

Е. С. ГАВРИЛЕНКО

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
ТЕКТОНОСФЕРЫ

«НАУКОВА ДУМКА»

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

551.49

Е. С. Гавриленко

ГИДРОГЕОЛОГИЯ
ТЕКТОНОСФЕРЫ

1337

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ - 1975



В книге дан анализ явлений, происходящих в глубоких слоях земной коры при участии воды и водных растворов, генерированных мантией. Основываясь на результатах современных космогонических исследований, автор пишет, что высокая обводненность мантии обусловлена процессами, происходящими при формировании Земли. Рассматриваются ранние этапы эволюции геогидросферы, приведшие к современному распределению воды на Земле. Доказывается большое значение глубинной воды в образовании полезных ископаемых, в частности нефти и газа.

Книга рассчитана на геологов, геохимиков, гидрогеологов и студентов геологических специальностей.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р

чл.-кор. АН УССР Г.Н.Доленко

Р е ц е н з е н т ы

канд.геол.-мин. наук В.В.Колодий,
канд.геол.-мин. наук И.Ш.Рахимова

Редакция наук о Земле

Г 20806-347 267-75
M221(04) - 75

Для современного этапа развития гидрогеологии можно считать оправданным замечание В.И.Вернадского, который писал, что "... глубинные воды сейчас почти нацело выходят из поля научного зрения" (1954—1960, с.297). До сих пор исследование глубинных зон гидросферы Земли проводится отдельными лицами и, как правило, непланово (имеются в виду работы советских ученых. — Е.Г.). В связи с этим в настоящее время еще нет достаточно отчетливого представления о характере гидрогеологических явлений, которые развиваются в зонах, расположенных ниже осадочного слоя земной коры. При этом рядом наук о Земле (петрология, металлогения, вулканология, геотермия и др.) установлено участие воды во многих геологических процессах, происходящих на больших глубинах. Например, считается, что в гранитообразовании, метаморфизме, а также в вулканических извержениях, переносе тепла земных недр, образовании рудных месторождений и других процессах значительную роль играет ювенильная вода, а в гидрогеологии до сих пор нет ясных представлений о ее генезисе, динамике, химизме и т.д. Более того, нет четкого определения, что такое "ювенильная вода". Некоторые гидрогеологи вообще считают невозможным пользоваться этим понятием. Поэтому при исследовании глубинных процессов ученые пытаются выяснить генезис воды, принимающей в них участие.

Поскольку в данной книге термин "ювенильная вода" употребляется, рассмотрим кратко его содержание. Он был введен Зюссом, который считал ювенильными водные растворы, впервые выходящие на поверхность Земли из магматических очагов. Представления Зюсса базировались главным образом на изучении горячих минеральных источников, поэтому основным признаком ювенильности подземных вод он считал высокую температуру и специфический состав тех растворенных веществ, поступление которых нельзя объяснить растворением осадочных пород. К таким веществам отнесены хлор, кремнезем, сера, бор, фосфор, мышьяк и некоторые другие, а также тяжелые, редкие и благородные металлы.

В 20-е годы XX ст. взгляды Зюсса были широко признаны и во всех классификациях подземных вод того времени наряду с водами другого происхождения выделялись и ювенильные воды. В.И.Вернадский, хотя и указывал (1933—1936), что чисто ювенильных вод в природе нет (так как они всегда смешиваются при своем движении с метеорными во-

дами), рассматривая сложный кругооборот природных вод Земли, признавал исключительно важную роль собственно ювенильных вод в создании гидрохимической зональности, которую считал явлением общепланетного масштаба, охватывающим все подземные воды — от верхних слоев стратиферы до глубинных магматических очагов.

С мнением В.И.Вернадского совпали взгляды гидрогеологов, которые занимались выяснением генезиса кавказских минеральных вод. А.П.Герасимов (1926), А.П.Огильви (1935) и др. пришли к выводу, что воды горячих источников имеют смешанное происхождение — вадозное и ювенильное, причем к ювенильным компонентам состава ими отнесены углекислота, сероводород, аммоний, фтор, бор, мышьяк, некоторая часть хлористого натрия, соли бария и других металлов (главным образом тяжелых). Впоследствии эти представления без особых научных оснований подверглись жестокой критике и развитие гипотезы ювенильного происхождения подземных вод надстро затормозилось, что, несомненно, отрицательно сказалось на уровне разработки теоретических и практических вопросов глубинной гидрогеологии, а также на решении проблемы формирования подземных вод. Это видно, например, из доклада Г.Н.Каменского на совещании, посвященном этой проблеме (Москва, 1955).

Дав развернутый анализ различных гипотез о генезисе подземных вод и обобщив опыт советской гидрогеологии в разработке этой проблемы, Г.Н.Каменский довольно подробно осветил существовавшие на тот период представления о роли инфильтрационных и седиментационных вод, но обошел молчанием вопрос о том, какое участие в образовании подземных вод принимает третий источник — эндогенные воды, хотя во вводящей части доклада отмечал: "Еще более сложные последовательности генетических процессов наблюдаются в районах магматических очагов, где в подземные воды, сформировавшиеся ранее в результате инфильтрационного и осадочного циклов, внедряются воды и газы магматического и метаморфического происхождения" (1958, с.9).

Отсутствие работ, освещающих влияние эндогенных процессов на свойства подземных вод, характерно для гидрогеологических исследований, широко развернувшихся в нашей стране за годы первых пятилеток в связи с решением многих народнохозяйственных задач. Лишь в последние 10—15 лет стали появляться публикации, в которых с различных позиций дается оценка роли глубинных растворов в образовании сильноминерализованных хлоридно-натриево-кальциевых рассолов, приуроченных к погруженным частям гидрогеологического разреза. Характерно, что инициативу в этом отношении проявили не гидрогеологи, а геологи иного профиля. Затем результаты наблюдений из минералогии, вулканологии и других смежных областей наук стали привлекать внимание и гидрогеологов. В первой половине 60-х годов XX ст. вышли из печати работы, в которых указано на возможное участие эндогенных

растворов в формировании высокоминерализованных подземных вод глубинных зон (Кротова, 1960; Гуревич, 1961; Ткачук, Толстихин, 1961; Толстихин, 1961). С большей определенностью об эндогенной природе сильноминерализованных подземных вод хлоридно-натриево-кальциевого состава говорится в работах В.Ф.Дерпгольца (1962), Л.Н.Капченко (1962), Е.С.Гавриленко (1963), Е.Е.Вороного (1964).

В дальнейшем из числа названных авторов наиболее активно и последовательно изучение процессов, происходящих в глубоких недрах Земли при участии воды, проводил В.Ф.Дерпголец. Им создано учение о гидроклоросфере, заложены научные основы новой отрасли знаний — геогидрологии, частично освещенные в его статьях и в монографии "Глубинная гидросфера Земли" (Гавриленко, Дерпголец, 1971).

В развитии эндогенного направления в гидрогеологии большую роль сыграли работы Ф.А.Макаренко, который еще в 1948 г. высказал предположение о связи термальных вод с глубинными факторами. В позднее изданных работах эта концепция подкреплялась новыми данными и в последних публикациях (Макаренко, Ильин, Кононов, Поляк, 1972) подземная гидросфера рассматривается как единое целое от верхних гидрофизических зон до границы нижней мантии и ядра Земли. Ф.А.Макаренко принадлежит уточненная формулировка понятия "ювенильная вода". Он указал, что "ювенильные воды в прежнем смысле этого слова могут выделять лишь подкорковые слои Земли, находящиеся ниже границы Мохоровичича" (1961, с.4). Несколько позже (1966) он охарактеризовал условия обводненности мантии и установил, что выделенная из мантии на поверхность Земли вода составляет только около 0,0002 % ее объема, а также сделал заключение, что мантия еще относительно мало "иссушена".

Развитию идей о том, что легколетучие компоненты, содержащие H_2O , поступают с больших глубин и участвуют в формировании гидросферы, весьма способствовали результаты исследования процессов, происходящих во внутренних частях Земли. Особенно важным этапом явилась работа А.П.Виноградова "Химическая эволюция Земли" (1959), в которой наиболее четко сформулирована мысль о том, что мантия Земли является единственным источником воды, распространенной как на поверхности, так и в недрах нашей планеты.

Гипотеза А.П.Виноградова положена нами в основу исследования процессов, происходящих в глубоких недрах Земли при участии воды. Первостепенной задачей было выяснить условия, в результате которых возникла высокая обводненность вещества мантии, позволившая ей продуцировать столь огромные количества воды, чтобы образовать Мировой океан и сохранить в себе во много раз большие запасы. Для решения поставленной задачи потребовалась реконструкция процесса образования верхней мантии в ходе формирования Земли, а для этого, в свою очередь, необходимо рассмотреть некоторые стороны проблемы образования планет Солнечной системы.

Анализ материалов, позволяющих установить космогонические предпосылки высокой обогащенности летучими мантии Земли, приводится в I главе данной работы. В ней обосновано заключение о том, что современная обогащенность вещества мантии летучими является следствием процессов, происходивших на последней стадии формирования Земли. Решающую роль при этом играли тела астероидного типа, залетавшие на нашу планету из области планет-гигантов, хотя астероиды, сформировавшиеся в зоне планет земной группы, тоже имели повышенные содержания воды (до 20%, по результатам исследования углистых хондритов).

Для обоснования этого вывода нами использованы работы Б.Ю. Левина, В.С. Сафронова, Е.А. Любимовой и др., в которых развивается гипотеза О.Ю. Шмидта о формировании планет Солнечной системы из холодного рассеянного вещества. В связи с этим уместно напомнить указание О.Ю. Шмидта о том, что всякая космогоническая теория должна связывать астрономическую историю Земли с геологической. В данном случае космогонические представления послужили базой для развития геогидрологических исследований. Под геогидрологическими явлениями мы понимаем явления, происходящие с участием воды в пределах геогидросферы. Термин "геогидросфера" позволяет подчеркнуть глобальные масштабы явлений и отграничить это понятие от понятия "гидросфера", к которой большинство исследователей относит только воды океана. Геогидросфера включает атмосферную влагу, Мировой океан и воду, содержащуюся в недрах Земли.

Наиболее активной нижней частью геогидросферы является астеносфера, находящаяся в зоне В верхней мантии и представляющая собой, по В.Г. Бондарчуку (1972), подвижное основание тектоносферы. Геогидрологическая роль астеносферы определяется ее способностью генерировать воду, которая отделяется в составе флюида - горячего сильно-минерализованного газонасыщенного водного раствора. Образование флюида происходит в результате дифференциации вещества мантии, о механизме которой существует несколько различных гипотез, которые кратко рассмотрим далее. Процессы отделения легкоплавких и летучих фракций вещества астеносферы обусловлены факторами, действующими в глубоких недрах Земли, но выход этих фракций на поверхность Земли или в слои земной коры возможен лишь при возникновении соответствующих путей - глубинных разломов, берущих начало в мантии Земли.

Приведенные в данной работе материалы опровергают предположения некоторых исследователей о возможности рассеянного поступления вещества из мантии через толщу пород, слагающих земную кору. Этого не происходит даже в области развития относительно тонкой коры океанического типа, что не позволяет считать дно Мирового океана

"горячей поверхностью". В то же время имеются многочисленные доказательства того, что ювенильная вода (водный раствор, флюид) поступает в огромных объемах по глубинным протяженным разломам. Об этом свидетельствуют пояса гидротермальных рудных месторождений, не имеющих связи с интрузиями, а также глобальная система поясов серпентинизированных пород.

При участии воды, генерированной мантией, в гранитном слое земной коры происходит сложный комплекс процессов — региональный метаморфизм, метасоматоз, гранитообразование. Общая направленность этих процессов такова, что вода, являясь их активным участником, после завершения процессов, как правило, освобождается. В результате образуются метаморфогенные и постмагматические "отработанные" растворы, которые поднимаются вверх в осадочный слой земной коры, где смешиваются с подземными водами, залегающими в нижних горизонтах гидрогеологического разреза. Такое представление дает основание считать гранитный слой земной коры областью размещения вторичных очагов генерации глубинной воды. Последняя, как видно из изложенного, по своей природе полигенна и не может считаться ювенильной, как это иногда ошибочно трактуется геологами и даже гидрогеологами. Следуя терминологии В.И.Вернадского, мы ее называем глубинной и вкладываем в это понятие широкий смысл. Это и ювенильная вода, автономно поднимающаяся в слои земной коры и на земную поверхность, и вода, отделившаяся от магматических очагов, и метаморфическая вода, выделившаяся в процессе прогрессивного метаморфизма.

Глубинная вода играет большую роль в образовании полезных ископаемых. Наиболее четко эта роль может быть установлена по материалам, характеризующим гидротермальное рудообразование. Труднее определить характер участия глубинной воды в образовании нефти и газа, поскольку проблема генезиса нефтяных углеводородов не разработана с достаточной полнотой. Однако в данной работе прослежена связь воды и углеродсодержащих соединений, возникшая еще на стадии образования нашей планеты, аргументировано высокое содержание воды и углерода в веществе астеносферы, доказана роль воды как источника водорода при минеральном синтезе углеводородов в условиях верхней мантии Земли.

Роль глубинной воды в образовании нефтяных углеводородов в значительной степени определяется условиями их транспортировки из очагов образования, т.е. из астеносферы. Геогидрологические представления совпадают со взглядами сторонников неорганического происхождения нефти и газа. Подъем совершается по глубинным разломам, хотя о механизме возникновения последних существуют различающиеся между собой концепции. Совместно поступившие из недр вода, нефть и газ в осадочном слое земной коры, попадая в соответствующие струк-

турные условия, расслаиваются по гравитационным свойствам и образуют залежи, отороченные аномальной по составу водой. Выявление такого рода аномалий имеет практическое значение, так как может быть использовано при оценке перспектив нефтегазности локальных структур.

Изложенные в данной работе представления максимально аргументированы, для чего привлечены материалы астрономии, океанологии, геофизики, петрологии, металлогении, вулканологии и других наук о Земле. При анализе материалов использовались в основном результаты исследований, проведенных за последние годы. Некоторые явления освещены с позиций ученых, имеющих разные точки зрения на процессы, интересующие нас в геогидрологическом отношении, а дискуссионность представлений о процессах, происходящих на глубинах в несколько десятков и даже сотен километров — вполне закономерна.

При подготовке монографии к печати учтены замечания и советы д-ров геол.-мин. наук Ф.А.Макаренко, Н.И.Толстихина, Е.А.Баскова, В.В.Иванова, канд. геол.-мин. наук С.А.Брусилковского, д-ра геол.-мин. наук Н.В.Роговской, канд. геол.-мин. наук В.Д.Безродного, а также рецензентов данной книги — кандидатов геол.-мин. наук В.В.Колодия и И.Ш.Рахимовой, которые взяли на себя труд просмотреть работу в рукописи, за что автор глубоко благодарна.

С особой благодарностью автор отмечает, что раскрытию освещаемой в данной книге темы весьма способствовала поддержка чл.-кор. АН УССР Г.Н.Доленко, который, являясь одним из ведущих специалистов по исследованию процессов, происходящих в мантии и глубоких слоях земной коры, большое внимание уделяет также вопросам глобальной гидрогеологии.

Автор старалась дать наиболее полную характеристику геогидрологических явлений, происходящих в тектоносфере, но, несомненно, осталось еще много невыясненных вопросов. Не исключено, что ряд положений, развиваемых в данной работе, вызовет в большей или меньшей степени обоснованные возражения. Это неизбежно при вступлении в новую область научных исследований, каковой является гидрогеология тектоносферы, хотя идеи, положенные в ее основу, высказывались еще В.И.Вернадским. Изучение процессов, происходящих с участием воды на больших глубинах, не завершается изданием этой монографии и для его успешного продолжения очень важно будет учесть замечания читателей, которые просим присылать по адресу: Львов-290047, Научная, 3, Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР.

КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОБОГАЩЕНИЯ МАНТИИ ВОДОЙ
В ПРОЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Мантию, следуя гипотезе А.П.Виноградова, считают единственным источником воды на Земле многие естествоиспытатели, но до сих пор оставались неразработанными вопросы, связанные с доказательством этого положения. Перед автором поставлена задача — выяснить, какие процессы обусловили возникновение таких свойств вещества мантии, которые позволили продуцировать столь большие объемы воды, чтобы образовался Мировой океан и сохранились еще более значительные запасы.

Естественно, что при решении такой задачи мысль обращается к допланетному прошлому Земли и к анализу процесса ее образования. Не будучи специалистом в области космогонии, автор не рискнула бы публиковать приводимые ниже материалы, если бы не была уверена в правильной трактовке астрофизических представлений теми исследователями, на работы которых ссылается*.

В основу развиваемых в данной главе представлений положена гипотеза О.Ю.Шмидта, которая признана в нашей стране не только теоретической основой планетарной космогонии, но и космогонической базой для развития всех наук о Земле. Тем более, что подобные идеи еще раньше высказывал В.И.Вернадский в связи с разработкой проблем геохимии.

Сущность гипотезы О.Ю.Шмидта, в кратком изложении его ближайшего сотрудника и единомышленника — Б.Ю.Левина, заключается в том, что Земля, как и другие планеты, образовалась из холодного рассеянного вещества, которое в виде протяженного газо-пылевого облака вращалось вокруг Солнца и заполняло все пространство современной Солнечной системы.

* Такую уверенность автору дает отзыв доктора физико-математических наук В.С.Сафронова, который ознакомился с космогонической частью рукописи и отметил, что "в целом в работе правильно излагаются современные представления об образовании Земли путем объединения твердых тел и о значительной роли крупных тел в этом процессе" (подчеркнуто В.С.Сафроновым). В рецензии отмечены и имевшиеся в рукописи ошибки, которые в процессе доработки исправлены.

Наиболее отдаленные участки протопланетного облака прогревались слабее и обладали отрицательной температурой, а участки, расположенные ближе к Солнцу, могли нагреваться до 300–400°С, что и определило различия в составе, плотности и массе планет. Земля образовалась в основном из тех химических соединений, которые в условиях температуры, близкой к 0°С и парциальных давлений, господствовавших во внутренней зоне протопланетного облака, могли конденсироваться в твердые частицы (Левин, 1953, 1954).

Если главные идеи гипотезы О.Ю.Шмидта нашли быстрое признание, то отдельные ее положения требовали дальнейшей разработки. Поэтому Б.Ю.Левин в одной из обзорных статей "Происхождение и состав Земли", которая является изложением доклада, подготовленного им совместно с О.Ю.Шмидтом (1957), указывает, что в свете современных космогонических исследований образование планет из холодного газопылевого облака общепризнанно. Но принимая одинаковое состояние протопланетного вещества, различные авторы по-разному представляют процесс его возникновения.

О.Ю.Шмидт выдвинул гипотезу, которую поддерживал Эджворт, о том, что облако было захвачено Солнцем. Другие исследователи (Вейцеккер, Койпер, Фесенков) считают, что оно возникло в процессе образования самого Солнца. Можно лишь предполагать, что при любом механизме захвата облака Солнцем и при любом варианте одновременного происхождения Солнца и протопланетного облака общая длительность процесса формирования облака должна составлять несколько тысяч, а возможно, и миллионов лет.

Отсутствие достаточно полной и хорошо обоснованной теории образования протопланетного облака, вынуждает космогонистов вырабатывать некоторые идеализированные его модели, на основании которых они развивают свои представления о тенденциях в дальнейшей эволюции реального облака.

Признавая, что без соответствующей подготовки невозможно дать критическую оценку взглядов различных исследователей и принять соответствующую концепцию, в данной работе мы сочли вполне допустимым полностью базироваться на идеях О.Ю.Шмидта, получивших дальнейшее развитие в работах Б.Ю.Левина (1949–1969), Л.Э.Гуревича, А.И.Лебединского (1950), В.С.Сафронова (1951–1969), Е.А.Любимовой (1955–1968), Е.Л.Рускол (1960–1965), С.В.Маевой (1960–1968) и др. На основании работ этих исследователей и составлена приводимая ниже схема образований нашей планеты.

Эволюцию протопланетного вещества от газопылевого облака до планет солнечной системы Б.Ю.Левин делит на два этапа. В начале первого этапа газ и пыль в протопланетном облаке были почти равномерно перемешаны по всему объему, причем такое состояние, по его мнению, могло быть как в случае захвата Солнцем холодного газопылевого вещества, так и в случае конденсации пыли в остывающих горя-

чих газах, отделившихся от прото-Солнца. В эту стадию вещество облака имело вид несколько уплощенного кольца, вращающегося вокруг Солнца (рис. I, A).

Вследствие больших скоростей хаотического движения молекул, газовая компонента оставалась и далее распределенной по всему облаку, тогда как пылинки, хаотические скорости которых гасились трением о газ и взаимными неупругими столкновениями, должны были оседать к центральной плоскости облака, образуя тонкий диск с повышенной плотностью вещества (рис. I, B).

Б.Ю. Левин полагает, что дальнейший ход эволюции облака зависел от степени затухания хаотических скоростей пылинок, определяющей степень уплощения и уплотнения пылевого слоя.

Если хаотические скорости могли сократиться до нескольких сантиметров в секунду в зоне планет земного типа и до нескольких метров в секунду в зоне планет-гигантов, то утончение диска довело его плотность до такого состояния когда становится возможным распад диска на множество сгущений, в которых внутренние гравитационные силы больше, чем приливные силы Солнца, стремящиеся разрушить сгущения (рис. I, B).

В последующем эти пылевые сгущения уплотнились и, сливаясь друг с другом, превратились в тела, поперечник которых достигал десятков и сотен километров, т.е. размером с современные астероиды (рис. I, Г).

По данным В.С. Сафронова (1969), вся система сгущений превратилась в рой сплошных тел за космогонически короткое время. При этом в области планет земной группы сгущения превратились в тела в среднем значительно быстрее, а также при значительно меньшей массе, чем в области планет-гигантов. Так, на расстоянии Земли от Солнца время превращения сгущений в тела астероидного типа равнялось, примерно, 10^4 лет, а на расстоянии Юпитера от Солнца — 10^6 лет (1969, с. 85).

Формированием тел астероидных размеров завершился первый этап эволюции протопланетного облака. Ко второму этапу, по схеме Б.Ю. Левина, относится процесс постепенного превращения этих тел в планеты Солнечной системы.

Возникшие из пылевого слоя тела астероидного типа первоначально двигались по круговым орбитам, лежащим в плоскости этого слоя. Они росли, сливаясь друг с другом и вычерпывая окружающее рассеянное вещество. Последнее представляло вначале остатки первичной пыли, а потом в основном обломки некоторых раздробленных астероидных тел, образовавшихся при их столкновениях.

Установлено, что на первом этапе эволюции системы относительные скорости тел были малы и при столкновениях они преимущественно объе-

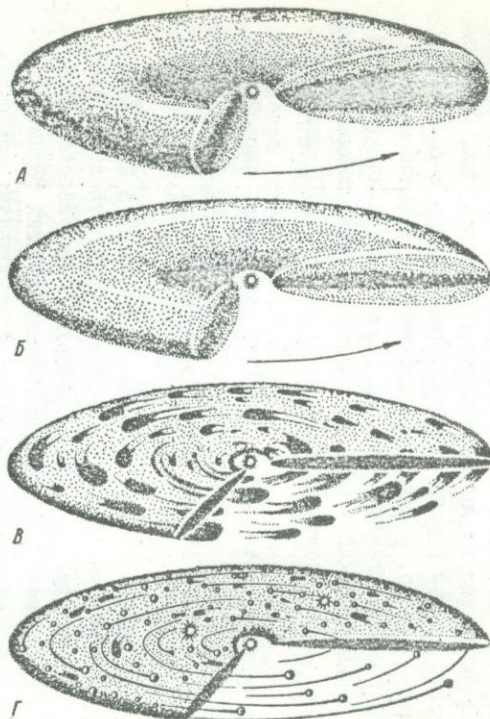


Рис.1. Первый этап эволюции: утолщение пылевой компоненты протопланетного облака и образование из нее множества промежуточных (астероидных) тел (из книги Б.Ю.Левина, 1967).

