. Г. Уран и Жизнь в истории Земли. Л., 1982.

с падением астероида на Землю оказывается, по меньшей мере, несерьезной. Тем более что аномалии в содержаниях для пограничных мел-палеогеновых слоев уже были обнаружены не только для иридия, хотя потом исследователи стали ограничиваться этим элементом. Верх здесь взяла, похоже, сенсационность идеи: один лишь астероид так сумел повернуть эволюцию жизни на Земле!

На главных хроностратиграфических рубежах, к которым были приурочены вспышки базальтового вулканизма и изменения в органическом мире планеты, происходили пульсации и резкие смены эндогенного режима от максимального сжатия к расширению, в том числе инверсии магнитного поля Земли<sup>8</sup>. Последние, несомненно, отражали загадочные пока изменения в пульсации ее ядра, которая, в свою очередь, связана с галактическими ритмами<sup>9</sup>. Именно на этих рубежах длительностью во многие тысячи лет гранитоидный магматизм сменялся базальтовым вулканизмом, формировались контрастные серии, типичные для позднего мезозоя и кайнозоя, на смену регрессиям приходили трансгрессии, резко менялся климат планеты. Однако некоторые исследователи до сих пор пытаются объяснить эти грандиознейшие преобразования всей Земли как единой системы, включая ее ядро, случайными падениями метеоритов и астероидов. Хотя повышенные концентрации урана связать с падением метеоритов просто невозможно.

В то же время несомненна связь с этими рубежами взрывных кольцевых структур, с образованием которых, по-видимому, и начались массовые излияния базальтов. Не зря же формирование таких экзотических эндогенных геологических тел, как кимберлитовые трубки, и их более поздних аналогов, а также тектитных полей, происходило на тех же рубежах. До окончательного решения этой сложнейшей, интереснейшей и потому дискуссионной проблемы еще далеко, но уже сейчас ясно, что на поверхности планет земной группы существуют как заведомо метеоритные кратеры, так и эндогенные взрывные кольцевые структуры.

В пользу последнего свидетельствует такое явление, как космический вулканизм, установленный прямыми наблюдениями с межпланетных станций. Для ряда антарктических метеоритов уже доказаны их отнюдь не протопланетный возраст и не марсианское или даже не лунное происхождение. В последние годы серьезно исследуются кольца планет-

---

<sup>8</sup> См.: Кузнецов В. В. Физика Земли и Солнечной системы...

<sup>9</sup> См.: Неручев С. Г. Уран и Жизнь в истории Земли.

гигантов, и вполне возможно, что они окажутся следствием космического вулканизма. А ведь еще наш выдающийся петрограф В. Н. Лодочников всерьез полагал, что некоторые метеориты имеют земное происхождение<sup>10</sup>. Может статься, это предположение уже в недалеком будущем получит реальное обоснование. Кстати, возможность выброса части вещества за пределы атмосферы при катастрофических извержениях в прошлом веке вулканов Тамбора и Кракатау уже доказана<sup>11</sup>.

Таким образом, сегодня начинают преобладать доводы в пользу преимущественно эндогенного происхождения взрывных кольцевых структур, имеющих много общего с камерами подземных ядерных взрывов, что признается всеми исследователями этих уникальных образований. Существует даже мнение, что в геологической истории Земли неоднократно повторялись эпохи катастрофических взрывных процессов, которые непосредственно предвещали обширные базальтовые излияния и интенсивное океанообразование, т. е. радикальные изменения в лике Земли<sup>12</sup>. Но все эти взаимосвязанные глобальные процессы в совокупности с наиболее действенным мутагенным фактором, вызванным рудно-элементным и радиоактивным заражением биосферы<sup>13</sup>, и приводили к периодическим революционным изменениям в органическом мире планет с вымиранием одних и последующим расцветом других таксонов (до классов включительно).

Следует также отметить, что попытки сторонников метеоритного происхождения всех взрывных кольцевых структур обосновать невозможность достижения мегабарных шоковых давлений при вулканических взрывах ограничены рассмотрением только химической их природы. Но удивительная аналогия продуктов взрывных кольцевых структур и подземных ядерных взрывов, впервые подмеченная известным французским геологом Ж. Шубертом, наводит на мысль, что природные вулканические взрывы не были просто химическими. Ведь 2 млрд лет назад на Земле уже действовал природный ядерный реактор — феномен Окло, который пока обнаружен почему-то в единственном экземпляре. Не озна-

---

<sup>10</sup> См.: Лодочников В. Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1939. Сер. II. Ч. 68, вып. 2—3.

<sup>11</sup> См.: Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М., 1985.

<sup>12</sup> См.: Колясников Ю. А. Эволюция силикатного вещества литосферы Земли. Магадан, 1985. (Препринт/ДВНЦ АН СССР).

<sup>13</sup> См.: Неручев С. Г. Уран и Жизнь в истории Земли.

чает ли это, что в природе гораздо чаще могли реализоваться более грубые в своей схеме естественные ядерные взрывы, при которых и происходило саморазрушение большинства таких феноменов? Возможно, именно потому к рассматриваемым здесь рубежам в истории Земли и приурочены как глобальные геохимические аномалии биосферы планеты, в том числе радиоактивные, так и взрывные кольцевые структуры.

Признание сторонниками метеоритной гипотезы строгой периодичности редких событий — падений метеоритов и астероидов — само по себе алогично. Но это означает, по сути, отказ от признания случайного характера иридиевых меток. Ведь сейчас они обнаруживаются на каждом хроностратиграфическом рубеже, а такие рубежи гораздо четче проявляются в глобальных геохимических аномалиях, фиксируются вспышками эндогенной активности и особенно базальтового вулканизма, сопровождающего океанообразование. Поэтому рано или поздно придется отказаться от идеи внешней механической причины глобальных земных событий.

Самой же примечательной чертой нашей планеты является сочетание довольно бурной, а иногда и грозной эндогенной активности (сотни и более одновременно действующих вулканов), в том числе с образованием взрывных кольцевых структур, и такого хрупкого ее создания, как жизнь. Ведь несмотря на многократные и глобальные катаклизмы, все 4 млрд лет органический мир нашей планеты не только сохранился, но и продолжал закономерно эволюционировать, более или менее благополучно переживая естественные катастрофически-экстремальные события.

Как видим, рассмотренные гипотезы уже подошли к своему логическому концу — признанию пульсаций и увеличения объема планеты, что противоречит самим основам этих гипотез. Концепция же пульсирующе-расширяющейся Земли находится сейчас в стадии становления. Ее появление было неизбежным, так как господствующие пока глобальные геотектонические гипотезы в силу своей односторонности могут объяснить, каждая в отдельности, только половину фактов планетарной геологии, а в своей борьбе с противоречиями уже заходят в тупик. Выход из него, как было показано выше, и заключается в признании фактора, наличие которого противоречит главной идее гипотезы, т. е. в отказе от нее.

Так, феномен мезо-кайнозойского океанообразования может быть объяснен только спредингом дна океанов — главным проявлением расширения планеты на ее поверхности.

Привлечение для объяснения таких сомнительных идей, как океанизации крупных блоков континентальной коры или идея субдукции океанической коры, родившиеся хоть и в разное время, но в силу одинакового стремления сохранить Землю в постоянном объеме, оказывается попросту излишним. Подкупает также то обстоятельство, что концепция «живой», т. е. дышащей и растущей, планеты органически вписывается в создающуюся буквально на наших глазах и поражающую своей грандиозностью модель пульсирующего мироздания — от небеспредельно раздувающейся осциллирующей Вселенной до «дрожащего» вакуума.

В то же время, объясняя всю совокупность фактов континентальной и океанической геологии, гипотеза пульсирующе-расширяющейся Земли пока не обосновывает механизм расширения объема и пульсаций. Но причина здесь в том, что до недавнего времени это вообще казалось невозможным и потому даже не удостоивалось серьезного обсуждения. Уместно, однако, напомнить, что идея не просто расширения, а роста Земли была предложена русским ученым И. О. Янковским еще в 1889 г. и обсуждалась им с Д. И. Менделеевым. Вплоть до последнего времени оценка данной гипотезы проводилась в рамках законов классической физической химии и термодинамики. Сейчас уже становится очевидным, что без привлечения данных ядерной физики, физики сверхвысоких давлений и астрофизики эта сложнейшая проблема вообще неразрешима<sup>14</sup>.

Итак, когда гипотеза в общих чертах уже разработана, когда выявлены основные закономерности и противоречия ее функционирования, тогда проверка согласованности гипотезы с диалектикой не только желательна, но и необходима. Подход с таких позиций ко многим современным гипотезам, в том числе и к рассмотренным выше, показывает, что они накопили в себе очень много противоречий, в том числе коренных, неразрешимых, и теперь надо признать, что они изжили себя как гипотезы, так и не став из-за своей ограниченности или даже ложности обобщающими теориями. Однако рассматриваемые гипотезы дали импульс новым поискам, помогли получить новый фактический материал. Это особенно касается гипотезы тектоники литосферных плит, и именно эту ее непреходящую ценность отмечали в своих работах В. В. Белоусов, Ю. А. Косыгин, Г. М. Власов и др.

С другой стороны, новая, иногда возрождающаяся на новом витке познания гипотеза, объясняя большую совокуп-

<sup>14</sup> См.: Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ; Кузнецов В. В. Физика Земли и Солнечной системы...

ность фактов, нежели старая, как правило, предлагает сначала не совсем ясную, а порой даже невероятную или загадочную модель механизма процесса. И это естественно, поскольку в данный момент наука только подошла к совершенно новому объяснению всей совокупности фактов. И именно в этот, самый уязвимый для гипотезы, момент наиболее вероятно и в такой же мере опасна огульная «примерка» ее к диалектике, имевшая место, например, в пору становления советской генетики.

Самое поразительное и в той же мере печальное явление в познании человеком мира заключается в том, что в науке до сих пор стойко держится тот дух метафизического мышления, с которым беспощадно боролись Ф. Энгельс и В. И. Ленин. Рассмотренные выше гипотезы, составляющие чуть ли не основу нынешнего представления о Земле и Солнечной системе, трактуют эволюцию лишь как «развертывание уже наличного». Но при таком подходе нет и намек на исследование подлинного развития системы, развития, которое было прекрасно показано еще Гегелем. Здесь налицо только навязывание природе того, чего в ней на самом деле нет, придумывание несуществующего. Яркими примерами недиалектического, механического, метафизического подхода к природным явлениям, кроме перечисленных выше концепций, могут быть гипотезы метеоритного происхождения кратерированной древней поверхности планет земной группы и триггерного магматизма, астероидного происхождения сналя, направленной панспермии.

Между тем давно уже пора понять, что Земля представляет собой сложный астрофизический объект, а все земное имеет сугубо земную природу, не исключаящую, однако, опосредованную, скорее всего через ядро планеты, глубочайшую связь с космосом. Ведь и Ф. Энгельс, и многие естествоиспытатели отмечали, что перенесение причины явления во вне отнюдь не решает проблему, а лишь излишне осложняет ее, делая, в сущности, неразрешимой. Поэтому сейчас, как никогда, возрастает необходимость серьезного осмысления, и понимания естествоиспытателями «живой» диалектики, диалектики Гегеля, Энгельса, Ленина — диалектики природы. Ибо «презрение к диалектике не остается безнаказанным», что мы и попытались показать в этой работе.

## Раздел III

### МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ КОНЦЕПЦИЙ РАЗВИТИЯ В ГЕОЛОГИИ

---

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА, СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ И СТРУКТУРНЫЙ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД (в контексте развития)

Б. М. ЧИКОВ, *д-р геол.-мин. наук*

Обсуждение проблемы развития в геологии теряет конкретные очертания без уточнения того, что развивается. Вопрос этот имеет принципиальное методологическое значение, поскольку без фиксации исходной и конечной структур (как и структур стадийных состояний эволюционирующей системы) невозможно получить строгое научное представление о ее развитии. Это очевидно, но вместе с тем представление о способах исследования эволюционных процессов во многих публикациях по проблемам геологии преимущественно интуитивное. Нередко отсутствует указание метода, с помощью которого получен результат, — полагается, что этот метод общеизвестен. Не лучше обстоит дело и с представлением о методологическом направлении, хотя термины «историко-геологический подход», «генетический», «структурный», «системный» встречаются часто и так или иначе обсуждаются. В частности, сущность структурного подхода, как и его соотношения с историко-геологическим, генетическим и более общим системным подходами, рассматривалась и нами<sup>1</sup>.

Структурный подход в геологии — это нестрого определенная совокупность представлений, понятий и методических приемов, направленных на исследование геологического пространства (объема и т. п.), с тем чтобы ответить на вопросы «что?», «где?», «в каких отношениях?», а также «сколько?» Он опирается на принципы и методы, позволяющие выделять и описывать геологические тела и их системы в соответствии с составом, морфологией (характером обособления), их внутренними неоднородностями и наблюдаемыми соотношениями. Конечной целью структурного подхода в

---

<sup>1</sup> См.: Чиков Б. М. Основы методологии тектонического районирования. Новосибирск, 1985.

геологии, по-видимому, является построение теории структуры земной коры, оптимизирующей решение задач строгого описания заданного геологического пространства, а также задач прогноза нового по известным отношениям. Ключевыми для структурного подхода в геологии представляются понятия геологической структуры (структурной системы) и структурной модели.

Понятия структуры в различных системах знания неодинаковы. В геологических дисциплинах эти расхождения наиболее заметны: термином «структура» обозначаются как общее строение изучаемого объема или его форма, так и отдельные складки, плутоны, деформации, а также связи и отношения структурных элементов<sup>2</sup>. Примером нестрогого отношения к понятию структуры при изучении пород служит такое определение: «Под структурой будем понимать размеры и взаиморасположение минеральных зерен, т. е. структурные и текстурные особенности породы»<sup>3</sup>.

Попытки определять геологическую структуру через систему связей и отношений, подобно тому как это делается в механике или математике, далеко не всегда дают желаемый результат. Дело заключается в следующем. Как отмечал А. Пуанкаре, «математики изучают не предметы, а лишь отношения между ними: поэтому для них безразлично, будут ли одни предметы замещены другими, лишь бы только не менялись отношения между ними. Для них не важно материальное содержание, их интересует только форма»<sup>4</sup>. По-видимому, в геологии эти процедуры не всегда корректны, хотя подобная формализация желательна.

Подобная «структура» в формальной логике восходит к соответствующей категории в логике Аристотеля с ее отвлечением от реального содержания элементов структуры. Но уже В. И. Вернадский, оценивая логику Аристотеля как величайшее достижение человеческой мысли, обращал внимание и на основы логики Демокрита, в которой содержательность научных понятий играет большую роль. По-видимому, содержательность понятия «структурный элемент» («предмет» у Пуанкаре) в геологии является определяющим условием, что, в свою очередь, вытекает из основных требований к логике естествознания.

<sup>2</sup> См.: Иерархия геологических тел: Терминологический справочник/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кульнядышева, В. А. Соловьева. Хабаровск, 1977.

<sup>3</sup> Лукьянов А. В. Некоторые методологические проблемы, возникающие при изучении тектонических деформаций // Изучение тектонических деформаций. М., 1987.

<sup>4</sup> Пуанкаре А. О науке. М., 1983. С. 23.

Говоря о геологической структуре, необходимо также учитывать ее многокомпонентность и отсутствие либо ограниченность морфологически «правильных» элементов (имеются в виду геометрически строгие формы шара, куба и т. п.). В такой системе существенна зависимость связей и отношений элементов от их состава, а также от динамики изменения этих отношений во времени (метаморфизм).

В общем виде понятие геологической структурной системы  $S_g$  можно записать следующим образом:  $S_g = f(c \cdot n\{F, V, s, m\} + C)$ , где для элементов ( $n$ ) системы указывается:  $F$  — материальная основа, или формационная характеристика состава (минералы, породы, породные ассоциации, формационные комплексы и т. п.);  $V$  — форма обособления;  $s$  — характер сочетания элементов более высокого порядка (переслаивание, фациальные переходы и т. п.;  $m$  — значимые изменения исходных значений  $F$ ,  $V$  и  $s$  (различные виды метаморфизма: перекристаллизация, дилатация, разрывы сплошности и т. п.);  $C$  — структурные связи  $S_g$  в более общей системе;  $c$  — структурные связи  $n$  в  $S_g$ .

В геологической структурной системе наблюдаются определенные корреляции характеристик. Например, осадочным толщам свойственны слоистость и значительные превышения латеральных размеров над вертикальными, интрузивные тела находятся в отношении пересечения с вмещающей средой и т. п. Но нередко эти зависимости нарушаются — речь идет о так называемых конвергентных исключениях. Конвергенция наглядно подтверждает необходимость методологической четкости при анализе геологической структуры на всех стадиях ее эволюции во избежание дезинформации в моделях развития.

В контексте исследования развития уместно обратить внимание на следующие свойства структурной системы.

Во-первых, это устойчивость, т. е. свойство сохранять в изменяющихся условиях заданную упорядоченность элементов. Стабильность любой структурной системы покоится на относительном динамическом равновесии ее противоположных сил и тенденций<sup>5</sup>. В этом проявляется относительная самостоятельность структуры. Например, с повышением давления изменяются физические свойства породы, но структурные связи минералов в ней сохраняются до механического разрушения и перекристаллизации. Сказанное относится и к относительной самостоятельности элементов структуры, которые могут входить в разные структурные системы.

<sup>5</sup> См.: Вальд Л. О. Соотношение структуры и элементов // Вопр. философии. 1963. № 5.

Во-вторых, важным свойством является иерархичность элементов и их связей, отражающая отношения соразмерности и соподчинения в структурной системе.

В-третьих, существует зависимость геологической структуры от элементов и элементов от структуры. В первом случае определяющую роль играет закономерный способ сочетания некоторых элементов в системе, как и обязательность их присутствия в данной системе (гранит обязательно состоит из определенным образом сочетающихся минералов, а складчатую область можно представить в виде определенно сочетающихся антиклинориев, синклинориев, срединных массивов и линеаментных зон). В случае зависимости элементов от структуры имеют значение отношения субординации и координации, показывающие положение элемента в системе.

Практическим итогом изучения геологической структурной системы является построение структурной модели, в которой фиксируются два главных момента: 1) рациональная систематика типовых элементов структуры изучаемого пространства (район, объект) как общая формула отношений; 2) реализация этой систематики в заданном виде, показывающая действительное положение, морфологию, повторяемость и связи выделяемых элементов в конкретной области с удовлетворяющей практику точностью<sup>6</sup>.

Таким образом, при изучении геологической структуры и построении ее моделей в каждом конкретном случае необходимо осознавать сложность этой структуры, использовать принципы иерархичности системы, целостности элементов и связности отношений. Сложность структурной системы порождает многозначность выводов о ее развитии. В каких направлениях развивается (изменяется) исходная структура? Как фиксировать и измерять это развитие?

По опыту историко-геологических исследований приходится констатировать, что модели развития, обращенные на геологическое прошлое, отличаются малой репрезентативностью, из-за невозможности повторить ход геологической истории с удовлетворением строгих критериев подобия. Иными словами, при обосновании этих моделей исследователь пользуется очень отдаленными аналогиями. Поэтому решения большого круга задач геологического развития могут претендовать лишь на некоторую степень правдоподобия. А модель развития любой геологической структурной системы *R* можно считать условно репрезентативной в том случае,

<sup>6</sup> См.: Чиков Б. М. Структурный метод оценки перспектив оруденения зон смятия: на примере Рудного Алтая // Геол. и геофиз. 1987. № 11.

если на заданные моменты геологического времени  $t$  мы будем располагать законченными моделями структуры  $S_g(t_1)$ ,  $S_g(t_2)$ , ...,  $S_g(t_n)$ . Но и в этом случае проверяемость  $R$  ограничена, чаще даже невозможна в принципе <sup>7</sup>.

В заключение отметим, что структурный подход при исследовании развития геологических систем может выступать как альтернатива историческому подходу. Но структурные построения всегда лежат в основе историко-геологических и генетических моделей, т. е. прежде всего мы должны представлять, *что развивается*. Следовательно, формулируя задачу исследования развития геологического явления, необходимо строго фиксировать структуру объекта исследования в заданном отношении с указанием того, что меняется в процессе развития.

## РАЗВИТИЕ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ ИДЕЙ В ГЕОТЕКТЕНИКЕ

В. А. СОЛОВЬЕВ, д-р геол.-мин. наук

**Постановка вопроса.** Поводом для осмысления развития методологических идей в геотектонике послужила работа по составлению терминологических справочников «Структура континентов и океанов»<sup>1</sup> и «Геологические тела»<sup>2</sup>. В процессе работы над первым из них было проанализировано развитие системы понятий в области тектоники континентов, и результаты исследования были опубликованы<sup>3</sup>, а позднее была рассмотрена история основных идей и принципов, связанных с тектоническим картографированием осадочной оболочки<sup>4</sup>.

Теперь можно подвести общие итоги, тем более что со временем интерес к этой проблеме возрос и появление книги «История геотектонических идей»<sup>5</sup> лишь подтверждает ее актуальность. Но предварительно уточним, что мы понимаем под методологической идеей. Идеи в значительной степени

<sup>7</sup> См.: Косыгин Ю. А., Салин Ю. С. О способах ретроспективных геологических построений // Методологические проблемы научного познания. Новосибирск, 1977.

<sup>1</sup> См.: Структура континентов и океанов. М., 1979.

<sup>2</sup> См.: Геологические тела. М., 1986.

<sup>3</sup> См.: Соловьев В. А. Тектоника континентов: Систематизация понятий и упорядочение терминологии. Хабаровск, 1975.

<sup>4</sup> См.: Забродин В. Ю., Оноприенко В. И., Соловьев В. А. Основы геологической картографии. Новосибирск, 1986.

<sup>5</sup> См.: Резанов И. А. История геотектонических идей. М., 1987.

являются движущей силой геологии, особенно если они направлены на получение достоверных знаний о структуре геологических тел. При обсуждении развития методологических идей в геотектонике мы имеем в виду именно такие конструктивные идеи. Это связано с тем, что методологические идеи должны способствовать уточнению целей и задач, объекта и предмета, методов и средств геотектоники как науки.

**Цели и задачи геотектоники.** Не останавливаясь на предыстории, можно начать с понимания целей тектоники К. Науманом, который ввел термин «тектоника» в «Учебнике геогнозии» (1850 г.) и считал, что тектонист — это архитектор, отвечающий за *форму, материал, положение и соединение* отдельных частей земной коры. М. М. Тетяев, автор первого советского учебника по тектонике (1934 г.), определил геотектонику как науку о *строении и развитии* Земли, т. е. дополнил понимание целей и задач тектоники указанием на необходимость исторического подхода при изучении структуры Земли. «...Когда мы занимаемся вопросами структуры Земли, — писал М. М. Тетяев, — то прежде всего мы должны подходить к ней с исторической точки зрения»<sup>6</sup>.

Определение тектоники как науки о развитии структур земной коры или Земли встречается также в учебниках В. В. Белоусова, Ю. А. Косыгина, В. Е. Хаина и других тектонистов. И хотя были попытки сузить понимание целей тектоники (А. В. Пэк определял тектонику как «прикладную механику», Ж. Гогель называл тектоникой отрасль геологии, изучающую процессы деформации горных пород), в целом ориентация на решение тектоникой прежде всего исторических задач сохраняется до сих пор.

Вместе с тем, провозгласив принцип историзма как важнейшую методологическую установку, никто из выдвинувших его даже не пытался проанализировать методологию решения исторических задач тектоники, как и других отраслей геологии. Что это за задачи? Как они решаются? Как соотносятся со статическими и динамическими задачами? Зачем они нужны науке и практике?

Первую попытку такого методологического анализа предприняли Ю. А. Косыгин и автор этой статьи<sup>7</sup>. Во-первых, была восстановлена восходящая еще к Э. Огу идея деления геотектонических задач на *статические* (изучение современ-

<sup>6</sup> См.: Тетяев М. М. Основы геотектоники. М., 1934. С. 5.

<sup>7</sup> См.: Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6.

ных состава и свойств, структуры и формы геологических тел), *динамические* (изучение современных процессов) и *исторические* (реконструкция геологических процессов прошлого). Во-вторых, при анализе соотношения между названными типами задач было показано, что без опоры на результаты решения статических и динамических задач в принципе нельзя решать исторические задачи. Действительно, для реконструкции прошлого надо знать *последовательность* событий. Эти знания получают на основе изучения слоистой структуры, т. е. последовательности залегания геологических тел (слоев).

Данные о слоистой структуре геологических тел — необходимая, но еще не достаточная основа для построения историко-геологической модели. Приходится реконструировать не только последовательность событий, но и сами *события*, т. е. геологические процессы прошлого. Информацию о них можно получить только из сравнения с помощью системы аксиом результатов геологических процессов настоящего и прошлого. Примером аксиомы служит принцип актуализма: законы протекающих сейчас процессов инвариантны относительно фактора времени.

Итак, для построения ретроспективных моделей помимо информации о последовательности событий, заключенной в телах со слоистой структурой (статические модели), необходимо знание о современных процессах (динамические модели). При этом переход от знания современного состояния тел и современных процессов к знанию прошлого состояния тел и процессов прошлого осуществляется с помощью *логических* средств — аксиом и принципов (принцип Стено, принцип актуализма Лайеля).

Метод познания истории называется ретросказанием. К сожалению, ретросказание еще не стало объектом специальных работ ни в отечественной, ни в зарубежной логико-философской литературе<sup>8</sup>. Приходится уточнить понятие «история». История — это возникновение, развитие и отмирание каких-то явлений. При таком определении история включает генезис (происхождение) и эволюцию (развитие), но только не в динамическом их понимании, когда происхождение и развитие оказываются частью наблюдаемых и экспериментально воспроизводимых процессов, а в *историческом*, когда они восстанавливаются методом ретросказаний.

В методологическом отношении ретроспективные модели

---

<sup>8</sup> См.: Никитин Е. П. Метод познания прошлого // Вопр. философии. 1966. № 8. С. 34.

принципиально отличаются от динамических: явления и процессы, описываемые первыми, не даны нам на уровне наблюдений. Что же тогда позволяет конструировать ретроспективные модели и проверять их? На наш взгляд, необходимыми и достаточными условиями перехода от «настоящего» к «прошлому» являются, во-первых, наличие в телах, история которых реконструируется, слоистых структур; во-вторых, существование таких современных процессов, результаты которых сопоставимы с результатами процессов прошлого; в-третьих, набор аксиом и принципов, позволяющих реконструировать прошлое по современным наблюдениям. Эти три методологических элемента («статика», «динамика» и «аксиоматика») образуют важный методологический блок «межвременного перехода». Действительно, поскольку невозможна непосредственная проверка соответствия ретроспективной модели ее оригиналу (он «погружен» в прошлое и сейчас не существует), такая модель проверяется либо своей внутренней непротиворечивостью (обращением к информации, заключенной в блоке «межвременного перехода»), либо соответствием существующим геологическим телам и современным процессам.

В методологическом плане исторические задачи напоминают обратные задачи: по ответу надо найти условие и решение. Понятно, что о существовании решения и тем более о его *единственности* здесь говорить не приходится. О неоднозначности решения исторических задач свидетельствуют поистине бесконечные дискуссии об истории и генезисе почти всех геологических объектов — от складок и разрезов до складчатых поясов и глубинных разломов. И это понятно. Даже человеческая история не восстанавливается полностью. Еще хуже, отмечал Ф. Энгельс, положение вещей в геологии, занимающейся главным образом такими процессами, при которых не присутствовали не только мы, но и вообще ни один человек. Поэтому добывание окончательных истин в последней инстанции здесь сопряжено с очень большим трудом, а результаты его крайне скудны<sup>9</sup>. Думается, что ретроспективные модели в геологии следует относить к *гипотезам*. По крайней мере, по достоверности знаний историческую геологию нельзя сравнить со статической и динамической. Если же за эталон взять науки физико-математического профиля, то гипотетичность результатов решения историко-генетических задач становится еще более очевидной.

---

<sup>9</sup> См.: Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд. Т. 20. С. 89.

Мы намеренно подчеркиваем известную ограниченность принципа историзма. Сфера его действия должна определяться историческими задачами. А так как геологические исследования многоцелевые, их нельзя регламентировать принципом историзма и сводить лишь к историческому направлению, каким бы интересным оно ни казалось.

«Геологию можно разбить на три части: статику — изучающую современное состояние и состав земной коры, динамику — рассматривающую геологические процессы и производимые ими изменения в земной коре, и историческую геологию — занимающуюся историей Земли и ее органического мира»<sup>10</sup>. Такая классификация задач оказалась справедливой и для геотектоники. Объемы, поверхности, линии, одним словом — структуры, с которыми мы имеем дело в тектонике, составляют лишь часть этой дисциплины. Нельзя забывать о движении, создавшем и создающем эти структуры. Мы охотно сказали бы, что есть тектоника статическая и тектоника в движении — динамическая<sup>11</sup>. Реконструкция же движений, создавших структуры, входит в задачу исторической, или ретроспективной, тектоники. В рамках постановки и решения этих типов задач должны действовать свои методологические принципы: принцип историзма, который регулирует решение исторических задач, принцип системности для динамических задач и принцип структурализма, регулирующий решение задач статических.

Н. С. Шатский, верно уловив отношение между этими типами задач в тектонике, не зря отдавал предпочтение статическим задачам и принципу структурализма. Одним из ведущих положений методики тектонических исследований, которую разрабатывал Н. С. Шатский, была мысль о важнейшей роли морфологических приемов исследований.

Эту мысль Н. С. Шатский настойчиво проводил, повторял ее и в докладах, и своим ученикам. «Мы изучаем структуру, — говорил он, — а не жонглируем движениями. Эта постановка вопроса противоположна широко распространенной сейчас. Изучение морфологии структур должно пронизывать всю нашу работу от начала до конца. (Запись выступления 8 апреля 1953 г.)»<sup>12</sup> «Нужно, чтобы тектонические исследования основывались всегда на морфологическом анализе, — замечал он в другой раз, — я не скажу — на истории, палеографии, а именно на морфологии. Мы находимся в таком же положении, как биологи, которые прежде всего занимаются именно ею. Наш отдел, может быть, и одинок, но мы изучаем прежде всего морфологию структур, которая

<sup>10</sup> Яковлев С. А. Общая геология. М.; Л., 1948. С. 7.

<sup>11</sup> См.: Арган Э. Тектоника Азии. М.; Л., 1935.

<sup>12</sup> Цит. по: Туголесов Д. А. Тектонические субботы // Природа. 1973. № 11. С. 70.

одна дает нам реальные знания, а не гипотезы. (Запись выступления 16 февраля 1953 г.)»<sup>13</sup>

Н. С. Шатский считал необходимым изучать прежде всего реальные геологические тела, на этой основе делать надежные эмпирические обобщения, а потом уже строить дальнейшие заключения и предположения о возможных причинах тектонического процесса, о движениях, о генезисе и т. д.

После кончины Н. С. Шатского его идеи в области тектоники были развиты Ю. А. Косыгиным и его учениками в Новосибирске и Хабаровске. Однако в это же время начинают преобладать идеи так называемого неомобилизма, а отсюда на первое место выдвигаются задачи, связанные с реконструкцией геодинамики складчатых и платформенных областей. Многие плодотворные идеи Н. С. Шатского оказались незаслуженно забытыми, чему немало способствовало то, что разрабатываемый им подход стали называть фиксизмом, хотя суть его точнее выражается термином «структурализм».

**Объекты и предмет тектоники.** То, что основными объектами тектоники выступают геологические тела, известно давно. На осознание *фундаментальности* понятия «геологическое тело» для тектоники и для геологии вообще произошло недавно. Не сразу родилась и идея *иерархии* геологических тел. Но обратимся к истории геологической науки.

До А. Г. Вернера в Фрейбергской академии изучение совсем разных объектов шло в рамках «смешанного минералогического горного коллегияума». «Коллегияум» включал в себя весь цикл геолого-минералогических наук и горное дело. В 1777 г. А. Г. Вернер разбил «коллегияум» на два курса: «ориктогнозию» (минералогию) и «горное искусство». Последнее Вернер также разделил на две части: общую и механическую. К общей части он отнес науку о горах и горных породах — «геогнозию». Вернеровская геогнозия включала в себя и геологию, и науку о горных породах — петрографию. Сюда же относилось учение о полезных ископаемых. Механическая часть «горного искусства» явилась предшественницей горной механики.

А. Г. Вернер не написал обобщающего курса геогнозии — этот пробел восполнили его ученики. Записки вернеровского курса попали в руки петербургского академика А. Ф. Савостьянова, который издал их в русском переводе под названием «Геогнозия, или наука о горных породах» (1810 г.) Этот момент истории очень важен, поскольку с ним

---

<sup>13</sup> Цит. по: Туголесов Д. А. Тектонические субботы. С. 73.

связано зарождение идеи иерархии геологических тел в земной коре<sup>14</sup>.

Первым шагом на пути структурно-вещественного подхода к выделению тел разного ранга стало придание В. И. Вернадским фундаментального значения понятию «естественное тело» в работе «О коренном отличии живых и косных тел» (1939 г.). «Странным образом это основное понятие, в сущности проникающее все естествознание,— писал Вернадский,— обычно оставляют без внимания и серьезного логического анализа. Однако им пользуются почти бессознательно на каждом шагу»<sup>15</sup>. Подчеркнуть заслуги Вернадского необходимо потому, что его идеи относительно фундаментальных понятий в науке долгое время оставались в забвении. Лишь в 60-х годах их воскресили тектонисты, когда обратились к формализации понятий и упорядочению терминологии. Но имя В. И. Вернадского в первой статье по этому вопросу не было упомянуто<sup>16</sup>. Историческую справедливость восстановили В. И. Драгунов и И. В. Круть<sup>17</sup>.

Осознав фундаментальность понятия «геологическое тело» для геологии, исследователи стали задаваться другими вопросами. Что представляет собой мир геологических тел? Как он организован? Сколько рангов тел можно выделить в земной коре? Приоритет в постановке и решении этих вопросов принадлежит отечественным ученым. Впервые к ним обратились среди литологов В. И. Попов, среди тектонистов — Н. С. Шатский и А. А. Богданов, среди металлогенистов — Э. И. Кутырев и Д. В. Рундквист, среди стратиграфов — А. М. Садыков. В 70-х годах разработкой иерархии геологических тел активно занимались Н. Б. Вассоевич, О. А. Вотах, В. И. Драгунов, В. Ю. Забродин, Ю. Н. Карогдин, И. В. Круть, В. А. Кулындышев и др.

В истории «иерархизма» нас больше всего интересует развитие идей в понимании объекта тектоники. Корни этих идей можно найти в работе А. Д. Архангельского и

---

<sup>14</sup> См.: Иерархия геологических тел: Терминологический справочник/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. Хабаровск, 1978.

<sup>15</sup> Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Кн. 1: Пространство и время в неживой и живой природе. М., 1975. С. 59.

<sup>16</sup> См.: Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий // Геол. и геофиз. 1964. № 1.

<sup>17</sup> См.: Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. Н. Основы анализа осадочных формаций. Л., 1974; Круть И. В. Исследование оснований исторической геологии. М., 1973.

Н. С. Шатского<sup>18</sup>, хотя в ней авторы еще не употребляют терминов «*формация*», «*ряд формаций*», «*комплекс*» и т. п., выделение структурных элементов земной коры проводится на структурно-формационной основе. При составлении первых тектонических карт СССР (1953, 1956 гг.) структурно-формационный принцип был реализован уже в явном виде. Большое внимание структурно-формационному методу уделял Н. С. Шатский в последние годы жизни. Наиболее полно его взгляды изложены в статье «Парагенезы осадочных, вулканогенных пород и формаций»<sup>19</sup>. В наслоенных минеральных массах он выделял следующие таксоны: «горные породы», «отложения», «формации», и «формационные ряды».

В связи с тектоническим картированием вопросы иерархии геологических тел рассмотрел А. А. Богданов в статье «О термине „структурный этаж“»<sup>20</sup>. По его мнению, высшим членом иерархического ряда являются «мегакомплексы» (фундаменты и чехлы платформ). Следующая таксономическая единица — «складчатые комплексы» (складчатые системы и их аналоги в платформенных чехлах). «Структурные этажи» — это элементы третьего порядка. Они представляют собой части (составные элементы) складчатых комплексов или их платформенных аналогов. Структурные этажи подразделяются на «подэтажи», а последние в случае необходимости — на «части». Структурные подэтажи сложены преимущественно одной формацией.

Н. С. Шатского и А. А. Богданова можно считать основоположниками иерархизации геологических тел в тектонике.

Попытаемся теперь определить положение геологических тел в общей иерархии тел неживой природы. Сразу же можно заметить, что мир геологических тел располагается между микромиром и макромиром. Эти тела образуют мезомир. Каждый из миров представляет собой особый уровень организации вещества, так как в каждом из них действуют специфические законы системообразования. В микромире действуют физико-химические законы, и соответственно он может быть назван физико-химическим уровнем организации вещества. В макромире действуют астрофизические законы, и

---

<sup>18</sup> См.: Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т. 11, № 4.

<sup>19</sup> Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5.

<sup>20</sup> См.: Богданов А. А. О термине «структурный этаж» // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38, вып. 7.

он может быть назван астрофизическим уровнем. Следуя этой логике, мезомир должен называться геологическим уровнем организации, если в пределах его действуют свои законы системообразования. Заметим, что о мезомире мы знаем гораздо меньше, чем о микро- и макромире, но в последнее время появились интересные идеи, касающиеся структур геологических тел, позволяющие надеяться, что мезомир действительно представляет собой самостоятельный уровень организации вещества.

Плодотворность этих идей послужила основанием для того, чтобы выдвинуть их в качестве принципов иерархии геологических тел <sup>21</sup>. Что же это за идеи? Рождение их связано с дискуссией о количестве рангов тел в пределах мезомира. То, что иерархия геологических тел должна начинаться с минералов, почти общепризнано. Уже давно обозначился породный ранг тел, во всех иерархиях фигурирует геосферный ранг. А вот количество рангов тел между породами и геосферами исследователи определяют по-разному. Очевидно, это обусловлено тем, что долгое время доминировала примитивная идея построения иерархии: из химических элементов слагаются минералы, из минералов — породы, из пород — геоформации и т. д. Под эту схему подгонялся эмпирический материал, и там, где он оказывался богатым, расхождения между иерархиями, которые строили разные исследователи, отсутствовали либо были неустойчивыми, а там, где относительный уровень развития теории структур тел оказывался ниже, например в геоформациологии и геоконплексологии, эти расхождения были большими.

В этой ситуации выход был найден в совершенствовании общей идеи *перехода* от одного ранга тел к другому. Разберем ее на примере построенной нами иерархии геологических тел, которая образует такой ряд рангов: минералы — породы — геоформации — геоконплексы — геосферы <sup>22</sup>. За границами мезомира перед минералами располагаются химические элементы, а после геосфер — планетные системы.

Новая идея перехода от одного ранга к другому родилась в результате исследования структур минералов и пород. Оказалось, что скачкообразный переход от химических элементов к минералам обусловлен не простым соединением химических элементов, а группированием их по определенным законам структурообразования в *элементарные ячейки*. По-

---

<sup>21</sup> См.: Иерархия геологических тел...

<sup>22</sup> См.: Соловьев В. А. Принципы иерархии геологических тел // Методологические проблемы литологии. Новосибирск, 1985.

следние представляют собой тот минимальный объем вещества, который еще сохраняет фундаментальные характеристики минерала как тела данного ранга. Расширить понятие «элементарная ячейка» до понятия «кристалл» можно, если указать на еще один закон структурообразования, а именно на закон *периодичности*. Кристалл — это уже система с периодически повторяющимися в рамках ее конфигурации элементарными ячейками. Минерал как *вещество* достаточно охарактеризовать свойствами симметрии его элементарной ячейки, но минерал как *тело* требует уже более полной структурной характеристики, включающей указание на явления периодичности и симметрии формы кристалла.

Как только выяснилась эта особенность перехода от химических элементов к минералам, встал вопрос о возможности ее проявления и в переходе между другими рангами тел. Но аналогичные идеи высказывались и раньше, в частности в отношении перехода минерал — порода Ю. А. Косыгиным, а в отношении перехода породы — формация В. И. Драгуновым и В. И. Громным. О. А. Вотях выделил ранги тел, характеризующиеся направленностью развития (элементарные ячейки в нашем понимании), и ранги тел, характеризующиеся цикличностью развития (собственно ранги тел, в нашем понимании). Наиболее интересные результаты воплощения идеи цикличности для осадочных тел принадлежат Н. Б. Вассоевичу и Ю. Н. Карогадину. Применительно к переходу геоконплексы — геосферы идея элементарной ячейки и периодичности в структуре осадочной оболочки реализована нами.

Примеры плодотворного развития идей элементарной ячейки и периодичности можно было бы продолжить, но и приведенных достаточно, чтобы считать эти идеи принципами иерархии и сосредоточить внимание на их проверке при конкретных исследованиях структуры формаций, комплексов и геосфер. Пока же данные идеи позволяют утверждать, что тектоника — это наука, имеющая много объектов исследования, и по объекту можно выделять петротектонику, тектонику формаций, тектонику комплексов и тектонику геосфер. В качестве элементарных ячеек на породном уровне выступают минеральные ассоциации, на формационном — породные ассоциации, на геоконплексном — формационные ряды, на геосферном — платформенные системы<sup>23</sup>.

В каждом своем разделе тектоника изучает *форму* и *структуру тел*, нарушения форм и структур (пликатив-

---

<sup>23</sup> См.: Иерархия геологических тел...

ная и дизъюнктивная тектоника), а также историю форм и структур (историческая тектоника). Познание формы и структуры во всех этих аспектах и составляет предмет тектоники как науки. Поэтому мы вправе сказать, что тектоника — это наука о геологических телах крупного ранга (формаций, комплексов, геосфер и даже планет), которые она изучает с целью познания их структуры и формы. По крайней мере, к такому пониманию приводит нас развитие методологических идей в тектонике.

**Основной метод тектоники.** В определение науки должно входить и представление о ее методах и средствах. Методами всех естественных наук являются наблюдение и моделирование. Коснемся только моделирования, поскольку в тектонике этот метод имеет свою специфику. Она заключается в том, что моделирование структуры и формы геологического тела — это не что иное, как тектоническое *картографирование*, а моделью структуры и формы является тектоническая карта <sup>24</sup>.

Н. С. Шатский придавал методу картирования первостепенное значение. В этом отношении интересны colloquiums, проходившие в 50-е годы в Геологическом институте АН СССР, на которых обсуждались легенды и макеты первых тектонических карт СССР, программа руководства по классификации и методам изучения тектонических форм и тексты отдельных глав книги «Методы изучения тектонических структур». Довольно разнообразные точки зрения оформились в два основных направления: одни исследователи считали, что на тектонической карте прежде всего должна быть изображена современная структура; другие полагали, что главное назначение тектонической карты — это в первую очередь изображение *истории*, развития структур. Дискуссии приобретали довольно острый характер. «Чего мы требуем от тектонической карты?» — спрашивал Н. С. Шатский. — Не только выразить мнение ее составителей, но помочь геологам Советского Союза познать геологическое строение нашей страны. Поэтому на тектонической карте должно быть четко выделено, что известно и что мы думаем» <sup>25</sup>. К тому же, добавлял он, карта должна быть удобочитаемой <sup>26</sup>.

---

<sup>24</sup> См.: Забродин В. Ю., Онопrienko В. И., Соловьев В. А. Основы геологической картографии; Соловьев В. А. Принципы тектонической картографии. Новосибирск, 1988. (Препринт/ИГиГ СО АН СССР).

<sup>25</sup> Структура континентов и океанов. С. 13.

<sup>26</sup> Там же.

Развитием идей Шатского в 60—70-е годы становится разработка Ю. А. Косыгиным и его учениками объемного метода тектонического картографирования. В соответствии с принципами тектонического картографирования на карте изображаются реальные геологические тела (их формы, нарушения) и отношения между ними. Помимо изображения тел в плане (на карте) необходимо также показывать тела и отношения между ними в разрезе (структурные профили). Опыт такого картографирования осуществлен при составлении «Атласа тектонических карт и профилей Сибири» под руководством академика А. Л. Яншина и члена-корреспондента АН СССР Ч. Б. Борукаева<sup>27</sup>.

В 80-е годы под влиянием «неомобилистских концепций» появляются идеи картографирования на «геодинамической основе». Среди конкретных предложений имеются и предложения по подготовке методических руководств по применению «геодинамических моделей» в практике геолого-съёмочных работ, по разработке «геодинамических основ» поиска полезных ископаемых и т. д. Насколько выполнимыми будут эти рекомендации, покажут итоги работ по составлению карт на такой основе. Думается, что геокартографирование вообще и тектоническое в частности всегда были и будут в своей основе моделированием *статики*, а не динамики, т. е. картографированием геологических тел, их формы и структуры. Поэтому не следовало бы рекомендовать составлять карты на «геодинамической основе». Методологически правильнее говорить о возможности интерпретации результатов картографирования под углом зрения неомобилистских концепций. Но и при интерпретации или реконструкции палеодинамики нельзя забывать о гипотетичности любой историко-генетической концепции глобальной тектоники.

Мы коснулись только трех аспектов развития методологических идей в геотектонике — понимания ее целей и задач, объекта и предмета, методов и средств. Поскольку эти идеи используются в геотектонике, они должны быть всесторонне оценены. Если статья послужит хотя бы поводом для размышления, она уже оправдывает свое назначение.

---

<sup>27</sup> См.: **Тектоника и эволюция земной коры Сибири**/Под ред. А. Л. Яншина и Ч. Б. Борукаева. Новосибирск, 1988.