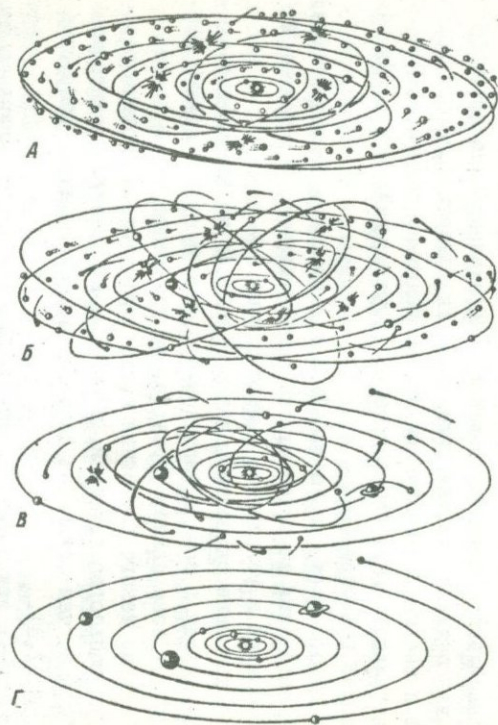


Рис.2. Второй этап эволюции: утолщение плоской системы промежуточных тел и образование планет путем постепенного объединения промежуточных тел и их обломков (из книги Б.Ю.Левина, 1967).

динялись. Но после того как размеры отдельных тел достигли в поперечнике нескольких километров, возросла возможность дробления сталкивающихся тел (Сафронов, 1969, с.106).

Гравитационное взаимодействие астероидных тел, усиливавшееся по мере их роста, постепенно изменяло их орбиты, увеличивая средний эксцентриситет и средний наклон к центральной плоскости (рис.2, А и Б). Но при объединении многих тел в планеты произошло усреднение индивидуальных свойств движения, и поэтому орбиты планет получились почти круговыми и компланарными (рис.2, В и Г).

Предполагается, что в зоне протопланеты первоначально было несколько тел, наиболее интенсивно аккумулирующих рассеянное вещество, но по мере их роста области питания таких тел объединялись и число их уменьшалось за счет слияния или дробления. В конце концов наиболее крупное из подобных тел должно было опередить в своем росте другие тела, как бы оторваться от них по величине и по интенсивности захвата материала из сферы притяжения.

Если в зоне питания планеты появлялось тело, существенно превышающее массы других тел, то оно становилось зародышем планеты. В.С.Сафронов полагает, что по мере роста таких зародышей расширялись зоны их влияния, которые при достижении определенных размеров могли накладываться друг на друга.

В зависимости от соотношения масс и характера пересечения орбит зародышей при их столкновении могло происходить или объединение тел или их разрушение. В последнем случае столкнувшиеся тела распадались на множество осколков, которые пополняли зоны питания.

Все эти явления усложняли процесс аккумуляции протопланетных тел. Но полагая, что для наиболее крупных (истинных) зародышей планет столкновения с другими телами были не опасны, В.С.Сафронов определил время роста таких зародышей. В основу расчета взято предположение, что планеты росли вследствие выпадения на них значительно более мелких тел, и что выпадающие на зародыши планет тела не вызвали их распада. Для Земли установлено, что за счет материала, полученного из зоны питания, ее масса выросла до 98% современной массы в течение 100 млн.лет (рис.3).

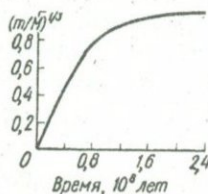


Рис.3. Темп роста первоначальной Земли (из книги В.С.Сафронова, 1969).

Близкая оценка этого периода, равная 10^7 лет, получена на основании формулы Хойла (1946), которая, как указывает Е.А.Любимова (1968), несколько устарела. Б.Ю.Левин, основываясь на расчетах Рамзея (1949), полагает, что рост Земли до образования ядра, т.е. до 0,8 современной ее массы, занял приблизительно 100 млн.лет, а на дальнейший рост планеты до современной массы потребовалось еще 100 млн.лет (1964). Как видим, расчетами Хойла, Рамзея, Б.Ю.Левина и В.С.Сафронова получены величины, различающиеся лишь на один порядок.

В связи с исследованием процесса формирования планет особый интерес приобретает определение размеров падающих на планеты тел. К решению этой задачи В.С.Сафронов подошел на основании анализа природы вращения планет. Еще в 1960 г. он установил, что наклоны осей вращения планет связаны со случайным характером ударов отдельных тел, падавших на планеты в процессе их аккумуляции, и что по этим наклонам можно оценить размеры наибольших падавших тел. В.С.Сафронов (1969) приводит расчет, в основу которого положен следующий ход рассуждений. Тела, падавшие на планеты в процессе их роста, сообщало им вращательный момент. Вследствие общего вращения всей системы тел вокруг Солнца тела передавали планете регулярную составляющую момента — прямое вращение. Но кроме того, каждое отдельное тело, имея случайное направление относительной скорости, вносило также некоторую случайную составляющую момента, изменяющую наклон оси вращения планеты.

Значение случайной составляющей момента обратно пропорционально корню квадратному из числа тел, падавших на планету. При одинаковой массе выпавшего вещества число тел будет тем больше, чем меньше размеры отдельных тел. В.С.Сафронов рассчитал, каковы должны быть размеры наибольших тел, падавших на планету, чтобы наклоны осей вращения соответствовали наблюдаемым. По его определению, массы наибольших тел, падавших на Землю, составляли около тысячной доли массы Земли (1969, с.165).

В.С.Сафронов считает, что падение таких крупных тел подобно взрыву "рыхления", когда вещество упавшего тела не рассеивается, а остается внутри замкнутого объема, примерно на порядок превышающего объем самого тела. Вследствие обратного падения выброшенного вещества и в результате разрушения вещества в окрестностях кратера ударной волной, на значительном участке планеты возникает рыхлая структура, отличающая данный участок от соседних, не подвергавшихся ударам крупных тел (1969, с.226).

Таким путем в верхней мантии Земли создавались плотностные неоднородности вещества, которые тесно связаны с температурными неоднородностями, поскольку тепловая энергия, возникавшая при ударе крупного тела, тратилась на разогревание массы вещества в зоне уда-

ра. По схеме Эпика (1958), в зоне удара масса вещества, значительно большая массы самого упавшего тела (в 30–50 раз), нагревается на сотни градусов. В.С.Сафронов рассчитал размеры тел, способных создать длительно сохраняющиеся термические неоднородности, и установил, что в центре слоя толщиной 300 км через I млрд. лет все еще остается избыток температуры около 100° , если слой был нагрет до 500°C (1969, с.228).

Сведения о тепловом режиме Земли на стадии ее формирования имеют большое значение для выяснения специфики процессов, обусловивших свойства мантии и приведших к образованию геогидросферы, поэтому мы на них остановимся несколько подробнее.

Изучая первоначальный режим тепла Земли, Е.А.Любимова (1968) и В.С.Сафронов (1969) пришли к заключению, что в период роста планеты могло быть несколько причин ее нагревания, но роль каждого из источников тепла была неодинаковой. Так, например, тепло, создаваемое ударами частиц и малых тел, сказалось лишь в относительно небольшом повышении температуры растущей планеты (линия I на рис.4).

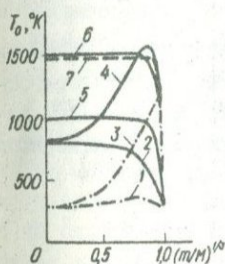


Рис.4. Первоначальная температура Земли (из книги Е.А.Любимовой, 1968):

1 — нагревание Земли в процессе роста ударами малых тел и частиц протопланетного облака; 2 — соответствующая этому случаю начальная температура Земли с учетом сжатия и радиоактивного разогрева во время роста массы (за 10^6 лет); 3 — нагревание Земли ударами тел разных размеров (Сафронов, 1967); 4 — начальная температура Земли (Любимова, 1967); 5–6 — первоначальная температура (Маева, 1967); 7 — начальная температура Земли (Reynolds et al., 1966).

Не могло сыграть существенной роли и выделение тепла короткоживущими изотопами, которое было приурочено только к первоначальному этапу формирования Земли, когда она имела сравнительно небольшой объем, вошедший впоследствии в состав ядра. Предполагается, что основная часть тепла тогда выделялась Al^{26} , Cl^{36} , Fe^{60} , что отражают соответствующие линии на рис.5 (прямая, нанесенная штрихами, показывает уровень энергии, необходимой для поднятия температуры до 3000°C). Распад короткоживущих радиоактивных изотопов мог дать тепловой эффект в начальный период формирования Земли, когда генерация тепла могла привести к разогреву только внутреннюю часть ядра.

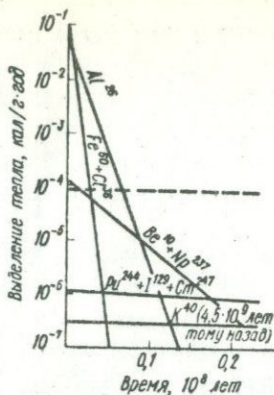


Рис.5. Скорости выделения тепла радиоактивными короткоживущими изотопами (из книги Е.А.Любимовой, 1968).

Дальнейший разогрев земных недр поддерживался теплом, создаваемым долгоживущими радиоактивными изотопами. "Расчеты показывают, — пишет Е.А.Любимова, — что разогрев под действием радиоактивного распада может происходить и до сих пор в глубочайших недрах Земли" (1968, с.254). Но, как отмечает тот же автор, радиоактивного тепла не хватает для того, чтобы полностью привести земной шар в состояние плавления.

В ранний период существования планеты генерация тепла радиоактивными элементами была относительно небольшой, что графически отражено на рис.6 и на обобщенном графике (рис.4), где линией 2 намечен ход начальной температуры Земли с учетом сжатия и радиоактивного разогрева во время роста массы планеты (за 10^8 лет).

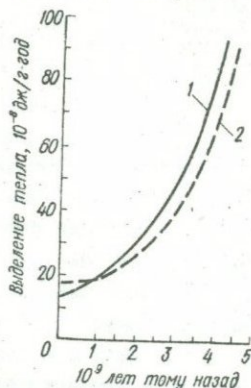


Рис.6. Генерация тепла радиоактивными элементами в прошлом в соответствии с вариантами (из книги Е.А.Любимовой, 1968): 1 — обычный хондрит; 2 — метеорит.

Считается, что наиболее значительная роль в разогреве Земли на стадии ее формирования принадлежит теплу, возникающему от ударов падавших на планету крупных тел. Как установлено В.С.Сафроно-

вым (1967), тепловая энергия, освобождающаяся от ударов тел с радиусом в несколько десятков километров при скорости их падения, равной 10-12 км/сек, могла вызвать повышение начальной температуры Земли до 1500°K и более на глубинах, соответствующих размерам поперечников падавших тел.

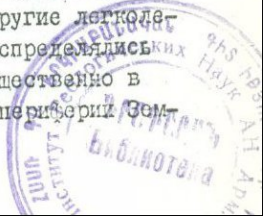
Б.Ю.Левин и С.В.Маева (1968) путем расчета термической истории Земли показали, что тепловой эффект ударов крупных тел существенно влияет на температурный режим верхней мантии и определяет начало выплавления из нее земной коры. Они установили, что при "хондритовом" содержании радиоактивных элементов в Земле, а именно, при содержании урана $2 \cdot 10^{-8}$ г/г, тория - $8 \cdot 10^{-8}$ и калия - $8 \cdot 10^{-4}$ г/г, получающийся тепловой поток не может вызвать быстрого расплавления верхней мантии, а это, в свою очередь, лимитирует образование коры.

Они считают, что время выплавления коры существенно зависит не только от принятого содержания радиоактивных элементов, а и от того, как распределялась температура первоначально. Если начальная температура верхней мантии составляла около 500°С, то на ее разогрев до начала расплавления требовалось 1-2 млрд. лет и в таком случае образование коры должно было начаться около 3 млрд. лет назад.

Однако, согласно определениям абсолютного возраста пород, древнейшие минералы земной коры образовались около 4 млрд. лет назад, т.е. довольно скоро после образования Земли. Для столь раннего возникновения земной коры начальная температура верхней мантии должна быть 1000-1200°С. Подобная температура не могла возникнуть ни от накопления радиогенного тепла за время аккумуляции Земли, ни от сжатия внутренних слоев нарастающими внешними слоями, а является следствием нагревания Земли от ударов формировавших ее тел.

Поскольку исследованиями В.С.Сафронова доказана возможность повышения температуры в области верхней мантии от ударов крупных тел за время 10^8 более чем до 1500°K лет, то можно высказать предположение о том, что выплавление коры могло начаться вскоре после завершения формирования Земли. Есть основания полагать, что именно в этот период создавались предпосылки для возникновения гидросферы, так как, согласно гипотезе А.П.Виноградова, выплавление материала земной коры и дегазация мантии являются единым процессом.

По представлениям А.П.Виноградова (1959), этот процесс имел следующее развитие: при разогревании вещества мантии происходило выплавление легкоплавкой фракции силикатов. Вода и другие летучие соединения, находившиеся в веществе мантии, распределялись при этом между твердой и легкоплавкой фазами, преимущественно в последней. Легкоплавкая фаза вещества оттеснялась к периферии Зем-



ли, увлекая с собой воду и другие растворенные в ней легколетучие вещества.

По мере приближения к поверхности Земли легкоплавкая фракция вещества продолжала обогащаться водой и другими легколетучими продуктами. В земной коре происходило охлаждение и кристаллизация расплава, в результате чего освобождалась H_2O . Затем надкритическое состояние снималось и вода появлялась в виде пара. Перегретые пары воды достигали поверхности Земли, вынося с собой другие вещества, растворяющиеся в ней или мигрирующие с ее парами.

Сопоставляя данные о возрасте Земли (около 5 млрд. лет) и времени образования первичного материала земной коры (около 4 млрд. лет), можно предположить, что в начальный период существования нашей планеты, равный примерно I млрд. лет, происходила самая сильная дегазация недр Земли. Но для этого было необходимо, чтобы уже при формировании нашей планеты в ее глубоких недрах сконцентрировались весьма значительные запасы легколетучих компонентов, в том числе и H_2O .

Исходные для образования земной воды элементы широко распространены во Вселенной. Водород занимает первое место в ее составе, он преобладает в межзвездном веществе, космических лучах, в структуре Галактики, в химическом составе Солнца и планет-гигантов. Кислород образуется во внутренних частях некоторых звезд в результате последовательного преобразования продуктов "выгорания" водорода (гелия, углерода); его содержание во Вселенной лишь на три порядка меньше водорода.

В условиях Космоса, при широком диапазоне температур и давлений, вполне возможно существование различных соединений водорода с кислородом. И.С.Шкловский (1967), ссылаясь на полученные в 1963 г. результаты исследований американских и австралийских астрономов, сообщает, что в ядре Галактики обнаружены весьма интенсивные и широкие линии поглощения OH. Следовательно, заключает автор, в межзвездном пространстве имеются отдельные облака газа, где концентрация гидроксила аномально велика. Замечено, что атомарного водорода при этом очень мало. Он, видимо, находится в молекулярной форме и связан с кислородом в гидроксил. В поздней изданной работе И.С.Шкловского (1973) облака с аномально высокой концентрацией гидроксила получили название космических "гидроксильных" мазеров.

Ян Оорт (1965) на основании устного сообщения Болтона делает заключение, что в небольшом диске ядра Галактики весь кислород связан в радикалах OH. В этом диске отношение молекул OH к числу атомов H в 1000 раз больше, чем в широких окрестностях Солнца, а

полная масса атомарного водорода в диске ядра составляет около 5 млн. масс Солнца.

Таким образом, доказано, что содержание молекул OH в межзвездном газе изменяется в широких пределах, но существуют области, где происходит их концентрация, на много порядков превышающая фоновое распределение. Дальнейшее усложнение молекул OH могло привести к образованию ряда других молекул, в которых водород и кислород связаны между собой различным способом - $(H_3O)^+$, $(HO_2)^+$, $(H_2O_2)^2+$. Наиболее устойчивым соединением во всех трех фазовых состояниях является H_2O , образующая скопления - "водные" мазеры (Шкловский, 1973), что дает основание предполагать захват готовых молекул воды при аккумуляции рассеянного вещества газо-пылевого облака.

Это предположение основывается на результатах современного исследования межзвездной пыли, которые показали, что она представляет скопления очень мелких (размером около одного микрона) кристалликов метана, аммиака, воды и т. п. (Пикельнер, 1966). Не исключено, что сходный состав имела пылевая компонента протопланетного облака, в котором, как полагает Б.Ю.Левин, пылинки могли не только состоять из одних нелетучих каменистых веществ, но и включать также "льды" летучих веществ, в первую очередь воды и углекислоты, а на заключительном этапе собирания пылевого слоя - "льды" метана и аммиака (1967).

При агломерации первичного рассеянного вещества в газо-пылевые сгущения прогревание внутренней зоны протопланетного облака и сохранение низкой температуры в отдаленных от Солнца частях обусловили различие темпов диссипации летучих из центральных и периферических областей околосолнечного пространства. Вследствие этого возникла зональность, которая предопределила различие в составе тел астероидного типа, образовавшихся путем аккумуляции газо-пылевых сгущений: во внутренних зонах астероиды обеднены летучими, в то время как во внешней части солнечной системы материал, вошедший в протопланетные тела, представлял скопления наиболее летучих веществ (водорода, гелия и других).

В процессе сгущения и аккумуляции вещества протопланетного облака наиболее интенсивно диссипировали легкие газы, в том числе и водород. После аккумуляции газо-пылевых сгущений в протопланетные тела водород продолжал улетучиваться из внутренней зоны вследствие термической диссипации, поэтому водород не вошел в состав вещества планет земной группы. Таким образом, космическое обилие водорода при формировании нашей планеты сменилось его дефицитом.

А.П.Виноградов, отмечая сильное снижение доли H в строении нашей планеты по сравнению с его содержанием в веществе звезд, констатирует, что "космический" водород сохранился на Земле прак-

тически только в виде соединения H_2O . Для аргументации высказанного представления приводятся данные о времени диссипации различных газов при разных температурах экзосферы (табл. I). По поводу приведенных в таблице величин А.П. Виноградов указывает, что время ухода из атмосферы, соизмеримое с возрастом Земли, равным $5 \cdot 10^9$ лет, имеют только изотопы водорода и, возможно, гелия. Следовательно, в процессе формирования нашей планеты космический водород не мог сохраниться в веществе Земли и не вошел в ее состав.

Надо отметить, что существуют и иные представления, хотя и не аргументированные в космогоническом аспекте. Так, Э. Садецки-Кардош (Венгрия), считает, что к началу геологической истории Земли общее содержание водорода составляло 0,61–4,72 вес. % всей массы планеты. Значительные изменения указанных величин обусловлены, вероятно, неоднородностью представлений о составе ядра, в котором содержание водорода изменяется от 0,5 до 4,5%. Для мантии даются более узкие пределы – от 0,11 до 0,22%. Атмосфера, гидросфера и силикатическая кора, по мнению этого автора, вместе содержат 0,0054 % водорода (1964).

Т а б л и ц а I

Время диссипации легких газов экзосферы Земли (лет)
(из книги А.П. Виноградова, 1959)

Летучий компонент	Температура экзосферы, °К		
	500	1000	2000
Протий	$2,4 \cdot 10^7$	$3,6 \cdot 10^4$	$1,8 \cdot 10^3$
Дейтерий	$1,4 \cdot 10^{13}$	$1,3 \cdot 10^7$	$1,4 \cdot 10^4$
Тритий	$1,5 \cdot 10^{20}$	$2,9 \cdot 10^{10}$	$4,6 \cdot 10^5$
Гелий-3	$1,5 \cdot 10^{20}$	$2,9 \cdot 10^{10}$	$4,6 \cdot 10^5$
Гелий-4	$4,2 \cdot 10^{25}$	$4,0 \cdot 10^{13}$	$2,4 \cdot 10^7$
Азот	10^{92}	10^{45}	$3,9 \cdot 10^{22}$

В работе Дж. Джекобса, Р. Рассела, Дж. Уилсона (1964) сообщается, что в земной атмосфере содержатся ничтожные количества водорода – 0,6 частей H_2 на 10^6 частей N (по объему). Водород образуется вследствие фотодиссоциации паров воды, поднимающейся с земной поверхности в верхние слои атмосферы. Этот процесс происходит в зоне, лежащей ниже 100-километрового уровня, то есть в гомосфере, однородность которой обусловлена перемешиванием атмосферы. Фотодиссоциацию молекул H_2O вызывает, по В.Г. Курту (1966), солнечное ультрафиолетовое излучение с длиной волны меньше 2400 Å (Л. Беркнер и Л. Маршалл (1965) указывают диапазон 1500–2000 Å, что обеспечивает уход земного водорода в количестве около 10^7 – 10^8 атомов·сек/см²).

Э.К.Бютнер (1959) определил, что за $4 \cdot 10^9$ лет в мировое пространство ушел водород из $6,6 \cdot 10^{25}$ молекул воды, что соответствует столбу воды высотой в 20 м над каждым квадратным сантиметром земной поверхности, или около 1% всей содержащейся на Земле воды. Уход водорода продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствует его распределение на различных высотах атмосферы (рис.7) и осуществление геокоронны, состоящей из атомов водорода (Шкловский, 1962).

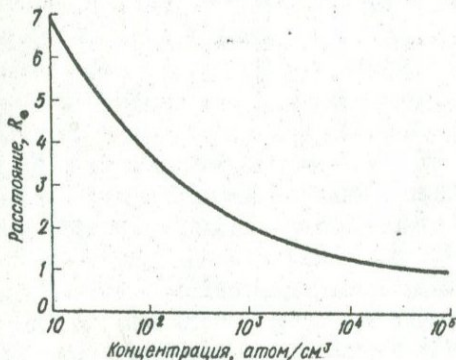


Рис.7. Распределение концентрации атомарного водорода в функции расстояния от центра Земли (из книги Ф.Джонсона, 1962).

В процессе формирования Земли происходила потеря не только водорода, но и других летучих, в том числе и воды. Об этом можно судить по содержанию летучих и H_2O в разных типах углистых хондритов, если принять, что выделенные Вииком (wiik, 1956) типы отражают различную степень дегазации астероидных тел, осколками которых являются хондриты. По мнению Б.Ю.Левина (1966), состав, очень сходный с тем, который можно ожидать у твердого вещества, сконденсировавшегося в протопланетном облаке, имеют углистые хондриты I типа. Он отмечает, что даже содержание рассеянных элементов в них почти совпадает с "космическим" обилием, тогда как в метеоритах других типов наблюдается больший или меньший дефицит.

По данным Г.П.Вдовыкина (1967), в углистых хондритах I типа общее количество летучих достигает 28, а воды 20 вес.%. В углистых хондритах II типа, испытавших интенсивное воздействие дегазации, общее содержание летучих снижается в среднем (округленно) до 15, а воды до 13-12%. Еще более дегазированы углистые хондриты III типа, в которых количество летучих равно 8-7%. Сведения о содержании воды в углистых хондритах III типа Г.П.Вдовыкина (1967) не приводит, а в работе Б.Ю.Левина (1966) по данным Виика (1956) указано, что в этом типе хондритов находится 1,0% H_2O . В каменных метеоритах, по А.П.Виноградову (1959 и др.), воды еще меньше — 0,5 вес.% и, по-видимому, соответственно снижается общее количество летучих.

Основываясь на приведенных данных, можно сделать расчет для гипотетического случая, когда в завершающую стадию формирования Земли на нее упало тело — астероид, вещество которого по составу соответствовало углистым хондритам I типа, т.е. содержало 20% воды. Допустим, что это астероидное тело среди других тел, падавших на Землю, имело максимальные размеры и достигало, по расчетам В.С.Сафронова, тысячной доли современной массы Земли. Масса такого тела должна была равняться $6 \cdot 10^{24}$ г (масса Земли — $5,973 \cdot 10^{27}$ г), а вес содержащейся в ней воды, равный $1,2 \cdot 10^{24}$ г, почти достигал массы воды в Мировом океане — $1,42 \cdot 10^{24}$ г, по А.Польдерварту (1955).

Из этих сопоставлений видно, какие огромные количества воды могли приносить с собой тела астероидного типа. Поэтому есть основания полагать, что при формировании нашей планеты развивались процессы двух противоположных тенденций: первый — дегазация периферических внешних участков прото-Земли, протекавшая особенно интенсивно со стороны, прогреваемой Солнцем, и второй — накопление летучих на завершающем этапе формирования планеты, обусловленный падением на нее крупных тел астероидного типа, которые создавали не только структурные и термические неоднородности, но и неоднородности в химическом составе наружной части Земли, подвергавшейся ударам.

Как уже указывалось выше, зональность, возникшая в протопланетном облаке на стадии сгущения и аккумуляции рассеянного вещества, существовала на всех этапах формирования планет Солнечной системы, следствием чего явилось различие в химическом составе планет. Во внешней, более холодной зоне образовались планеты-гиганты, в составе которых преобладают легкие вещества. Об этом свидетельствуют значения плотности вещества планет эпитерновой группы, изменяющиеся (относительно воды) от 0,71 (Сатурн) до 2,47 (Нептун). Эти данные приведены в работе Дж.Джекобса, Р.Рассела, Дж.Уилсона (1964). Там же есть ссылка на расчеты де Маркуса (1959), которыми установлено, что наружные оболочки Юпитера и Сатурна толщиной 20 000 км состоят из материала с плотностью меньше 1 г/см^3 , а Уран и Нептун почти целиком состоят из легких соединений, среди которых, по мнению Б.Ю.Левина (1966), есть метан и углекислый газ. Во внутренней зоне конденсировался в основном твердый материал, что и определило высокую плотность вещества планет земной группы — от 4,12 (Марс) до 5,52 (Земля).

Если по мере удаления от Солнца химический состав планет, следовательно меняется, то можно предполагать, что существует различие и в химическом составе астероидов. Астероиды, вошедшие в состав Земли, могли формироваться в зоне питания нашей планеты, которая простиралась почти от орбиты Венеры до орбиты Марса (Сафронов, 1969, с.224). В работах С.В.Козловской указано, что веществ-

во Венеры на несколько процентов плотнее вещества Земли, а Марса, по некоторым моделям, — менее плотное (1966, 1972). Следовательно, астероиды, попавшие на Землю из различных участков зоны, лежащей между этими планетами, могли различаться по составу как в сторону большей, так и меньшей плотности. Но астероиды могли поступать и из более отдаленных участков Солнечной системы и в этом случае они должны были еще более отличаться своим составом от состава зародыша Земли в сторону более высокого содержания летучих.

Особенно должны были отличаться от вещества протоземли астероиды, формировавшиеся в зоне планет-гигантов, которые в результате выброса попадали в сферу питания планет земной группы, в частности Земли. Механизм образования таких астероидов Б.Ю. Левин (1967) объясняет действием притяжения планет-гигантов, которое стало столь сильным, что начало резко изменять орбиты меньших тел и частиц, пролетавших мимо них. Некоторые из этих тел и частиц выбрасывались за пределы планетной системы, но часть из них, вероятно, могли залетать в зоны питания планет земной группы и падать на зародыш Земли. Возможность такого явления вполне реальна, поскольку орбиты даже некоторых современных астероидов пересекают не только орбиты планет земной группы, но и орбиты планет-гигантов (рис. 6). В прошлом же астероидов было, вероятно, значительно больше и их орбиты имели более сложные пространственные соотношения (см. рис. 2, Б, В).

В зоне планет-гигантов твердые тела имели ледяной состав (Левин, 1969) и, падая на Землю, они приносили с собой в состав земного вещества дополнительные количества летучих. Возможно, участки выпадения астероидов, вылетающих из зон планет-гигантов и приносивших на Землю аномально высокое количество летучих, сосредоточивались в определенных частях планеты. Здесь создавалось специфическое по составу вещество верхней мантии, которое при расплавлении давало более обильные продукты дегазации. Поскольку наиболее значительные неоднородности возникали от падения крупных тел с поперечником в несколько сотен километров, то размеры аномальных по температуре и химическому составу участков планеты, если в них сосредоточивалось выпадение нескольких астероидов, могли достигать многих тысяч километров.

Совокупность термических, структурных и геохимических первичных неоднородностей обусловила, вероятно, существование в верхней мантии разного рода аномалий, фиксируемых гравитационными, электромагнитными, сейсмическими и другими геофизическими наблюдениями. Размеры подобных аномалий достигают нескольких тысяч километров в поперечнике (Львстих, 1954). По признанию ряда исследователей (Любимова, Субботина, и др.), подобные неоднородности играют важную роль в тектогенезе, так как различие физических свойств и неравномерное

распределение температуры должны вызывать появление термоупругих напряжений и их концентрацию в определенных местах.

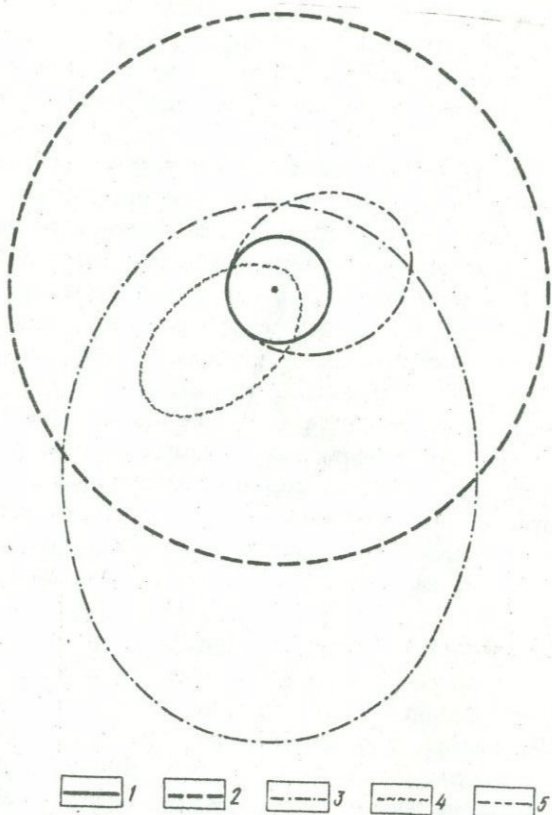


Рис.8. Орбиты астероидов (из книги Б.Ю.Левина, 1964).

В.С.Сафронов высказал предположение, что созданные в процессе образования Земли крупномасштабные неоднородности определили существование континентов и океанов (1969). Эти взгляды разделяет также автор настоящей работы. В следующей главе приведены материалы, подтверждающие эту концепцию. Есть основание полагать, что на участках, куда падали крупные астероидные тела, вызывавшие аномальный разогрев мантии и плавление ее вещества, раньше, чем в других областях планеты могло происходить выделение летучих, а значит и паров воды. Способствуя зарождению земной коры, продукты дегазации конденсировались на ее поверхности и образовывали первичные

скопления водных растворов, которые впоследствии положили начало возникновению протоскеанов.

Таким образом, космогонические процессы, обусловившие быстрый рост Земли на заключительном этапе ее формирования, послужили главным условием высокой обогащенности мантии летучими, среди которых преобладающим компонентом является вода.

Глава II

ВЫДЕЛЕНИЕ ВОДЫ

ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ

Как доказано различными методами, включая изотопный (Тилтон и Стейгер, 1965), процесс образования Земли завершился около 5 млрд. лет тому назад. После этого началось формирование внешних геосфер — атмосферы, гидросферы, земной коры, причём главным источником материала для создания этих геосфер служила мантия, т.е. верхняя оболочка планеты.

Исследуя кинетику дифференциации вещества мантии, А.П.Виноградов (1959) пришел к выводу, что процесс дегазации шел по сложному закону, сопряженному с общим тектоническим ритмом Земли, и, возможно, неравномерно. О правильности такого вывода, по его мнению, свидетельствует то, что Земля образовалась из холодного космического вещества, подобного веществу метеоритов, затем произошел его разогрев и проплавление, и, наконец, началось остывание Земли.

Интенсивная дегазация вещества планеты на ранних стадиях ее существования, будучи результатом разогрева, способствовала охлаждению поверхности Земли и созданию тонкой (нуклеарной) земной коры из выплавленной и охлажденной пелитичной базальтовой фракции. Предполагается, что в эту стадию на поверхности планеты температура достигала порядка первых сотен градусов, поэтому геогидросфера в современном понимании существовать не могла и лишь во внутренних частях Земли вода могла находиться во всех трех фазовых состояниях: в наиболее глубоких недрах, не затронутых разогревом, — в твердом; в переходной части — в жидком, вблизи поверхности Земли — в газообразном. Надземная часть водной оболочки была в парообразном состоянии. Р.З.Левковский (1968) считает ее существенно водной атмосферой, образование которой, по его мнению, произошло 4,7 млрд. лет назад. А.П.Виноградов (1964) этот период в истории атмосферы выделяет как первую древнюю фазу, когда главными компонентами атмосферы были пары воды, а второстепенными — N_2 , NH_3 , $B(OH)_3$, CO , CO_2 , CH_4 , HCl , HF , инертные газы и др.

Дальнейшее снижение температуры в околоземном пространстве и на земной поверхности обусловило своеобразное фракционирование продуктов дегазации — пары воды, охлаждаясь, давали жидкую фазу, которая

скапливалась в пониженных элементах рельефа Земли; легко растворимые в воде летучие — $HC1$, HF , $B(OH)_3$ и другие — в основном сконцентрировались в "протоокеанических" водах, а такие компоненты, как CH_4 , CO_2 , N_2 и другие, создали газовую оболочку Земли — "протоатмосферу".

Общность происхождения океанических вод и атмосферы из одной летучей фракции вещества мантии путем ее дальнейшей дифференциации на поверхности Земли А.П.Виноградов особенно подчеркивает (1967). Эти представления развивает и Н.М.Страхов (1963), который, рассматривая процесс возникновения этих двух геофер, отмечает, что первоначальные их массы были минимальными и лишь в ходе геологической истории произошло прогрессивное нарастание.

Руби (1957) дает обзор различных представлений о первичном составе атмосферы Земли и подчеркивает дискуссионность этой проблемы. Он пишет: "Химические и геологические данные указывают на то, что углекислота и азот были, по-видимому, господствующими газами в древней атмосфере, хотя, согласно некоторым гипотезам, важными составными частями в течение коротких периодов сразу же после образования Земли могли быть, вероятно, и другие газы" (1957, с.669).

Некоторые авторы (Опарин, 1938; Конвей, 1943; Бернал, 1951; Юри, 1952; Миллер, 1953) предполагали, что древняя атмосфера состояла преимущественно из метана и аммиака. О ювенильной природе этих газов писал А.П.Виноградов (1959), признавая, что атмосфера и океаническая вода в очень далеком прошлом содержали CH_4 и ион MH_4^+ , которые после появления кислорода окислялись до CO_2 и N_2 . Азот стал преобладающим и, по схеме А.П.Виноградова, в переходную фазу истории атмосферы был главным ее компонентом. К второстепенным компонентам тогда относились CO_2 , CO , CH_4 , O_2 и инертные газы (1964, с.20, табл.10).

Кислорода в первичной атмосфере не было или он содержался в незначительном количестве. Первоначально его образование шло путем фотодиссоциации, т.е. путем распада молекул воды на водород и кислород под действием ультрафиолетовых лучей. Этот процесс обусловил появление кислорода в самые древние геологические времена (Руби, 1957).

Л.Беркнер и Л.Маршалл (1965, рус.перевод 1966) на основании расчетов пришли к заключению, что энергия ультрафиолетового излучения (которое, ссылаясь на исследования Уилсона, они считают постоянным на протяжении всей истории нашей планеты) вполне достаточно, чтобы получить кислорода в сто с лишним раз больше, чем его нужно для окисления всех осадочных пород, покрывающих континенты и дно океана. Однако, по их мнению, за счет этого процесса не могла бы накопиться даже тысячная доля современного содержания кислорода в атмосфере.

В значительных количествах кислород появился в результате развития процесса фотосинтеза, возникновение которого связано с появлением организмов, способных образовывать углеводы за счет воды и углекислого газа атмосферы с освобождением кислорода. По остаткам наиболее древних находок водорослей установлено, что фотосинтез начался 3,0–2,7 млрд. лет назад, но вначале он не мог существенно повлиять на баланс атмосферы и лишь постепенно приобрел те масштабы, при которых количество кислорода достигло примерно 1% современного его содержания.

Беркнер и Маршалл эту концентрацию кислорода назвали "первым критическим уровнем", и полагают, что она соответствует началу палеозоя, т.е. 600 млн. лет назад. С этим периодом связано появление многих новых более современных форм жизни. Такой эволюционный "взрыв" обусловил увеличение интенсивности фотосинтеза и накопление в атмосфере кислорода до 10% его современного содержания. Этот "второй критический уровень", по мнению названных авторов, соответствует концу силурийской эры, т.е. 400–420 млн. лет назад. В девоне концентрация кислорода достигала современного уровня и затем в карбоне временно несколько превысила его (рис.9).

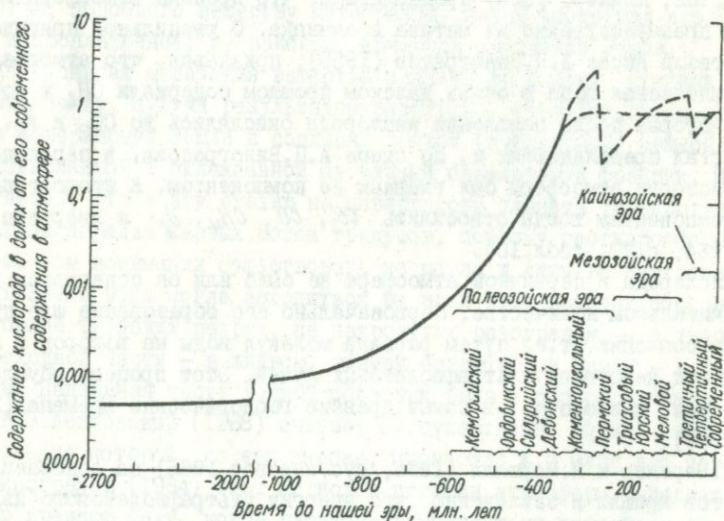


Рис.9. Изменение содержания кислорода в атмосфере в ходе эволюции (из книги Л.Беркнера и Л.Маршалла, 1965).

Беркнер и Маршалл предполагают, что на протяжении последних 300 млн. лет количество кислорода колеблется около постоянного значения, периодически лишь немного увеличиваясь или уменьшаясь.

Первое соответствовало, вероятно, эпохам расцвета флоры, а второе, возможно, происходило в периоды оледенения, когда деятельность живых организмов резко снижалась.

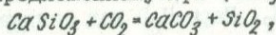
Следовательно, стабилизация содержания в атмосферном воздухе кислорода наступила в палеозое, хотя процесс его постепенного накопления начался с протерозоя (Страхов, 1963). Можно сказать, что отрезок времени общей продолжительностью около 1,5 млрд. лет, охватывающий протерозой и палеозой, был периодом формирования современного состава земной атмосферы.

В тесном взаимодействии с атмосферой очень сложным путем шло развитие протоокеана, представлявшего вначале скопления водных растворов сильных кислот, приуроченных к понижениям на первичной тонкой земной коре. Рассеянные на плоских пространствах вулканы были каналами, через которые на поверхность Земли поступали огромные количества легколетучих веществ. Последние, конденсируясь, пополняли протоокеан кислыми компонентами и газами, растворенными в воде. По аналогии с современными гидротермами соленость этих продуктов измерялась, вероятно, долями процента, а pH было близко к 1-2.

Н.М.Страхов считает, что в первой половине развития Земли вулканическая деятельность была более интенсивной по массе мобилизуемых веществ, но более спокойной по форме и протекала главным образом в виде эффузий. В гидрогеологическом отношении этот период в жизни планеты можно охарактеризовать как период наиболее активного воздействия глубинной части геогидросферы на подземную, т.е. на протоокеан и атмосферу.

Гидрохимические преобразования на раннем этапе существования надземной части геогидросферы, по Н.М.Страхову, в основном заключались в нейтрализации сильных кислот, вошедших в состав воды первозданного океана. Этот процесс осуществлялся двояко: 1) путем взаимодействия кислот с силикатными породами ложа и 2) путем взаимодействия их с карбонатами, образовавшимися в результате выветривания изверженных пород.

Второй путь Н.М.Страхов считает более значительным, особенно в более поздние стадии эволюции протоокеанической воды. Процесс шел по уравнению, предложенному Юри (Urey, 1952),



и мог развиваться в условиях высокого содержания CO_2 .

В результате процессов нейтрализации вода первозданного океана, представлявшая собой концентрированный раствор сильных кислот — HCl и HF , превращалась в воду хлоридного типа, но при этом отличительной чертой ее состава была высокая обогатенность хлоридами тяжелых металлов (Al , Fe , Mn), а также отсутствие карбонатов. Последние разрушались сильными кислотами с образованием угле-

кислого газа, который выделялся в атмосферу. Н.М.Страхов предполагает, что в такой протоокеанической воде было очень мало сульфатов, что объясняется отсутствием свободного кислорода в составе древней атмосферы.

На основании обобщения материалов по литогенезу, палеогеографии и другим геологическим дисциплинам мы нашли возможным процесс образования геогидросферы разделить на ряд этапов, для каждого из которых характерны свои особенности. Всего установлено семь этапов, охватывающих период продолжительностью около 4500 млн. лет — от начала возникновения земной коры до современной геологической эпохи.

Выделенные этапы эволюции геогидросферы можно кратко охарактеризовать следующим образом.

Первый этап соответствует начальному периоду, когда происходит интенсивная дегазация вещества планеты. Из охлажденной базальтовой фракции выплавленного материала формируется первичная (нуклеарная) земная кора. Температура на поверхности Земли больше 100°C .

Во внутренних частях Земли вода находится во всех трех фазовых состояниях: в наиболее глубоких недрах, незатронутых разогревом, — в твердом; в переходной части — в жидком; вблизи поверхности Земли — в газообразном. Над поверхностью Земли — парообразная водная оболочка (водная атмосфера). Главный компонент в составе атмосферы — H_2O ; второстепенные компоненты — N_2 , NH_3 , $\text{B}(\text{OH})_3$, CO , CO_2 , CH_4 , HCl , HF , инертные газы (Виноградов, 1964).

В течение второго этапа Земля покрыта сплошной, возможно еще довольно тонкой, корой. Очаги выплавления и дегазации вещества мантии располагаются на небольшой, сравнительно, глубине. Магматический материал интенсивно поступает на поверхность Земли через вулканы, рассеянные по всей планете.

Благодаря тому что температура земной поверхности ниже 100°C , продукты дегазации конденсируются. Пары воды, переходя в жидкую фазу, дают начало надземной части геогидросферы. В ней растворяются такие летучие, как HCl , HF , $\text{B}(\text{OH})_3$. В силу этого по составу первозданные океаны представляют водные растворы сильных кислот.

В газовой оболочке скапливаются малорастворимые в воде летучие, например CO_2 , CH_4 , H_2 . Пары H_2O под влиянием ультрафиолетового излучения диссоциируют на H_2 и O . Полученный таким путем кислород окисляет поступающие с продуктами дегазации ионы NH_4^+ . Вследствие этого в преемственной атмосфере появляется азот, который с течением времени становится главным компонентом ее состава. Второстепенные компоненты преемственной атмосферы — CO_2 , CO , CH_4 , O_2 и инертные газы.

На третьем этапе первичные воды протоокеана, содержащие сильные кислоты, взаимодействуя с силикатными породами ложа,

частично нейтрализуются. Этот процесс не получает широкого развития, так как выпадающие из раствора соединения SiO_2 , Fe , Al довольно скоро покрывают дно водоемов защитной коркой.

Со временем более эффективным становится другой путь нейтрализации протоокеанической воды — взаимодействие с карбонатами, образовавшимися в результате выветривания изверженных пород при участии атмосферной углекислоты.

В результате нейтрализации изменился состав воды протоокеана. Раствор сильных кислот (в основном HCl) постепенно заместился растворами хлоридов K , Na , Ca , Mg , Al , Fe , в которых содержатся некоторые количества боратов, фторидов и очень мало SiO_2 .

Для состава подвергшейся процессу нейтрализации праокеанической воды характерно отсутствие растворенных карбонатов, которые разрушались сильными кислотами с выделением в атмосферу свободной CO_2 . Но в результате полной нейтрализации вода оказалась обогащенной углекислотой и поэтому реакция ее остается кислой, хотя носителями кислотности стали уже не сильные кислоты, а H_2CO_3 и частично H_3BO_3 (Страхов, 1963).

В составе газовой оболочки Земли преобладает азот. Из второстепенных компонентов важную геохимическую роль играет CO_2 , который принимает участие в процессе выветривания силикатов. Но при этом запасы CO_2 почти не уменьшаются, так как они пополняются за счет разложения карбонатов при разрушении последних сильными кислотами протоокеанических вод.

Некоторые количества CO_2 образуются в протоатмосфере при окислении содержащегося в ней метана. Кислород, участвующий в этом процессе, является продуктом фотодиссоциации молекул воды под влиянием ультрафиолетового излучения. Полученный таким путем кислород вступает также в реакцию с $\frac{1}{2}S$ и свободной S , образуя первичные сульфаты. Однако его недостаточно для более полного окисления серы, поэтому сульфаты в протоокеанических водах не накапливаются.

К началу четвертого этапа в океанах исчезли последние следы сильных кислот и появилась возможность накопления карбонатов, а океаническая вода по составу стала хлоридно-карбонатной. Это означает, что продукты вулканизма не только полностью нейтрализовались растворами карбонатов, поступавших с континентов, но создавался еще некоторый их избыток, обусловивший образование в океане щелочного резерва.

Накопление карбонатов в океанической воде было причиной начала и развития карбонатной седиментации. Она проявлялась в виде образования доломитов, причем вещество последних осаждалось на обширных океанических пространствах чисто химическим путем. Кроме того, образовывались джеспилиты — тонкослоистые илы, в которых слои кремнезема чередовались со слоями железистых минералов. Последние отлагались

в среде, бедной кислородом, и представлены исключительно закисными формами (лептохлоритом, сидеритом).

Атмосфера Земли в течение четвертого этапа постепенно освобождается от аммиака и метана путем их окисления теми небольшими количествами кислорода, которые возникают при фотодиссоциации H_2O . Фотосинтеза еще не существует, так как нет еще живых организмов, способных его реализовать. В этом принципиальное отличие четвертого этапа эволюции надземной части геогидросферы от следующего, пятого, который явился весьма значительным рубежом в ее развитии.

Начало п я т о г о этапа характеризуется возникновением фотосинтеза, вызвавшего существенные изменения в надземной части геогидросферы, прежде всего в атмосфере.

С появлением свободного кислорода усилился процесс окисления аммиака и метана, которые практически исчезли из состава атмосферы. Главными компонентами в ней стали азот и кислород. Резко уменьшилось количество CO_2 . Таким образом, на этом этапе создались предпосылки для формирования современного состава атмосферы.

Сильно изменялся и состав океанических вод, терявших CO_2 и постепенно обогащавшихся O_2 . В результате уменьшалось количество растворенных карбонатов, но возрастало содержание сульфатов, и хлоридно-карбонатный тип океанической воды превращался в хлоридно-карбонатно-сульфатный.