## АНАЛИЗ ГЛОБАЛЬНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

П. Е. КОТЛЯР, канд. техн. наук,  
В. В. КУЗНЕЦОВ, д-р техн. наук

Отсутствие у геологической науки теоретической базы привело к возникновению и одновременному, практически равноправному существованию большого числа различных эволюционных гипотез<sup>1</sup>. Остановимся на глобальных гипотезах, в которых рассматривается объект максимального ранга — планета Земля, причем ограничим свой анализ только геодинамическими концепциями.

Исторически одним из основных наблюдательных материалов геологии явились различные данные о дислокациях в горных породах, что определило очень четкую классификацию геодинамических гипотез по представлениям об эволюции основного параметра — радиуса Земли. Согласно этой классификации, глобальные эволюционные геодинамические гипотезы образуют следующие группы:

1) контракционные гипотезы (родоначальником которых можно считать Ж. Эли де Бомона), основанные на представлении об уменьшении радиуса Земли ( $R \downarrow$ );

2) гипотезы экспансии (родоначальник — У. С. Керри), основанные на представлении об увеличении радиуса Земли ( $R \uparrow$ );

3) пульсационные гипотезы (родоначальник — Дж. Джоли), предусматривающие на различных этапах эволюции как увеличение, так и уменьшение радиуса Земли ( $R \uparrow \downarrow$ );

4) гипотезы горизонтальных перемещений (родоначальник — А. Вегенер), предполагающие постоянство радиуса Земли ( $R = \text{const}$ );

5) ротационные гипотезы (родоначальник — А. Бем), предусматривающие противофазные изменения полярного и экваториального радиусов Земли при изменениях скорости ее вращения ( $R \nleftrightarrow$ );

6) гипотезы гравитационной дифференциации, согласно которым имеет место изменение пространственного положения в основном границы Гутенберга между ядром и мантией, как при неизменном радиусе планеты, так и при вариациях радиуса планеты, вызванных гравитационной дифференциацией ( $R_G = \text{Var}$ ).

<sup>1</sup> См.: Забродин В. Ю. Краткий методологический анализ современных глобальных тектонических гипотез // Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск, 1982; Косыгин Ю. А. Тектоника. М., 1983; Пухляков А. Л. Обзор геотектонических гипотез. Томск, 1970.

Анализ гипотез предусматривает разработку единого методологического и физического подхода к достаточно большой совокупности разнотипных гипотез. При этом для их проверки должны использоваться абсолютно достоверные исходные данные. Если допустить, что современные геолого-геофизические оценки изменения радиуса планеты, составляющие  $10^{-2} \div 1$  см/год (что соответствует относительной погрешности  $10^{-9} \div 10^{-11}$ ), являются объективными, становится понятной чрезвычайная трудность прямого количественного решения задачи.

Как мы знаем, прямое измерение радиуса планеты с использованием всех новейших достижений экспериментальной физики и метрологии не дает в настоящее время возможности ответить на вопрос, что же на самом деле происходит с радиусом Земли, так как предполагаемые изменения радиуса за время проведения эксперимента значительно меньше погрешностей в его определении (около 2 м). Но такая возможность появляется, если воспользоваться косвенными методами измерений, основанными, в частности, на законах классической механики системы материальных тел.

Известно, что для планеты, вращающейся вокруг своей оси с угловой скоростью  $\omega$ , момент количества движения  $L$  определяется выражением  $L = J\omega$ , где  $J$  — момент инерции планеты относительно оси вращения. Момент инерции сплошной сферы радиуса  $R$  описывается выражением  $J_{сф} = \frac{2}{5} MR^2$ , где  $M$  — масса сферы.

Воспользуемся законом сохранения момента количества движения, который гласит: если главный момент внешних сил относительно центра инерции механической системы тождественно равен нулю, то момент количества движения с течением времени не изменяется, т. е.  $dL/dt = 0$ ,  $L = \text{const}$ .

Рассматривая Землю как замкнутую изолированную систему и не касаясь пока диссипации энергии приливообразующих сил Луны, можно записать  $kMR^2\omega = \text{const}$ .

Таким образом, вместо измерения радиуса (т. е. единиц длины) можно перейти к измерению угловой скорости вращения Земли. Необходимо отметить, что благодаря разработке высокостабильных атомных стандартов частоты угловая скорость вращения Земли контролируется с весьма высокой точностью. Наблюдательная оптическая астрономия и радиоинтерферометрия со сверхдлинными базами<sup>2</sup> позво-

---

<sup>2</sup> См.: Яцкв Я. С. Международный проект МЕРИТ. Киев, 1981. (Препринт/ИТФ АН СССР).

ляют измерять  $\Delta\omega/\omega$  с относительной погрешностью  $10^{-8}$ , а с помощью созданных в последние годы специальных измерительных систем на основе лазерных гироскопов<sup>3</sup> можно измерять  $\Delta\omega/\omega$  с относительной погрешностью  $10^{-10}$ , что позволяет ставить задачу инструментального определения изменений радиуса Земли.

В классических работах Ньютона было показано, что между сжатием вращающейся планеты  $\alpha$ , определенным как  $\alpha = (R_{\text{э}} - R_{\text{п}})/R_{\text{ср}}$ , где  $R_{\text{э}}$ ,  $R_{\text{п}}$  и  $R_{\text{ср}}$  — соответственно экваториальный, полярный и средний радиусы планеты, и его причиной — отношением центробежного ускорения на экваторе к среднему гравитационному ускорению на поверхности

$$q = \frac{\omega^2 R}{GM/R^2} = \frac{\omega^2 R^3}{GM} \quad (1)$$

существует прямопропорциональная зависимость, задаваемая следующей согласующей формулой:

$$\alpha = \frac{2}{3} I_2 + \frac{1}{2} q + \frac{9}{8} I_2^2 - \frac{11}{56} q^2 - \frac{3}{14} I_2 q + \frac{9}{98} I_2^2 q + \frac{27}{16} I_2^3 + \frac{9}{98} q^3 + \frac{93}{784} I_2 q^2, \quad (2)$$

где  $I_2$  — вторая зональная гармоника гравитационного потенциала.

Таким образом, если из наблюдательного материала определены второй гармонический коэффициент  $I_2$ , полярное сжатие земного эллипсоида  $\alpha$ , скорость вращения Земли  $\omega$  и планетоцентрическая гравитационная постоянная  $GM$ , то по формулам (1) и (2) можно определить изменение среднего радиуса планеты.

Отличительной особенностью использования выражения (1) для определения изменений радиуса планеты является оперирование фундаментальными параметрами Земли  $GM$ ,  $\alpha$ ,  $\omega$ , а не разрозненными результатами геологических и геофизических наблюдений в отдельных точках, как это делается в рамках принятых в настоящее время подходов. Кроме того, в выражение (1) радиус планеты входит в третьей степени, что определяет весьма высокую чувствительность сжатия  $\alpha$  от исследуемого параметра.

Естественно, что погрешности определения фундаментальных параметров Земли, входящих в выражение (1), должны

<sup>3</sup> См.: Shaw G. L., Simmons B. J. A 38m<sup>2</sup> passive resonant ring laser gyroscope // Proceedings of SPIE the International Society from Optical Engineering. 1984. V. 478.

Фундаментальные параметры Земли, их значения и относительная погрешность определения \*

| Постоянная | Размерность                            | Значение             | Относительная погрешность |
|------------|--|----------------------|---------------------------|
| $\omega$   | $10^{-11} \text{ с}^{-1}$              | 729 2115             | $10^{-8} \div 10^{-10}$   |
| $GM$       | $10^9 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-2}$ | $398600,5 \pm 0,005$ | $2,25 \cdot 10^{-7}$      |
| $1_2$      | $10^{-7}$                              | $10826,3 \pm 0,1$    | $9,24 \cdot 10^{-6}$      |
| $R_0$      | М                                      | $6378137 \pm 2$      | $3,10 \cdot 10^{-7}$      |
| $1/\alpha$ | —                                      | $298,257 \pm 0,001$  | $3,35 \cdot 10^{-6}$      |

\* См.: Итоги науки и техники: Геодезия и аэрофотосъемка. Т. 18: Физическая геодезия. М., 1980.

быть по крайней мере соизмеримы с предполагаемыми изменениями радиуса планеты за некоторый интервал времени наблюдения или же этот интервал должен определяться, исходя из технически достижимой точности определения входящих в уравнение (1) параметров.

Воспользуемся для этой цели рекомендациями, выработанными Международным геофизическим союзом, которые представлены в таблице.

Полагая в выражении (1)  $GM$  константой, после дифференцирования и преобразований получим  $\partial q/q = 2\partial\omega/\omega + 3\partial R/R$ . Таким образом, для решения задачи о характере изменения радиуса планеты в качестве исходных данных необходимо иметь достоверную информацию об угловой скорости вращения и факторе сжатия за исследуемый интервал времени.

Рассмотрим вопрос об обеспеченности задачи достоверными исходными данными.

В научной литературе имеются численные данные о скорости вращения Земли, охватывающие почти 300-летний период<sup>4</sup>. Естественно, что эти результаты наблюдений неоднородны. Данные, полученные в XVIII в., имеют относительно низкую точность и разделены интервалами времени в 25—30 лет, так как наблюдались в первую очередь «аномальные» астрономические явления (затмения, покрытия и т. п.). Существенный прогресс в определении параметров вращения Земли был достигнут после организации в 1899 г.

<sup>4</sup> См.: Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., 1964; Morrison L. V. Rotation of the earth from AD 1663—1972 and the constancy of  $G$  // Nature. 1973. V. 241.

Международной службы движения полюса, а особенно после организации в 1965 г. Международного бюро времени. Сегодня обсерватории службы времени оснащены высокостабильными атомными стандартами частоты, электронной аппаратурой для отсчета времени, сравнения шкал времени отдельных обсерваторий, для приема и передачи сигналов точного времени, а также астрономическими инструментами для наблюдения звезд и поправок часов. Наблюдательные материалы Международного бюро времени регулярно публикуются в бюллетене «Annual Report» и оперативных бюллетенях. Национальная служба времени СССР публикует данные в бюллетене «Всемирное время».

Ввиду того что классическим астрономическим методам присущи принципиальные ограничения точности, связанные в первую очередь с наличием атмосферной рефракции, с 1980 г. по инициативе Национального геодезического комитета США начались регулярные наблюдения с помощью радиointерферометрии со сверхдлинными базами<sup>5</sup>. Сеть радиointерферометрических станций постоянно расширялась, и к настоящему времени создана международная радиointерферометрическая сеть IRIS (International Radio Interferometric Surveying), в работе которой принимают участие почти все крупные радиотелескопы Европы, Америки, Азии и Австралии. Наблюдательные материалы сети IRIS регулярно публикуются в одноименном бюллетене.

Достаточно хорошо известно и вековое замедление скорости вращения, обусловленное приливными эффектами (увеличение длительности суток на 0,0016 секунды за 100 лет)<sup>6</sup>. Таким образом, имеется достаточно достоверных данных об  $\dot{\omega}$  для решения эволюционной задачи.

Другим параметром, который необходим для определения изменения радиуса Земли, является сжатие. Известно, что еще в 1738 г. Мопертюи и Клеро с помощью классических геодезических методов измерений определили величину сжатия в 1/290. Надо отметить, что следует различать величину сжатия, определенную по измерениям на суше (литосферное сжатие), и величину сжатия, определенную по изменениям уровня Мирового океана. Физически это обусловлено зна-

---

<sup>5</sup> См.: Картер У. Е., Робертсон Д. С. Исследование Земли с помощью радиointерферометрии со сверхдлинной базой // В мире науки. 1987. № 1; Carter W. E., Robertson D. S., Mackay J. R. Geodetic radio interferometric surveying: applications and results // Journ. of Geophys. Res. 1985. V. 90.

<sup>6</sup> См.: Аллен К. У. Астрофизические величины. М., 1960.

чительной разницей в постоянных времени литосферы и гидросферы.

Помимо классических методов, основанных на геодезических измерениях и использовании данных футштоков (среди которых также имеется ряд данных, полученных начиная с XVIII в.), в современной науке, в частности в геодезии, применяются космические методы, позволяющие получать данные о сжатии Земли на основе обработки результатов измерений орбитальных параметров искусственных спутников (четные гармоники геопотенциала), и последние достижения спутниковой альтиметрии, на основе которых высота рельефа определяется с погрешностью, не превышающей 10 см<sup>7</sup>. Высокая точность в сочетании с огромным количеством измерений при использовании методов космической геодезии создает реальные предпосылки для решения эволюционной задачи.

Однако необходимо отметить два момента. Первый связан с тем, что высокоточные измерения, осуществляемые в последние десятилетия, проводятся при непрерывном совершенствовании методик. Для решения же поставленной задачи необходимо сочетание высокой точности с единством методики сбора и обработки данных. В сегодняшней ситуации методологические погрешности вполне могут отождествляться с эволюционным фактором. Поэтому корректное решение задачи требует очень тщательного изучения методик измерений и перенормировки результатов.

Второе замечание касается корректности выбора интервала наблюдений. Имеющиеся данные, охватывающие около двух столетий, могут характеризовать лишь мгновенное состояние в развитии планеты. Данные же о параметрах вращения и динамическом сжатии, относящиеся к более отдаленным эпохам, даже если допустить их методическую безупречность, обладают недостаточной точностью.

Тем не менее нам кажется, что применение единого подхода к определению характера эволюции планеты даже для крайне ограниченного нынешнего момента времени является чрезвычайно важным в плане понимания геодинамических процессов максимального ранга.

---

<sup>7</sup> См.: Космическая геодезия. М., 1986; Спутниковые измерения поверхности океана // Природа. 1986. № 11.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В ГЕОЛОГИИ

*В. Ю. ЗАБРОДИН, канд. геол.-мин. наук*

Методология исторических реконструкций в целом одна и та же для любой науки, как естественной, так и общественной. Несомненно, однако, что каждая из этих наук, осуществляя подобные реконструкции, встречается с определенными, только для нее характерными трудностями. Так, археолог, обнаружив какие-то вещи, явно изготовленные человеческой рукой, иногда не может догадаться, для чего эти вещи предназначены. Есть сложности и у специалиста по гражданской истории: например, до сих пор существуют надписи, которые невозможно расшифровать из-за незнания языка, что не позволяет заполнить некоторые пробелы в реконструкции развития отдельных стран и народов (и, следовательно, человечества в целом). Что же касается наук, восстанавливающих историю неживой природы, то здесь трудностей неизмеримо больше, и в основном они связаны с проблемой понимания. Можно надеяться, что рано или поздно мы поймем, что представляют собой следы деятельности человека, но есть ли уверенность, что мы всегда будем правильно интерпретировать следы прошлого существования, допустим, геологического тела?

С. В. Мейен сформулировал девять принципов исторических реконструкций в геологии, образующих в целом некоторую систему<sup>1</sup>. Возможно, система эта и не полна, но тем не менее она заслуживает серьезного внимания. Нам бы хотелось дополнить проведенный С. В. Мейеном анализ наиболее важных из выдвинутых им принципов. В этой статье остановимся на принципах процессуальных реконструкций и типологической экстраполяции.

Принцип процессуальных реконструкций и принцип типологической экстраполяции<sup>2</sup> объединяет то, что оба они опираются на неполную индукцию. Однако если в случае типологической экстраполяции мы по выборке (или даже единичному объекту) делаем какое-то заключение о всем множестве объектов, то в случае процессуальной реконструкции мы по ряду узловых моментов в истории объекта и

---

<sup>1</sup> См.: Мейен С. В. О наиболее общих принципах исторических реконструкций в геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 11.

<sup>2</sup> См.: Мейен С. В. О наиболее общих принципах... С. 81—85.

В этой работе есть вся необходимая терминология, которая ниже употребляется без пояснений.

выборке из некоторого (вполне определенного) множества объектов судим о полном пути развития объекта. Таким образом, говоря несколько проще, за принципом процессуальных реконструкций всегда стоит диахрония, тогда как принцип типологической экстраполяции в обычном понимании связывается с синхронией. Рассмотрим эти принципы подробнее.

Принцип процессуальных реконструкций, или принцип Бергсона (оба названия предложены С. В. Мейеном), в естествознании используется очень давно. При этом длительное время он явно не осознавался, применялся как нечто само собой разумеющееся. Как двигалось познание, овладевая этим принципом? Видимо, путь был примерно следующим. Предположим, изучается семья — человеческая или звериная. В ней мы видим особей разного возраста, которые выглядят по-разному, но в то же время, особенно если особей много, друг на друга похожи. Исследователь делает вывод, что наиболее молодая особь в своем развитии пройдет ряд стадий, представленных состоянием особей других возрастов, и достигнет состояния, характерного для наиболее старой особи. (Отметим сразу, что анализируемая семья для исследователя представляется таксоном, т. е. уже осуществлена типологическая деятельность, в данном случае таксономическая процедура.) Очевидно, что такое заключение опирается на непосредственные наблюдения за развитием какой-нибудь конкретной особи. Несколько сложнее обстоит дело в том случае, когда исследователь изучает медленно развивающийся объект, например дерево. Иного рода сложности возникают, когда на разных стадиях развития состояния объекта резко различаются (головастик и лягушка, гусеница и бабочка и т. п.). В этом случае, если нет промежуточных форм или если никто не видел непосредственного перехода одной формы в другую, исследователь останавливается перед задачей, решить которую он может опять-таки лишь с помощью построения типологии (например, меронии, опираясь на гомологи между частями — органами разных форм).

Перечисленные трудности, возникающие в ходе процессуальных реконструкций, в наиболее полном объеме проявляются при исследовании развития геологических объектов. Действительно, абсолютное большинство их развивается столь длительно, что человеческая жизнь неизмеримо короче по сравнению с полным временем эволюции этих объектов. Кроме того, наблюдая современное состояние геологических объектов, мы далеко не всегда можем решить,

с чем имеем дело — с разными объектами или же с одним объектом на разных стадиях развития. Приходится изыскивать обходные пути. Нечто подобное было сделано в астрономии, когда, построив по огромному количеству наблюдений диаграмму Герцшпрунга — Рассела, астрономы стали считать, что стандартная звезда эволюционирует, смещаясь вдоль совокупности состояний, фиксируемых этой диаграммой. Другой путь зародился в статистической физике — это эргодическая гипотеза. Ранее автор считал, что эргодическая гипотеза охватывает все типы процессуальных реконструкций<sup>3</sup>. Верно, однако, прямо противоположное утверждение: эргодическая гипотеза есть лишь их частный случай.

Подобные этим методы реконструкций могут быть использованы в геологии в том случае, если мы имеем дело с геологическим объектом — представителем таксона с очень большим объемом (т. е. если объектов данного вида «очень много»). Таковы, например, минералы, дизъюнктивы ранга трещин и некоторые другие. Во всех же иных случаях правильность процессуальных реконструкций (и корректность использования соответствующего принципа) зависит от применяемых нами типологических экстраполяций.

С. В. Мейен определял типологию как учение о разнообразии<sup>4</sup>. В таком понимании типология, вообще говоря, охватывает практически всю сферу классификационной деятельности, пронизывающей всю человеческую культуру, включая науку, искусство и религию<sup>5</sup>. Уже из этого ясно, что принцип типологической экстраполяции — один из наиболее мощных регуляторов мыслительной деятельности человека, и опора на него при исследовании прошлого — лишь одно из возможных его приложений. В формулировке Мейена «принцип типологической экстраполяции заключается в том, что по отдельным представлениям таксона мы судим о других его представителях и по выборочным частям объекта — обо всем объекте»<sup>6</sup>. Несколько расширим процитированное определение: по отдельным представителям таксона мы судим не просто о других, но обо *всех* возможных представителях данного таксона. Только в таком виде этот принцип

---

<sup>3</sup> См.: Забродин В. Ю. Системный анализ дизъюнктивов. М., 1981. С. 171—173.

<sup>4</sup> См.: Мейен С. В. Основные аспекты типологии организмов // Журн. общ. биологии. 1978. № 4.

<sup>5</sup> См.: Розова С. С. Классификационная проблема в современной науке. Новосибирск. 1986.

<sup>6</sup> См.: Мейен С. В. О наиболее общих принципах... С. 84.

может служить основанием для общезначимых высказываний, например для формулирования научных законов.

Обычно считается, что в мерономическом аспекте (восстановление объекта по отдельным частям) типологическая экстраполяция менее достоверна, чем в таксономическом, хотя нередко весьма эффективна (вспомним восстановление Ж. Кювье облика животного «по одной кости», М. М. Герасимовым — облика давно умерших людей по костям черепа, стереологические построения и т. п.). Но, как неоднократно подчеркивал С. В. Мейен, мерономия неразрывно связана с таксономией, и любые реконструкции целого по частям обоснованы ровно настолько, насколько полно уже сформирован архетип того таксона, в который включен реконструируемый объект. Таким образом, надежность типологических экстраполяций в первую очередь зависит от качества таксономии, т. е. от существенности свойств, включенных в архетип таксона. Несмотря на двойственность и итеративность таксоно-мерономических процедур, таксономия может существовать без мерономии (например, Периодическая система элементов Д. И. Менделеева), обратное же невозможно. Большие сложности возникают при решении таксономических задач уже в синхронном срезе, когда мы проводим типологическую экстраполяцию как бы «в пространстве», но особенно трудны такие задачи в срезе диахронном. Здесь мы нередко вынуждены говорить даже не столько о точности тех или иных процедур, сколько об их правомерности.

С. В. Мейен неоднократно отмечал, что актуализм (также, как и сравнительно-исторический метод) есть лишь разновидность типологической экстраполяции<sup>7</sup>, когда мы какое-то явление прошлого помещаем в один таксон с каким-то явлением настоящего (для сравнительно-исторического метода оба явления, помещаемые в один таксон, относятся к прошлому). Однако ученый, по крайней мере в публикациях на русском языке, ни разу не останавливался на этом сколько-нибудь подробно — то ли за отсутствием времени, то ли потому, что не считал данный вопрос заслуживающим серьезного обсуждения. Учитывая до сих пор неоднозначное отношение к актуализму, а особенно к униформизму, хотелось бы специально остановиться на указанной проблеме.

Прежде всего, не будем забывать, что униформизм — это крайний случай актуализма. В логическом аспекте *метод*

---

<sup>7</sup> См.: Мейен С. В. О наиболее общих принципах... с. 86; Он же. Понятие времени и типология объектов (на примере геологии и биологии) // Эволюция материи и ее структурные уровни. М., 1983.

*актуализма* представляет собой установление некоторых разновидностей аналогии между объектами или явлениями, а *метод униформизма* — отождествление природных феноменов. Конечно, следует помнить, что с содержательных позиций всякое тождество относительно: если подходить очень жестко, то объект может быть тождественным лишь самому себе, да и то в четко определенный момент времени. Поэтому грань между актуализмом и униформизмом всегда условна, и определяется она не только состоянием науки, использующей эти методы, но и позицией исследователя.