Уменьшение в океанических водах щелочного резерва постепенно привело к сокращению массового доломитообразования, которое сохранилось лишь в условиях аридного климата. Изменилась также форма осаждения поливалентных металлов (Fe, Mn, Cu), которые в кислородной среде стали выпадать в форме высших окислов.

Повышение f_h и pH океанической воды привело к ограничению подвижности многих элементов, особенно Fe, Mn, Al , тяжелых металлов. Они стали все меньше перемешаться в виде растворов и все больше в виде взвесей или комплексных органических соединений.

На ш е с т о м этапе "живое вещество" в геохимической жизни планеты приобрело еще более значительную роль. Фотосинтез обусловил уменьшение в атмосфере количества CO_2 и соответственно увеличение O_2 . Можно полагать, что состав атмосферы стал близок к современному.

В результате поглощения живыми организмами растворенной в воде углекислоты и обогащения воды кислородом возросла щелочность океанической воды. В связи с этим уменьшилась масса растворенных карбонатов и постепенно их концентрация достигала современного значения (0,21%). Соответственно повысилась роль сульфатов, вследствие чего тип океанической воды стал хлоридно-сульфатным, что характерно и для современных океанов.

К седьмому этапу развития надземной части геогидросферы относится весь последующий период геологической истории, в течение которого состав Мирового океана и состав атмосферы приобретают стабильный характер. Этот этап (как увидим далее на основании гидрохимических, биологических и геологических данных) начался в кембрии и продолжается около 500 млн. лет. Все предыдущие этапы эволюции надземной части геогидросферы относятся к докембрию.

Сопоставляя выделенные выше палеогеогеологические этапы с палеогеографической периодизацией литогенеза, приведенной в работе Н.М.Страхова (1963), можно условно наметить следующее совпадение временных границ (табл.2).

Первый, второй и третий палеогеогеологические этапы соответствуют азойскому (начальному) этапу литогенеза, начало которого относится ко времени возникновения земной коры (4500 млн. лет тому назад), а завершение датируется 3500 млн. лет тому назад. Следовательно, общая продолжительность первых трех палеогеогеологических этапов составляет около 1000 млн. лет.

Четвертый палеогеогеологический этап совпадает с археозойским этапом литогенеза, для которого, по Н.М.Страхову, характерно появление геосинклинальных и платформенных территорий, т. е. расчленение земной коры на те основные структурные единицы, которые известны во всей последующей истории Земли. Продолжительность этого этапа 1700-2000 млн. лет.

Пятый и шестой палеогеогеологические этапы сопоставляются с рифейско-протерозойским этапом литогенеза, который, по представлениям Н.М.Страхова, характеризуется развитием в земной коре мощной сиалической оболочки, выделением геосинклинальных и платформенных зон. Разрастающиеся за счет геосинклиналей платформенные участки становятся базой обширных континентов, явившихся поставщиком значительных масс пород, сносимых в океаны. Вулканогенный литогенез приобрел второстепенную роль, что сильно сказалось на ходе геогидрологических процессов. Общая длительность пятого и шестого палеогеогеологических этапов - около 1200 млн. лет.

Седьмой палеогеогеологический этап совпадает с историческим этапом литогенеза, который включает послекембрийский период, начавшийся 500-600 млн. лет тому назад и продолжающийся в настоящее время. Произошедшие за это время геологические процессы весьма сложны и многообразны. Отметим лишь особенно важные в геогидрологическом отношении явления. Это стабилизация состава океанических вод, которая шла параллельно с установлением стабильного состава атмосферы.

Л.А.Зенкевич пишет, что формирование океана с его физико-географическими, химическими и биологическими особенностями следует относить к далеким допалеозойским временам и в доказательство при-

Сопоставление этапов эволюции глубинных зон геогидросферы,
Мирового океана и земной атмосферы

Этап эволюции геогидросферы	Эволюция активности глубинных зон геогидросферы	Эволюция океана	Эволюция атмосферы	Продолжительность этапа, млн. лет
I	Нуклеарная земная кора. Интенсивная дегазация вещества верхней мантии	Парообразная водная оболочка	Водная атмосфера. Главный компонент - H_2O . Второстепенные - $N_2, NH_3, B(OH)_3, Co, CO_2, CH_4, HCl, HF$	Азойский (начальный) этап, 1000
II	Тонкая земная кора. Рассеянные по всей планете вулканы. Очаги выплавления и дегазации верхней мантии на небольшой глубине	Заполнение впадин между вулканами конденсированными продуктами дегазации мантии - водными кислыми растворами летучих $HCl, HF, B(OH)_3$ и др.	H_2O диссоциирует. Преобладают CO_2, CH_4, H_2 , появляется N_2 как результат окисления NH_3	
III	Утолщение земной коры, сокращение числа действующих вулканов, некоторое затухание процесса дегазации вещества верхней мантии	Нейтрализация кислых растворов в результате взаимодействия с силикатными и карбонатными породами. Появление хлоридов K, Na, Ca, Mg, Al, Fe	Преобладание азота. Расход CO_2 на выветривание силикатов и пополнение его за счет разложения карбонатов кислыми водами прарокеана	
IV	Островной характер суши. Возникновение неустойчивых горноскладчатых структур, превратившихся впоследствии в жесткие глыбы земной коры - ядра платформы. Неравномерная активность глубинных зон геогидросферы	Завершение нейтрализации сильных кислот; хлоридно-карбонатный состав океанической воды, покрывавшей значительные пространства. Химическое осаждение доломита на дне океанических впадин	Преобладание азота, исчезновение метана и аммиака в результате окисления кислородом, образующимся при диссоциации воды	

У	Обособление главных тектонических структур земной коры — про-топлатформ и геосинклиналей, локализация активности глубинных зон геогидросферы в геосинклинальных участках	Появление живых существ и развитие фотосинтеза. Уменьшение количества карбонатов и возрастание роли сульфатов вследствие обогащения океанических вод кислородом	Накопление кислорода, об-разующегося в результате фотосинтеза. Азотно-кисло-родный состав атмосферы
УІ	Формирование мощной сиалической оболочки, снижение роли вулканизма, сокращение масштабов деятельности глубинных зон геогидро-сферы	Формирование хлоридно-сульфатного состава океа-нической воды, близкого к составу воды современ-ного Мирового океана	Формирование атмосферы, близкой по составу к современной
УІІ	Сложное чередование геотектони-ческого режима. Уменьшение ак-тивности глубинных зон геогидро-сферы в период тектонического покоя и повышение в периоды орогенеза	Стабилизация состава Ми-рового океана	Стабилизация состава земной атмосферы

Послекомб-
рийское вре-
мя, 500-600

Рифей — протерозой,
1500-1200

водит анализ развития морской фауны от первейших до современных форм. В цитируемой статье есть весьма интересный вывод, который сформулирован так: "Мы можем только выразить уверенность в том, что животное население океана возникло и получило развитие при соленостях океана, сходных с современной" (1966, с.199).

На длительное постоянство химического состава воды Мирового океана указывал еще в 1933 г. В.И.Вернадский. Он писал: "По-видимому, химический состав океана почти не меняется и даже не меняется с ходом геологического времени. Вернее он колеблется (должно быть, закономерно /?/) около некоторого среднего. Океан, по-видимому, геологически является формой подвижного статического равновесия". Новизна идеи вызвала следующее замечание В.И.Вернадского: "Это представление не является облепринятым, но мне кажется, что оно наиболее отвечает эмпирическим фактам".

В последующие 30 лет дополнительно полученные материалы подтвердили высказанные В.И.Вернадским предположения и в опубликованной в 1963 г. работе М.Г.Валашко приведены гидрогеохимические доказательства стабильности химического состава океанических вод начиная с кембрия. В этой работе есть такое обобщение: "Все приведенные здесь данные по составу соляных отложений и рассолов являются убедительным объективным свидетельством постоянства состава океанической воды на протяжении последних $500 \cdot 10^6$ лет. Постоянным оставался состав океанической воды и на протяжении всей предшествующей истории начиная с появления в атмосфере свободного кислорода" (1963, с.26).

К подобному выводу с иных позиций пришел и С.В.Бруевич (1968), который для суждения о составе вод древнего океана использовал данные по исследованию поглощенного комплекса морских осадков, результаты анализа грунтового раствора, пропитывающего древние океанические отложения, и палеогеохимические реконструкции по характеру оседающих отложений цехштейна.

Реконструкцию состава воды древних морских бассейнов С.В.Бруевич проводит по анализам поглощенных катионов из опытных данных с гидрослюдистой и бентонитовой породами (Спиро, 1965). Сопоставляя эти данные с составом воды современного Мирового океана (табл.3), он приходит к выводу, что с конца палеозоя состав океанической воды остался без существенных изменений (Бруевич, 1968, с.942).

Сходство химического состава погребенной среднемиоценовой и современной океанической воды подтверждают результаты исследования грунтового раствора, пропитывающего древние осадки, взятые в Атлантическом океане при глубоководном бурении экспериментальной скважины "Мохол" с глубины 138 м ниже поверхности дна (табл.4).

Т а б л и ц а 3

Реконструкция состава морской воды по анализам поглощенных катионов (экв.%) из опытных данных с гидрослюдистой и бентонитовой породами, по Н.С.Спиро, 1965 (из книги С.В.Бруевича, 1968)

Возраст	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Пермь	75,3	3,3	17,9	3,5
Триас	87,4	1,6	9,0	2,0
Юра	86,8	0,7	10,3	2,2
Мел	77,8	0,8	17,9	3,5
Современный состав катионов Мирового океана	75,3	1,63	17,62	3,35

Стабильность гидрохимической характеристики океана С.В.Бруевич доказывает также, сравнивая его современный состав и распределение основных ионов и ионных отношений, установленные Я.В.Самойловым (1921) для позднепалеозойского цехштейнового моря. С.В.Бруевич отмечает большое сходство концентрации отдельных компонентов, содержащихся в водах палеозойского моря и современного океана. Это положение хорошо согласуется с выявленной М.Г.Валяшко закономерностью, в соответствии с которой соляные отложения различного геологического возраста начиная с кембрия построены в общем одинаково (1963).

Т а б л и ц а 4

Солевой состав грунтового раствора пробы ЕМ 8-15 скважины "Мохол" и воды современного океана (из книги С.В.Бруевича, 1968)

Проба	Cl, ‰	Отношение ионов			
		Na/Cl	K/Cl	Ca/Cl	Mg/Cl
Грунтовой раствор	19,5	0,57	0,021	0,023	0,063
Вода современного океана	19,37	0,56	0,020	0,021	0,067

Таким образом, по гидрогеохимическим и экологическим данным устанавливается достаточно определенно, что в постпротерозойское время надземная часть геогидросферы имеет стабильную характеристику, формирование которой происходило в течение предшествующего периода, занимающего более 3 млрд. лет (см.табл.2).

Но если гидрохимические и экологические исследования позволяют констатировать, что постоянство состава океанической воды установилось примерно в кембрии, т.е. 500-600 млн. лет назад, то результаты тектонического и палеогеографического изучения не дают однозначного решения вопроса о времени стабилизации объема Мирового океана и его границ.

Д.Гиллули (*Gilluly*, 1955, рус. перевод 1957) по этому поводу пишет: "Геологическая летопись четко указывает на неоднократные смены суши и моря. Однако не совсем ясно, свойственны ли эти изменения только эпиконтинентальному шельфу и впадинам или они приводят к превращению океанических участков коры в континентальные и наоборот" (1957, с.23).

З.В.Дашкевич (1969), отмечая первостепенный интерес для палеогеографии истории формирования и развития океанических впадин, подчеркивает острую дискуссионность проблемы их происхождения. На сложность этой проблемы указывал и Ю.А.Косыгин (1969) в своей работе, в которой достаточно подробно проанализировал различные ее аспекты. Он отметил, что до настоящего времени широко распространено представление о разрастании материковых глыб в течение геологической истории, которое сопровождалось увеличением мощности земной коры с образованием в ней базальтового и гранитного слоев. Древнейшие ядра материков — архейские протоплатформы последовательно обрастали участками пенецплензированных горноскладчатых структур.

Этого мнения придерживается, в частности, З.В.Дашкевич (1969), которая выделяет три стадии развития земной коры: 1) догеосинклинальную, или нуклеарную, на этой стадии кора была тонкой, первичной; 2) геосинклинальную, характеризующуюся появлением сначала простых по структуре и округлых по очертаниям геосинклинальных прогибов, постепенно усложнявшихся и захватывающих все новые участки земной коры; 3) геосинклинально-платформенную стадию, начавшуюся в конце позднего архея, в течение которой значительные участки геосинклиналей переходят в платформенное состояние, приобретают черты относительной тектонической инертности, становясь жесткими остовами современных континентов.

Для геосинклинально-платформенной стадии характерно не только разрастание платформенных структур за счет геосинклиналей, но и увеличение мощности и жесткости земной коры. В континентальном типе коры образуются базальтовый, гранитный и осадочный слои, общая мощность которых, по современным представлениям, достигает 35–40 км. В отличие от материковой коры земная кора под океанами состоит только из базальтового слоя относительно небольшой мощности (в среднем около 7 км) и сравнительно тонкого слоя вулканических и пелагических осадков (1–2,5 км); гранитного слоя в океаническом типе коры нет.

Отмеченные особенности строения коры дают основание считать, что океаническая кора — более древний тип земной коры, из которой образовалась материковая кора за счет ее утолщения и усложнения. Признав, что земная кора под океанами — образование первичное, древнее, можно сделать вывод, что в местах развития коры океаничес-

кого типа на протяжении всей истории планеты должны были существовать океаны, возникшие на раннем этапе формирования геогидросферы.

Эта концепция плохо согласуется с такими фактами, как исключительно малая мощность залегающего на дне океанов осадочного слоя, и молодой возраст обнаруженных на океаническом дне осадочных пород (не древнее мела). Кроме того, эта концепция имеет еще слабые стороны, отмеченные в работах В.В.Белоусова (1967, 1968 а, б). Этот автор опровергает взгляды тех исследователей, которые считают, что современные океаны являются образованиями древними, возникшими с момента появления первичной земной коры. Он подвергает критическому пересмотру также представление о том, что материковая земная кора образовалась путем дифференциации океанической коры.

В.В.Белоусов считает, что в этой концепции правильно лишь то, что материковая кора формируется и утолщается в результате геосинклинального процесса; правильно, по его мнению, и то, что материковая кора должна была в целом образовываться путем дифференциации вещества мантии, имевшего первоначально более однородный состав. Но применительно к современному расчленению земной поверхности на материки и океаны эту концепцию он не считает справедливой.

Возникновение платформ В.В.Белоусов относит к середине протерозоя (около 1,5 млрд. лет назад), после чего они увеличивались за счет геосинклиналей. Этот процесс, по его мнению, шел последовательно от цикла к циклу начиная от верхнего протерозоя до настоящего времени. Но история океанов в их современном облике, т.е. в виде глубоководных депрессий, совпадающих по площади с современными океанами, по В.В.Белоусову, началась лишь в меловой период. До этого на материковой суше, согласно его взглядам, существовали лишь эпиконтинентальные морские бассейны.

В.В.Белоусов считает, что "перелом" наступил в конце палеозоя - начале мезозоя, когда произошло преобразование материковой земной коры в океаническую. Этот процесс, по его предположениям, продолжался около 100 млн. лет - с конца палеозоя до середины мела. В течение этого времени прогибание коры в океанах и соответственно заполнение образующихся депрессий водой должно происходить со скоростью около 1 мм в год, что означает ежегодную эклогитизацию слоя коры мощностью в 1,5 см (1968, с.218).

Прогибание, - указывает В.В.Белоусов, - временами нарушалось откальванием и более быстрым погружением отдельных участков шельфа, удаленных от берега. Это считается характерным для Атлантического океана, границы которого с материками оставались фиксированными и только углублялось его дно, а также присоединялись участки шельфа. Аналогично протекало и развитие Индийского океана.

В отличие от них Тихий океан разрастался за счет прилегающих участков суши. Наступление такого океана на материк вызвало образование окраинных морей в его северной и западной частях, формирование которых датируется неогеном.

В.В.Белусов считает, что процесс расширения океана продолжается и в настоящее время, так как срезанию и обрушению подвергались самые молодые структуры.

Изложенная концепция, известная в литературе как "гипотеза океанизации материковой коры", имеет много спорных положений, что признает и сам автор. Он пишет: "Резкое увеличение количества воды на Земле в конце палеозоя и начале мезозоя представляет процесс, который трудно понять" (1969, с.20). Это обстоятельство в первую очередь отметил В.А.Магницкий (1965), подвергая критике гипотезу "океанизации". Он прежде всего задает вопрос: Где до образования океанов была вода? И далее рассуждает: "С одной стороны, если отсутствовали океанические впадины, то вода покрывала бы Землю слоем в 3-3,5 км. С другой стороны, нет никаких оснований считать, что огромные массы воды выделялись начиная с мезозоя, т.е. за $2 \cdot 10^8$ лет, в то время как за предыдущие миллиарды лет выделилось лишь ничтожное количество воды, хотя за это время по всей Земле выделялась из ее недр мощная континентальная кора" (1965, с.103).

В.А.Магницкий указывает, что до сих пор нет приемлемого физико-химического объяснения процессов океанизации континентальной коры. Он считает, что чрезвычайно трудно понять, каким образом малоплотное вещество коры могло погружаться в гравитационном поле в плотное вещество мантии. "Конечно, - пишет он, - можно представить механизм погружения небольших частей коры, но в масштабах океанов он просто энергетически невозможен. К тому же, - читаем далее, - и геологически не видно признаков этой чудовищной катастрофы: дно океанов удивительно не сейсмично, оно очень ровно на больших площадях и лежит везде на одном уровне, причем нигде не сохранилось каких-либо остатков прежней коры" (1965, с.104).

По мнению Ю.А.Косыгина, также представляется маловероятным, что поднявшаяся кверху, внедрившаяся в осадочную оболочку и выплеснувшая наружу основная и ультраосновная магма затем своей тяжестью затащила блоки осадочной оболочки на глубины мантии, которая сама сложена не менее тяжелым материалом.

Считая не реальным предложенный В.В.Белусовым процесс океанизации, Ю.А.Косыгин признает, что под отдельными участками океанического дна могут располагаться погруженные мало измененные блоки осадочной оболочки* континентального типа. К таким участкам он

* Под осадочной оболочкой Ю.А.Косыгин понимает внешнюю оболочку земного шара, в пределах которой по тем или иным признакам можно распознать слои, ранее сформировавшиеся на поверхности Земли.

относит внутренние моря западной окраины Тихого океана — котлови-
ну Японского моря, Южно-Китайское море, отчасти Коралловое море,
а также Берингово и Тасманово моря.

В основном же оболочка океанического типа, как считает Ю.А.Косыгин, является результатом длительного и сложного процесса (включая излияния лав, чередующихся с осадочным материалом), но развивавшегося иначе, чем в пределах континентов. По его мнению, эта оболочка может представлять собой толщу осадочных и вулканических пород, располагающихся на первичной (доосадочной) поверхности планеты.

Основываясь на данных Г.У.Менарда (1966), Ю.А.Косыгин делает вывод, что в строении оболочки океанического типа весьма значительную роль играют вулканические породы и очень небольшую — осадочные. Но в целом, по его предположению, океаническая оболочка не является тонким слоем, а уходит корнями в глубины базальтового слоя и, возможно, мантии Земли. Он считает, что на обширных океанических пространствах в пределах глубоководных частей осадочная оболочка имеет иной состав и, следовательно, иное строение и историю развития, чем на континентах.

В то же время, по его мнению, совершенно определенно доказано, что на территории современных континентов океанических условий никогда не было.

В последнее время усиленно развивается представление о том, что океаническое дно не стабильно, а расширяется за счет раздвижения коры в области срединноокеанических хребтов. Основанием для подобного заключения послужили результаты проведенных в крупных масштабах океанических исследований. Дно океанов изучается методом эхолотирования с судна, причем мелкие элементы глубокого дна фиксируются при использовании глубоко буксируемых источников звука. Широко применяются сейсмические, гравиметрические и магнитные методы. П.Р.Фогт, Э.Д.Шнейдер, Г.Л.Джонсон (1972) отмечают, что когда изучение океанической коры перешло от стадии сбора единичных образцов через стадию геофизических исследований к реконструкции растяжения ложа океана, это было началом новой эры генетического и исторического анализа. Главный результат океанических исследований — установление динамичности дна океана в области срединноокеанических хребтов.

Срединноокеанический хребет как глобальная горная система впервые был выявлен при комплексном анализе топографических особенностей океанического дна и его сейсмичности. Путем прослеживания пояса неглубоких землетрясений и уточнения положения эпицентров этих землетрясений было установлено, что последние возникают под осевой частью рифта или в пределах активных частей зон разломов, т.е. между смещенными участками хребта. Прослежено, что срединноокеаничес-

кий хребет приурочен к центральной части Мирового океана. Он занимает медианную зону в Атлантическом и Индийском океанах и приближается к континенту лишь в Тихом океане. Местами он заходит и в области подводных окраин материков, например близ дельты Лены в Сибири. Здесь срединноокеанический эпицентральный пояс продолжается через Сибирь к озеру Байкал. Хребет заходит также в Калифорнийский залив, где он сливается с зонами разломов западной части США, в частности с зоной разломов Сан-Андреас, и вновь проявляется у побережья штата Орегон. Другой отрезок хребта протягивается в северном направлении через Красное море, южная ветвь которого простирается до Аденского залива и образует рифтовые долины Восточной Африки. Арктический срединноокеанический хребет располагается между асейсмичным хребтом Ломоносова и окраиной Евразийского материка. Здесь осевая долина хорошо выражена лишь на участке к северу от Шпицбергена, а вблизи моря Лаптевых и Карского моря хребет представляет собой относительно сглаженный элемент подводного рельефа.

Срединноокеанические хребты имеют сложное глубинное строение. На основании сейсмических и гравиметрических данных установлено, что под ними залегают линзы (до 20 км толщины) материала, характеризующегося скоростью распространения сейсмических волн 7,2–7,6 км/сек. Согласно гипотезе Хесса (*Hess, 1962*), под гребнем хребта существует восходящий поток вещества мантии, которое гидратируется и превращается в серпентиниты^{*}, имеющие более низкие значения скорости распространения сейсмических волн, чем мантия, но большие, чем породы коры. По оси восходящего потока образуется разлом, в обе стороны от которого происходит движение дна океана, а вдоль гребня формируется новая кора. При этом гребень хребта сохраняется в качестве срединного элемента структуры, а каждый фланг хребта перемещается со скоростью 1,3 см/год (*Hess, 1965*, рус. перевод 1969). Близкие значения скорости растяжения океанического дна приводят П.Р.Фогт и др. (1972) по данным К.Андерсона, О.Эйвери, Д.Брейси, Р.Хиггса и Р.Фогта. В наиболее детально изученной области Атлантического океана, расположенной к востоку от хребта Рейкьянес, установлены три этапа растяжения дна. Началось растяжение около 60 млн. лет назад и происходило со скоростью 1,1–1,2 см/год. Затем примерно 42 млн. лет назад, оно стало более медленным (0,7–0,8 см/год), а спустя 18 млн. лет скорость вновь возросла до 1,1–1,2 см/год.

^{*} Процесс серпентинизации вещества мантии в области срединноокеанических хребтов подробнее рассматривается в IV главе данной работы.

Приведенные сведения отражают эпизодический характер растяжения дна океана. Л.Кнопов (Knopoff, 1969, рус. перевод 1972) предложил следующее объяснение механизма такого процесса. Он считает, что накопление статических напряжений во время спокойного периода длится до тех пор, пока они не превысят некоторый критический предел. Тогда происходит разрыв и две соседние пластины начинают двигаться в противоположных направлениях. Связанный с этим импульс перемещает их на известное расстояние, но под действием сил вязкого торможения они останавливаются и начинается новый спокойный период, в течение которого вновь начинают накапливаться статические напряжения. Зазор между расходящимися пластинами заполняется материалом, который, по мнению Л.Кнопова, поступает из слоя пониженных скоростей.