Законы физики, описывающие поведение некоторых идеальных объектов (например, законы классической механики) или поведение любых материальных объектов (например, закон сохранения энергии), по необходимости униформичны, что неявно входит в физическую картину мира. Тождество объектов, охватываемых законом, обеспечивается заданием граничных условий: при таких-то условиях с таким-то объектом *всегда и везде* будет происходить одно и то же. Без этого невозможна *теоретическая* работа. Нам уже приходилось отмечать и то, что только принятие такого понимания униформизма («слабый униформизм») позволяет выдвинуть требования воспроизводимости и интерсубъективности результатов наблюдения (как в натурном наблюдении, так и в лабораторном эксперименте), без чего невозможно никакое *эмпирическое* исследование в современном естествознании<sup>8</sup>.

Таким образом, использование метода униформизма может быть описано в следующем виде: конструируется класс идеальных объектов, причем архетип этого класса, как правило, очень беден, иногда включает лишь одно свойство или один признак (например, масса у материальной точки в механике); задается класс граничных условий (закон). Почему же, если униформизм является универсальным рабочим методом в точном естествознании, он встречает столь резкое неприятие в геологии? По той простой причине, что со времен Лайеля его пытаются использовать для изучения *реальных* объектов, да еще не задавая граничных условий, т. е. так, что он и не должен работать.

Рассмотрим следующий пример. В тектонике сформировались представления о «древних» и «молодых» платформах. Не отрицая определенных черт сходства, большинство исследователей подчеркивает существенные различия в эволюции объектов этих классов (не говоря уже о том, что постоянно

<sup>8</sup> См.: Забродин В. Ю. Системный анализ дизъюнктивов.

подчеркиваются различия между конкретными их представителями). Безусловно, оставаясь на подобных позициях, мы никогда не выявим законы, управляющие развитием платформ вообще (естественно, мы считаем при этом, что такие законы в принципе существуют). Чтобы говорить о законах, необходимо прежде всего сконструировать идеальный объект — *абстрактную платформу*. Это удалось сделать В. А. Соловьеву<sup>9</sup>, назвавшему такой объект «платформенной системой». Последняя определяется обязательным наличием трех залегающих друг на друге главных геологических комплексов — геосинклинального, орогенного и плитного (залегание этих комплексов именно в такой последовательности и определяет идеальную платформенную систему) — только данный признак и следует включить в архетип таксона «платформы». Ясно, что такому идеальному объекту в реальности соответствуют платформы любого возраста, а также, и это существенно, многие срединные массивы (вообще говоря, отличающиеся от платформ только меньшими размерами). Далее, нам следует указать граничные условия (в них «войдут» и все индивидуальные особенности платформ), в частности, включить в них требование относительной стабильности (платформы могут заливаться морем и осушаться, но не должны испытывать перекосов и попадать, скажем, в «зоны субдукции»). При таком подходе ясно видно, что *все* платформы эволюционируют одинаковым образом, т. е. к изучению их эволюции полностью применим метод униформизма, и остается сформулировать закон этой эволюции.

Использование метода униформизма в ситуациях, аналогичных рассмотренной, вообще говоря, не требует обязательного обращения к современным аналогам, хотя, конечно, лучше бы эти аналоги иметь.

Итак, мы видим, что типологическая экстраполяция с использованием принципа униформизма осуществляется путем формирования классов эквивалентности, причем в содержательном плане эквивалентность в данном случае есть тождество. Пользуясь тем, что отношение эквивалентности, по определению, транзитивно, мы достаточно уверенно осуществляем в этих ситуациях и процессуальные реконструкции. Таким образом, униформизм — надежный метод исторических реконструкций. Достоверность полученных с его помощью выводов велика.

---

<sup>9</sup> См.: Соловьев В. А. Тектоника континентов: Систематизация понятий и упорядочение терминологии. Хабаровск, 1975.

Однако представления о тождестве объектов сформулировать удастся не столь уж часто. Гораздо чаще мы можем утверждать лишь то, что между какими-либо объектами существует всего только сходство, аналогия в чем-либо. Это влечет трудности особого рода: отказываясь от тождества, мы зачастую не можем утверждать, что в ряду исследуемых объектов проявлено свойство транзитивности. Действительно, очень часто наблюдаются случаи, когда объект *A* аналогичен объекту *B*, объект *B* — объекту *C*, но *A* не аналогичен *C*. Это имеет место тогда, когда либо аналогии между *A* и *B*, *B* и *C* устанавливаются по разным свойствам, либо эти аналогии принадлежат разным типам<sup>10</sup>.

Поиск аналогий, служащих основанием для актуалистических построений, начинается со сравнения иногда весьма отдаленных объектов или явлений. «Конечно, *какой-то* вид сравнения *всегда* (выделено нами — *B. З.*) возможен (например одна физическая теория может звучать гораздо более мелодично, когда ее читают вслух под аккомпанемент гитары, чем другая теория). Однако попробуйте установить особые правила для процесса сравнения, такие, например, как правила логики в применении к отношению содержательных классов, и вы тотчас же обнаружите исключения, излишние ограничения и каждый раз будете вынуждены сомневаться в своих утверждениях»<sup>11</sup>. Опираясь на столь слабо обоснованные сравнения, не имея оснований для привлечения высокодоказательных типов аналогий и содержательных оснований для утверждения транзитивности свойств объекта, мы оказываемся вынужденными при актуалистических исследованиях опираться на типологическую экстраполяцию, использующую в качестве таксонов не классы эквивалентности, а классы толерантности<sup>12</sup>. Фактически каждый такой класс толерантности представляет собой некоторую цепочку объектов, из которых каждый сходен со своими ближайшими соседями, но крайние объекты цепочки могут представляться весьма далекими друг от друга.

Все изложенное представляет собой экспликацию реального пути актуалистического анализа. Ясно, однако, что, оставаясь в рамках типологии, основанной только на классах толерантности, мы вряд ли сможем осуществлять какие-

<sup>10</sup> См.: Уемов А. И. Аналогия в практике научного исследования: 3 истории физико-математических наук. М., 1970.

<sup>11</sup> Фейерабенд П. Избранные труды по методологии науки. М., 1986. С. 383.

<sup>12</sup> Толерантность — бинарное отношение, рефлексивное и симметричное, но не транзитивное; логическая экспликация содержательного отношения сходства. (См.: Шрейдер Ю. А. Равенство, сходство, порядок. М., 1971).

либо процессуальные реконструкции. Чтобы иметь возможность делать их, необходимо *постулировать* существование каких-либо отношений (между любыми объектами, включенными в данный таксон), обладающих свойствами транзитивности, т. е. превратить толерантность в эквивалентность. Обычно для этого используется отношение родства: некоторое множество наблюдаемых объектов считается временными состояниями одного объекта на разных этапах его развития, причем основанием для такой интерпретации служит аналогичный ряд объектов, существующих ныне и развивающихся ныне. Здесь, однако, есть определенная гносеологическая тонкость, на которую обратил внимание еще С. В. Мейен<sup>13</sup>. Дело в том, что никто не наблюдал сколько-нибудь полное развитие геологического объекта собственными глазами. Иными словами, говоря о «современном развитии геологического объекта», мы, как правило, имеем в виду осуществленную (обычно неосознанно) *процессуальную реконструкцию*, опирающуюся на уже сделанную кем-то типологическую экстраполяцию.

Таким образом, можно сделать следующий вывод: если униформизм позволяет получать достаточно жестко определенное (с точки зрения логики) знание, могущее быть выраженным в виде законов, то актуализм дает основание для построения эмпирических закономерностей, которые должны быть обоснованы теоретически. Методы познания, опирающиеся на эти принципы, являются необходимыми в практике научного исследования, особенно при исторических реконструкциях (если, конечно, мы хотим выйти за рамки эмпирического уровня науки).

В заключение хотелось бы отметить следующую особенность познавательной ситуации в современной геологии. Систему принципов исторических реконструкций С. В. Мейен изложил более десяти лет назад. Неоднократно отмечалось, что принципы исторического анализа в геологии исследованы совершенно недостаточно. Тем не менее предложенная С. В. Мейеном система практически так и не используется в исторической геологии. На наш взгляд, это характерный пример отношения большинства исследователей-геологов к методологическим разработкам, даже первоклассным.

\* \*  
\*

Эту статью автор посвящает памяти Сергея Викторовича Мейена.

<sup>13</sup> См.: Мейен С. В. О наиболее общих принципах... С. 80—81.

## ЭЛЕМЕНТАРНАЯ ЯЧЕЙКА ГОРНЫХ ПОРОД И МЕХАНИЗМ ИХ САМООРГАНИЗАЦИИ

*И. С. ДЕЛИЦИН, канд. геол.-мин. наук*

**Постановка вопроса.** Рассмотрим принципиальную возможность использования для принципа модульности понимания развития <sup>1</sup>. Применительно к структурообразованию целесообразность введения данного принципа видится в том, что модель организации материальной системы в этом случае может быть представлена совокупностью отдельных закономерно ориентированных блоков — модулей (на микроскопическом уровне — элементарных ячеек). Различная повторяемость однотипных модулей позволяет получить необходимое разнообразие организации рассматриваемой системы. В этом усматривается и ее развитие.

Для биологических объектов модулем может быть и отдельная клетка, но применительно к геологическим объектам понятие модуля остается неопределенным. Неизвестно, по каким принципам он должен выделяться. Непонятен его физический смысл и не совсем ясно, как должна работать блоковая статическая модель геологического объекта в динамических условиях эволюционных преобразований. Не случайно, несмотря на продолжающееся обсуждение, решение этих вопросов в геологии не вышло за рамки абстрактных построений <sup>2</sup>.

В данной работе проблема механизма самоорганизации рассматривается на уровне горной породы, поскольку последняя представляется канонической формой геологического вещества. На основе этого представления могут быть поставлены практически все проблемы организационного и эволюционного плана и отработаны методы их решения. Уровень проводимого исследования — петрографический.

Для изучения свойств, которые могут служить критерием выделения элементарной ячейки породы, были выбраны номинеральные породы. В этом случае изучение структур и структурных преобразований не усложняется изменением минерального состава, как в случае полиминеральных пород. В качестве основного объекта исследований взяты широко распространенные в земной коре кварцевые породы (песок,

---

<sup>1</sup> См.: Олицкий А. А. Методологические аспекты теории организации и диалектики // Материалистическая диалектика и пути развития естествознания. Л., 1987.

<sup>2</sup> См.: Геологические тела: Терминологический справочник/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М., 1986.

песчаник, кварцитовидный песчаник, кварцит), структуры которых были сформированы в различных *PT*-условиях (осадкообразование, эпигенез и метаморфизм).

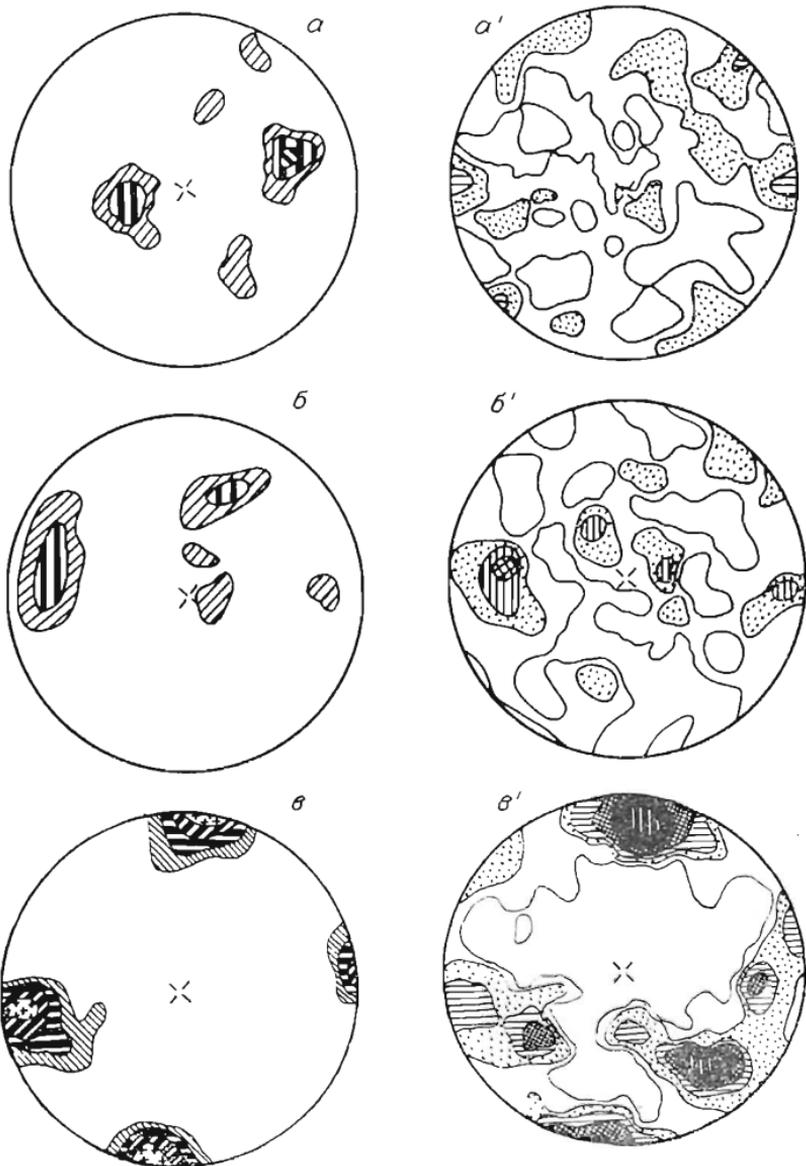
**Методика исследования.** Опыт многочисленных исследований показывает, что процессы структурных преобразований горной породы связаны с переориентировкой слагающих их минеральных зерен, и поэтому при изучении внутреннего строения кварцевых пород мы опирались на результаты статистического исследования ориентировки оптических осей породообразующего кварца. (Оптическая ось — особое, для кварца единственное направление в кристалле, вдоль которого распространяется свет любой поляризации.)

Установление элементарной ячейки породы проводилось путем выявления минимально возможного локального объема породы, обладающего предпочтительной ориентировкой оптических осей зерен (относительно равномерного распределения). Для этой цели исследуемый участок шлифа породы, содержащий 400 зерен кварца, делился на четыре равные части. Каждая из них также была разделена на четыре локальных участка, содержащие по 25 зерен. Применение системного подхода диктовалось сложностью решаемой проблемы.

**Результаты исследования.** Данные, полученные в процессе исследований ориентировки зерен кварца существенно кварцевых пород, проводимых с помощью микроструктурного анализа почти с начала века, показали, что кварцевые осадочные породы, особенно пески, характеризуются слабо выраженной оптической ориентировкой. Осадочные породы, претерпевшие региональный метаморфизм, обладают, как правило, более совершенной ориентировкой. Объясняется это явление неоднозначно.

В ходе проведенного нами изучения кварцевых пород были выявлены следующие особенности их внутреннего строения.

Для люберецкого песка (верхняя юра) при меньшем, чем двадцать пять, числе замеров на диаграммах оптической ориентировки предпочтительной ориентировки зерен песка, как правило, не наблюдается. Диаграммы, построенные для локальных участков осадка, характеризующихся в плоскости сечения 25 зернами (или приблизительно 125—150 в изучаемом объеме), имеют сопоставимые узоры. Несмотря на то, что на различных участках наблюдаются разные размеры и формы обломочных зерен кварца, диаграммы обычно имеют узор, характеризующийся двумя максимумами, плотность которых может достигать 16% (см. рисунок, а).



Диаграммы оптической ориентировки зерен кварца песка (*a*, *a'*), песчаника (*b*, *b'*) и кварцитовидного песчаника (*v*, *v'*).

*a*, *b*, *v* — местные диаграммы, построенные на основе 25 замеров, *a'*, *b'*, *v'* — суммарные диаграммы, построенные на основе 200 замеров (внутри изолиний плотность > 1 %; плотность максимумов местных диаграмм — до 20 %).

При пятидесяти замерах узоры диаграмм также отчетливы: на них отражается суммарная оптическая ориентировка зерен двух локальных участков, для которых построены диаграммы. При увеличении площади замеров до 100 зерен характер узоров таких обзорных диаграмм определяется

ориентировкой зерен четырех слагающих данную площадь локальных участков. В случае, если оптические ориентировки зерен локальных участков достаточно близки, узор обзорной диаграммы будет четким (плотность максимума может достигать 5—6 %). Если же оптические ориентировки зерен локальных участков различаются между собой, то узор обзорной диаграммы характеризуется отдельными слабо выраженными максимумами.

При еще большем количестве замеров (большей площади исследования) узоры суммарных диаграмм слабо выражены (см. рисунок, *а*). При 400 замерах предпочтительной оптической ориентировки зерен практически не отмечается. Проведенное изучение верхнеюрского песка в районе г. Звенигорода показало сходные результаты.

Тот факт, что с увеличением объема изучаемой породы ухудшается степень проявления оптической ориентировки, позволяет заключить, что локальные участки ориентированы в пространстве относительно друг друга по-разному. Этим и обусловлена наблюдаемая квазиизотропная оптическая ориентировка осадка. Данные, полученные при изучении ориентированного строения больших объемов песка, проведенном с помощью ультразвукового метода, подтверждают высказанное предположение.

Результаты изучения палеогеновых песчаников с опаловым цементом (Сингелевский район Куйбышевской области, артюшкинский песчаник) и толкачевских кварцитовидных песчаников (территория УССР, верхний протерозой) показали, что пространственная ориентировка кристаллических решеток индивидов минералов в пределах локальных участков (25 замеров) близка к ориентировке подобных групп зерен изученных песков (см. рисунок, *б*). При большем (200) числе замеров пространственная ориентировка зерен более отчетлива, чем в случае рыхлой песчаной породы (см. рисунок, *б*). Поскольку узоры суммарных диаграмм, характеризующих ориентировку оптических осей восьми групп зерен, на трех взаимоперпендикулярных сечениях изученных образцов между собой несопоставимы, заключаем, что оптическая ориентировка породы изменяется в изученных образцах от одного участка к другому и поэтому может считаться неоднородной.

Кварцит, сформированный в условиях метаморфизма (юго-запад Прибайкалья, архей), характеризуется отчетливой оптической ориентировкой зерен. На отдельных локальных участках она отчетливо упорядочена (см. рисунок, *в*). В пределе ориентировка зерен локальных объемов весьма

близка к ранее рассмотренным (см. рисунок, а, б). Аналогичный узор имеют диаграммы и при значительном увеличении числа замеров (см. рисунок, в'). Последнее указывает, что в данном случае наблюдается весьма однородная оптическая ориентировка зерен локальных участков. В целом оптическую ориентировку данной породы можно назвать анизотропной (ориентировки зерен зависят от выбранного направления, но одинаковы в направлении симметрии). Возможности изменения пространственной ориентировки зерен в пределах установленных групп (25 зерен в плоскости шлифа) в зависимости от интенсивности проявления стресса в условиях метаморфизма рассматривались на примере пластической деформации кварцита<sup>3</sup>.

Изучение внутреннего строения полиминеральных пород показало следующее. Оптическая ориентировка зерен кальцита и доломита в кальцит-доломитовом мраморе (юго-запад Прибайкалья, архей) при 25—50 замерах отчетливая; узоры диаграмм ориентировки кальцита и доломита между собой несопоставимы<sup>4</sup>. В пространстве оптические ориентировки однотипных зерен соседних групп несколько различны, чем и обусловлено появление более сложных узоров на сводных диаграммах. Аналогичные результаты были получены для кварца и апатита кварцево-apatитовых пород и гранодиоритов (ориентировки зерен кварца и лейст слюды).

**Обсуждение результатов.** Результаты проведенного последовательного изучения оптической ориентировки песка, песчаника и кварцита дают представление об эволюции исходного осадка в условиях увеличивающихся значений параметров среды и внешнего воздействия (осадкообразование — эпигенез — метаморфизм). Эволюция отражена в изменении структурных признаков. Механизмы преобразования определяются внешними условиями и могут быть различными — от растворения под давлением до рекристаллизации<sup>5</sup>.

Несмотря на различие процессов структурных преобразований, по данным микроструктурного исследования в изученных кварцевых породах установлены наименьшие (локальные) объемы, обладающие отчетливой пространственной ориентировкой слагающих их минеральных зерен. Число зе-

<sup>3</sup> См.: Делицин И. С. Структурообразование кварцевых пород. М., 1985.

<sup>4</sup> См.: Делицин И. С. Некоторые особенности механизма образования структур будинажа в кварцево-диопсидовых породах Юго-Западного Прибайкалья. М., 1961. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 41).

<sup>5</sup> См.: Делицин И. С. Структурообразование кварцевых пород.

рен в таких локальных объемах породы равно приблизительно 150 (на площади замеров — около 25). В плане пространственной ориентировки ведущим мотивом узоров диаграмм оптической ориентировки зерен кварца являются два максимума, ориентированные друг относительно друга под углом  $70^\circ (+20^\circ)$ . С увеличением внешнего воздействия в указанных объемах наблюдается возрастание четкости ориентировки зерен. В случае пластической деформации установлена и их закономерная переориентировка в сторону упрощения узора (s-тектонит).

Выделенные по признаку пространственного упорядочения кристаллических решеток группы минеральных зерен мы рассматриваем в качестве элементарных ячеек (блоков, модулей) породы. Поскольку вещественная система определяется не только составом элементов, но и способом их организации в пространстве, элементарная ячейка может быть представлена как основа структурной организации породы, фиксирующая ее «квант организации»<sup>6</sup>. Однотипность организации упругоанизотропных зерен кварца в пределах ячеек указывает на то, что последние обладают отчетливо выраженной и сходной анизотропией упругих свойств.

Организованное множество элементарных ячеек («блоков консолидации»<sup>7</sup>) образует естественную материальную геосистему — горную породу. Для уточнения общих закономерностей ее организации и функционирования расположим полученные суммарные диаграммы оптической ориентировки в ряд в соответствии с увеличивающимися значениями параметров внешнего воздействия (см. рисунок,  $a'$ ,  $b'$ ,  $v'$ .)

Диаграмма (см. рисунок,  $a$ ) показывает, что предположительная ориентировка элементарных ячеек при выбранном масштабе исследования отсутствует. Возникшие в процессе формирования осадка в результате электрического взаимодействия соосажденных зерен<sup>8</sup> элементарные ячейки породы не обладают однозначной пространственной ориентировкой.

Однако эта первичная ориентировка ячеек в ходе эволюции породы изменяется: от квазиизотропной (осадок) через неоднородную (песчаник) к анизотропной (кварцит). Такое изменение свидетельствует о том, что развитие породы харак-

---

<sup>6</sup> См.: Круть И. В. Введение в общую теорию Земли: Уровни организации геосистем. М., 1978.

<sup>7</sup> См.: Садовский М. А., Болховитнов Л. Г., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический прогресс. М., 1987.

<sup>8</sup> См.: Олицкий А. А. Методологические аспекты теории организации и диалектики.

теризуется закономерным повышением степени совершенства ее организации: от относительно неупорядоченной (осадок) через полуупорядоченную (песчаник) к упорядоченной (кварцит).