Датирование эпох раздвижения океанического дна и установление скорости этого процесса базируется на изучении магнитного поля океанов. Ф.Вайн и Д.Мэттьюз (Vine, Matthews, 1963) определили скорость разрастания дна по линейным магнитным аномалиям, параллельным океаническому хребту. Эти аномалии соответствуют изменениям полярности магнитного поля Земли, происходившим за последние несколько миллионов лет. Направление намагниченности в каждой полосе дна океана соответствует ориентации геомагнитного поля, существовавшего во время застывания материала этой полосы. Это дает возможность датировать аномалии, т.е. определить возраст полос океанического дна, соответствующих отдельным аномалиям, и по расстоянию отдельных полос от оси хребта вычислить скорость расширения океанов.

Расстояния от оси срединного хребта до аномальных зон хорошо согласуются с эпохами изменения знака земного магнитного поля, причем соотношения между расстоянием и временем дают постоянные значения скорости равные нескольким сантиметрам в год. Датировка аномалий в общем подтвердилась результатами глубоководного бурения. Возраст базальтов, подстилающих осадочный слой океанической коры, оказался в большинстве случаев соответствующим возрасту, установленному по магнитным аномалиям. Подтвержден и последовательный переход от более молодых пород, находящихся близ оси срединноокеанического хребта, к более древним, расположенным на периферии океана.

Сведения о строении океанического дна и его движении послужили основанием для выработки новых концепций, получивших широкую известность под названием "тектоники плит" или "новой глобальной тектоники". В общем виде эти концепции вначале наметил Д.Т.Вильсон (Wilson, 1965), а затем почти одновременно их развили В.Д.Морган (Morgan, 1968), В.Изаак, Д.Оливер, Л.Сайкс (Isaacs, Oliver, Sykes, 1968) и К.Ле Пижон (Le Pichon, 1968). В основу названных концепций положено представление о том, что литосфера, имеющая толщину около 120 км под континентами и около 60 км под океанами, является отно-

нительно жесткой и хрупкой, в то время как подстилающая ее астеносфера, вещество которой близко к расплавленному состоянию, пластична. Плиты литосферы граничат друг с другом вдоль тектонических швов — разломов. К этим швам, которые в океанах соответствуют рифтовым зонам срединноокеанических хребтов, а на окраинах континентов — наклонным сверхглубинным разломам (зонам Бениоффа), приурочена основная тектоническая, сейсмическая и вулканическая активность. От рифтовых зон происходит горизонтальное перемещение литосферных плит в различных направлениях — раздвижение (дивергенция), а в зонах Бениоффа — поддвиг (конвергенция) океанической коры под континентальную.

С раздвигом литосферы в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов связано внедрение вещества мантии из выступов астеносферы, расположенных под хребтами. Это явление в последующих главах настоящей работы получит геогидрологическую интерпретацию, подтверждающую способность вещества мантии генерировать огромные количества воды. Здесь же мы отметим лишь, что с концепцией глобальной тектоники плит связано возобновление гипотезы дрейфа материков, реальность которой полностью отрицает В.В.Белоусов, также, как отрицает и научную ценность самой концепции "тектоники плит" (1972 б).

Иную оценку названному научному направлению дает П.Н.Кропоткин (1972). Он считает, что вопрос о механизме тектонических процессов и расширении дна океанов нужно решать сочетая теорию дрейфа материков с пульсационной гипотезой Бэчера — Обручева, согласно которой тектонические процессы обусловлены изменением радиуса Земли. Согласно этой гипотезе, фазы растяжения сопровождаются спокойным прогибанием бассейнов, тогда как фазы сокращения Земли приводят к сжатию геосинклиналей, к складкообразованию и подъему горных хребтов. По мнению П.Н.Кропоткина, в новейшую геологическую эпоху происходит сжатие как результат сокращения радиуса Земли. Растяжение же рифтовых зон он связывает с тектономагматическим процессом, а именно, с расклиниванием коры под напором пластичных полурасплавленных масс, поднимающихся снизу, из зоны более интенсивного сжатия, и полагает, что в фазы расширения Земли растяжение рифтов могло идти гораздо быстрее.

Из приведенного видно, насколько дискуссионны представления о процессах, определивших современное распределение океанов и континентов. Кроме того, неоднозначно решаются вопросы о направленности процессов преобразования двух главных типов земной коры — океанического и материкового. В связи с этим возникают большие трудности в установлении интенсивности генерации ювенильной воды веществом мантии, реконструкции условий ее поступления на поверхность Земли и в слои земной коры в отдельные периоды геологической истории. В то же время анализ различных концепций по проблеме глобального

тектогенеза позволяет выявить некоторую общность представлений о подъеме вещества мантии в таких зонах, как рифты срединноокеанических хребтов, признание активной роли астеносферы благодаря особому состоянию ее вещества, а также констатация сопряженности сейсмических явлений с наличием разломных зон и т.д. Все эти обстоятельства в дальнейшем позволят составить более или менее полную картину о геогидрологической активности мантии и об участии генерированной ее веществом воды во многих процессах, происходивших в слоях земной коры на протяжении геологического развития Земли.

ВНУТРЕННИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ
И ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ МЕЖДУ НИМИ

Представления о существовании геосфер и оболочек Земли формировались на протяжении длительного времени. Анализируя этот процесс, В.И.Вернадский относит его начало к XVI-XVII столетиям, когда работами Леонардо да Винчи, Джордано Бруно и Галилео Галилея были окончательно утверждены законы сферического строения Земли. В последующем оформились понятия "Всемирный океан" (конец XVII ст.), "гидросфера", "биосфера", "атмосфера", чему весьма способствовали работы Э.Зюсса, Дж.Меррея и других исследователей.

В 1943 г. В.И.Вернадский писал: "Можно сейчас утверждать как научный факт, что наша планета состоит из концентрических оболочек, материально относимых к земному геоиду, устойчивых и прочных во времени, но находящихся в непрерывном, более или менее резко проявляющемся закономерном изменении и становлении в геологическом времени". При этом автор предупреждает, что, "говоря о концентрической последовательности геологических оболочек и геосфер, мы не должны понимать их как геологически правильные концентрические объемы пространства планеты, ограниченные шаровыми или эллипсоидальными поверхностями".

Геологические оболочки и геосферы, отмечает В.И.Вернадский, можно характеризовать различным образом, исходя из характера их вещества и явлений в них происходящих. Он выделил термодинамические, фазовые, парагенетические, энергетические лучевые оболочки и геосферы, подчеркивая при этом доминирующую роль термодинамических оболочек планеты, которые, по его мнению, определяют характер всех других.

Правильность такого подхода подтверждена более поздними многочисленными исследованиями, в результате которых создано современное учение об оболочечном строении Земли.

В настоящее время общепризнана гипотеза о внутренней сферической симметрии планеты, согласно которой в Земле выделяется земная кора, мантия и ядро, а эти оболочки, в свою очередь, делятся на ряд более дробных элементов, характеристика которых основывается главным образом на результатах геофизических исследований.

За основу для характеристики глубинных зон геогидросферы нами принимается наиболее популярная в настоящее время модель внутреннего строения Земли, предложенная К. Булленом (*H. Bullen*, 1956; рус. перевод 1958). Согласно этой модели внутри Земли выделяется ряд сферических зон, которым даны буквенные обозначения: зона А соответствует земной коре, зоны В, СD — мантии (по терминологии Буллена — оболочка), зоны Е, F, G — относятся к ядру Земли.

Главное отличие указанных зон состоит в различной скорости прохождения сейсмических волн. Как известно, в твердом веществе распространяется два типа волн: продольные — Р и поперечные — S. В жидкости распространяются преимущественно волны Р, причем скорость их снижается, а волны S затухают. Благодаря этому свойству геофизическими методами установлено положение астеносферного слоя в мантии, в котором вещество находится в состоянии, близком к расплавленному. Аналогичная характеристика позволяет предполагать, что внешняя часть ядра — зона Е — образована веществом, находящимся в разжиженном состоянии. Все остальные зоны в модели Буллена, по сейсмическим данным, представляют твердую часть Земли.

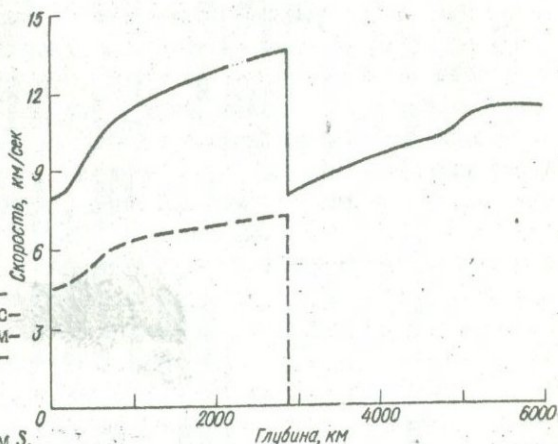


Рис. 10. Распределение скоростей сейсмических волн по радиусу Земли (из книги Д. Л. Андерсона, 1964). Сплошная кривая соответствует продольным волнам Р, пунктирная — поперечным S.

Графическая интерпретация различной скорости прохождения продольных и поперечных волн внутри Земли дается на рис. 10, который представляет фотокопию одной из иллюстраций, приведенных в работе Д. Л. Андерсона (*Anderson*, 1961, рус. перевод 1964). Характеристика некоторых свойств геосфер, по Буллену, приводится в табл. 5, заимствованной из работы С. И. Субботина, Г. Л. Наумчика, И. Ш. Рахимовой (1968).

На основании сведений, имеющихся в указанной работе, а также по данным, содержащимся в работах В. В. Белоусова, И. П. Косминской, Ю. М. Шейнманна, В. А. Магницкого, Р. М. Деменицкой, В. Е. Хаина, Ю. А. Ко-

Таблица 5

Зоны внутри Земли и свойства геосфер моделей "А" и "В" по К.Буллену
(Суботин, Наумчик, Рахимова, 1968)

Зона	Глубина, км	Скорость волн Р, км/сек	Скорость волн S, км/сек	Плотность, г/см		Давление. 10^{12} , дин/см ²		Модуль объемного сжатия. 10^{12} , дин/см ²		Жесткость. 10^{12} , дин/см ²	
				А	В	А	В	А	В	А	В
А	0-33	Изменяется в широких пределах	Изменяется в широких пределах	3,32	3,32	0,01	0,01	1,16	-	0,63	-
В	33-410	7,8 - 9,0	4,4 - 5,0	3,64	4,07	0,14	0,15	1,76	-	0,80	-
С	410-1000	9,0 - 11,4	5,0 - 6,4	4,68	4,41	0,39	0,40	3,60	3,40	1,90	1,80
D^I	1000-2700	11,4 - 13,6	6,4 - 7,3	-	-	-	-	-	-	-	-
D^{II}	2700-2900	13,6	7,3	5,69	5,57	1,37	1,33	6,5	6,4	3,0	3,0
				9,4	9,7			6,2		0,01	0,01
Е	2900-4980	8,1 - 10,4	Не наблюдалась	11,5	12,0	3,17	3,22	12,6	13,1	0,01	0,01
Г	4980-5120	10,4 - 9,5	-	-	15,0	-	3,33	-	13,6	-	-
Г	5120-6370	11,2 - 11,3	-	17,3	17,9	3,64	3,94	-	17,4	-	4,0

Примечание. Данные плотности, давления, модуля объемного сжатия и жесткости относятся к нижним границам зон; для зоны D^I даны параметры для 2900 км над и под границей Гутенберга - Лемана. Зона А - земная кора; зоны В, С, D^I , D^{II} - оболочка (мантия) Земли; зоны Е, Г, Г - внешнее и внутреннее ядро.

Сыгина и др., в которых широко используется модель Буллена, ниже приводим краткую характеристику каждой из выделенных зон.

Зона А (земная кора) самая верхняя наиболее неоднородная геосфера, отделенная от нижележащей оболочки (мантии) резкой сейсмической границей — поверхностью Мохоровичича, названной в честь ее первооткрывателя югославского сейсмолога А. Мохоровичича (1909). Эта поверхность (граница Мохо, поверхность М, граница М, что одно и то же) находится в среднем на глубине 35 км под континентами и в среднем лишь на 5–7 км ниже дна океана. В ее пределах скорость сейсмических волн скачком возрастает от 7 до 8 км/сек, что достаточно четко фиксируется геофизическими измерениями.

О природе границы Мохоровичича существуют различные предположения. Сопоставляя мнение многих исследователей, С.И. Субботин и его соавторы (1968) пришли к заключению, что в одних случаях это химическая граница, в других — фазовая. В.А. Магницкий пишет, что если поверхность Мохо и является границей фазового перехода, то она, видимо, соответствует переходу какого-то одного минерала, достаточно характерного для эклогита. Скорее же всего подошва земной коры в общем отвечает изменению состава, так как кора выделена из оболочки; остаток же может либо приближаться к перидотитам, либо быть эклогитовым (1961, с. 26).

Как видим, характер поверхности Мохоровичича еще не определен и в значительной мере зависит от того, каким принимается состав верхней мантии. В некоторых районах высокая степень неоднородности вещества мантии позволяет выделить несколько дополнительных сейсмических границ (M_1, M_2 и т.д.), что отмечается в работах Ю.А. Косыгина (1969), В.Б. Соллогуба (1971) и других исследователей.

В отношении строения земной коры нет единой точки зрения, но наиболее распространено представление о том, что на материках она состоит из трех слоев — осадочного, гранитного и базальтового, причем термины "гранитный" и "базальтовый" довольно условны — ими обозначаются слои, которые по физическим свойствам и геофизическим характеристикам подобны граниту и базальту. Между гранитным и базальтовым слоями по изменению скоростей сейсмических волн устанавливается граница Конрада, хотя интервалы скоростей для различных районов могут отличаться. И.П. Косминская и Ю.М. Шейнманн (1965) считают, что в большинстве случаев это условная граница второго рода, разделяющая части земной коры со скоростями продольных волн от 6,0–6,4 до 7,0–7,1 км/сек.

Под океанами земная кора имеет только базальтовый слой, покрытый осадками, среди которых выделяются три или два слоя вулканических и терригенных образований. Есть также переходные типы земной коры — субконтинентальный и субокеанический, а также платформенный и геосинклинальный (рис. II).

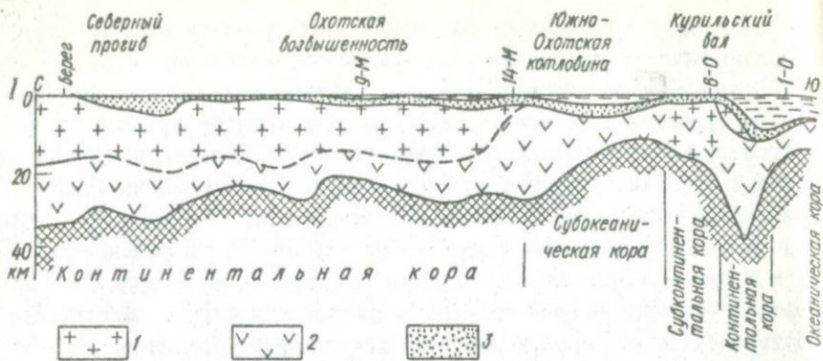


Рис. II. Типы земной коры на примере Охотского моря и Курильско-ской гряды (из книги И. П. Косминской и др., 1963):
 1 - гранитный слой; 2 - базальтовый слой; 3 - осадочные породы.

Зоны В и С составляют верхнюю мантию Земли, о строении и свойствах которой существует много различных предположений, основанных на результатах как геофизических наблюдений, так и экспериментальных исследований.

Наиболее изученной является зона В, залегающая непосредственно под земной корой. Верхняя граница ее - поверхность Мохоровичича, как указано выше, определяется по увеличению скорости прохождения сейсмических волн, что свидетельствует о более высокой плотности материала, слагающего эту зону по сравнению с чешеством земной коры.

Характерной чертой строения зоны В является наличие в ней астеносферы, или волновода - слоя пониженных скоростей сейсмических волн. Гутенберг (*Gutenberg, 1924*), именем которого этот слой назван, высказывал предположение, что состояние вещества в слое является следствием расплавления материала мантии при определенном сочетании температуры и давления. Изучение слоя Гутенберга проводилось многими исследователями, в результате существует несколько гипотез о его образовании. Некоторые из них рассматриваются в седьмом разделе монографии Е. С. Гавриленко, В. Ф. Дерпгольца (1971), где освещается геогеологическая характеристика мантии и подчеркивается особая роль астеносферы.

Между зоной В и лежащей ниже зоной С на глубине около 400 км расположена "граница Голипына", характеризующаяся изменением скорости сейсмических волн и плотности вещества (см. табл. 5). Зону С некоторые исследователи считают областью, где происходят химические, фазовые или одновременно те и другие преобразования, обеспечивающие переход вещества зоны В в вещество примыкающей части ниж-

ней мантии — зоны D (Виноградов, 1962; Субботин и др., 1968). За последнее время высказываются предположения, согласно которым наиболее активны более глубокие зоны — нижняя мантия, снабжающая материалом верхнюю мантию, в том числе и зону C (Артюшков, 1970—1972; Сорохтин и др., 1971; Мясников, Сорохтин и др., 1971).

Зона D^1 относится к нижней мантии Земли, которая находится на глубине от 1000 до 2900 км. Эта зона делится на подзоны D^1 и D^2 что вызвано различиями в распределении скоростей. Установлено, что градиенты скорости в зоне D^1 (пределы глубин 1000 — 2700 км) постепенно уменьшаются с глубиной, а в зоне D^2 (2700 — 2900 км) близки к нулю. Берч (*Berch*, 1952), считает, что градиенты скорости в зоне D^1 соответствуют представлениям об однородности этой зоны. По его мнению, здесь есть окиси кремния, магния и железа.

Относительно состава зоны D^2 единого мнения нет. Согласно гипотезе Джеффриса — Бернала, зона D^2 должна быть сложена преимущественно кубическим оливином, но это предположение подвергает сомнению К.Буллен (1961). В.А.Магницкий (1968б), ссылаясь на работы Рингвуда и др. (*Ringwood, Major*, 1966), высказывает предположение, что зона D^2 состоит, по-видимому, из плотноупакованных минералов типа шпинели, гранатов, корунда. Средний атомный вес вещества этой зоны, по расчетам В.А.Магницкого, равен 22,5; другие авторы (*Birch*, 1961; *Mc Queen et al.*, 1964) также получили близкие величины — 23,4 и 22,7.

Зоны E , F , и G образуют ядро Земли, в котором К.Буллен выделил внешнюю часть, или внешнее ядро (зона E), переходную область (зона F) и внутреннее ядро (зона G). Граница ядра является наиболее отчетливым сейсмическим разделом, так как скорость продольных волн здесь скачком изменяется от 13,2 до 8,5 км/сек. (см. рис.10).

О составе и свойствах земного ядра высказано много различных предположений. Одно время широкое признание получила гипотеза Лодочникова — Рамзея, начало создания которой было положено исследованиями В.Н.Лодочникова (1939). Он обосновал свое представление о том, что высокая плотность вещества в ядре Земли связана не с химическим составом, а с состоянием вещества. Рамзей (*Ramsey*, 1949), развивая эту гипотезу, дополнил ее, доказав, что при давлении в 1,4 млн.атм вещество может существовать в виде особой металлической фазы. При этом вещество должно не только уплотняться, но и приобретать свойства металлов.

Впоследствии некоторые экспериментальные работы, например испытания дунитов под давлением в несколько миллионов атмосфер (Альтшуллер, Кормер, 1961 и др.), дали основание усомниться в правильности этой гипотезы, что отмечает и В.А.Магницкий (1965), который, однако, считает фазовые переходы неметаллов в металл возможными.

Интересные сведения приводятся в работе А.Ф.Капустинского (1956), согласно которым доказывается возможность превращения элементарного водорода в типичный металл с плотностью кристаллов $0,8 \text{ г/см}^3$ при давлениях 700 000 атм (по данным Вигнера, Хантингтона, 1935; Кука, Ритмана, 1941 и др.). Автор полагает, что в "центрисфере" Земли, как он называет ядро, все атомы, независимо от их природы, находятся в состоянии, подобном металлическому, а все химические свойства здесь аннигилируются, уничтожаются, вследствие чего никаких химических реакций в этой зоне не происходят.

Иное представление изложено в работе О.Г.Сорохтина (1971), который считает, что внутреннее ядро Земли является железным или железо-никелевым, а внешнее сложено одновалентной окисью железа Fe_2O , способной плавиться при сравнительно небольших температурах, чем и объясняется жидкое состояние вещества внешнего ядра Земли.

Данная концепция развивается в последующих работах этого автора и в работах некоторых других исследователей, посвященных изучению процессов, происходящих на границе ядра и нижней мантии, а также установлению связи между веществом, поднявшимся из нижней мантии в более высокие слои (Артюшков, 1966-1972; Мясников, Ушаков, Федынский, 1971; Мясников, Сорохтин и др., 1971).

Расхождения во взглядах на состав и свойства отдельных элементов, образующих внутренние сферы Земли, не изменяют принципиально модель, разработанную Булленом, которая до сих пор остается наиболее общепризнанной. В связи с этим уместно привести высказывание А.П.Виноградова (1962), который отметил, что в настоящее время основной проблемой в науке является не вопрос об оболочечном строении Земли, это самоочевидно, а вопрос о способе дифференциации вещества Земли на эти оболочки, имеющие различный физико-химический характер, и вопрос о тех уровнях в эволюции вещества Земли, на которых процесс разделения происходил.

Для решения задач, поставленных в нашей теме, выяснение деталей процесса дифференциации вещества Земли тоже имеет большое значение, так как позволит установить характер геогидрологической связи между внутренними оболочками Земли.

Из приведенного выше видим, что представления о процессах дифференциации первичного вещества Земли неоднозначны. Но исключительная важность этого вопроса побуждает исследователей искать пути его решения, причем иногда высказываются прямо противоположные взгляды. Так, в работе С.И.Субботина, Г.Л.Наумчика, И.Ш.Рахимовой (1968) указывается, что процесс расслоения земного вещества предполагает способность последнего к перемещению, а это возможно лишь в том случае, если вещество находится в подвижном состоянии, т.е. достаточно пластично. В такое состояние вещество планеты должно было превратиться в результате разогрева, который вызывал бы расплавление

твердых масс, после чего могла произойти дифференциация вещества по плотности и другим свойствам. Другие исследователи допускают возможность всплывания в твердом веществе. Е.Н.Люстих пишет: "При достаточной величине нагретой массы сила всплывания будет так велика, что никакое самое прочное окружение не сможет удержать эту массу от движения вверх" (1967, с.18).

С.И.Субботин и его соавторы (1968) полагают, что разогрев и гравитационная дифференциация вещества Земли начинались от центра планеты и шли к ее периферии. По их мнению, в настоящее время в центральных частях Земли, особенно в ядре, благодаря огромным давлениям разогрев уже привел к полному выравниванию, характеризуемому тем, что плотность вещества на больших глубинах является функцией только расстояния от центра планеты, а в наружных слоях планеты, в связи с более низкими температурами, расслоение вещества происходит более медленно и еще не успело достигнуть полного выравнивания.

Одновременно развиваются и другие представления, согласно которым главная дифференциация первичного вещества Земли происходит в центральных частях планеты. Например, в работах Е.В.Артюшкова (1966-1972) к наиболее вероятной области, где происходит разделение первичного вещества Земли по плотности, отнесена граница между ядром и мантией. Автор считает, что в зависимости от того, каким предполагается состав ядра — силикатным или железным, дифференциация должна идти различно. Но в обоих случаях в процессе роста ядра под нижней мантией накапливается большое количество легкого материала, который всплывает после оседания плотного материала в ядре.

Подобное положение является неустойчивым и приводит, по мнению Е.В.Артюшкова, к возникновению мощных конвективных движений — "гравитационной конвекции" в нижней и верхней мантии. Легкий материал, поднимающийся с большой глубины, приносит с собой значительное количество тепла, которое вызывает плавление вещества верхней мантии и дифференциацию его с образованием коры. Нижняя мантия, как считает этот автор, представляет собой первичное, еще не дифференцированное вещество Земли (рис.12).

В.П.Мясников, С.А.Ушаков, В.В.Федынский (1971) также признают, что область активной гравитационной дифференциации вещества планеты находится на границе между внешним ядром и нижней мантией, которая составляет $1/60$ радиуса Земли (рис.13). Эти авторы полагают, что конвективные движения в мантии и внешнем ядре имеют диапироподобный характер, а активная дифференциация вещества проявляется в виде диапировых куполов и открытых кратерообразных структур. По их мнению, возможно проплавление и расширение диапировых каналов через мантию.

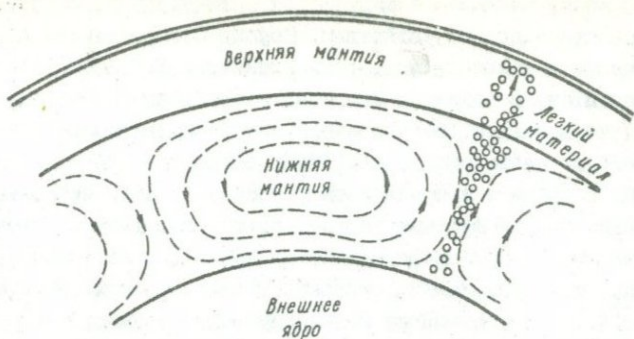


Рис.12. Схема гравитационной конвекции в мантии (из книги Б.В.Артышкова, 1968).

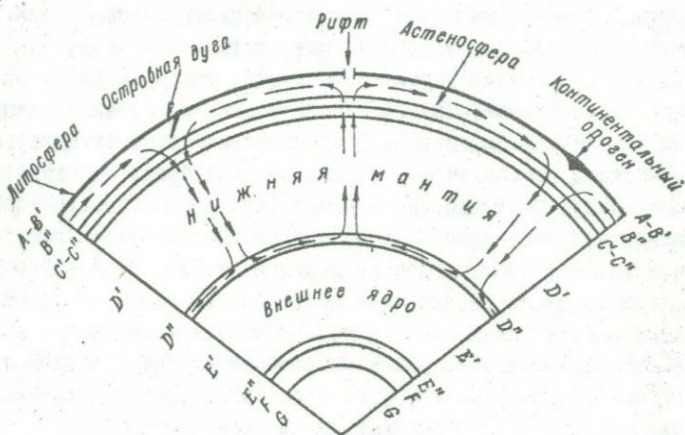


Рис.13. Схема перемещения вещества мантии (из книги В.П.Мясникова, С.А.Ушакова, В.В.Федьинского, 1971).

В основу данной схемы положены представления О.Г.Сорохтина (1971) о составе вещества ядра и мантии, рассмотренные нами выше. Согласно его концепции, в низах мантии должен быть слой, содержащий легкие остаточные компоненты, образовавшиеся после распада железистых силикатов. Это обуславливает гравитационную неустойчивость в слое легкого вещества, вследствие чего и возникают возмущения, которые дают начало мантийным интрузиям. Эти интрузии могут расти до уровня их изостатической компенсации в гравитационном поле Земли. Как указывается в работе В.П.Мясникова, О.Г.Сорохтина и др. (1971), он расположен вблизи границы между нижней и верхней мантией.

Легкие блоки нижней мантии, образование которых связано с интрузией вещества, прошедшего на границе с ядром Земли гравитационную дифференциацию, должны расширяться и подниматься, а тяжелые блоки — опускаться. Опускание блоков компенсируется поступлением экструзивного материала в низы слоя астеносферы верхней мантии. Над экструзивными зонами вследствие расхождения течений в астеносфере появляются разрывы литосферы, что дает начало образованию рифтовых зон.

Геогидрологическое значение рифтовых зон исключительно велико. Анализ процесса их образования занимает одно из первых мест в комплексе материалов, доказывающих высокую обводненность вещества верхней мантии. Поэтому анализ представлений, изложенных в работе О.Г.Сорохтина, Л.Д.Дмитриева, Г.Б.Удинцева (1971), являющейся как бы развитием предыдущей работы, представляет особый интерес для разработки нашей темы. Согласно концепции данных авторов, рифтовые зоны возникают над экструзиями вещества, выжатого на поверхность нижней мантии с границы ядра Земли. Мантийные экструзии питаются легкими дифференциатами вещества ядра. В астеносферной зоне растекание вещества экструзий создает горизонтальные течения, приводящие к разрывам литосферы и раздвижению литосферных плит в стороны от рифтовых зон. В образовавшиеся расколы внедряется вещество верхней мантии, причем прежде всего сюда устремляется наиболее подвижная, легкая фракция, а затем перидотиты. Последние, будучи неустойчивыми к процессам гидратации, в присутствии воды серпентинизируются.

Данные представления близки к ранее выдвинутой Хессом гипотезе образования срединноокеанических хребтов (1962), которая имеет важное геогидрологическое значение, поскольку, согласно этой гипотезе, с возникновением рифтов связана серпентинизация ультраосновных пород под воздействием воды, генерируемой мантией. В этом аспекте взгляды Хесса более подробно освещены в IV главе настоящей работы, здесь же лишь обратим внимание на сходство графической интерпретации глубинных процессов. Сопоставив схему Хесса (рис.14) и ранее приведенные схемы Е.А.Артюшкова (рис.12), а также В.П.Мясникова

и др. (рис.13), можно установить их принципиальное тождество. Следовательно, можно говорить о единстве взглядов группы исследователей на процесс дифференциации вещества Земли и на условия перемещения легких фракций из глубоких частей планеты вверх.



Рис.14. Предполагаемая схема конвекции в верхней мантии (из работы Х.Хесса, 1969).

В геогеологическом отношении особенно важен тот факт, что многими исследователями в настоящее время признается существование гравитационной или термогравитационной конвекции в масштабах всей мантии Земли, и тем самым допускается возможность пополнения верхних частей мантии легкими дифференциатами вещества нижней мантии. Относительно состава этих дифференциатов пока нет четких представлений, но основываясь на приведенных схемах, можно говорить о возможности поступления из нижней мантии не только легкоплавких компонентов, но и значительных объемов летучих, в составе которых преобладает вода.

Рассмотренную концепцию не разделяет Л.Кнопов (*Knopoff*, 1969, рус. перевод 1972), который считает, что высокая вязкость нижней мантии может препятствовать развитию конвекции в масштабах всей мантии. Для аргументации своих взглядов названный автор привел мнение Д.Мак-Кензи (*Mc Kenzie*, 1968) о том, что избыточная сплюснутость Земли у полюсов объясняется высокой вязкостью ее вещества в глубоких недрах планеты. Кроме того, указывает Д.Кнопов, если признать возможность конвекции в масштабах всей мантии, то постоянная времени при становлении стационарной конвекции оказывается чрезвычайно большой. Он пишет: "Если исходить из скорости разрастания океанического ложа, равной нескольким сантиметрам в год, то время, необходимое для становления стационарной конвекции составит около 1 млрд. лет или еще больше, если вязкость на больших глубинах велика" (1972, с.600).

Однако категорически отрицать существование крупномасштабной конвекции в мантии Л.Кнопов не имеет основания, так как, по его заключению, "пока мы располагаем лишь чрезвычайно ограниченными данными как подтверждающими, так и опровергающими возможность перемещений вещества, охватывающих всю мантию" (1972, с.598).

Более едины исследователи в признании конвекции, происходящей в пределах верхней мантии, хотя о ее характере, как будет видно из дальнейшего изложения, высказываются весьма разноречивые мнения. Учитывая большую геогидрологическую роль конвективного перемещения вещества в астеносфере, остановимся несколько подробнее на характеристике этого процесса.

Возможность конвекции, ограниченной верхней мантией, доказана В.М.Эльзассером (*Elzasser*, 1963), который исходил из того, что градиенты температуры в верхней мантии больше, чем в нижней мантии. Он установил, что конвективные ячей в верхней мантии должны иметь анизометрическую форму, т. е. короткий вертикальный и длинный горизонтальный размеры. По его данным, анизометрическая конвекция определяется наличием ослабленного слоя в верхней мантии и, следовательно, связана с астеносферой.

С.А.Ушаков и М.С.Красс (1971) также полагают, что условия, способствующие образованию конвективных ячеек в верхней мантии, существуют в астеносферном слое. По их схеме (рис.15), конвективные ячей включают область восходящего и нисходящего потоков, различно воздействующих на земную кору: первый вызывает воздымание, а второй — опускание коры. Кроме того, горизонтальная составляющая конвективного потока служит причиной растяжения коры. Суммарное действие гравитационной конвекции, развивающейся в астеносфере под влиянием поступающих из нижней мантии легких дифференциатов, приводит к дроблению коры, обуславливая ее блоковое строение. В области максимального растяжения создаются предпосылки для возникновения рифта (рис.16).

Как было показано в предыдущей главе, рифтовые зоны признаются главными каналами, по которым вещество верхней мантии поднимается на уровень земной коры и пополняет ее глубинным материалом. Предполагается и обратный процесс — погружение отдельных блоков коры внутрь мантии. Наглядное изображение предполагаемого процесса дается А.Рингвудом и Д.Грином (*Ringwood, Green*, 1966) на схеме, относящейся к участку верхней мантии, где, по мнению этих авторов, существуют течения, вызываемые разностями плотностей (рис.17). Конвективная ячей на данной схеме охватывает область, лежащую под океанической корой между срединноокеаническим хребтом и островной дугой. Последняя служит аккумулятором некоторых порций погружающегося эклогита, от которого при плавлении отделяются небольшие объемы

андезитовой магмы. Главный поток поднимающегося вещества находится под срединноокеаническим хребтом, беря свое начало в слое низких скоростей – астеносфере.

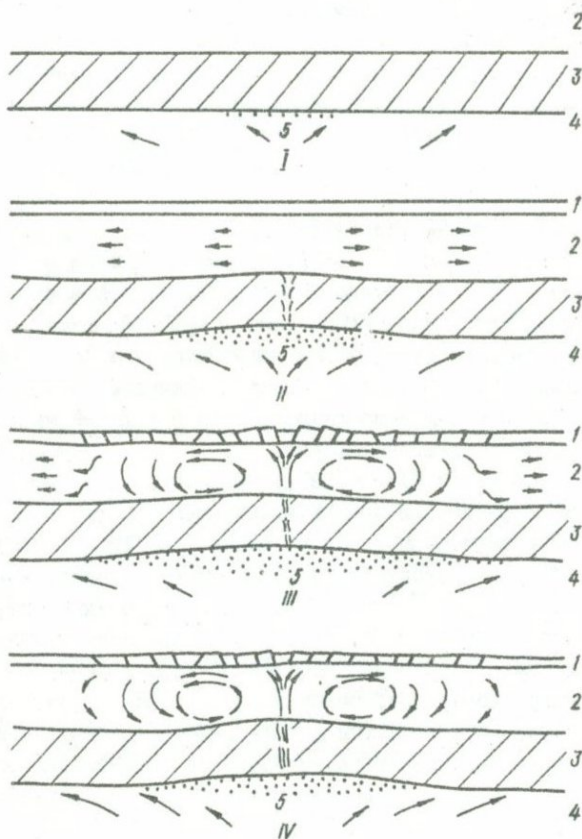


Рис.15. Гравитационная конвекция в астеносфере (из книги С.А.Ушакова, М.С.Красса, 1971):
 I – кора; 2 – астеносфера; 3 – слой "С";
 4 – нижняя мантия; 5 – легкий дифференциат;
 I–IV – последовательные стадии развития.

Р.Дитц (*Dietz*, 1961, рус. перевод 1966) также считает, что крупнейшие структуры океанического дна непосредственно отражают конвекцию: срединные хребты соответствуют поднятию и расхождению течения, желоба связаны с зонами схождения и опускания течений, зоны разрывов соответствуют сдвигам между областями медленных и быстрых течений.

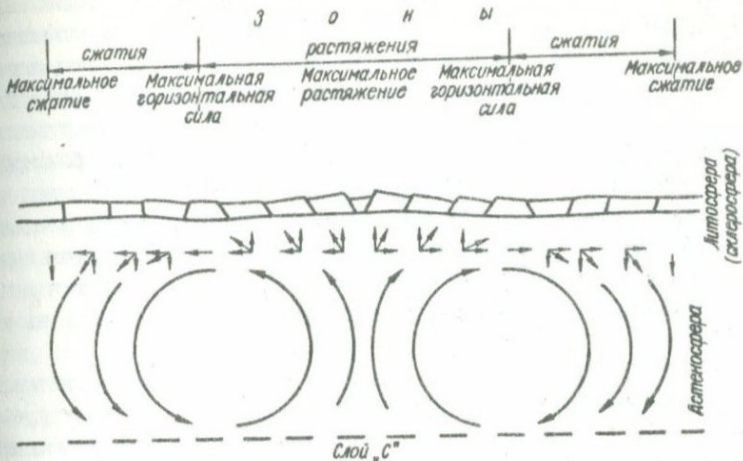


Рис.16. Воздействие конвективной ячейки в астеносфере на лежащую выше кору (из книги С.А.Ушакова, М.С.Красса, 1971).

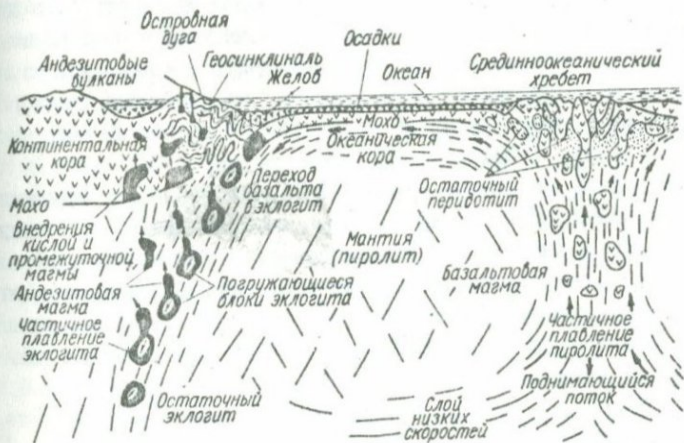


Рис.17. Схема течений в мантии (из книги Ф.Стейси, 1972, по Рингвуду и Грину).

Р.Дитц высказывает предположение, что срединное положение хребтов не случайно, на их распределение влияют континенты. Он пишет: "Сиалические континенты, плаывая на сие, создают плотностной барьер конвективной циркуляции в отличие от границы М под океанами, у которой происходит просто гидратация вещества мантии. Таким образом, конвективная циркуляция не проникает внутрь континента, скользя под ним, и воздействует на сию лишь частично благодаря силам спеления. Так как континенты обычно располагаются над нисходящими потоками, конвекционные течения движутся к ним с противоположных сторон, и, следовательно, континенты подвергаются сжатию. Это способствует засасыванию коры вглубь; этим объясняются альпийская складчатость, надвиги и другие проявления сжатия, столь характерные для континентов" (1966, с.212-213).

Нельзя не заметить, что концепция Р.Дитца в противоречии с представлениями Ф.Венинг-Мейнеса (*Vening-Meinesz*, 1962, рус. перевод 1966), который считает, что большая часть восходящих потоков подкорковых течений располагается под континентами. Оба автора к обоснованию своих взглядов подходят с позиций, которые получили отрицательную оценку в критических работах советских и зарубежных ученых. Ж.Уэрзел (*Worzel J. L.*, 1965, рус. перевод 1969) в качестве возражения против взаимосвязанности срединноокеанических хребтов и глубоководных желобов, что якобы указывает на существование конвективных потоков в мантии, приводит тот факт, что хребты представляют непрерывную систему в масштабах всего земного шара, а впадины не объединены в такую систему. "Это обстоятельство, — пишет Ж.Уэрзел, — позволяет предположить, что в большинстве районов существуют восходящие ветви конвективной ячейки без их нисходящих частей" (1969, с.284).

В наши задачи не входит детальный анализ всех существующих схем конвективных перемещений вещества верхней мантии, мы лишь указали на популярность идеи конвективного движения, ограниченно-го в верхней мантии областью подъема под срединноокеаническими хребтами и областью погружения вещества мантии у края континента (рис.18). Естественно, при этом не могла быть не отмечена гипоте-

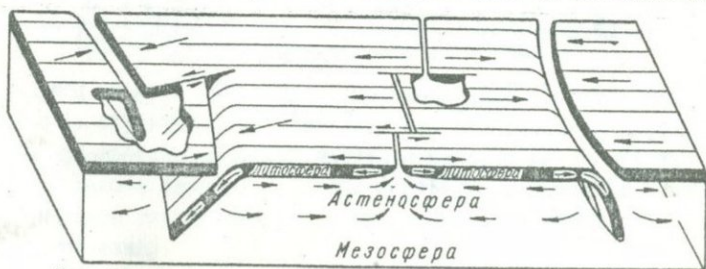


Рис.18. Блок-диаграмма, схематически иллюстрирующая движения в литосфере, астеносфере и мезосфере (из книги В.В.Ханна, 1972, по Б.Изаку, Дж.Оливеру, Л.Сайксу).

тичность, слабая аргументированность, а иногда и противоречивость представлений отдельных исследователей. Отметим также, что за редким исключением единодушно признается, что в конвекции участвует вещество с относительно пониженной вязкостью и следовательно астеносфера является областью, где движение вещества верхней мантии наиболее вероятно.

Кроме того, из приведенного обзора видим, что, хотя в трактовке конвективных процессов, происходящих в астеносфере, есть определенные расхождения, во взглядах многих исследователей имеется принципиальное единство, которое заключается в признании мобильности вещества астеносферного слоя. Это же свойство астеносферы лежит в основе гипотез, согласно которым в ней происходит не только конвекция, но и адвекция, т.е. перемещение вещества, при котором нет полных конвективных петель, а легкий материал только всплывает и остается наверху, в то время как тяжелый тонет и остается внизу.

Такое представление наиболее полно и последовательно развивает В.В.Белоусовым (1966-1972), который считает, что находящиеся в астеносфере каплевидные выплавки базальта при определенных термодинамических условиях способны объединяться и образовывать в верхней части астеносферного слоя своеобразные скопления расплава. Массы расплава в виде крупных тел — астенолитов, — могут отделяться от кровли астеносферного слоя и всплывать по законам гравитации, проплавляя себе путь или используя для этого тектонические нарушения. Второй способ, как будет показано в следующей главе, является единственно эффективным.

Гипотеза "астенолитов" имеет большое геогидрологическое значение и с этой точки зрения она подробно рассмотрена нами (Гавриленко, Деригольц, 1971, раздел седьмой). Поэтому в данной работе мы не останавливаемся на подробном освещении последовательного развития процессов, происходящих в астеносфере при образовании астенолитов и их отделении, а отметим лишь главные геогидрологические явления, возникающие при развитии этих процессов.

Благодаря подъему астенолитов осуществляется вещественное, термическое и механическое воздействие мантии на земную кору. По мнению В.В.Белоусова (1966), значительная часть астенолитов остается у основания коры, хотя допускается возможность проникновения их в слои земной коры. Крупные массы базальта, присоединяясь к подошве коры, вызывают поднятие последней и являются причиной волновых колебательных движений. С помощью астенолитов кора пополняется базальтовой магмой, которая, дифференцируясь в процессе кристаллизации и ассимилируя породы земной коры при их проплавлении, дает начало магматическим породам различного состава. Астенолиты питают также вулканические дуги, вырисовываясь на сейсмической карте в

виде канала низких скоростей, соединяющего волновод с поверхностью земной коры.

В геогидрологическом отношении особый интерес представляет анализ процесса подъема астенолитов после их отделения от волновода. В.В.Белоусов, ссылаясь на расчеты В.С.Сафронова, указывает, что подъем шарообразных астенолитов радиусом 7–10 км путем простого всплывания сквозь материал верхней мантии должен длиться 15–40 млн. лет. Астенолиты малых размеров совершенно не смогут достигнуть поверхности Земли, а застынут внутри мантии. Время подъема астенолитов разных размеров должно быть "размазанным" и не будет сосредоточено в определенные эпохи, если на их подъем не окажут влияния глубинные разломы.

Для выхода магматических масс из мантии необходимы каналы, в которых вязкость материала была бы понижена на несколько порядков по сравнению с плотным материалом верхней мантии. Тогда подъем астенолитов от волновода до земной коры в геологическом масштабе времени может быть чрезвычайно быстрым, почти мгновенным (Белоусов, 1966).

Тесная связь между тектонической активностью и выходом из мантии расплавленного материала аргументируется В.В.Белоусовым на примере области, включающей Тянь-Шань, Тибет, Алтай, Саяны, Байкал, зоны восточноафриканских грабенов и др. (1966). За последние годы появились публикации, подтверждающие существование такой связи во многих других регионах и особенно в пределах океанического дна, где выявляются все новые участки единой системы рифтовых зон, отдельные ветви которых заходят и на континент, например, в пределы Северной Америки (Heezen, 1960; Cook, 1962) и Азии (Stacey, 1969).

Роль глубинных разломов в развитии геогидрологических явлений рассмотрена в следующей главе в связи с описанием явлений, характеризующих геогидрологическую активность верхней мантии. Здесь же считаем необходимым осветить еще очень интересный в геогидрологическом отношении механизм — зонное плавление, — который положен в основу дифференциации вещества Земли А.П.Виноградовым (1961–1972). Материалы, относящиеся к геогидрологическому аспекту этого процесса, довольно подробно изложены в ранее изданной нашей работе (Гавриленко, Дерпгольц, 1971), поэтому ограничимся лишь некоторыми обобщениями в свете новых данных о глобальных перемещениях вещества Земли.

Для того чтобы процесс зонного плавления развился в условиях глубоких недр Земли, расплавленная зона в мантии должна быть достаточно протяженной. Необходимо, чтобы в ней установился температурный градиент, равный градиенту температуры плавления (2–3 град/км), т.е. почти на порядок выше градиента адиабатической температуры

(0,3—0,5 град/км). Вследствие того, что в расплавленной зоне условия стабильности нарушаются, расплав становится механически неустойчивым и в нем начинаются процессы конвективного перемешивания. При этом расплав, поступающий из нижних участков расплавленной зоны к верхней ее границе по адиабате, оказывается перегретым и отдает принесенное с собой тепло, которое идет на плавление пород кровли. В то же время расплав, перемещающийся также по адиабате из верхних участков к нижней границе зоны расплава, оказывается там переохлажденным. Он начинает кристаллизоваться с выделением тепла, которое идет на поддержание процесса плавления. Перемешивание расплава и связанный с этим перенос тепла от нижней границы к верхней, непрерывно вызывает явления кристаллизации внизу и плавления вверху. Вследствие этого расплавления зона перемещается снизу вверх по механизму зонного плавления, причем этот процесс сопровождается дифференциацией вещества, в ходе которой легкоплавкие и легколетучие компоненты поднимаются вверх, а тугоплавкие остаются внизу.

Следовательно, перемещение расплава к поверхности Земли по механизму зонного плавления происходит за счет конвективного переноса тепла в очаге снизу вверх и за счет сопровождающих его тепловых процессов. Чтобы стало возможным конвективное перемешивание расплава, плавление должно быть достаточно полным, а глубина плавления расплава достаточно большой. Перемещение расплавленной зоны вверх, согласно законам зонного плавления, сопровождается эволюцией состава расплава, направленной в сторону накопления в нем легкоплавких и легколетучих компонентов (Ярошевский, 1968). А.П.Виноградов пишет: "Благодаря этому вечному механизму выплавления и дегазации бездонной мантии образуются оболочки Земли, на всем своем протяжении сохраняющие однообразный, но отличный между собой характер" (1962, с.16).