Результаты сопоставления узоров локальных (см. рисунок, *a*, *b*, *в*) и суммарных (см. рисунок *a'*, *b'*, *в'*) диаграмм позволяют считать, что основой структурных (эволюционных) преобразований рассмотренных пород является перераспределение элементарных ячеек, предопределяемая однонаправленным изменением внешних условий (чем интенсивнее внешнее воздействие, тем совершеннее возникающая пространственная ориентировка ячеек).

Поведение элементарных ячеек в процессах структурных преобразований в первом приближении может быть представлено как взаимодействие перемещающихся друг относительно друга «жестких» блоков. Оно определяет не только динамику и кинетику структурных (структурно-вещественных) преобразований породы, но и становление мозаичной периодичности пространственной решетки формирующегося в новых условиях равновесного кристаллического агрегата.

Однако знания особенностей изменения организации породы, определяемых увеличивающимися значениями параметров среды и внешнего воздействия, еще недостаточно для того, чтобы понять сущность явления. Ее надо искать не столько в исторических (последовательность событий), сколько в физических закономерностях.

Известно, что вещественная система, будучи выведенной из устойчивого состояния, реагирует на изменение внешних условий структурными изменениями таким образом, что в итоге возвращается в устойчивое (в новых условиях) состояние. Отсюда все процессы структурных и структурно-вещественных преобразований геосистемы следует рассматривать как процессы саморегулирования.

Основываясь на полученных результатах и введенном нами принципе структурности<sup>9</sup>, полагаем, что переход породы, обладающей ячеистым строением, в равновесное состояние не осуществляется одновременно во всем объеме. Он реализуется путем последовательных дискретных актов, когда отдельные элементарные ячейки породы из неустойчивого положения переходят в новое, относительно более устойчивое, за счет релаксации «наведенной» внешним воздействием упругой энергии.

---

<sup>9</sup> См.: Делицин И. С. Структурообразование кварцевых пород.

Возникающие в упругоанизотропной элементарной ячейке упругие перенапряжения, так же как и направления последующей релаксации напряжений, контролируются по упругим параметрам (при любом заданном внешними условиями механизме явления). Поведение элементарных ячеек породы в ходе развития «мозаичного равновесия» в деформируемом кристаллическом агрегате объясняется через раскрытие и описание ответной реакции ячейки на последовательное изменение внешних условий, реакции, контролируемой анизотропией ее упругих свойств. Интенсивность указанного контроля определяется интенсивностью внешнего воздействия.

Нетрудно видеть, что понимание сущности самоорганизации рассматриваемой геосистемы обусловлено пониманием роли основного свойства геологического вещества — анизотропии его упругих свойств, являющихся наиболее прямым следствием анизотропии сил связи.

\* \*  
\*

Изучение механизма самоорганизации материальной системы в условиях закономерного и одновременного изменения управляющих параметров, проведенное на примере геологического объекта, позволило выявить существование элементарной ячейки горной породы и обосновать способ ее выделения.

Установлено, что структура породы определяется не совокупностью отдельных слагающих ее зерен, а закономерным и симметрично организованным множеством элементарных ячеек, периодичность расположения которых в объеме породы зависит от параметров среды и внешнего воздействия. В основе функционирования и эволюции кварцевых пород лежит процесс саморегулирования, базирующийся на дискретной переориентировке и перестройке элементарных ячеек породы в сторону устойчивого состояния. Поведение ячеек в породе контролируется анизотропией их упругих свойств. Элементарная ячейка может рассматриваться в качестве элементарной ячейки равновесия породы.

Результаты изучения механизма самоорганизации кварцевых пород могут быть распространены на кристаллические агрегаты любого генезиса, поскольку все слагающие их индивиды минералов в отношении упругих свойств анизотропны и, следовательно, общий план структурной организации, функционирования и эволюции всех горных пород однотипен.

Принятие допущения о подобии процессов, происходящих на разных уровнях иерархии взаимосвязанных вещественных геосистем, позволяет перенести полученные результаты изучения структур, самоорганизации и эволюции объектов низших уровней на объекты высших, включая и литосферу.

Автор искренне признателен И. В. Крутю, Е. П. Малиновскому, Л. Д. Лившицу и М. Ю. Поваренных за обсуждение статьи при подготовке ее к печати.

## МИКРОСТРУКТУРА МИНЕРАЛОВ — НОВЫЙ ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О РАЗВИТИИ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

*Н. Г. СТЕНИНА, канд. физ.-мат. наук*

Характер генетической информации, получаемой при изучении минерала, определяется уровнем развития экспериментальных методов. Широко используемые в практике современных минералогических исследований микрозондовый анализ, рентгеновские методы, ИК-спектроскопия, ЭПР, ЯМР и другие методы позволяют изучить отдельные свойства минерала или минеральных ассоциаций, являющиеся их интегральной характеристикой. Но ни один из этих методов не дает возможности увидеть внутреннее строение минералогического объекта как *открытой* системы, где происходят все превращения материального мира природы, а следовательно, получить *первичную* генетическую информацию. До 70-х годов нашего столетия это была «terra incognita».

**Просвечивающая электронная микроскопия — прямой метод изучения микроструктуры минералов.** Исследование ранее недоступной области внутреннего строения (микроструктуры) минералов началось за рубежом — с изучения образцов лунных пород, доставленных на Землю космическими экспедициями «Аполло» в 1971 г. Для этого были использованы методы просвечивающей электронной микроскопии (ПЭМ), так как они являются единственным способом визуализации и расшифровки дефектов кристаллического строения и фазовых неоднородностей в кристаллах, совокупность которых называется реальной структурой, или микроструктурой, минералов.

Поток информации о внутреннем строении минерала становится с годами все интенсивнее, чему способствует как непрерывное развитие методов ПЭМ (в настоящее время активно используются высоковольтная и высокоразрешаю-

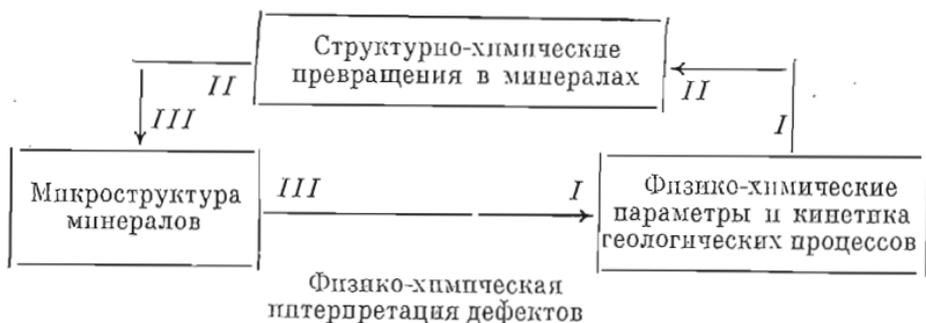
шая электронная микроскопия), так и необозримое разнообразие природных минералогических объектов. К настоящему времени о микроструктурных особенностях минералов написано уже несколько монографий и сотни статей<sup>1</sup>.

**Решение петрогенетических задач на основе микроструктурных особенностей минералов.** В результате исследований природных минералов (кварца, магнетита, пироксена, плагиоклаза, оливина) методами обычной, высоковольтной и высокоразрешающей ПЭМ, проводимых в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в течение последних 15 лет, осуществлены методические, теоретические и методологические разработки, необходимые для перехода от наблюдения и расшифровки микроструктурных особенностей (дефектов) минералов, детерминированных условиями образования и преобразования этих минералов и соответствующих пород, к восстановлению геологической истории пород. Исходным моментом здесь является подготовка петрогенетической задачи для ее решения с помощью ПЭМ. Под такой подготовкой подразумевается, во-первых, установление логически правильной последовательности изучения природных объектов (геологическая структура → тело → его фрагмент → порода → участок породы → типичный минерал или парагенетическая ассоциация → микроструктура минерала и тонких минеральных сростаний), что означает детальную проработку задачи в «макроскопических» звеньях этой цепи; во-вторых, использование трудоемких методов ПЭМ на заключительном этапе петрогенетического исследования только в случае невозможности решения проблемы другими методами.

Использование ионного утонения — универсальной методики препарирования минералогических объектов для их исследования методами ПЭМ — позволяет изучить дефекты структуры в мономинеральных индивидах (дислокации, двойники, ламели распада, микровключения), тонкие сростания и межфазовые границы без разрушения природной ассоциации минералов. Тем самым представляется возможность пространственно сопоставить образец, исследуемый с помощью ПЭМ, с изучаемым оптически выбранным местом в шлифе, который, в свою очередь, занимает определенную позицию в геологической структуре. В результате достигается

---

<sup>1</sup> См.: например: Патнис А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов. М., 1983; Стенина Н. Г. Просвечивающая электронная микроскопия в задачах генетической минералогии. Новосибирск, 1985; Электронная микроскопия в минералогии/Под ред. Г.-Р. Венка. М., 1979; и др.



Взаимосвязь микроструктуры минералов с геологической историей пород.

ся необходимая для решения петрогенетической задачи на основе микроструктурных данных непрерывность изучения объекта на макро- и микроуровне.

Определив таким образом схему исследования, следует выяснить, насколько адекватно соответствует микроструктура минералов условиям образования и преобразования пород. Опыт изучения разных минералов показывает, что образцам конкретного генетического типа соответствует индивидуальный набор дефектов, т. е. микроструктура минерала является индикатором (типоморфным признаком) условий его образования. Это означает, что она однозначно отвечает геологической истории пород, благодаря чему число образцов, выбранных для изучения с помощью ПЭМ, может быть ограничено несколькими экземплярами.

Следующий этап — решение петрогенетических задач на основе данных ПЭМ. Методология его базируется на учете взаимосвязи микроструктуры минералов с геологической историей пород (см. схему).

Геологический процесс, характеризующийся определенными физико-химическими параметрами и кинетикой, посредством структурно-химических преобразований минералов приводит к появлению особенностей (дефектов) их микроструктуры, наблюдаемых с помощью ПЭМ. Эта последовательность:  $I \rightarrow II \rightarrow III$  — существует в природе объективно. Обратная задача (переход от  $III$  к  $I$ ) отвечает познанию исследователем минералогического объекта с целью восстановления истории пород. Новым здесь является информация о внутреннем строении минерала, получаемая на уровне электронно-микроскопического изучения вещества. Основной же методологический принцип, состоящий в том, что сложная геологическая задача решается на основе исследования текстурно-структурных взаимоотношений элементов природного объекта, остается неизменным.

Действительно, снимки геологических структур, сделанные из космоса, в условиях полевой съемки, с помощью оптического (минераграфия) и электронного (микроструктура) микроскопов, различаясь только масштабом, по сути, фиксируют одно и то же, а именно текстурно-структурные взаимоотношения элементов геологического объекта. История полевых исследований, не требующих специальных средств наблюдения, насчитывает, вероятно, столько же лет, сколько и вся история человечества. Совершенствование техники предоставляет новые возможности для изучения природных объектов. Световая оптика, космическая съемка прочно вошли в практику геолого-минералогических исследований. Использование современного просвечивающего электронного микроскопа позволяет перейти на следующий уровень познания природных объектов — изучить внутреннее строение минералов. Суть же осмысления информации на всех перечисленных уровнях одна и та же: анализ, расшифровка текстурно-структурных взаимоотношений элементов, их генетическая интерпретация и синтез полученных данных, т. е. восстановление на этой основе геологической истории объекта.

Такой комплексный подход означает, что при решении петрогенетических задач на основе данных ПЭМ (переход от III к I) следует рассматривать всю совокупность дефектов и тонких фазовых неоднородностей минерала. В этом заключается элемент синтеза в решении такого рода задач на основе учета особенностей реальной структуры минерала. Элемент анализа состоит в том, что задача должна решаться путем сопоставления наблюдаемых типов дефектов с разными механизмами их образования.

Разработанные методические принципы приобретают особое значение при рассмотрении сложных дефектов, обусловленных реакциями субсолидусных превращений в породообразующих силикатах и являющихся одним из основных источников петрогенетической информации. Большинство работ в области изучения минералов современными методами ПЭМ посвящено исследованию структур распада и упорядочения в пироксенах и полевых шпатах. Интерпретация дефектов проводится в соответствии с законами фазовых превращений в сплавах. Основанием для этого служит то, что параметр структур распада  $\lambda$  (ширина ламелей, пропорциональная  $\sqrt{Dt}$ , где  $D$  — коэффициент диффузии;  $t$  — время) приблизительно одинаков в твердых растворах металлов и минералов, так как  $D$  сплава /  $D$  минерала  $\simeq$  минерала /  $t$  сплава.

К использованию данных об этих дефектах для получения петрогенетической информации часто подходят традиционно — расчленяют сложное явление на составляющие его элементы и затем анализируют и систематизируют «объекты» на основе отдельных признаков. В случае дефектов фазовых превращений в силикатах это проявилось, во-первых, в их жесткой классификации (ламели, образованные по механизмам гетеро-, гомогенного зарождения и спинодального распада, домены упорядочения<sup>2</sup>), а во-вторых, в попытках использования одной из взаимосвязанных характеристик сложных дефектов для количественного определения параметров геологической истории пород.

Минералы силикатов, однако, вследствие специфики своей структуры, немонотонного характера и большой длительности геологических процессов не являются модельными аналогами сплавов. Поэтому автоматическое перенесение закономерностей распада и упорядочения твердых растворов металлов на систему силикатов необоснованно. По той же причине представляется не вполне корректным использование отдельных характеристик дефектов фазовых превращений в качестве геотермометров<sup>3</sup> и геохронометров, а классификация данных микроструктур<sup>4</sup>, изучение которых только начинается, — преждевременной.

Альтернативой такого «аналитического» подхода является исследование причин образования дефектов — механизмов реакций субсолидусных превращений в силикатах. ПЭМ, позволяя изучать тонкую внутреннюю структуру ламелей, строение межфазовых границ, ориентационные соотношения ламелей с матрицей минерала, их взаимодействие с другими дефектами решетки, предоставляет необходимую для этого информацию. Разработанные методические принципы использования при решении вопросов генезиса эклогитов, эклогитоподобных, интрузивных пород на основе изучения ранее неизвестных типов сложных дефектов фазовых превращений в пироксенах и плагиоклазах.

Строгое решение петрогенетических задач требует использования оптических и других физико-химических методов

<sup>2</sup> См.: Патнис А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов; Электронная микроскопия в минералогии.

<sup>3</sup> См.: Robinson P., Ross M., Nord C. L. et. al. Exsolution Lamellae in augite and pigeonote: fossil indicators of lattice parameters at high temperature and pressure // *Am. Mineral.* 1977. V. 62, N 9/10.

<sup>4</sup> См.: Carpenter M. A. Omphacite microstructures as time — temperature indicators of blueschist and eclogite facies metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 78; Idem. Time — Temperature — Transformation (TTT) analysis of cation disordering in omphacite // *Ibid.*

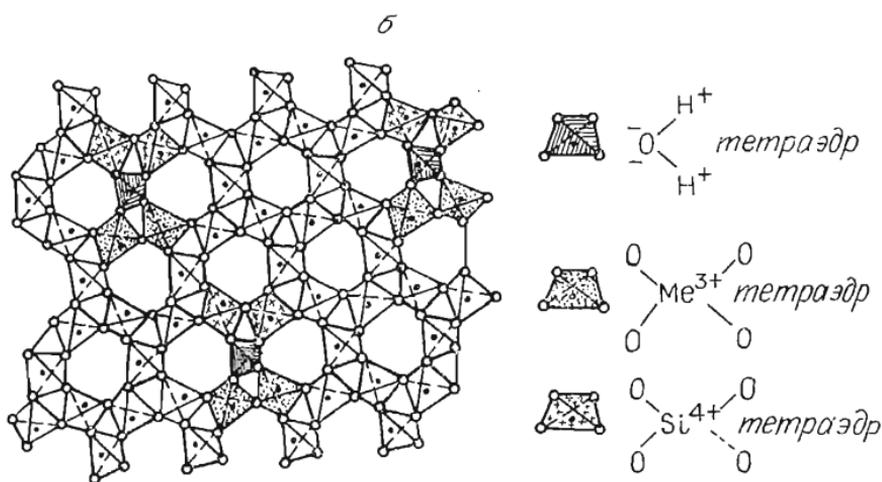
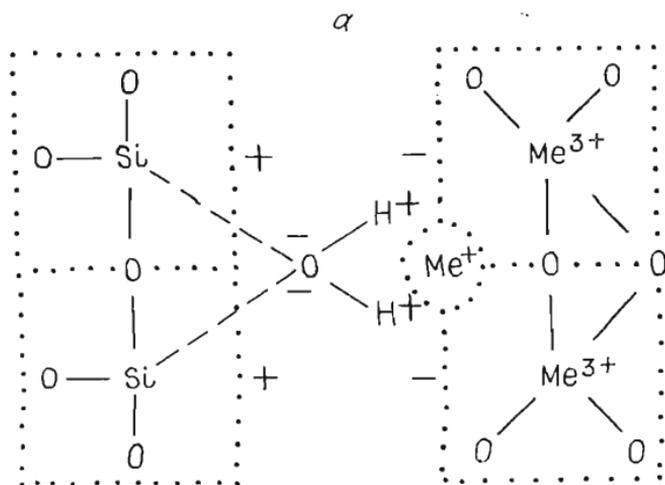
исследования минералов, а также постановки модельных экспериментов. Это — в перспективе. Современное состояние инструментальной базы позволяет на качественном уровне решать многие вопросы генезиса минералов и пород, конкретные примеры которых показаны ниже. Исследование этих, так называемых прикладных, проблем нельзя было бы осуществить без новых данных физики и кристаллохимии порообразующих минералов, полученных в результате изучения последних методами ПЭМ.

**Новые данные физики и кристаллохимии минералов.** В результате исследований реальной структуры кварца, магнетита, пироксена, плагиоклаза, граната, оливина получена принципиально новая информация из области физики и кристаллохимии минералов — данные об однородности-неоднородности, формах вхождения примесей и воды в кварц, механизмах реакций субсолидных превращений в силикатах.

ПЭМ, позволяя визуализировать примесные неоднородности с минимальным размером кластеров из нескольких атомов, дает однозначный ответ на вопрос о неоднородности природных минералов и формах вхождения в них примесей. Новый, более фундаментальный уровень решения генетических задач достигается при расшифровке и интерпретации самих примесных дефектов кристаллической структуры минералов. Одна из наиболее важных проблем физики и кристаллохимии минералов — проблема вхождения структурной воды в кварц и другие силикаты — была решена на этой основе<sup>5</sup>.

Вопрос о формах вхождения воды в решетку силикатов изучался на протяжении последних 25 лет. Выявлено три типа воды в кварце и силикатах: а) молекулярная  $H_2O$ , содержащаяся в микропорах и газовой-жидких включениях, адсорбированная по трещинам кристаллов (неструктурная вода); б) структурная вода в виде «Н»- или ОН<sup>-</sup>-центров в строго фиксированных позициях в решетке; в) структурная вода, входящая в состав так называемых гель-дефектов, или микрообластей со стеклообразным состоянием вещества, природа которых неясна. Последняя форма воды наиболее интересна, поскольку она обуславливает многие практически важные свойства минералов и пород: уменьшение их механической прочности, увеличение скорости фазовых превращений, изменение окраски ювелирных разновидностей кварца и др.

<sup>5</sup> См.: Стенниа Н. Г. О формах вхождения воды в кристаллический кварц // Минерал. журн. 1987. Т. 9, № 5.



Модель структурной воды в кварце с примесными дефектами: «тетраэдрическая» молекула воды, объединяющая благодаря слабым электрическим связям дефектные тетраэдры  $[\text{SiO}_3]$  и  $[\text{Me}^{3+}\text{O}_4]$  ( $\text{Me}^{3+} - \text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и др.) (а) и водные и алюмокислородные тетраэдры в структуре кварца (проекция (0001)) (б).

На основе изучения примесных дефектов и их изменения при разных условиях термообработки в кварце из пегматитов, гидротермальном и магматическом, была предложена модель вхождения структурной воды в кварц с примесными катионами  $\text{Me}^{3+}$ ,  $\text{Me}^+$  (см. рисунок). Кроме данных ПЭМ, модель обоснована данными, полученными с помощью таких методов, как ИК-спектроскопия, рентгеновские методы, методы рентгеноспектрального микроанализа, а также всеми известными данными о свойствах водосодержащих кварцев и электронной структуре молекулы  $\text{H}_2\text{O}$ .

Согласно модели, «тетраэдрически» заряженная (два отрицательных и два положительных полюса) молекула воды встраивается в каркас кварца между дефектными тетраэдрами: двумя  $[\text{SiO}_3]$ , имеющими недостаток отрицательного заряда, т. е. положительно заряженными, с одной стороны, и двумя  $[\text{Me}^{3+}\text{O}_4](\text{Me}^{3+} - \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+} \text{ и др.})$  с недостатком положительного заряда — с другой (см. рисунок, а). В решетке кварца молекула воды удерживается слабыми электрическими связями между дефектными кремне-металлоокислородными тетраэдрами, которыми обеспечивается трехмерный периодический континуум кристаллической структуры силиката или алюмосиликата (см. рисунок, б). Значительная часть такой воды входит в состав примесных неоднородностей размерами от десятков ангстрем до долей микрона. Эти дефекты имеют ростовую природу, т. е. представляют собой комплексы («аквакомплексы») и их сегрегаты, захваченные кристаллом из минералообразующей среды в процессе его роста и вследствие этого содержащие генетическую информацию. (Ниже будет приведен пример использования этой информации для выяснения механизма рудоотложения в гидротермальном жильном кварце.)

Применение рассмотренных выше методологических принципов при расшифровке ранее неизвестных сложных дефектов позволило получить новые данные о механизмах реакций субсолидусных превращений в силикатах<sup>6</sup>. По традиционным представлениям, фазовые преобразования осуществляются независимыми движениями катионов, в результате которых происходит их разделение и упорядочение, чему соответствуют микроструктуры распада и домены упорядочения. При этом считается, что разные катионы участвуют в каком-либо одном типе микродвижений в матрице. Новая идея о кооперативном характере процессов разделения и упорядочения, в которых одновременно участвуют весь ансамбль катионов и частично анионы кислорода, впервые появилась в работах Г.-Р. Венка<sup>7</sup>, посвященных изучению дефектов в плагиоклазах состава лабрадор — битовнит из метаморфических комплексов.

Опыт исследования плагиоклазов из интрузивных пород, клинопироксенов из эклогитоподобных, эклогитов и гранат-

<sup>6</sup> См.: Stenina N. G., Shatsky V. S. Crystal chemistry of phase transitions in omphacites from eclogites of Northern Kazakhstan (USSR) // Abstracts for the Symposia and Poster Session of XIV General Meeting of the IMA 13—18 July, 1986. Stanford, California, USA, 1986.

<sup>7</sup> См.: Wenk H.-R., Nakajima Y. Structure, formation and decomposition of APB's in calcic plagioclase // Phys. and Chem. Minerals. 1980. V. 6.