Экспериментальное изучение зонной плавки образцов каменных метеоритов показало, что в результате этого процесса из вещества метеоритов выделяется тугоплавкая фракция — дуниты и легкоплавкая — базальты. Если принять, что каменные метеориты являются аналогом вещества мантии, то по механизму зонного плавления может происходить образование базальтов, слагающих нижний слой земной коры континентов и основную часть океанической коры. Результаты данного эксперимента хорошо согласуются с концепцией Д.Грина и А.Рингвуда (*Green, Ringwood*, 1967, 1969; рус. перевод 1972), хотя названные авторы состав верхней мантии принимают эквивалентным не каменным метеоритам, а "пиролитовой модели", что позволяет не только качественно, но и количественно охарактеризовать результаты плавления. Пиролит, по Д.Грину и А.Рингвуду, при фракционном плавлении может дать 20—40% типичных базальтовых магм и остаток в виде пери-

дотита или дунита. Главной причиной плавления вещества верхней мантии эти авторы считают механизм конвективных или адвективных движений в гравитационно неустойчивой зоне верхней мантии. Преобладают, по-видимому, адвективные движения, так как, по утверждению тех же авторов, образование магм из пиролита всегда является процессом частичного плавления, сопровождающегося удалением жидкой фракции и отделением остаточных тугоплавких минералов. Они считают, что относительные количества жидкости и кристаллов изменяются в зависимости от энергии, идущей на плавление, и эффективности механизма отделения жидкой фракции от превышающих ее по объему остаточных кристаллов.

В трактовке процесса отделения магмы от вещества верхней мантии у Д.Грина и А.Рингвуда много общего с гипотезой "астенолитов" В.В.Белоусова. Они пишут: "При благоприятных реологических условиях магма исходного пиролита начинает подниматься в виде диапира (подобно соляному куполу) внутри верхней мантии. Этот подъем, по-видимому, начинается в слое пониженных скоростей... На некоторой глубине, названной глубиной магмоотделения, степень частичного плавления оказывается достаточно высокой (20-40%), а тектоническая обстановка такова, что происходит отделение жидкости от остаточных кристаллов. Начиная с этой стадии, магма больше не находится в равновесии с остаточными кристаллами, которыми она была первоначально насыщена. Она может фракционировать самостоятельно в результате остывания и кристаллизационной отсадки, по мере ее подъема к поверхности" (1972, с.428).

Графическая интерпретация описанного процесса дается в работе П.Фогта, Э.Шнейдера, Г.Джонсона (1972). Составленная ими схема (рис.19) относится к океаническому типу земной коры, но она приложима и к земной коре континентов, если последняя подвергается растяжению с образованием разрывов, достигающих вещества астенолита. Таким путем, по-видимому, образовались плато-базальты, которые являются крупнейшими комплексами базальтовых пород на поверхности Земли. Их морфологическая особенность заключается в том, что они образуют плоские плато, протягивающиеся на несколько десятков и даже сотен километров. Такие плато могли возникнуть в результате спокойного излияния очень жидких лав из многочисленных протяженных трещин в течение длительного времени (Куно, 1972).

Приуроченность плато-базальтов к устойчивым континентальным районам (Южный Вьетнам, Восточная Маньчжурия, северная и центральная части Британской Колумбии, плато р. Колумбии, плато р.Снейк в штате Айдахо, плато Патагонии в Южной Аргентине, плато Декан в Индии, бассейн р.Параны в южной Бразилии и Уругвае, лавы бассейна р.Тунгуски, лавы северного Мичигана, Миннесоты и др.), а также различное время их образования (от докембрия до кайнозоя), о чем можно судить по сведениям, приведенным в работе Х.Куно (1972),

являются доказательством того, что отделение легкоплавкой фракции от вещества астеносферы могло происходить неоднократно на протяжении геологической истории, а также свидетельствуют о том, что на континентах периодически возникали условия, благоприятные для выхода этих фракций на земную поверхность, причем эти условия существовали длительное время. Х. Куно, основываясь на исследованиях Дж. Грея и Л. Киттлемана (Gray, Kittleman, 1967 и др.) указывает, что на плато р. Колумбии излияния лав происходили в течение 9 млн. лет, а деканские траппы формировались в течение 15 млн. лет — с позднего мела до раннего эоцена. Разделив общий объем и общую площадь, покрытую лавами, на время, в течение которого происходили излияния, Х. Куно (1972) получил скорость излияния магмы на поверхность, равную $0,1 \text{ км}^3 / 10^3 \text{ лет} \cdot 10^3 \text{ км}^2$.

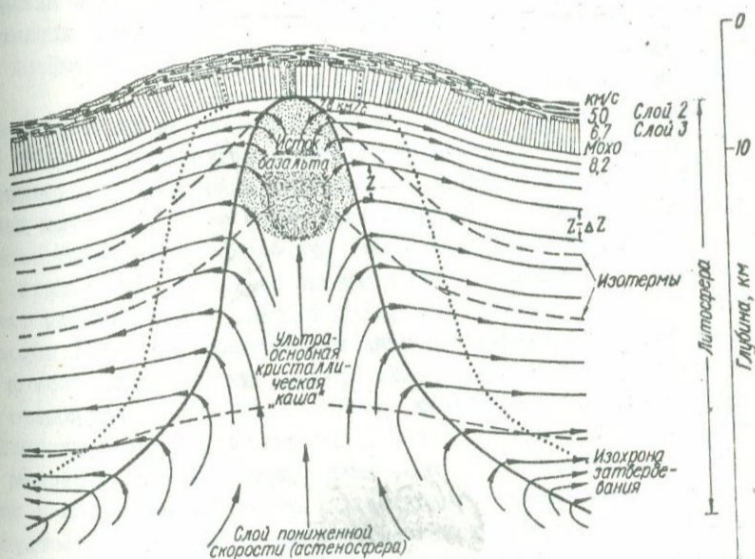


Рис. 19. Схематический разрез коры и верхней мантии под быстро растягивающимся сегментом срединноокеанического хребта (из книги П. Фогта, Э. Шнейдера, Г. Джонсона, 1972, по Булларду и др.)

Следует отметить, что эта величина лишь в четыре раза больше скорости излияния лав из вулканов, находящихся на островах Японии — Хоккайдо, Хонсю и Кюсю — в течение прошедшей тысячи лет. Из этого соотношения видно, что вынос легких дифференциатов из вещества мантии мог происходить весьма интенсивно, причем на больших площадях. Следовательно, этот процесс нельзя объяснить концентрацией глубинной энергии на ограниченном участке, как это предполагается

относительно внутриконтинентального современного вулканизма, имеющего жерловый характер. С базальтовым расплавом должно было выноситься значительное количество летучих, преобладающим компонентом которых является вода, о чем можно судить по составу вулканических газов, выделяющихся при вулканизме (Башарина, 1961; Набоко, 1963; Мархинин, 1967; и др.).

Более подробная характеристика условий, при которых происходит выделение воды из вещества мантии, будет дана в последующих главах, здесь же необходимо подчеркнуть, что в отличие от конвекции, которая является подготовительным этапом накопления в астеносфере относительно легкого мантийного материала, адвекция представляет главный процесс, обуславливающий выведение этого материала на земную поверхность и в слои земной коры. Поскольку в состав легких фракций мантийного вещества входит вода то можно сделать важный в геогидрологическом отношении вывод о том, что адвекция играла огромную роль в транспортировке ювенильной воды из астеносферы в слои земной коры и на земную поверхность.

Приведенный в этой главе материал позволяет прийти к заключению, что развиваемые за последнее время представления о характере дифференциации вещества нашей планеты дают основание предполагать существование геогидрологической связи между очень глубокими недрами Земли и верхними ее оболочками. Эта связь обеспечивает поступление легкого материала из нижней мантии (возможно, из области, граничащей с внешним ядром) в верхнюю мантию. Верхняя мантия также представляет собой область развития конвективных движений, обусловленных подъемом вещества в области срединноокеанических хребтов и погружением его в краевой части океанического дна, примыкающего к континенту. Как восходящая, так и нисходящая ветви конвекционной ячейки связаны с наличием разломов, захватывающих мантию и земную кору. Такого рода разломы существовали, вероятно, не только в коре океанов, но и в коре континентального типа, о чем свидетельствует наличие плато-бальзатов, выход которых не мог быть приурочен к отдельным каналам, а происходил по крупным разломным нарушениям, причем длительное время с высокой интенсивностью при спокойном характере излияния.

В осуществлении геогидрологической связи между оболочками Земли особая роль принадлежит астеносфере. При крупномасштабной конвекции, захватывающей всю мантию, она является аккумулятором легкого вещества, поступающего из нижней мантии. При конвекции, происходящей только в пределах верхней мантии, она служит главной областью развития конвективных движений. Кроме того, в астеносфере возникают адвективные движения вещества, которые приводят к дифференциации тугоплавкой и легкоплавкой фракций с отделением последней от кровли астеносферы. При наличии глубинных разломов легкие дифференциаты

вещества астеносферы поступают в слои земной коры или на земную поверхность одновременно с легкоплавкой фракцией отделяются летучие компоненты, содержащие воду, что и определяет геогидрологическую роль вещества мантии, рассмотрению которой посвящается следующая глава.

ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Главная фаза геогидрологической активности мантии относится к начальному этапу существования нашей планеты, когда из вещества мантии выплавлялся материал для создания земной коры, а конденсация летучих фракций дала начало возникновению протоокеана. Развитие этих процессов рассмотрено во II главе, где показано, что в результате геогидрологической деятельности мантии, если под этим понимать генерацию ювенильной воды и поступление последней на земную поверхность, произошло образование первичной гидросферы, т.е. надземной части геогидросферы, которая путем сложной эволюции превратилась в современный Мировой океан. Одновременно с формированием гидросферы происходило образование главных типов земной коры — океанического и континентального. Их отличает не только мощность, но и состав пород, а это, как будет показано в следующей главе, определяет их различную геогидрологическую характеристику.

Выплавление и дегазация, обусловившие образование земной коры и гидросферы из вещества мантии, не могли не сказаться на распределении легкоплавких и легколетучих компонентов в отдельных зонах мантии. Можно предполагать, что наиболее обеднена этими компонентами подкорковая часть, расположенная под поверхностью Мохоровичича. По нашему определению, мощность этой зоны около 100 км. При расчетах мы принимали, что, согласно модели Рингвуда (*Ringwood, 1962, 1969*), первичное вещество мантии представляет пиролит и эквивалентно одной части базальта и трем частям перидотита. Считая, что выплавляемый материал в мантии составляет 25%, а общий ее вес равен $4 \cdot 10^{27}$ г (Виноградов, 1959), определяем, какая часть должна была участвовать в образовании коры весом $3 \cdot 10^{25}$ г. Она равна приблизительно 3,5%. От общей мощности мантии, равной 2900 км, данный процент составляет около 100 км.

Этот, хотя и весьма ориентировочный, расчет позволяет установить, что верхняя 100-километровая зона мантии сложена материалом, оставшимся после выплавления и дегазации, т.е. ультраосновной породой, состоящей в основном из оливина. Можно предполагать, что ниже этой зоны сохранился первоначальный состав вещества мантии, содержащего легкоплавкую и легколетучую фракции.

Относительно обогащенности мантийного вещества летучими и главным ее компонентом H_2O пока нет единого мнения. В работе А.П.Виноградова (1959), в которой впервые мантия названа единственным источником H_2O на поверхности Земли, принято, что содержание воды в породах мантии таково же, как и в каменных метеоритах, т.е. 0,5%. При весе мантии, равном $4 \cdot 10^{27}$ г, общий вес заключенной в ней воды достигает $2 \cdot 10^{25}$ г. Заметим, что в данном расчете предполагается однородная обводненность мантии. В отличие от этого Ф.А.Макаренко (1966) считает, что верхняя 400-километровая часть мантии содержит столько же воды, сколько и вся остальная 2500-километровая ее толща. Он полагает, что эти запасы в 10 раз больше объема современных океанов планеты, которые, по А.Польдерварту (1957), составляют 1,42 млрд. км³. Таким образом, по Ф.А.Макаренко, в мантии мощностью 2900 км содержится воды $2,8 \cdot 10^{25}$ см³, или (округленно) $3 \cdot 10^{25}$ г, т.е. в 1,5 раза больше, чем указано в работе А.П.Виноградова (1959).

Еще более высокие значения получаются, если при определении запасов воды в мантии исходить из сопоставления объемов гидросферы и земной коры. При этом допускаем, что: 1) земная кора образовалась из легкоплавкой фракции вещества мантии; 2) исходное вещество мантии, эквивалентное трем частям дунита и одной части базальта (пиrolит, по Рингвуду), при плавлении, в соответствии со схемой А.П.Виноградова (1962), разделялось на дунит и базальт; 3) процессы выплавления и дегазации мантии, приведшие к образованию земной коры и гидросферы, происходили на ранних этапах существования планеты одновременно; 4) гидросфера является конденсатом летучих компонентов, выделившихся при дегазации мантии; 5) соотношение между весом коры и весом гидросферы с момента их возникновения сохранилось стабильным.

Исходя из принятых допущений и принимая вес земной коры, равным $3,0 \cdot 10^{25}$ г, а гидросферы — $1,5 \cdot 10^{24}$ г, можно определить, что доля летучих по отношению к выплавленному материалу составляет 5%. Мы полагаем, что эта величина достаточно верно характеризует обводненность первичного вещества мантии, участвовавшего в образовании земной коры и гидросферы. Такое же значение можно получить из другого сопоставления, также основанного на приведенной выше схеме дифференциации вещества мантии, согласно которой при выплавлении и дегазации оно делится на три фракции: 1 — тугоплавкую (перидотиты, дуниты); 2 — легкоплавкую (базальты) и 3 — легколетучую (пары воды и отгоняемые с водой газообразующие компоненты). Как указывалось выше, продукты дегазации, в составе которых преобладает вода, после возникновения земной коры лишь частично задерживались в породах коры, т.е. в базальтах, а основная их часть достигала земной поверхности и участвовала в формировании Мирового океана.

Согласно данным, приведенным в работе Г.С.Йодера и К.Э.Тилли (1965), базальты содержат в среднем около 0,5% связанной воды. Полагая, что первоначальный состав земной коры, образованной из продуктов выплавки мантии, эквивалентен базальтам, при дальнейших расчетах принимаем для коры указанное содержание воды. При весе земной коры, равном $3,0 \cdot 10^{25}$ г, общий вес содержащейся в ней связанной воды должен составлять $1,5 \cdot 10^{23}$ г, что почти в 10 раз меньше веса воды Мирового океана, который, по А.Польдарварту (1957) равен $14,2 \cdot 10^{23}$ г. Следовательно, для того, чтобы соотношение между количеством выплавляемого из вещества мантии базальта и количеством воды, ушедшей при этом на образование Мирового океана, выдерживалось, необходимо более высокое содержание воды в материале, подвергшемся дифференциации — оно должно быть не менее 5%. А если учесть, что на ранних стадиях существования Земли возможен был довольно интенсивный уход летучих, в том числе и H_2O , за пределы нашей планеты, то эту часть можно на 1–2% увеличить.

Этот вывод полностью совпадает с представлениями А.П.Виноградова, который во многих своих работах (1959–1970) указывает, что излияние базальтов "всегда приносило в результате дегазации на поверхность Земли в среднем до 7% ювенильной воды в виде водяного пара или жидкой воды" (1967, с.7). В качестве доказательства приводится соотношение веса всех горных пород, равного $2,4 \cdot 10^{25}$ г, и веса океанической воды.

Океаническая вода составляет, примерно, 7% веса пород земной коры, что, по А.П.Виноградову, является результатом количественных соотношений, возникших в процессе дифференциации вещества мантии на оболочки Земли. Аргументом могут послужить также данные о воде, выделяющейся в виде паров при вулканических извержениях, количества которой составляют, по данным различных исследователей, от 3–5 до 8% массы излившихся базальтов (Виноградов, 1967). Сходные значения приводятся в работах О.Н.Толстихина (1961), Е.К.Мархинина (1967) и других авторов, обобщающих результаты наблюдений над многими вулканическими извержениями. Близкое содержание воды в мантии (5%) принимает Э.Б.Чикалок при разработке термодинамических основ теории минерального происхождения нефти (1971; 1971 б).

Таким образом, различным путем доказываем, что не подвергшееся дегазации вещество мантии содержит около 5–7% воды, и мы полагаем, что такая обогащенность водой свойственна веществу астеносферы, в то время как породы верхней мантии, расположенные над астеносферой, дегидратированы и сохранили в своем составе около 0,5% воды.

Как установлено геофизическими исследованиями, астеносфера находится на разной глубине под океанами и континентами, что обуславливает разную мощность лежащей над ней толщи верхней мантии. Под

океанами она достигает (в среднем) 30–40 км, под континентами – около 70–80 км. Это, по определению В.М.Синицына (1972), литифицированная мантия, вещество которой участвовало в геологическом развитии на минувших этапах развития. Оно плавилось, дегазировалось, выделяло легкоплавкие (базальтоидные) дифференциаты, перешедшие в земную кору, и теперь сложено фемическим остатком типа перидотита или дунита.

Характеристика, данная В.М.Синицыным, совпадает с представлениями других исследователей. Например, Х.Куно (1972) пользуется термином А.Рингвуда, который верхнюю часть подконтинентальной мантии выделил в "дунит-перидотитовый" слой. В работе В.В.Белоусова (1972, в) слой верхней мантии, лежащий выше астеносферы, назван "склеросферой". Необходимость в подобном термине совершенно очевидна и мы в дальнейшем будем им пользоваться.

Согласно приведенной выше характеристике, активная роль склеросферы ограничивается ранними этапами развития Земли. Но и позже она оказывала существенное, хотя уже иное влияние на ход эндогенных процессов, тормозя их проявление (В.В.Белоусов, 1972, в). Периодически вещество астеносферы прорывалось через склеросферу к земной коре, что соответствует цикличности тектонической и магматической активизации, с которой тесно связано проявление геогидрологической активности мантии.

В начале цикла, при опускании коры, магматизм выражен в излияниях на дно интрагеосинклинальных морей преимущественно основных лав, а также в образовании ультраосновных, основных и плагиогранитных малых интрузий. В середине цикла, по В.В.Белоусову, образование поднятий внутри интрагеосинклиналей связано с региональным метаморфизмом и гранитизацией, что не может, как будет показано в следующей главе, происходить без участия ювенильной воды. В конце цикла, когда в геосинклинали преобладают поднятия, образуются разнообразные по составу трещинные интрузии и происходят излияния лавы на гребнях поднявшихся из геосинклинали хребтов. Излияние лав также сопровождается выделением значительных количеств воды, генерированной мантией, что доказывается работами вулканологов.

Б.К.Мархинин (1967) попытался определить количество ювенильной воды, выделяющейся при вулканических извержениях. Эту задачу он решает, используя результаты изучения вулканизма Курильских островов, а также привлекая материалы наблюдений и по другим вулканическим районам.

Основываясь на данных Джаггара и Шеперда о содержании Cl в составе газов, отобранных из жидкой гавайской базальтовой магмы, а также на сведениях о количестве летучих компонентов в андезитовой магме и воздушно-сухом пепле вулкана Безымянного, Б.К. Мархинин установил, что хлор составляет примерно 3% общего количества ле-

тучих, среди которых подавляющая часть — водяной пар. Зная, что на 500 т конденсата сольфатарного пара вулкана Эбеко приходится 0,59 т SO_2 и предполагая, что это количество обставляет 3% веса ювенильной воды, можно вычислить вес последней, равный 20 т, или 4% общего конденсата пара.

Масса ювенильной воды, выносимой ежегодно сольфатарами и гидротермами Курильских островов, определена Е.К.Мархиным на основании оценки масс выносимого ими предположительно ювенильного хлора, которые соответственно равны 51542 и 108185 т. Произведя пересчет он получил, что масса ювенильной воды, выносимой гидротермами и сольфатарами Курильских островов равна $5 \cdot 10^6$ т в год. Примерно такое же значение, по его подсчетам, имеет вынос летучих при извержениях вулканов Курильской дуги.

Таким образом, количество ювенильной воды, поступающей в пределах одного района, вулканическая деятельность которого составляет $1/20$ активности вулканов всей планеты, в течение года, по определениям Е.К.Мархина, достигает 10^7 т. За все время существования Курильской вулканической дуги, равного 83 млн. лет, вынос ее на поверхность Земли должен составлять $4 \cdot 10^{14}$ т (1967, с.232). Полагая, что в таких же масштабах происходит вынос ювенильной воды на остальных вулканах островных дуг планеты и что темп дегазации недр на протяжении геологической истории сохраняется неизменным, Е.К.Мархин пришел к выводу о возможности формирования гидросферы Земли только за счет выноса ювенильной воды вулканами, гидротермами и фумаролами. Ход подсчета воды следующий. За 83 млн. лет в пределах Курильской дуги только вследствие извержений должно было поступить на поверхность Земли $4 \cdot 10^{14}$ т ювенильной воды. Столько же ювенильной воды дали гидротермы и фумаролы. Экстраполируя эти величины на все островные дуги, т.е. увеличив в 20 раз, и на всю геологическую историю, продолжительность которой принята равной 4,5 млрд. лет, Е.К.Мархин подсчитал, что количество ювенильной воды равно $8,8 \cdot 10^{17}$ т. Это примерно половина массы гидросферы, которая, по А.Польдерварту (1955, рус. перевод 1957), равна $16 \cdot 10^{17}$ т.

Следовательно, нужно допустить, что интенсивность вулканизма на ранних стадиях развития нашей планеты была выше современной, что вполне соответствует представлениям об эволюции геогидросферы, изложенным нами в главе II.

Этот вывод подтвержден А.Б.Роновым, который проследил характер изменения темпа дегазации мантии в послекембрийское время по разработанному им методу подсчета объемов пород (1959). Результаты подсчетов отражены в соответствующих графических построениях (рис.20). В качестве мерил интенсивности выделения "избыточных" летучих из расплавленных вулканических масс в систему гидросфера-атмосфера принимается кривая объемов подводных и наземных вулка-

нических излиянии (рис.20, линия 1), хотя и отмечается, что это мерило весьма далеко от действительности, так как кривая отражает объем излияний не для всей земной поверхности, а лишь для современных материков и крупных островов, т.е. для 29,2% общей площади планеты.

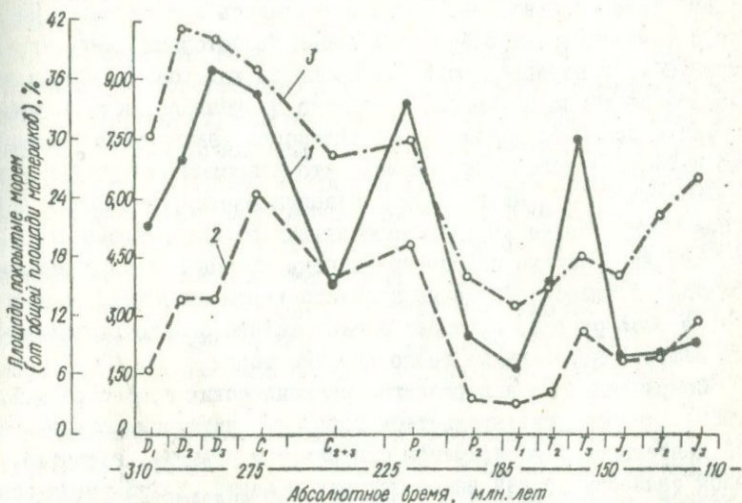


Рис.20. Сопоставление периодичности трансгрессии и регрессий моря с объемами вулканических излияний и углекислоты, погребенной в карбонатных породах (из книги А.Б.Ронов, 1959).