пироксенитовых пород показал, что предложенный Венком механизм является общим для реакций субсолидусных превращений в силикатах, в то время как независимые процессы разделения и упорядочения катионов следует рассматривать как частные случаи кооперативных микродвижений ансамбля взаимосвязанных атомов решетки. Они реализуются при условиях большой подвижности катионов (высокие температуры) либо низкой вязкости твердого раствора силикатов.

В чем же заключается рассмотренный механизм взаимосвязанных микроперемещений ансамбля ионов решетки, обусловленных необходимостью понижения свободной энергии твердого раствора? Интерпретация соответствующих специфических дефектов — модулированных структур — на основе комплекса данных ПЭМ, особенно высокоразрешающей, данных о химическом составе, оптических, петрологических свойствах, позволяет сделать вывод, что фазовое превращение твердого раствора силиката происходит в этом случае с помощью механизма несоизмерных фаз. Последние являются частным случаем квазикристаллов, представляющих собой фундаментальное открытие современной кристаллографии, сделанное в 1984 г.<sup>8</sup>

**Решение петрогенетических задач на основе данных ПЭМ.** Ранее мы уже приводили конкретные примеры таких задач<sup>9</sup>. Это задачи, связанные с выявлением однородности-неоднородности минералов, выяснением природы газовой-жидких включений, механизма рудного метасоматоза, геологической истории пород. В рамках их решения установлено, что дефекты структуры минералов являются типоморфными признаками. Например, новые типы сложных ламелей в плагиоклазах и клинопироксенах представляют собой индикаторы плутонической и метаморфической стадий в развитии интрузивных и эклогитоподобных пород. В последнее время нами были проведены исследования механизма концентрации рудных элементов в гидротермальном жильном кварце<sup>10</sup> и генезиса эклогитов<sup>11</sup>.

<sup>8</sup> См.: Schechtman D., Blech I., Gratias D., Cahn J. W. Metallic phase with long-range orientational order and no translational symmetry // Phys. Rev. Lett. 1984. V. 53, N 20.

<sup>9</sup> См.: Стенина Н. Г. Просвечивающая электронная микроскопия...

<sup>10</sup> См.: Стенина Н. Г., Сотников В. И., Королюк В. Н., Ковалева Л. Т. Микроструктурные особенности гидротермального жильного кварца как показатель его рудоносности // Геохимия. 1988. № 5.

<sup>11</sup> См.: Стенина Н. Г., Шацкий В. С. Изучение фазовых превращений в пироксенах из эклогитов Кокчетавского массива // Минерал. курн. В печати.

На основании новых представлений о вхождении молекулярной воды в структуру кварца (см. рисунок) и ростовой природе этих дефектов было сделано предположение, что рудоносные и нерудоносные гидротермальные кварцы должны принципиально различаться по характеру связывания воды в их решетке. В рудоносном кварце значительная часть воды должна быть связана в структуре согласно предложенной модели, а в нерудоносном она, видимо, находится в свободном состоянии. Это предположение полностью подтвердилось данными, полученными с помощью ПЭМ. Рудоносный кварц имеет «напряженную» решетку, насыщенную примесными дефектами. Он быстро аморфизуется при электронном облучении, что, как было установлено<sup>12</sup>, является показателем наличия молекулярной  $H_2O$ , связанной в каркасе кварца с примесными катионами. Высокая плотность подобных дефектов дает основание определить такой кварц как «проторудный». Нерудоносный кварц имеет относительно низкую плотность примесных дефектов, но зато содержит большое количество водных микропор.

Различие изученных кварцев было установлено также методами ИК-спектроскопии и съемкой шлифов в характеристических лучах Fe и Mo, причем результаты, полученные с помощью всех трех методов, полностью согласуются друг с другом и служат практическими доказательствами адекватности предложенной модели вхождения молекулярной воды в структуру кварца с примесями металлов. На основании комплексного исследования гидротермального жильного кварца сформулирован критерий его рудоносности. Он заключается в наличии примесных водных дефектов (аквакомплексов и гель-дефектов), в которых молекулярная вода входит в каркас кварца между дефектными кремне- и металлокислородными тетраэдрами. Критерий рудоносности гидротермального жильного кварца может быть установлен одним из трех методов: ПЭМ, ИК-спектроскопией и съемкой в характеристических рентгеновских лучах.

Обобщая опыт изучения природных минералов, можно сделать вывод, что разработанные методологические, методические и теоретические принципы позволяют исследовать реакции твердофазовых превращений, являющиеся основой петрологии; строение реакционных зон с целью выяснения механизмов минерало- и пороодообразования; сложные дефекты как индикаторы определенных этапов геологических

---

<sup>12</sup> См.: *Степня Н. Г.* О формах вхождения воды в кристаллический кварц.

процессов; формы вхождения примесей в минералы для решения задач геохимии; деформационные структуры, обусловленные тектоникой пород.

**Исследования строения минералов и развитие фундаментальных наук.** Пока еще непродолжительный (менее двух десятков лет) опыт применения электронной микроскопии в минералогии, формирование и развитие на этой основе нового ее направления — электронной петрографии — показывают, что изучение реального строения минералов является стимулом развития не только геологических концепций и теорий, но и фундаментальных представлений о строении твердого вещества. Об уникальности минерала как природного объекта свидетельствует внимание к нему со стороны выдающихся ученых-кристаллографов — Е. С. Федорова, А. В. Шубникова, Н. В. Белова. Именно изучение минералов позволило сформулировать представления современной кристаллографии, начало которым положено фундаментальным открытием квазикристаллов.

Квазикристаллическое состояние вещества имеет запрещенную законами классической кристаллографии ось 5-го порядка, является упорядоченным, но не имеет рациональных трансляций. Впервые оно было получено в сплавах Al—Mg в результате ультразвуковой скорости их закалки<sup>13</sup>. Частным (одномерным) случаем квазикристаллов являются несоизмерные фазы, выявленные несколько лет назад как метастабильные промежуточные состояния при  $\alpha$  —  $\beta$ -переходе в кварце<sup>14</sup>, в области фазовых переходов в других веществах.

Открытие квазикристаллов было сделано благодаря применению современных методов ПЭМ, но до сих пор не утихают дискуссии о природе квазикристаллов. В качестве доказательства реальности кристаллического состояния с икосаэдрической осью симметрии в споре между авторами открытия<sup>15</sup> и нобелевским лауреатом, основателем порошковой рентгенографии Л. Полингом<sup>16</sup> приводится снимок пря-

<sup>13</sup> См.: Schechtman D., Blech I., Gratias D., Cahn J. W. Metallic phase...

<sup>14</sup> См.: Dolino G., Bachheimer J. P., Betge B. et. al. Incommensurate phase of quartz: III Study of the coexistence state between the incommensurate and  $\alpha$ — $\beta$  phases by neutron scattering and electron microscopy // J. Phys. 1984. V. 45.

<sup>15</sup> См.: Schechtman D., Blech I., Gratias D., Cahn J. W. Metallic phase...

<sup>16</sup> См.: Pauling L. The value of X-ray powder diffraction patterns and the structure of the manganese-aluminium alloys with apparent icosahedral symmetry // Powder Diffraction. 1986. V. 1, N 1.

мого разрешения пентагонального мотива структуры Al—Mg сплава. Сам факт такой дискуссии и его предмет — фундаментальное открытие нового явления квазикристаллов — прямо свидетельствуют о достижении с помощью метода ПЭМ качественно нового уровня в познании природы.

В публикациях о квазикристаллах, полученных в основном в сплавах, нередко высказываются предположения, что такое состояние должно реализоваться в природных минералах<sup>17</sup>. Данные Венка по плагиоклазам, исследованным с помощью ПЭМ<sup>18</sup>, наши наблюдения пироксенов и плагиоклазов указывают на то, что природные минералы твердых растворов силикатов — уникальный источник информации для изучения этой новой фундаментальной проблемы<sup>19</sup>.

Открытия квазикристалличности и несоразмерных фаз объясняют природу плагиоклазов с так называемыми переходными, или промежуточными, структурами, соответствующими областям распада Боггилда (An 50—70) и Хуттенлохера (An 70—90). По данным ПЭМ, в микроструктуре лабрадоров и битовнигов реализуются метастабильные состояния несоразмерных фаз. Наличие такого механизма фазовых превращений плагиоклазов подтверждается тем, что составы пластинок в этих сростаниях не отвечают каким-либо особым точкам на равновесной диаграмме, а просто показывают степень, до которой может дойти разделение фаз. «Замораживание» метастабильного состояния происходит вследствие сложной кинетики структурно-химических превращений. Особую роль в стабилизации несоразмерных фаз и квазикристаллического состояния играет алюминий.

Данные по химическим составам искусственных и природных кристаллов свидетельствуют о том, что алюминий способствует возникновению и стабилизации метастабильного квазикристаллического состояния в процессе фазовых превращений в сложных системах. При этом до сих пор рассматривались фазовые преобразования в поле температур. Изучение с помощью высокоразрешающей ПЭМ клинопироксенов со значительным содержанием Al — омфацитов и эклогитов — показало наличие в них модулированных структур (несоразмерных фаз), обусловленных переходами Al из тетраэдрических в октаэдрические позиции, и наоборот.

---

<sup>17</sup> См., например: Gratias D. Les quasi-cristaux // La Recherche. 1986. V. 17, N 178.

<sup>18</sup> См.: Wenk H.-R. Superstructure variation in metamorphic intermediate plagioklase // Am. Mineralogist. 1979. V. 64, N 1/2.

<sup>19</sup> См.: Стенина Н. Г. Несоразмерные фазы в минералах // Минерал. журн. В печати.

Так как это отвечает скачкам давления, то фазовые переходы в Al-содержащих силикатах в поле давлений также происходят в соответствии с механизмом несоизмерных фаз.

Отсюда следует интересный вывод. Модулированные структуры, отвечающие переходам  $Al^{IV} \rightleftharpoons Al^{VI}$  при изменениях давления, представляют собой волны иррациональных смещений ансамбля атомов сложной решетки алюмосиликатов. При этом свойства Al, образующего амфотерный гидрат окиси  $Al(OH)_3$ , изменяются от слабокислотных до слабоосновных, и наоборот. Учитывая наличие большого ряда природных соединений Sb и Te, можно предположить, что аналогичным образом (как и в соединениях Al—Si) меняются и свойства Sb, нижестоящего по диагонали амфотеров в Периодической системе элементов Д. И. Менделеева. Это означает, что химические свойства амфотерных элементов образуют слабое основание или слабую кислоту *меняются под влиянием иррациональных волн.*

Фундаментальные открытия современной кристаллографии, сами еще являющиеся предметом дискуссии, уже начали использоваться практически. Прямая зависимость между основным параметром модулированных структур  $\sigma$  и характером нагрева образца делает этот параметр информативным для восстановления термической истории минерала. В работах Г.-Р. Венка по изучению плагиоклазов<sup>20</sup> показано, что  $\sigma$  является индикатором степени метаморфизма пород. Открытие несоизмерных фаз в высокобарических омфацитах дает основание считать, что при наличии соответствующих модельных экспериментов параметр  $\sigma$  может быть использован в качестве градиента декомпрессии пород.

Квазикристаллическое состояние вещества, особенно часто реализующееся в природных минералах — алюмосиликатах, полностью объясняет особую роль и низкую подвижность алюминия в природных геохимических процессах (исследованию этих проблем посвящено много как уже ставших классическими, так и самых последних работ<sup>21</sup>). Изучение в свете новых концепций свойств элементов и их природных соединений в перспективе послужит фундаментальной основой для пересмотра многих геохимических представлений.

---

<sup>20</sup> См., например: Wenk H.-R. Superstructure variation...

<sup>21</sup> См.: Белов Н. В. О двух совершенных жидкостях // Физико-химическая механика и литофильность дисперсных систем. Киев, 1981; Коржковский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. М., 1955; Ревердатто В. В., Колобов В. Ю. Массоперенос при метаморфизме // Геол. и геофиз. 1987. № 3.

## ГЕОКИНЕМАТИКА, ИЛИ ГЕОМЕТРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Л. И. ЧЕТВЕРИКОВ, канд. геол.-мин. наук

При исследовании геологических тел и образований нередко обнаруживаются факты, необъяснимые с позиций существующих воззрений на генезис геологических объектов. Например, непонятно, почему все породные геологические тела в зависимости от масштаба, вещественного состава и генезиса имеют специфическое иерархическо-мозаичное строение, представляя собой иерархические системы. Почему геологические тела вытянутой первичной (т. е. ненарушенной) формы имеют анизотропную структуру, а тела изометрической формы — изотропную или концентрически зональную? И почему чем больше вытянутость, тем выше эта анизотропия? Говоря конкретнее, неясно, вследствие чего и у россыши, и у вытянутой гидротермальной жилы один и тот же тип анизотропии структуры, причем оси анизотропии в том и другом случае ориентированы одинаково по ширине и в обоих случаях — вдоль вытянутости данных геологических тел<sup>1</sup>. Непонятно также, в связи с чем, как показал П. Ф. Иванкин, «рудные колонны» разных полезных ископаемых, залегающие в различных по составу породах, имеют тем не менее близкую морфологию.

Перечень подобных фактов можно продолжить. Интересно, что все они касаются структуры и морфологии геологических образований и не затрагивают их вещественную сторону. Ответить на вопрос, чем обусловлены такого рода явления, исключительно с позиций вещественного, физико-химического подхода к генезису геологических объектов, как мы уже отмечали, невозможно. Это наводит на мысль: не упускается ли из виду еще какая-то сторона генезиса данных объектов, определяющая их морфоструктурные особенности?

По этому поводу В. И. Вернадский говорил: «...Есть одна область явлений, которая в сущности лежит в основе всего естествознания... Это пространственная *геометрическая* (выделено нами. — Л. Ч.) материальная основа всех земных материальных и энергетических проявлений...»<sup>2</sup> На наш взгляд, данное утверждение справедливо и по отношению к генезису геологических объектов. Следовательно, можно предполо-

<sup>1</sup> См.: Четвериков Л. И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых. Воронеж, 1968.

<sup>2</sup> Вернадский В. И. Химизм строения биосферы Земли и ее окружения. М., 1965. С. 159.

жить, что морфоструктурные особенности геологических объектов определяются именно *пространственной геометрической основой* их генезиса, или геометрией генезиса.

Особенность геометрии генезиса геологических объектов заключается в том, что она непосредственно не связана с вещественной, физико-химической стороной геологической среды и протекающих в ней генетических процессов. Эти объекты могут быть существенно разными и вместе с тем иметь одинаковую геометрию. Например, движение воды при образовании русловой россыпи и движение гидротермальных растворов при образовании жилы характеризуются одинаковой геометрией потока<sup>3</sup>. Точно так же разные по составу слоистые геологические среды могут иметь одну и ту же геометрию, к примеру «симметрию конуса» или «симметрию вектора»<sup>4</sup>.

Сказанное позволяет говорить о возможности выделения научного направления, изучающего геометрические основы геологических объектов (геологических структур, тел, явлений и образований) и геометрию их генезиса — геокинематики. Аппаратом геокинематики служит аналитический аппарат симметрии и диссимметрии, но не в традиционной кристаллографической их трактовке, а в трактовке П. Кюри<sup>5</sup>. «Я рассматриваю симметрию, — писал В. И. Вернадский, —... согласно П. Кюри, как состояние физико-химического пространства. Она отвечает природной геометрии. Только научным изучением симметрии можно выявить, какие геометрические пространственные состояния могут на Земле встречаться»<sup>6</sup>.

При таком толковании симметрии ею обладают не только геометрические фигуры, но и различные свойства геологических тел, структур и процессов. Для описания симметрий этих свойств больше всего подходит аппарат симметрий векторов и тензоров, разработанный А. В. Шубниковым для описания симметрий физических свойств. В данном случае под симметрией свойства геологического объекта «следует разуметь симметрию тех величин — векторов и тензоров, коими эти свойства описываются»<sup>7</sup>.

<sup>3</sup> См.: Шафрановский И. И. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1954. Ч. 83, вып. 3.

<sup>4</sup> См.: Четвериков Л. И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых.

<sup>5</sup> См.: Кюри П. Избр. тр. М., 1966.

<sup>6</sup> Вернадский В. И. Химизм строения биосферы Земли и ее окружения. С. 166.

<sup>7</sup> См.: Шубников А. В. Перспективы развития учения о симметрии: Кристаллография. М., 1951. С. 38.

Отсутствие строгой геометрической упорядоченности обуславливает необходимость статистического подхода к симметрии, когда приходится иметь дело с элементами симметрии, устанавливаемыми статистическим путем<sup>8</sup>, а также использования элементов «криволинейной симметрии», или «гомологии»<sup>9</sup>.

Целью геокинематики является определение характеристической симметрии геометрии генезиса. По Кюри, характеристическая симметрия есть максимальная симметрия, совместимая с существованием явления»<sup>10</sup>. Соотношения геометрий геологических причин и следствий в рамках геокинематики определяются согласно универсальному принципу симметрии П. Кюри, который в геокинематике реализуется в следующих основных положениях.

1. Симметрия геологического объекта соответствует характеристической симметрии геометрии его генезиса или одной из подгрупп последней. («...Когда некоторые причины производят некоторые действия, элементы симметрии причин должны обнаруживаться в этих произведенных действиях...»<sup>11</sup>)

2. В тех случаях, когда генезис геологического объекта определяется действием ряда генетических факторов, каждый из которых имеет свою геометрию, в характеристической симметрии генезиса сохраняются только те элементы, которые оказываются общими для геометрий всех факторов. («...При наложении нескольких явлений разной природы в одной и той же системе их дисимметрии складываются. Элементы симметрии системы остаются только те, которые являются общими для каждого явления, взятого отдельно...»<sup>12</sup>) Таким образом, характеристическая симметрия генезиса меньше или равна минимальной симметрии действовавших генетических факторов.

3. Комбинации генетических факторов разной геометрии (симметрии) могут давать одинаковые геометрии (характеристические симметрии) генезисов геологических объектов.

4. Генетические факторы разной природы могут иметь одну и ту же геометрию, т. е. характеризоваться одинаковыми элементами симметрии. Геологические объекты разной природы могут иметь одинаковые характеристические сим-

---

<sup>8</sup> См.: Шафрановский И. И. Группы симметрии в структурной петрологии // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. Ч. 85, вып. 4. С. 47.

<sup>9</sup> См.: Шафрановский И. И. Симметрия в природе. Л., 1985.

<sup>10</sup> Кюри П. Избр. тр. С. 101.

<sup>11</sup> Там же.

<sup>12</sup> Там же.

метрии, и наоборот, объекты одинаковой природы могут иметь разную геометрию их генезиса.

Эти четыре положения являются исходными теоретическими постулатами геокинематики. Во-первых, они определяют наличие конвергенции и дивергенции в геологии и объясняют природу их возникновения.

Во-вторых, приведенные постулаты указывают границы познавательных возможностей при изучении генезиса геологических объектов. Дело в том, что по симметрии геологического объекта можно судить только о характеристической симметрии, т. е. в целом о геометрии его генезиса. Однако знание геометрии генезиса и даже геометрии одного или нескольких генетических факторов само по себе не позволяет однозначно судить о геометрии остальных факторов данной генетической системы. Справедливость этого утверждения А. В. Шубников иллюстрирует следующим примером: «...Если нам известна симметрия деформированного кристалла и симметрия деформирующего напряжения, то по этим данным мы не можем решить, какую симметрию имел кристалл до деформации...»<sup>13</sup>

В-третьих, исходные постулаты геокинематики позволяют в идеале построить обобщенную теоретическую классификацию кинематик (геометрии) генезиса геологических объектов. Первые попытки в этом направлении для тел твердых полезных ископаемых были предприняты нами в 1968 г.<sup>14</sup>

В самом общем виде модель генезиса геологических объектов можно представить как действие геологических процессов в геологической среде. В данном случае геометрия генезиса будет слагаться из геометрии процессов и среды, в которой они протекают. Геометрия геологической среды определяется геометрией ее структуры, а последняя выражается симметрией своей анизотропии (или как частный случай — изотропией).

Рассмотрим с общетеоретических позиций возможные геометрии геологической среды. С точки зрения геокинематики геологическая среда интересна тем, что она может выступать и как генетический фактор, и как результат генезиса, выполняя разные геологические тела. Анализ показал, что в общем случае для геологической среды характерны три основных типа анизотропии: трехосная, двухосная и одноосная. Оси анизотропии могут быть и прямолинейными, и

<sup>13</sup> Шубников А. В. О работах П. Кюри в области симметрии // Успехи физ. наук. 1956. Т. IX, вып. 4. С. 601.

<sup>14</sup> См.: Четвериков Л. И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых.

криволинейными. В большинстве своем они или взаимоперпендикулярны, или взаимоортогональны. Отдельно взятая ось анизотропии может иметь симметрию либо вектора, либо тензора. Различные комбинации осей анизотропии, имеющих разную симметрию, позволяют установить все теоретически возможные варианты симметрий анизотропии геологической структуры и, следовательно, геометрий геологической среды: от лишенной элементов симметрии до имеющей симметрию шара.

С геометрией геологических процессов, включая и геометрию физических сил, действовавших в этих процессах, дело обстоит сложнее, и данная проблема геокинематики еще требует особого изучения. Нередко геометрии процессов и физических сил взаимно согласуются, как, например, в случае образования рудных колонн, когда подобные геометрии представляют собой вертикально направленный полярный вектор, чем и обуславливают морфологическую схожесть названных геологических объектов. В этом отношении большой интерес представляет специальный анализ геодинамики.

Точно так же не совсем ясно, как происходит наложение геометрий отдельных генетических факторов в рамках генетической системы. Это является второй проблемой геокинематики, которую еще только предстоит решить. Пока можно лишь констатировать, что в большинстве случаев направления действия геологических процессов согласуются с направлениями (осями) анизотропии геологической среды.

Как ни странно, значительно проще дело обстоит с теоретически возможными группами характеристической симметрии геометрии генезиса. Для их определения достаточно принять в качестве исходного еще одно, пятое положение геокинематики, включающее следующие три момента:

а) геологическая среда как существовала в прошлом и выступала в качестве генетического фактора, так и существует в настоящем и выступает в качестве уже геологического объекта. В том и другом случае она имеет одинаковые теоретически возможные варианты групп симметрии своей геометрии;

б) наложение на геометрию геологической среды геометрий генетических процессов, происходящее в процессе генезиса геологического объекта, не может согласно второму положению увеличить симметрию вновь возникающей геологической среды;

в) теоретически возможные варианты симметрии геометрии геологической среды фактически отражают возможные в природе группы характеристической симметрии генезиса

геологических объектов (таких групп оказывается всего семь: первая имеет элементы симметрии шара, вторая — цилиндра, третья — конуса, четвертая — «кирпичика», пятая — две плоскости симметрии и ось симметрии второго порядка, шестая — только одну плоскость симметрии, в седьмой группе элементы симметрии отсутствуют).

Геометрия генезиса не сказывается на вещественном составе геологических тел. Она влияет на внутреннюю структуру и на основную первичную форму этих тел и обуславливает наличие связи между ними. Эта связь выражается в строго определенной ориентировке направлений (осей) анизотропии структуры относительно внешней формы тела <sup>15</sup>, чем и объясняются многие, в том числе упомянутые в начале статьи, факты.

Теперь попытаемся выяснить с позиций геокинематики, почему подавляющее большинство геологических объектов имеют иерархическо-мозаичное строение. Ответ на этот вопрос дает анализ общего характера геометрии генезиса <sup>16</sup>, суть которого заключается в следующем.

Геометрия генезиса геологических объектов имеет каскадно-турбулентный характер, т. е. представляет собой как бы единый во времени и в пространстве «каскад» (своего рода иерархическую систему) неких «вихрей» все более мелкого порядка. Так, на фоне общего направления процесса формирования геологического объекта, охватившего геологическую среду в целом, имели место частные отклонения — отдельные, локально возникавшие вихри. В свою очередь, каждый из этих вихрей первого порядка представлял собой сочетание вихрей второго порядка, т. е. еще более локальных, местных отклонений в течении данного процесса. И так далее.

Подобная генетическая иерархическая система обусловила появление внутренней неоднородности геологических объектов на разных уровнях их строения. В каскаде вихри первого порядка создавали наиболее крупную «мозаику», отвечающую первому структурному уровню в строении данных объектов. Вихри наиболее низкого порядка, действуя на незначительной части пространства, приводили к возникновению неоднородности на наиболее глубоком уровне петроструктуры.

---

<sup>15</sup> См.: Четвериков Л. И. Теоретические основы разведки недр. М., 1984.

<sup>16</sup> Подробнее см.: Четвериков Л. И. Логическая модель формирования тел полезных ископаемых // Динамические модели физической геохимии. Новосибирск, 1981.

Таким образом, наличие иерархического строения и «мозаичности» в пространственном размещении геологических элементов на том или ином структурном уровне, определяющих геометрический рисунок геологической структуры, является отражением каскадности и турбулентности общего характера геометрии генезиса. Чем существеннее различаются элементы неоднородности в пределах одного структурного уровня, тем очевиднее, контрастнее были различия в генезисе в местах проявления отдельных вихрей соответствующего порядка. Каскадно-турбулентный характер является следствием иерархической системы комплексов генетических факторов, действие которых приводило к образованию элементов неоднородности на том или ином уровне строения геологического объекта. Комплекс представляет собой группу одинаковых по масштабу действия факторов, имеющих место в процессе формирования геологической структуры в пределах одного пространственно-временного континуума.

На каждом этапе формирования геологического объекта в замкнутом пространстве действовала своя иерархическая система комплексов генетических факторов. Так, можно выделить этапы осадконакопления, диагенеза, метаморфизма, складчатости, гидротермальный и др. Если формирование осуществлялось в несколько этапов, то на каждом последующем геологическая структура все более усложнялась, на «мозаику» одного этапа накладывалась «мозаика» других. Последовательное усложнение структур происходило в основном за счет увеличения числа, разнообразия и контрастности элементов неоднородности, а также неравномерности их размещения в рамках отдельных структурных уровней.

Проиллюстрируем все сказанное выше на примере вулкана центрального типа. Характеристическая симметрия геометрии генезиса вулкана соответствует симметрии конуса или полярного вектора. Она складывается из геометрии движения вверх вулканического материала и геометрии силы тяжести. В том и другом случае имеет место симметрия двух противоположно направленных векторов. В связи с этим симметрия как самой вулканической постройки, так и анизотропии ее геологической структуры отвечает третьей группе симметрии конуса —  $L_n hP$ . Вместе с тем очевидно, что процесс формирования вулкана носил каскадно-турбулентный характер: периоды извержения сменялись паузами и каждое извержение в чем-то отличалось от других.

Выделим какой-либо элемент неоднородности вулканической постройки, например крупный туфолоавовый поток. Его образование обусловлено своим комплексом генетических

факторов более мелкого масштаба. Геометрия генезиса данного геологического объекта определялась уже тремя векторами: направленным вверх поступлением материала, силой тяжести и направленным движением материала по склону вулкана (геометрия типа «потока»). Характеристической симметрией генезиса этого потока была одна плоскость симметрии (шестая группа), если все три вектора лежали в одной плоскости, и криволинейная плоскость симметрии, если поток менял направления движения. Эта симметрия соответствует как общей первичной форме потока, так и его внутренней структуре.

Очевидно, что подобный геокинематический анализ можно продолжить, выделив, например, в качестве объекта изучения какой-либо геологический элемент структуры уже туфолоавового потока. Понятно, что на этом уровне действовал свой комплекс генетических факторов со своей геометрией и характеристической симметрией геометрии генезиса.

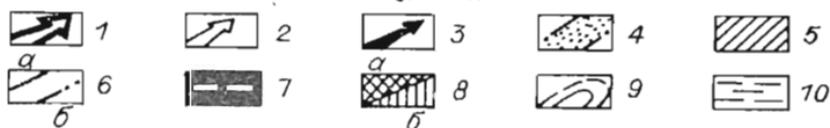
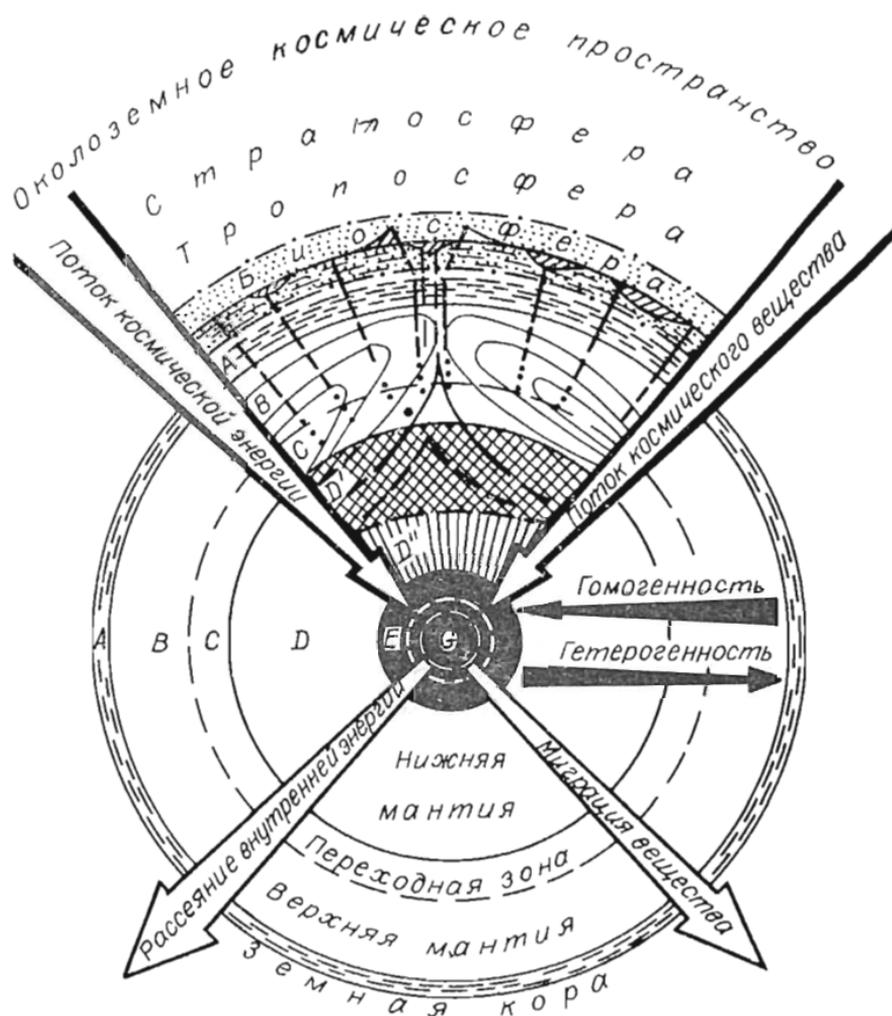
Геокинематический анализ геометрии генезиса геологического объекта начинается с определения того, что служило геологической средой в процессе генезиса. Вопрос этот далеко не всегда оказывается простым. В рассмотренном только что случае в качестве геологической среды выступало воздушное пространство на земной поверхности. С геологической точки зрения данная среда однородна, изотропна и обладает максимально возможной симметрией шара. Поэтому не она определяла характеристические симметрии геометрии генезиса вулкана и покрова.

## МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕТРОСПЕКТИВНОГО АНАЛИЗА РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

*Л. К. АЛЕКСЕЕВА, канд. геол.-мин. наук*

Достижением геологии последних десятилетий следует признать формирование и развитие концепции уровней организации геологических объектов. Эта концепция создает основу и для изучения геологической эволюции Земли<sup>1</sup>,

<sup>1</sup> См.: Алексеева Л. К. Роль геотектонических гипотез в становлении общей теории Земли // Вестн. АН КазССР. 1986. № 16; Она же. Материалистическая диалектика и проблемы современной геологии // Геол. журн. 1987. № 4; Забродин В. Ю., Кулындышев В. А., Соловьев В. А. Иерархия геологических тел — теоретическая основа геологии // Иерархия геологических тел. Хабаровск, 1978; Косыгин Ю. А. Тектоника. М., 1983; Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М., 1978; Он же. К вопросу о геологическом регионализме и историзме //



Структурная модель Земли.

А — земная кора; В — верхняя мантия; С — переходная зона; D' — D'' — нижняя мантия; E, F, G — ядро. 1—3 — направления: 1 — потоков космической энергии и вещества, 2 — рассеяния внутренней энергии и миграции эндогенного вещества (тепломассообмен), 3 — увеличения относительной гомогенности и гетерогенности субстрата; 4 — биосфера, 5 — гидросфера, 6 — глубинные разломы коровые (а) и подкоровые (б); 7—10 — условные уровни вещественно-структурной гетерогенности Земли: 7 — химической неоднородности (на уровне ионов и элементарных частиц), 8 — горно-породной (а) и минеральной (б) неоднородности (от химических соединений до минералов), 9 — вещественно-структурной неоднородности, геосферной расслоенности (от минеральных до формационных элементов), 10 — коровой неоднородности (от формационной до геосферной) со сложно-блоковой расслоенностью.

тем более что она согласуется с концентрацией геологической формы движения материи <sup>2</sup>.

Признание уровневого строения Земли послужило теоретической основой предлагаемой системно-структурной ее модели (см. рисунок). Эта сферическая модель, построенная на основе известной геофизической структурной модели Гуттенберга — Буллена и дополненная указанием на экзогенные и эндогенные факторы геологического развития, отражает специфику вещественно-структурных взаимодействий, характер проявления и взаимосвязь форм движения материи на различных уровнях развития материального мира.

Широко распространенная сейсмическая модель Гуттенберга — Буллена показывает общую вертикальную расслоенность Земли. Представления об оболочечном, геосферном строении Земли лежат в основе практически всех современных гипотез и теорий. Из анализа разных типов структурных моделей Земли <sup>3</sup> видно, что различия между ними заключаются в понимании характера и природы слоистости в структуре Земли и ее коры, которое, в свою очередь, определяется тем, с каких позиций интерпретируется данное явление — геофизических, петрологических или геохимических. Использование разных подходов приводит к тому, что обнаруживаются неопределенность и пересечение понятий: понятия базальтового и гранитного слоя нередко отождествляются соответственно с понятиями океанической и континентальной коры, так как последняя под океанами имеет сходный вещественный состав с базальтами, а на континентах — с гранитами. Однако, если отвлечься от терминологических споров, очевидная условность такого отождествления в принципе не мешает развитию ретроспективных представлений об эволюции Земли. Это следует иметь в виду, поскольку нет возможности провести границу корреляции между геофизическими (сейсмическими) и петрографическими (или геохимическими) признаками в пределах выделяемых по сейсмическим данным слоев или вдоль разделяющих их поверхностей.

Как бы то ни было, всеми признается слоистое строение земных глубин. О слоистой структуре континентов и океанов неоднократно говорилось в работах Ю. А. Косыгина,

---

Развитие идей и методов в геологии. М., 1986; Трофимук А. А., Каро-годин Ю. Н., Мовшович Э. Б. Пути совершенствования понятийной базы геологии нефти и газа // Геол. и геофиз. 1983. № 6.

<sup>2</sup> См.: Кедров Б. М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. М., 1967.

<sup>3</sup> См.: Вотах О. А. Введение в геотектонику. Новосибирск, 1985.

В. Е. Хаина, В. А. Соловьева, О. А. Вотаха и других исследователей. Известны модели однослойные (А. Мохоровичич), двухслойные (В. Конрад и Г. Джеффрис), многослойные (Г. А. Гамбургер, Л. К. Алексеева), ступенчато-слоистые (Г. Н. Щерба, Павленкова, О. А. Вотах).

В меньшей мере учитывается другое, не менее важное, чем слоистость, глобальное свойство Земли — ее блоковость в верхних частях, в земной коре. Возникновение этого глобального структурного свойства планеты связано с определенным периодом в ее развитии, когда появилась возможность обособления твердой оболочки, в пределах которой под влиянием космических причин периодически стали закладываться глубокие расколы различного порядка <sup>4</sup>, вызывающие к жизни мощные процессы магматизма, метаморфизма, метасоматоза и рудогенеза. Расколы разбивали земную кору на разнопорядковые и разноглубинные блоки, пространственное положение которых со временем менялось <sup>5</sup>.

Относительная роль процессов, определяющих изменения в структуре Земли, была неодинаковой в различные исторические периоды развития планеты. Так, увеличение роли вертикальных движений (образования блоков) в строении Земли приходится на средний — верхний палеозой. В мезозое увеличилась роль горизонтальных перемещений. Последнее, а также снижение влияния на коровые преобразования базальтоидного магматизма и повышение — гранитоидного привели к усложнению ранее сформированной слоистой блоковой структуры земной коры.

Многослойная структура коры формировалась в результате взаимодействия двух функционально противоположных структур: глубинных подвижных зон и заключенных между ними жестких блоков <sup>6</sup>. Поэтому справедливо утверждение О. А. Вотаха, что, для того чтобы глобальные структурные модели были более общими, необходимо учитывать не только вертикальные (слоистость), но и горизонтальные (блоковость) неоднородности. Только при таком условии можно создать общую глобальную структурную модель Земли, которая «могла бы удовлетворять потребности не только

<sup>4</sup> См.: Алексеева Л. К. Кораобразующие структуры и эндогенные геологические формации. М., 1986; Тяпкин К. Ф. О роли «внутренних» и «внешних» сил Земли в процессе тектогенеза // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 3. Щерба Г. Н. Геотектогены и рудные пояса. Алма-Ата, 1971.

<sup>5</sup> См.: Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. М., 1984.

<sup>6</sup> См.: Алексеева Л. К. Многослойная структура земной коры: новый подход к построению модели развития // Вестн. АН КазССР, 1981. № 11.

глобальной сейсмологии, но и других наук — геотектоники, геофизики, геохимии, физики планет и т. п., так как она могла бы служить общей глобальной структурной основой для интерпретации всех знаний, полученных в науках о Земле»<sup>7</sup>.

Предлагаемая структурно-системная модель Земли является блоково-сферической. Отражение в модели факторов причинности развития планеты делает ее ретроспективной, характеризующей структурную организацию Земли на разных уровнях: геоструктурном, глобальном, планетарном. Это позволяет связать воедино причины и следствия всех корообразующих процессов, материализованных в иерархически взаимосвязанных слоях и блоках Земли и ее коры.

Мировоззренческое значение такого подхода тесно связано с представлениями о существовании многомерных пространственно-временных отношений в геологической системе «Земля» на всех ее иерархических уровнях, характеризующихся взаимопроникновениями и взаимопересечениями, которые обусловлены полииерархической организацией и диахронностью развития<sup>8</sup>. Подход этот можно назвать геоническим. Он учитывает в историческом аспекте специфику развития планеты как космически-планетарного тела со всеми видами изменяющихся во времени взаимодействий как внутри, так и на поверхности планеты.

Поскольку жизнь и эволюция любой природной саморазвивающейся системы определяются внешними условиями и это непреложный закон развития материи, то вполне очевидно, что основным источником тектогенеза является реакция Земли на космические воздействия<sup>9</sup>. Именно они активизируют внутренние силы Земли, которые становятся источником ее *саморазвития* как следствия внешних и внутренних взаимодействий космически-планетарного типа. Внешние, космические причины определяют цикличность и направленность процессов земной эволюции, внутренние — специфику и характер вещественно-структурной дифференциации в теле планеты. Результаты этих взаимодействий материализованы в современных геосферах, слоях и блоках земной коры, геологических телах и формациях. Как отмечает К. Ф. Тяпкин, важно учитывать, что «реагировать на внешние поля должна вся оболочка ядра, состоящая из мантии и коры. Но поскольку толщина коры по сравнению с мантией несоиз-

<sup>7</sup> Вотях О. А. Введение в геотектонику. С. 154.

<sup>8</sup> См.: Круть И. В. К вопросу о геологическом регионализме и историзме.

<sup>9</sup> См.: Алексеева Л. К. Корообразующие структуры...; Щерба Г. Н. Геотектогены и рудные пояса.

меримо мала, основная реакция должна восприниматься именно мантией (или верхней мантией)<sup>10</sup>.

Какова роль самой земной коры, подвергающейся на протяжении всего развития Земли многочисленным превращением и преобразованиям? Она проявляется в том, что конечный результат преобразований — переход земной коры на новый качественный уровень — каждый раз зависит от степени ее зрелости к моменту очередной активизации эндогенных процессов, тепломассообмена. В этом проявляется основная закономерность развития, заключающаяся в том, что возможность становления и развития последующей формы создается в рамках предшествующей. Иными словами, результат коровых преобразований каждый раз зависит от уровня предшествующей физико-химической дифференциации Земли и земной коры<sup>11</sup>.

Другим существенным фактором, влияющим на характер и степень вещественно-структурной дифференцированности геологической материи в пределах основных глобальных структур планеты — континентов и океанов, являются процессы в качественно отличающихся по внутреннему состоянию сегментах мантии, над которыми эти структуры расположены<sup>12</sup>.

Законом геологического развития, отражающим его внутреннюю глубинную сущность, является своего рода «универсальная» направленность, которая наблюдается каждый раз, начиная с образования исходной протокры (исходного субстрата), т. е. с уровня предшествующей физико-химической дифференциации Земли. Заключается она в закономерной повторяемости (цикличности) процессов нарушения вещественно-структурной однородности исходной коры и перехода ее на новый уровень сложности<sup>13</sup>. В этом проявляется истинный историзм формирования земной коры и всех происходящих в ней геологических процессов: направленная, периодическая возникающая активизация глубинных эндогенных процессов каждый раз приводит к возникновению нового, качественно более совершенного корового субстрата.

Методологически важно и то, как мы представляем себе развитие коры: как процесс последовательного наращивания и последовательного изменения ее состава и структуры в ре-

---

<sup>10</sup> Тяпкин К. Ф. О роли «внутренних» и «внешних» сил Земли... С. 7.

<sup>11</sup> См.: Алексеева Л. К. Многослойная структура земной коры...

<sup>12</sup> См.: Вотях О. А. Введение в геотектонику.

<sup>13</sup> См.: Алексеева Л. К. Коровобразующие структуры...

зультате дифференциации исходного корового субстрата или как процесс одновременно, параллельно происходящих вещественно-структурного расслоения и роста изначально существующих разносоставных типов кор.

Можно согласиться с В. Н. Комаровым, что первичная дифференциация земной материи на гипотетическую протокору и ядро осуществлялась как единый процесс дифференциации протопланетной материи<sup>14</sup>. Однако мы вправе предполагать последовательный во времени процесс *преобразования* вещества земной коры от базальтового через промежуточный диоритовый к гранитному. Этот своего рода гомодромный процесс преобразования вещества земной коры, связанный с последовательной и направленной коровой эволюцией, приводил к образованию на определенных этапах развития коры корового субстрата различного вещественного состава, приближающегося к базальтовому, диоритовому и гранитному. Более четкая вещественно-структурная расслоенность земной коры со временем затухивалась более поздними, наложенными процессами вещественно-структурных преобразований.

Такая последовательность в развитии земной коры имеет достаточные основания<sup>15</sup>. Она отвечает общему геогенетическому закону<sup>16</sup>, однонаправленности развития во всех масштабах геоэволюции (от мегацикла до стадии тектономагматического цикла) в плане изменения состава (от основного к кислому) и общего усложнения структур (от крупных лигементов земной коры до геологических тел высоких порядков).

Возвращаясь к ретроспективной модели Земли, следует особо подчеркнуть то немаловажное обстоятельство, что характер природных взаимодействий на различных структурных уровнях Земли специфичен и неодинаков. Взаимодействия на уровне ионов и элементарных частиц в ядре последовательно, через химические и минеральные взаимодействия в нижней мантии, сменяются горно-породными, геосферными и формационными в верхней мантии и коре. Эти взаимодействия определяют уровни вещественно-структурной гетерогенности Земли: химическая неоднородность ядра переходит в минерально-горно-породную периодичность мантии

---

<sup>14</sup> См.: Комаров В. Н. Философские вопросы науки о Земле: методологические аспекты геологических проблем. Казань, 1974.

<sup>15</sup> См., например: Соловьев В. А. Тектоника континентов: систематизация понятий и упорядочение терминологии. Хабаровск, 1975.

<sup>16</sup> См.: Рундквист Д. В., Девисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзовые месторождения: онтогенез и филогенез. М., 1976.

и горно-породную — формационно-геосферную, сложно-блоковую гетерогенность земной коры.

Все виды взаимодействий осуществляются практически синхронно, что отражает не только диалектическую взаимосвязь различных форм движения материи, но и их закономерную и диалектически обусловленную системную взаимосвязь. В этом заключается диалектика развития, поскольку взаимодействия и движения являются формой существования материи.

Анализ с позиций системно-исторического подхода геологических факторов, определяющих историческое развитие Земли, показывает не только относительность проявления основных системообразующих факторов, но и их эволюцию во времени. Это касается как астрономических (внешних), так и внутрипланетарных (внутренних) факторов: действие каждого из них, а также различных их сочетаний в разные геологические эпохи различно и приводит к различным результатам. Причины становятся следствиями, следствия — причинами.

Применение системно-исторического подхода подготавливает рождение новой парадигмы, которая «будет учитывать связи Земля — Космос, а также придаст должное значение не только механическим перемещениям внутреннего вещества, но и химическим превращениям»<sup>17</sup> в теле Земли на всех исторических этапах ее эволюции.

## ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРИНЦИПОВ СИММЕТРИИ И РАЗВИТИЯ В НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

*С. В. ДОБРОХВАЛОВ, канд. филос. наук*

Попытаемся обосновать положение о том, что симметрия проявляется в инвариантности законов развития на разных структурных уровнях системной организации и соответственно в инвариантности преобразований пространственно-временных отношений. В основе решения этой задачи лежит представление о всеобщности принципа симметрии, — как в плане структурной организации материальных объектов, так и в плане преемственности их развития.

Рассматривая развитие как закономерную смену качественных состояний систем, как переход от одних систем к другим, можно увидеть, что оно связано с определенными изме-

<sup>17</sup> См.: Хаин В. Е. Теоретическая геология в перспективе ближайшего десятилетия // Будущее геологической науки. М., 1985.

нениями симметрии. Это означает, что пространственная симметрия является одним из важных критериев развития.

Существование специфических пространств можно раскрыть через различные проявления симметрии в природе. Например, симметрия кристаллов существенно отличается от симметрии, царящей в органическом мире, что наглядно показано в работах Ю. В. Вульфа, М. Ф. Егера, а затем А. В. Шубникова, Н. В. Белова и других исследователей<sup>1</sup>. Английский геометр Ф. Бахман также утверждает, что в основе геометрии любого пространства лежит тот или иной вид симметрии, в свою очередь основанный на определенном типе равенства<sup>2</sup>.

В плане реализации идеи В. И. Вернадского о существовании геологического пространства-времени в науках о Земле разработаны теоретические модели геологического пространства, имеющие эвристическое значение для геологической теории. Самой первой попыткой построения модели геологического пространства было составление геологических и географических карт, представляющих собой двумерную проекцию реального пространства. Границами на таких картах служат линии, соединяющие точки пространства с одинаковыми свойствами. И уже на основе этих карт геологи выявляют закономерности структур геологических объектов разного масштаба, равно как и присущих им свойств. Так, еще в 1914 г. Дж. Грегори обратил внимание на симметрию глобальных структур земной коры<sup>3</sup>.

Закономерное расположение тектонических структур первого порядка наталкивало многих физиков, кристаллографов и геологов на мысль о возможности сравнения симметрии Земли и симметрии кристалла (П. Кюри), тетраэдра, вершинами которого являются Альпы в Европе, Скалистые горы в Северной Америке и южный полюс (Ш. Лаллеман, А. Лаприн, Э. Фай), пентагонального додекаэдра (Д. Грин, Ж. Эли де Бомон и др.). Б. Л. Личков выдвинул гипотезу о том, что в процессе перехода от угловатой формы астероида, каковой, по его мнению, была первоначальная форма Земли, к сфероидной наша планета прошла стадию симметричной формы и до нас дошли реликты промежуточных состояний этой симметрии<sup>4</sup>.

<sup>1</sup> См., например: Вульф Ю. В. Симметрия и ее проявления в природе. М., 1919.

<sup>2</sup> См.: Бахман Ф. Построение геометрии на основе понятия симметрии. М., 1969.

<sup>3</sup> См.: Грегори Дж. Образование Земли. Спб., 1914.

<sup>4</sup> См.: Личков Б. Л. К основам современной теории Земли. Л., 1965.

В основе решения вопроса о происхождении, эволюции и строепии нашей планеты лежат представления о симметрии и диссимметрии материков и океанов; об изостазии как механизме симметрии; о существовании тангенциального перемещения материков.

В неорганической природе на любом структурном уровне ее организации симметрия представляет собой форму упорядоченности элементов в целостных структурах систем. Различие таких форм и проявляется в специфических пространственных структурах. Все формы относительного уравновешивания в процессе развития имеют тенденцию к усложнению, когда симметрия сочетается с диссимметрией, и к переходу от одних специфических пространственных групп симметрии к другим.

В соответствии с усложнением структурной организации материальных объектов природы в ходе ее развития изменяются и формы симметрии. Усложнение форм симметрии означает понижение ее классического уровня, т. е. уровня, присущего кристаллам. Поэтому усложнение симметрии в процессе развития материального мира означает переход к пространственным структурам, обладающим большей степенью неоднородности и анизотропии. Полностью однородного и изотропного пространства (абсолютное ньютоновское пространство) реально не существует. Следовательно, противопоставление симметрии и диссимметрии допустимо не как абсолютное, а как относительное. Абсолютизация диссимметрии может означать лишь отсутствие упорядоченности. Но такого в природе не встречается, как нет в ней и полной симметрии. Реально существуют только пространства, обладающие определенной степенью однородности и изотропности, выраженной через тот или иной вид симметрии. При этом симметрия всегда осложнена диссимметрией и переход от одного пространства к другому всегда сопровождается определенным изменением их соотношения.

Развитие неорганической природы (качественные преобразования земной коры и планеты в целом на протяжении всей истории ее существования) представляет собой направленный интерес, необратимый во времени. Элементарные ячейки геологической системы (минералы) также не остаются неизменными. Одним из критериев эволюции минералов является изменение их структуры, а значит, и симметрии (закон Грота — Федорова). Установлено, что чем проще химический состав минерала, тем выше его кристаллическая симметрия. Исходя из этого понижение кристаллической (классической) симметрии свидетельствует об эволюционном усложнении структуры минеральных образований.

В последние годы в геологии была проведена большая работа по учету статистических закономерностей в распределении минералов в земной коре. Оказалось, что усложнение симметрии подтверждается данными о последовательности максимального проявления эндогенных минералов с той или иной симметрией в разновозрастных породах земной коры. Чем древнее породы, тем выше в них содержание эндогенных минералов с высокой симметрией, и наоборот, в молодых породах преимущественно распространены эндогенные минералы с низкой симметрией (в классическом понимании). Подсчет минералов по категориям сингоний дает картину их статистического распределения в земной коре: налицо преобладание минералов со сложным химическим составом и низкой симметрией.

И. И. Шафрановский также отмечает, что «в общем процессе геологического развития происходит закономерное понижение симметрии минералов. Об этом можно уверенно говорить при рассмотрении двух масштабов эволюции: от формации к формации и от серии к серии; в двух более мелких масштабах времени — при образовании породы и внутри формации — эволюция увеличивается, но гораздо менее определенно»<sup>5</sup>.

В то же время данные исторической минералогии свидетельствуют об изменениях симметрии, направленных в сторону усложнения последней в процессе развития неорганической природы. Эти данные позволяют с достаточной степенью точности использовать принцип симметрии как один из критериев развития. Еще более наглядно изменение симметрии проявляется при переходе от неживой природы к живой. Здесь оно идет двумя путями. Изменение симметрии в живой природе, так же как и в неорганической, осуществляется как ее усложнение. Но главное изменение симметрии прослеживается в явлении энантиоморфизма. Для неживой природы характерно одинаковое количество правых и левых форм, в то время как в органическом мире доминирует какая-либо одна из таких форм. Эта закономерность проявляется не только в структуре биологических систем, но и в их морфологии.

Таким образом, усложнение симметрии материальных систем в развитии природы осуществляется через усиление значения диссимметрических образований, вплоть до проявления энантиоморфизма. Последнее ознаменовало собой

---

<sup>5</sup> Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., 1974. С. 142.

качественный скачок на пути усложнения и развития симметрии и одновременно переход к качественно новому состоянию пространства. Вместе с тем исследование развития симметрии материальных систем показывает существование определенной преемственности в усложнении различных структур пространства. Характер симметрии позволяет выявить не только их различие, но и единство.

Так, например, структура органических молекул усложняется по сравнению со структурой неорганических за счет увеличения количества одноименных радикалов. Качественное разнообразие химических элементов, наоборот, уменьшается при переходе от неживой природы к живой. Усложнение полимерных цепей приводит к сворачиванию их в спираль, что обеспечивает их устойчивость в процессе функционирования и необходимую для него химическую активность. Каждый вид белковых молекул имеет или правую, или левую, но для данного вида неизменную спираль. В неживой природе такой особенности не наблюдается.

Д. В. Наливкин, проанализировав обширный палеонтологический материал, доказал, что изменение симметрии в морфологии живых организмов сопровождается изгибанием элементов симметрии по сравнению с прямолинейными чертами симметрии неорганических форм. На основании этих представлений он разработал теорию криволинейной симметрии. Суть ее заключается в том, что элементы симметрии отражаются в кривой плоскости в отличие от отражения их только в прямой плоскости, характерного для классической симметрии<sup>6</sup>.

В. И. Вернадский, анализировавший данное свойство органической природы, выдвинул гипотезу, согласно которой живая природа имеет свое собственное пространство, не подчиняющееся геометрии Евклида и описываемое, вероятно, одной из неевклидовых геометрий<sup>7</sup>. Исследования в этой области еще не завершены. Однако уже сейчас можно с уверенностью сказать, что представлению о симметрии в таких исследованиях принадлежит ведущая роль.

Таким образом, открывается возможность использования принципа симметрии как одного из критериев развития, что приобретает особую актуальность при изучении неживой природы. До сих пор еще имеются пробелы в наших знаниях о ее развитии, особенно это касается неорганической при-

<sup>6</sup> См.: Наливкин Д. В. Криволинейная симметрия // Кристалл графия. Л., 1951.

<sup>7</sup> См.: Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Кн. 1: Пространство и время в неживой и живой природе. М., 1975.

ды и критериев ее развития. Результаты, полученные в области исследования отношений симметрии, дают возможность по-новому подойти к решению этих проблем.

Симметрия и асимметрия самого процесса развития проявляются в таких сторонах процесса, как устойчивость и изменчивость, цикличность и направленность, обратимость и необратимость. Взаимная корреляция циклов и развития материальных систем есть отражение динамической симметрии, основы которой были заложены П. Кюри. Характер цикличности процессов во многом определяет симметрию материальных структур.

Исследователям предстоит ответить на вопрос, обладает ли процесс развития свойством симметрии, и если да, то как выражается симметрия в структуре развития. Это подводит к обсуждению проблемы цикличности и направленности развития. Данный вопрос на протяжении всей истории развития науки обсуждался философами и естествоиспытателями. Интересна его постановка и в науках о Земле. Проблема геологических циклов начиная с конца XIX в. привлекает многих исследователей — ей посвятили свои работы И. И. Эйхвальд, Н. И. Андрусов, Г. П. Михайловский, А. Д. Архангельский, В. И. Вернадский, А. П. Карпинский, Д. В. Наливкин, Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Жемчужников, Н. М. Страхов, В. Е. Хаин, М. А. Усов, В. И. Попов, В. П. Казаринов, Г. А. Иванов, Н. В. Балуховский, Г. Ф. Лунгерсгаузен, П. П. Тамразян и др. Философские аспекты проблемы геологической цикличности, включая вопросы о роли цикличности в геологическом развитии, об иерархии циклов и их корреляциях, разрабатывались Е. А. Куражковской, В. И. Оноприенко, Е. А. Беляевым, Е. В. Молевичем и др.

Вопрос о корреляциях циклов можно решить, основываясь на принципе динамической симметрии П. Кюри, примененном уже не только к пространству, но и к структуре самого временного процесса, т. е. к структуре развития. В самом деле, если Земля представляет собой саморазвивающуюся систему, то симметрия элементов ее структур, сохраняя известный ее инвариант в циклических трансформациях (Н. Ф. Балуховский, С. Н. Бубнов, Л. И. Панкуль, Г. П. Семененко), не остается неизменной во времени, что проявляется в асимметрии цикличности (Е. Д. Сулидиндратьев, А. Д. Франк-Каменецкий). Поскольку Земля выступает и элементом космической системы, влияние последней на ее развитие будет весьма значительным. Более того, вероятно, на ранних стадиях формирования планеты симметрия космических процессов определяла симметрию

планетного тела. С некоторой ступени его развития начинают преобладать внутренние факторы этого процесса и под их влиянием начинает искажаться внешняя симметрия планеты. Данное положение согласуется и с гипотезой Б. Л. Личкова. Действие внутренних факторов развития отражается в нарушении внешней симметрии структуры земной коры. Диссимметрия этой структуры позволит нам восстановить диссимметрию вызвавших ее причин<sup>8</sup>.

Таким образом, под симметрией развития мы будем понимать трансляцию структурных отношений вдоль временной оси. А это значит, что в процессе смены состояний системы симметрия пространства подвергается инвариантным преобразованиям во времени. Строгая соразмерность космических и геологических циклов получает свое объяснение через специфику внутренних и внешних взаимодействий.

Для понимания развития геологических материальных систем, равно как и других неорганических систем, важное значение приобретает положение о единстве пространственной и временной симметрии. Так, слоистая структура осадочных пород земной коры порождена симметрией (цикличностью) временного развития нашей планеты. Что же касается наблюдаемой диссимметрии структуры планеты, не остающейся неизменной во времени, то она тесно связана с неравномерным распределением и перераспределением тектонических движений земной коры, обусловленных замедлением вращения Земли. Все эти процессы определяют строение поверхности планеты. Они же приводят к «скручиванию» ее структур по поверхности с севера на юг в восточном направлении, ибо неравномерное сжатие северного и южного полушарий приводит к быстрым замедлениям вращения северного полушария по сравнению с южным.

Итак, каждый пространственно-временной континуум обладает собственной симметрией, которая обусловлена как внутренними свойствами материальных систем, так и внешними свойствами надсистем. В результате мы всегда имеем дело не столько с симметрией, сколько с диссимметрией. Это проявляется как в особенностях пространственной организации, так и в поведении ее во времени.

---

<sup>8</sup> См.: Кюри М. П. Кюри. М., 1959.

|   |     |
|---|-----|
| Предисловие . . . . .   | 3   |
| Р а з д е л I   |     |
| <b>Развитие вещества Земли и геосфер</b>  |     |
| <i>Голубев В. С.</i> , д-р геол.-мин. наук. Сопряженные процессы и эволюция . . . . .   | 5   |
| <i>Ковдерко В. Э.</i> , канд. геол.-мин. наук. Эволюция вещества Земли и Луны в процессе их аккреции . . . . .  | 13  |
| <i>Попов А. П.</i> , канд. хим. наук. Некоторые аспекты проблемы химической эволюции вещества Земли . . . . .   | 18  |
| <i>Булкин Г. А.</i> , канд. геол.-мин. наук. Модель эволюции геохимических систем . . . . .   | 21  |
| <i>Белюсов А. Ф.</i> , д-р геол.-мин. наук. Проблема вызревания литосферного профиля . . . . .  | 28  |
| <i>Казанский Ю. П.</i> , д-р геол.-мин. наук. Эволюционные аспекты сравнительной седиментологии . . . . .   | 43  |
| <i>Павлов А. Н.</i> , д-р геол.-мин. наук. Геологическая модель формирования подземной гидросферы . . . . .   | 54  |
| <i>Додатко А. Д.</i> , д-р геол.-мин. наук, <i>Савко А. Д.</i> , д-р геол.-мин. наук. Эволюция процессов образования кор выветривания . . . . .   | 62  |
| <i>Бобров Е. Т.</i> , канд. геол.-мин. наук. Эволюция геохимических условий образования и минерального состава пород коры выветривания . . . . .  | 66  |
| <i>Бубнов Е. Т.</i> , канд. геол.-мин. наук, <i>Лузин В. Ф.</i> , канд. геол.-мин. наук. Информационная оценка становления Асакаш-Шумиловского интрузива (Центральное Забайкалье) . . . . . | 73  |
| <i>Шмураева Л. Я.</i> , канд. геол.-мин. наук. Эволюция ураноносных приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов . . . . .  | 81  |
| <i>Афанасьев В. П.</i> , канд. геол.-мин. наук. Развитие минеральных систем как основа поисковой минералогии . . . . .  | 86  |
| <i>Товаренных М. Ю.</i> Развитие представлений о минерале . . . . .   | 95  |
| <i>Мельничук В. И.</i> , канд. физ.-мат. наук. Моделирование направленного и циклического перераспределения углерода и фосфора между внешними оболочками Земли . . . . .                    | 105 |
| <i>Резанов И. А.</i> , д-р геол.-мин. наук. Эволюция геологических процессов, приведших к появлению жизни . . . . .   | 112 |
| <i>Эстерле О. В.</i> , канд. геол.-мин. наук. Эволюция косного и живого вещества Земли с точки зрения статистической химии . . . . .  | 121 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>Молчанов В. И.</i> , д-р геол.-мин. наук, <i>Селезнева О. Г.</i> , канд. техн. наук, <i>Осинов С. Л.</i> Роль водорода в развитии живого и косного вещества Земли . . . . . | 132 |
|--|-----|

## Р а з д е л II

### Гипотезы и теоретические концепции развития структуры Земли и ее геосфер

|  |     |
|--|-----|
| <i>Павлов А. Н.</i> , д-р геол.-мин. наук. Тектоносферные сейши — динамический тип региональных геологических структур   | 142 |
| <i>Ладынин А. В.</i> , канд. геол.-мин. наук. К вопросу о некорректности эволюционных моделей региональной геодинамики   | 152 |
| <i>Кузнецов П. П.</i> , канд. геол.-мин. наук, <i>Симонов В. А.</i> , канд. геол.-мин. наук. Офиолитогенез в эволюции земной коры  | 160 |
| <i>Шмагин В. Б.</i> Основы концепции уникального развития Земли  | 164 |
| <i>Соловьев В. О.</i> , канд. геол.-мин. наук. Историко-геологические перестройки (рубежи) в фанерозойском развитии земной коры . . . . .  | 174 |
| <i>Белоцерковец Ю. И.</i> , канд. геол.-мин. наук. О роли саморазвития в геологической эволюции осадочного слоя земной коры  | 182 |
| <i>Ковалев В. П.</i> , д-р геол.-мин. наук. Принципы организации и развития материальных систем — методологическая основа истолкования геологической истории литосферы . . . . . | 190 |
| <i>Верзилин Н. Н.</i> , д-р геол.-мин. наук. Основные черты эволюции лагуноозерных ландшафтов в геологической истории Земли  | 199 |
| <i>Тулохонов А. К.</i> , канд. геогр. наук. О явлениях усложнения и ускорения циклов рельефообразования . . . . .  | 209 |
| <i>Аллаидзе В. С.</i> , канд. геол.-мин. наук. Геологические формации — продукт эволюции земной коры . . . . .   | 214 |
| <i>Михайлов А. Е.</i> , д-р геол.-мин. наук. Эволюция континентальной земной коры . . . . .  | 219 |
| <i>Колясников Ю. А.</i> , канд. геол.-мин. наук. Становление новых концепций в естественных науках . . . . .   | 233 |

## Р а з д е л III

### Методологические аспекты концепций развития в геологии

|  |     |
|--|-----|
| <i>Чиков Б. М.</i> , д-р геол.-мин. наук. Геологическая структура, структурная модель и структурный методологический подход (в контексте развития) . . . . . | 243 |
| <i>Соловьев В. А.</i> , д-р геол.-мин. наук. Развитие методологических идей в геотектонике . . . . .   | 247 |
| <i>Котляр П. Е.</i> , канд. техн. наук, <i>Кузнецов В. В.</i> , д-р техн. наук. Анализ глобальных геодинамических гипотез . . . . .                          | 259 |
| <i>Забродин В. Ю.</i> , канд. геол.-мин. наук. Некоторые особенности исторических реконструкций в геологии . . . . .   | 265 |
| <i>Делицин И. С.</i> , канд. геол.-мин. наук. Элементарная ячейка горных пород и механизм их самоорганизации . . . . .                                       | 277 |
| <i>Стенина Н. Г.</i> , канд. физ.-мат. наук. Микроструктура минералов — новый источник информации о развитии минерального вещества . . . . .                 | 28  |
| <i>Четвериков Л. И.</i> , канд. геол.-мин. наук. Геокинематика, или геометрия развития геологических структур . . . . .                                      | 29  |
| <i>Алексеева Л. К.</i> , канд. геол.-мин. наук. Методологические аспекты ретроспективного анализа развития Земли . . . . .                                   | 30  |
| <i>Доброхвалов С. В.</i> , канд. филос. наук. Взаимосвязь принципов симметрии и развития в науках о Земле . . . . .  | 30  |

Научное издание

**ИДЕЯ РАЗВИТИЯ  
В ГЕОЛОГИИ  
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ  
И СТРУКТУРНЫЙ АСПЕКТЫ**

Редактор издательства *Е. Б. Артемова*  
Художественный редактор *В. И. Шумаков*  
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*  
Корректоры *Л. Л. Михайлова, С. В. Блинова*

---

ИБ № 34969

Сдано в набор 15.06.89. Подписано к печати 08.12.89. МН-01318. Формат 84×108<sup>1/32</sup>.  
Бумага книжно-журнальная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл.  
печ. л. 16,8. Усл. кр.-отт. 16,8. Уч.-изд. л. 18,8. Тираж 1200 экз. Заказ № 704.  
Цена 3 р. 90 к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское  
отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077 Новосибирск, ул. Станислав-  
ского, 25.

## В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «Н А У К А»

---

готовятся к выпуску в 1990 году  
следующие книги:

**Проблемы** магматизма и метаморфизма Восточной Азии. — 15 л. — 3 р.

В сборнике подведен итог исследованиям по территории Центрально-Азиатского складчатого пояса, Приморья и Северо-Востока СССР. Рассмотрены проблемы офиолитов, даны сводки по позднепалеозойскому гранитоидному магматизму и вулканизму ряда крупных областей: Казахстана, Алтая, Монголии, Забайкалья, Приморья и Колымско-Чукотской области. В сборнике помещены также статьи китайских геологов.

Для специалистов по магматической и региональной геологии, петрологии, метаморфизму.

**Гранитные** пегматиты. Слюдоносные пегматиты/В. А. Макрыгина, В. Е. Загорский, В. М. Макагон, Б. М. Шмакин. — 22 л. — 4 р.

В книге освещаются вопросы геологии, минералогии, геохимии мусковитовых и редкометалльно-мусковитовых пегматитов мира. Описываются закономерности размещения и характер связи пегматитов с метаморфическими комплексами повышенных и умеренных давлений, особенности их флюидного режима, геохимические и минералого-геохимические методы поисков. Особое внимание уделено характеристике минерального состава и строения пегматитовых тел, распределению в них элементов-примесей, физико-химическим параметрам процессов пегматитообразования.

Для геохимиков, петрологов, минералогов.

## ВНИМАНИЮ ЗАКАЗЧИКОВ!

---

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам: 117393 Москва, ул. академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);  
370001 **Баку**, ул. Коммунистическая, 51 («Книга — почтой»);  
232600 **Вильнюс**, ул. Университето, 4;  
690088 **Владивосток**, Океанский проспект, 140 («Книга — почтой»);  
320093 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24 («Книга — почтой»);  
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95 («Книга — почтой»);  
375002 **Ереван**, ул. Туманяна, 31;  
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);  
420043 **Казань**, ул. Достоевского, 53 («Книга — почтой»);  
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42;  
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79;  
252025 **Киев**, ул. Осипенко, 17;  
252107 **Киев**, ул. Татарская, 6 («Книга — почтой»);  
277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148 («Книга — почтой»);  
343900 **Краматорск**, Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);  
600049 **Красноярск**, проспект Мира, 84;  
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2 («Книга — почтой»);  
191104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57;  
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2;  
194064 **Ленинград**, Тихорецкий проспект, 4;  
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72 («Книга — почтой»);  
103009 **Москва**, ул. Горького, 19а;

- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Морской проспект, 22 («Книга — почтой»);
- 142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8;
- 142292 Пущино, Московской обл. МР, «В», 1 («Книга — почтой»);
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
- 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700070 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).