Вторая кривая на рис.20 (линия 2) отражает объемы углекислоты, погребенной в карбонатных породах. Совпадение хода этой кривой с ходом кривой объемов вулканогенных пород привело А.Б.Ронову к заключению о том, что по мере поступления вулканической углекислоты в атмосферу и океан, она одновременно извлекалась из всех резервуаров и захоронялась в виде карбонатных пород на дне сравнительно мелководных геосинклинальных и платформенных внутриматериковых морей. Кроме того, ход кривых на рис.20 позволяет сделать вывод о периодичности поступления летучих, что нашло отражение в чередовании высоких и низких значений объема вулканогенных пород. На этом рисунке можно проследить, что установленная периодичность хорошо согласуется с периодами трансгрессий и регрессий, смену которых отражает величина площади, покрытой морем, выраженная в % всей поверхности материков (линия 3).

Таким путем А.Б.Ронов подошел к обоснованию выведенного им закона карбонатакопления, который сформулирован следующим образом: количество карбонатных осадков, отлагающихся в ту или иную эпоху после докембрия, было прямо пропорционально интенсивности вулкани-

ческой деятельности и площади распространения внутриматериковых морей (1959).

А.Б.Ронов (1959), а еще раньше В.В.Руби (*Кубеу*, 1955, рус. перевод 1957) установили, что основная масса карбонатных пород отложилась в палеозое, а на долю докембрийских карбонатов приходится сравнительно небольшой процент общего количества карбонатных пород. Такое соотношение можно истолковать как указание на то, что интенсивность процесса выделения "избыточных" летучих (в том числе CO_2) и параллельного ему процесса захоронения CO_2 в виде карбонатов после докембрия не только не убывала, а даже существенно усилилась в палеозое. Но правильность такого утверждения А.Б.Ронов подвергает сомнению, считая, что возможны поступления некоторых количеств CO_2 не за счет дегазации мантии, а за счет переплавления магмой более древних карбонатных пород. И кроме того, возможно, что карбонатные породы архея подверглись метаморфизму, а это приводит к ошибочной оценке процесса карбонатообразования в архее, что в свою очередь искажает представление о ходе выделения летучих веществ в различные геологические эпохи.

Сокращение площади развития вулканических процессов А.Б.Ронов (1959) считает доказательством того, что интенсивность вулканической деятельности со временем снижалась и поэтому, вероятно, уменьшался связанный с ней вынос летучих веществ. Такой вывод соответствует ранее приведенному заключению о том, что с течением времени масштабы вулканизма уменьшались и пространственно он все более сосредоточивался в геосинклинальных зонах. В зависимости от стадий развития геосинклиналей, условия возникновения вулканов и формы их деятельности проявлялись различно. Н.М.Страхов (1963) считает, что при зарождении геосинклинальной зоны вулканизм локализовался в ее центральной, наиболее мобильной части. Магма поднималась по глубинным разломам, ограничивающим центральный грабенообразный участок геосинклинали.

Конкретным примером такого сочетания явлений может служить формирование структур Днепровско-Донецкой впадины, на отдельных этапах которого нами рассмотрено проявление геогидрологической активности мантии. В основу развития своих представлений мы принимаем концепцию С.И.Субботина, который считает, что причиной образования платформенных прогибов типа Днепровско-Донецкой впадины являются фазовые, полиморфные, электронные переходы и физико-химические превращения вещества верхней мантии, происходящие в результате изменений термодинамических условий в локализованных участках мантии. Эти явления в свою очередь обусловлены перераспределением геодинамических напряжений в недрах планеты, как следствие резкой смены ротационного режима Земли, вызванной действием внутренних и внешних сил. Наиболее активно процессы полиморфных и других пере-

ходов вещества происходят в области его "размятчения" - астеносфере, где вследствие этого зарождаются наиболее глубинные элементы разломов. Уплотнение вещества верхней мантии вызывает зарождение платформенного прогиба, развитие которого сопровождается возникновением глубинных разломов, которые как бы ограничивают зону уплотняющегося вещества от окружающих пород, не затронутых процессами уплотнения.

Зона, где вещество верхней мантии уплотнено, по С.И.Субботину, расположена не непосредственно под поверхностью Мохоровичича, а на некоторой глубине (приблизительно от 60-80 до 200 км), причем перемещение уплотняющегося вещества, наибольшее в верхней части зоны, с глубиной постепенно затухает. Вышележащая толща подкоровых масс под действием собственного веса начинает опускаться, но благодаря силам прочности и арочному эффекту вместе с земной корой определенное время удерживается в виде свода. В сочетании с прогибанием нижележащей области верхней мантии это явление обуславливает возникновение области, в которой давление несколько понижено и где возможно частичное или полное расплавление подкорового вещества.

При дальнейшем развитии процесса образуется промежуточный элемент глубинного разлома - зона напряжений и сдвиговых деформаций, а затем, после преодоления предела прочности земной коры, возникает третий элемент разлома - зона дробления, что приводит к обрушению участка коры, расположенного над областью сжатия вещества астеносферы. После этого создаются условия, когда в наибольшей степени может проявиться геогидрологическая активность мантии, так как подвижная расплавленная масса с большим количеством газов по разломам устремляется вверх, заполняет образовавшиеся в коре трещины и выливается на ее поверхность (Субботин, Наумчик, Рахимова, 1968).

Такая обобщенная схема формирования платформенного прогиба применительно к Днепровско-Донецкой впадине принята в работах Г.Н.Доленко, С.А.Варичева, Н.И.Галабуды и др. (1967, 1968, 1970). Развитие этой структуры названные исследователи делят на три стадии.

Первая стадия была как бы подготовительной. В южной части Восточно-Европейской платформы оформился сарматский шит, в своде которого возникли предпосылки для образования впадины. На этой стадии, продолжительностью от позднего протерозоя до конца раннего палеозоя, происходило увеличение объема вещества мантии, что вызвало воздымание сарматского щита и растяжение в сводовой части верхних слоев земной коры. По-видимому, эту стадию следует считать подготовительной и для проявления геогидрологической деятельности мантии. Возможно, что в этот период создавались скопления легкого материала, но выйти за пределы мантии ни расплав, ни вода не могли, поскольку не было путей для их подъема.

Подобная геогидрологическая обстановка существовала в мантии и в период перехода от первой стадии формирования Днепровско-Донецкой впадины ко второй, в течение которого возникла серия малоамплитудных приповерхностных разрывов, только наметивших контуры участка опускания будущего грабена. Как полагают С.А.Варичев и др. (1971), эти разрывы не вызвали глубоких нарушений в сплошности кристаллического фундамента и захватили лишь верхнюю часть земной коры. Вследствие того, что разрывы не достигали подкоревой зоны, они не могли обеспечить подъем легких дифференциатов вещества мантии из астеносферы до уровня коры. Подтверждением данного вывода является отсутствие эффузивного материала в осадках среднедевонского-раннефранского времени (Варичев, 1971).

Кардинально изменилось геогидрологическое поведение мантии во вторую стадию развития Днепровско-Донецкой впадины, когда произошло образование разломов и проседание блоков земной коры, вследствие чего в ее центральной части возник крупный грабен. Эти процессы, как полагают Г.Н.Доленко и его соавторы (1970), протекали в соответствии с рассмотренной выше схемой С.И.Субботина и, следовательно, сопровождались неоднократными проявлениями вулканической деятельности. По-видимому, преобладает вулканизм "сквозькорового" типа, по Горшкову (1967) — с очагами питания, находящимися в астеносфере. Питающими каналами служили глубинные разломы, так как основная масса продуктов извержения приурочена к разломным зонам, ограничивающим грабен.

В течение третьей стадии, начавшейся с поздневишневского времени, образовалась наложенная на грабен обширная синеклиза. Причиной вовлечения в прогибание современных бортовых частей Днепровско-Донецкой впадины, по мнению Г.Н.Доленко и его соавторов, был подток мантийного вещества из области воздымания в область максимального прогибания. Погружение происходило по разломам более мелкого заложения, чем краевые разломы, и сопровождалось интенсивным осадконакоплением. В работе названных исследователей есть указание, что в отдельные отрезки времени на этой стадии возобновлялись тектонические условия, сходные с существовавшими во вторую стадию, что дает основание предполагать и периодическую геогидрологическую активизацию мантии.

Принимая за основу описанную схему формирования Днепровско-Донецкой впадины, можно наметить соответствующую последовательность и в проявлении геогидрологической активности мантии.

На первой стадии под участком будущего грабена происходило скопление легких фракций вещества астеносферы в виде астенолита, возвышающегося над ее поверхностью (рис. 21, А). В самом астенолите могло быть подготовлено разделение базальтового расплава и летучих,

но выход их невозможен из-за отсутствия необходимых для этого путей. Разрывы в земной коре, возникшие при ее выгибании под воздействием выпирающих масс мантийного материала, захватывали только верхние слои, не проникая далее раздела Мохо^ж. Они могли лишь предопределить конфигурацию некоторых блоков, оформившихся с наступлением второй стадии, когда произошло оседание земной коры.

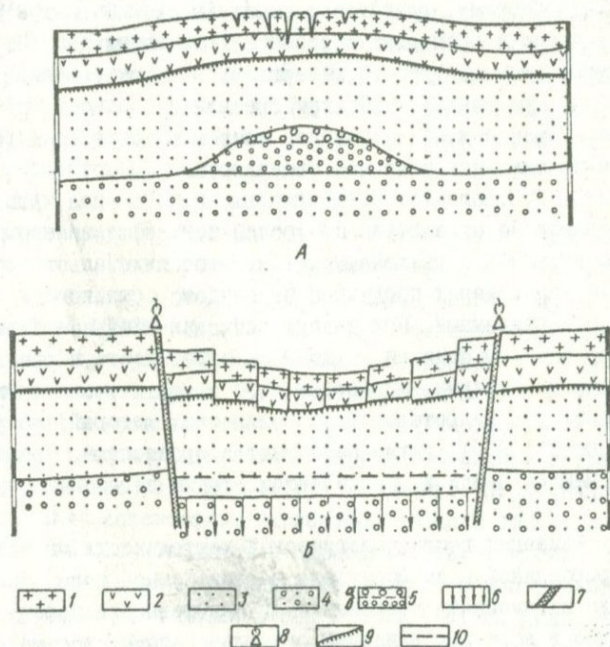


Рис.21. Проявление геогидрологической активности мантии: А - подготовительная стадия - образование астенолита, Б - стадия максимального проявления геогидрологической активности мантии, совпадающая с образованием Днепровского грабена.

- 1 - гранитный слой; 2 - базальтовый слой;
 3 - подкоровый слой мантии, сложенный перидотитом;
 4 - астеносфера; 5 - астенолит (а - базальтовый расплав;
 б - летучие); 6 - зона уплотнения вещества мантии;
 7 - глубинный разлом; 8 - вулканизм; 9 - раздел Моховичича; 10 - положение кровли астеносферы до уплотнения.

^ж Эту закономерность подтверждают опыты, описанные в работе И.В.Луцицкого и П.М.Бондаренко (1967).

Таким образом, первую стадию формирования Днепровско-Донецкой впадины можно считать подготовительной в развитии не только тектонических процессов, но и геогидрологической деятельности мантии. Создавшиеся в астеносфере условия термодинамической неустойчивости реализовались в течение второй стадии, которая является периодом проявления максимальной геогидрологической активности мантии.

Во вторую стадию перестройка вещества астеносферы, приведшая к перемещению уплотняющегося материала и нарушению однородности его структуры, обусловила предпосылки для образования глубинных разломов (рис. 21, Б). В зоне их возникновения, подобно цепной реакции, по С.И.Субботину, развивался комплекс разнообразных процессов, в том числе и процессы, способствующие мобильному состоянию легких компонентов мантийного материала. В таких условиях летучие, среди которых преобладает H_2O , приобретали способность почти свободного перемещения и, естественно, устремлялись в зоны разломов, по которым поднимались к земной поверхности.

В работах Г.Н.Доленю, С.А.Варичева, В.К.Гавриша, А.В.Чекунова и др. неоднократно отмечается приуроченность эффузивного материала девонского возраста к разломным зонам, что свидетельствует о поступлении вулканических продуктов по глубоко проникающим каналам, сопряженным с разломами. При извержениях значительное количество воды должно было выноситься на дневную поверхность в расплаве и с вулканическими газами. Одновременно с магматическим вулканизмом мог развиваться и гидротермальный вулканизм, который, по утверждению С.И.Нобоко (1969), также порождается процессами, происходящими в верхней мантии Земли и определяется этапом дегазации вещества мантии.

При активизации геогидрологической деятельности мантии большая доля генерированной воды поступала в слои земной коры, чему способствовала интенсивная тектоническая нарушенность пород. Явления, происходящие в коре под влиянием ювенильной воды, весьма разнообразны. Их мы рассматриваем в У и У1 главах, где дана характеристика водных растворов, участвующих в метаморфизме, метасоматозе, гранитизации, гидротермальных процессах, протекающих в гранитном слое земной коры при обязательном участии воды, поступающей из мантии. Не исключено, что подобные явления имели место и в породах земной коры в наиболее мобильной части Донецкого грабена.

В третью стадию формирования Днепровско-Донецкой впадины происходит спад геогидрологической активности мантии и изменяется характер ее проявления. В эту стадию термодинамический режим в астеносфере стабилизировался; частицы базальтового расплава равномерно распределились среди главной твердоподобной массы вещества; глубинные разломы сомкнулись или закоальмировались застывшим магматическим материалом. Если сохранилась остаточная нарушенность

пород, то она могла быть использована только для перемещения наиболее подвижных летучих компонентов мантии. В условиях больших глубин, где летучие образуют флюид, — этот очень горячий минерализованный газонасыщенный раствор сложно воздействовал на породы земной коры, чем и определяется специфика гидрогеологической деятельности мантии в третью стадию развития впадины.

В.В.Белоусов (1972в), рассматривая ход тектонических циклов, также указывает, что региональный метаморфизм и гранитизация к концу тектонического цикла приводят к "залечиванию" существовавших ранее глубинных разломов, сглаживанию структурных неоднородностей и повышению внутренней связности коры. Но с началом нового цикла происходит образование новой системы разломов, которые могут и не соответствовать прежним. Вероятно, такая закономерность существует в Днепровско-Донецкой впадине, где наряду с продольными разломами выявлена система поперечных разломов более глубокого заложения, образовавшаяся, видимо, в течение одного из последующих тектонических циклов.

Чередование циклов В.В.Белоусов связывает с периодичностью разогревания и частичного плавления вещества мантии на глубинах около 400–500 км, происходивших, согласно гипотезе А.Н.Тихонова и Е.А.Любимовой (1969 и др.). Названные исследователи полагают, что такой частично расплавленный слой распространяется вверх, проплавливая вышележащие породы. В.В.Белоусов считает, что периодически возникающий и продвигающийся вверх слой частичного плавления должен каждый раз снабжать астеносферу новым сильно нагретым материалом и повышать ее температуру. Он пишет: "Периодичность такого "возбуждения" астеносферы зависит от свойств среды, но вполне вероятно, чтобы она совпадала с периодичностью тектонических циклов. Поэтому указанный периодический процесс можно рассматривать как причину эндогенной цикличности и прежде всего цикличности ундаций^{*}. С каждым возобновлением плавления в мантии под континентом поверхность последнего должна подниматься, а с угасанием слоя плавления — опускаться. Но следует думать, что в действительности это не единый слой плавления, а сложная совокупность отдельных очагов плавления, чем можно объяснить и различное протекание циклов в разных местах и наложение друг на друга ундаций разных порядков" (1972в, с.77).

"Возбуждение" астеносферы под влиянием отдельных очагов плавления — это главная причина дифференциации ее вещества, вследствие чего на ее поверхности образуются локальные скопления относительно более легкоплавкого материала, насыщенного летучими компонентами.

^{*} Ундация, по Г.Штилле (Stille, 1924), — это опускание и поднятие обширных площадей, охватывающих целый континент или значительную часть его.

Находясь в аномально нагретом состоянии, этот материал проплавляет участки склеросферы и достигает слоев земной коры. Такое явление фиксируется под вулканическими дугами, где сразу же ниже границы Мохоровичича вещество мантии характеризуется пониженной сейсмической скоростью (7,5–7,8 км/сек) и несколько пониженной плотностью. Это состояние мантии распространяется вглубь по меньшей мере на расстояние порядка 100 км, при этом зона пониженных скоростей мантии чрезвычайно четко совпадает с зоной современного вулканизма и не зависит от характера земной коры (Горшков, 1967). Пониженные скорости в мантии установлены на Курильских островах, в Японии, на Алеутских островах, на западе Канады, в вулканических районах Запада США, в районе островов Тонга, в Новой Зеландии, в районе Новой Гвинеи, на Соломоновых островах и в других местах (материалы Федотова, 1964; *Matuzawa et al.*, 1960; *Mikumo et al.*, 1961; *Shor*, 1962; *Berg et al.*, 1960; *Menard*, 1960; *Mc Donald, Katsura*, 1963; *Engel, Engel*, 1964; *Furumoto, Wollard*, 1965 и др.).

О причинах подобного состояния вещества верхней мантии Г.С. Горшков пишет: "Существует мнение, что пониженные скорости в подкоробых частях мантии вызваны своеобразным "смешиванием" вещества земной коры и мантии. Нам представляется, что пониженные скорости отражают особое "напряженное" физико-химическое состояние верхней мантии, отличающееся от "инертной" мантии других районов" (1967, с.14). Нетрудно заметить сходство данного определения с характеристикой "возбужденного" состояния астеносферы, приведенного выше из работы В.В. Белоусова (1972в).

Р. Фишер и Х. Хесс (*Fisher, Hess*, 1963) высказывают иное предположение о возникновении аномальной коры под островными дугами. Главную роль в этом процессе они отводят слою серпентинизированного перидотита, который представляет собой как бы корку на перидотитовой мантии. Опускаясь под желобом в мантию, вещество этой корки, по их представлению, нагревается более чем до 500°C, вследствие чего оно десерпентинизируется. Освобожденная таким образом вода поднимается под островную дугу, где, взаимодействуя с нормальной перидотитовой мантией, вызывает в ней изменения: накопление серпентина, снижение сейсмических скоростей. П. Фогт, Э. Шнейдер и Г. Джонсон (1972) возражают против этой концепции, считая сомнительным наличие слоя серпентинизированного перидотита на значительной площади дна океанов, хотя отмечают, что основание и корни многих островов, окаймляющих желоба, состоят из серпентинизированного перидотита.

Серпентинизация, как природный процесс, который протекает при участии воды, генерированной мантией, представляет особый интерес в аспекте разрабатываемой темы, поэтому ей уделено внимание в наших опубликованных работах (Гавриленко, 1972; Гавриленко, Дерп-

гольц, 1971). Здесь рассмотрим этот процесс более детально с привлечением новых данных, подтверждающих ранее высказанные предположения о том, что серпентиниты могут служить геологическим доказательством исключительно высокой геогидрологической активности мантии.

Серпентиниты представляют собой оливиновые метаморфические породы, образовавшиеся под воздействием воды при повышенной температуре (Заварицкий, 1955). Ультраосновные интрузии, подвергающиеся серпентинизации, выделены в гипербазитовые формации, тела которых чаще всего располагаются непосредственно вдоль поверхности разломов (Кузнецов, 1964). Установлено, что серпентинитами сложены все срединноокеанические хребты, а также узкие длинные линзы (пояса) на континентах, протягивающиеся на тысячи километров в пределах Европы, Азии, Африки, Америки, Австралии. В Советском Союзе гипербазитовые пояса установлены в Алтае-Саянской, Центрально-Казахстанской, Уральской и других складчатых областях.

Образование серпентинитов представляет сложную геохимическую и геологическую проблему, которой посвящена обширная зарубежная и отечественная литература. Наряду с изучением природных объектов — ультраосновных пород, подвергшихся серпентинизации, проведено и лабораторное исследование процесса (Bowen, Tuttle, 1949; Benington, 1956; Olsen, 1963; Katahara et al., 1966, и др.). В нашей стране лабораторное исследование процесса серпентинизации проведено в ГВОХИ АН СССР Н.И.Хитаровым, В.А.Пугиным и др. Они уточнили представления о температурных границах развития серпентинизации и об участвующих в нем компонентах. Выяснено, что в земных условиях серпентинизация ультраосновных пород перидотитового ряда протекает в виде трех одновременно развивающихся реакций, конечный результат которых может быть записан следующим образом: 5 энстатит + 5 форстерит + 10 вода — 5 серпентинит (Пугин, Хитаров и др., 1969).

Из приведенного соотношения следует, что на образование серпентинитов требуется большое количество воды. Представления о природе воды, участвующей в процессе серпентинизации, не однозначны. Существует концепция аутометаморфической серпентинизации, согласно которой в этом процессе участвует вода магматического происхождения. При этом допускается высокая обводненность исходного ультраосновного расплава, так как для того, чтобы обеспечить развитие процесса серпентинизации в самой ультраосновной магме, должно со- держаться большое количество воды. Сторонниками этой концепции являются Г.В.Пинус, В.А.Кузнецов, И.М.Волохов, которые считают, что "магма, образующая породы гипербазитовой формации, рождается в пределах перидотитового субстрата и представляет собой самостоятельный ультраосновный силикатный расплав, обогащенный водой (около 15 вес.%) и потому обладающий невысокими температурами кри-

сталлизации (около 600–700°C). Валовой состав компонентов в магме, по-видимому, отвечает составу серпентинитов. Серпентинизирующие растворы во время аутометаморфизма гипербазитов заимствуются из самой магмы, а не из какого-либо иного источника" (1958, с.260).

Первоначально сторонником концепции аутометаморфизма был и Х.Хесс (*Hess*, 1933; Хесс, 1939), но постепенно, убеждаясь в несостоятельности этой концепции, он перешел на позиции аллометаморфизма, связывая процесс серпентинизации с привнесением серпентинизирующих растворов извне. Этому способствовали результаты экспериментального исследования процесса серпентинизации, в частности экспериментальные работы Боуэна и Таттла (*Bowen, Tuttle*, 1949, рус.перевод 1950), которые подтвердили, что дунитовая магма, даже содержащая большие количества воды (10% и более), может существовать только при температурах выше 1000°C и поэтому образование серпентинитов в виде интрузий такой магмы при низких температурах полностью исключается. Оливин под воздействием воды превращается в серпентин при температуре не выше 500°C, а дальнейшее повышение температуры ведет к его дегидратации.

Полученные Боуэном и Таттлом результаты Хесс положил в основу разработки схемы аллометаморфического развития процесса серпентинизации и связал образование серпентинов с поступлением воды из верхней мантии Земли (*Hess*, 1955, рус.перевод 1957). Основываясь на результатах экспериментального изучения процесса серпентинизации, Хесс высказал предположение, что вода, поднимающаяся из подкоревой области, пересекая зону изотермы 500°C, должна вступить в реакцию с оливином и образовать серпентин. Задаваясь различными значениями геотермических градиентов, он установил наиболее вероятное положение изотермы +500°C на глубине около 12 км ниже поверхности Мохоровичича. Следует предполагать, что источники ювенильной воды, участвующей в серпентинизации, должны быть еще глубже, т.е. значительно ниже подошвы земной коры. Хесс полагает, что концентрированный приток воды из этих источников происходил вдоль определенных благоприятных участков (т.е. зон разломов. — Е.Г.) в силу чего поднятия, обусловленные серпентинизацией, представляют длинные узкие образования, типа гребней и поясов.

Первоначальная схема Хесса, отражающая развитие процесса серпентинизации, приведена в наших ранее опубликованных работах (Гавриленко, 1972; Гавриленко, Дерпгольц, 1971). Впоследствии она автором (*Hess H.*, 1962; *Hess H.*, 1965, рус. перевод 1969) была детализирована применительно к образованию серпентинитов, залегающих в осевой зоне срединноокеанических хребтов (рис.22). Согласно этой схеме под гребнем хребта происходит подъем подкорового ультраосновного материала, представленного главным образом перидотитом.

Последний, будучи неустойчивым к процессам гидратации, серпентинизируется при 500°C . Вода, необходимая для серпентинизации, поступает из астеносферного слоя мантии, который в областях срединно-океанических хребтов наиболее приближен к границе Мохо.

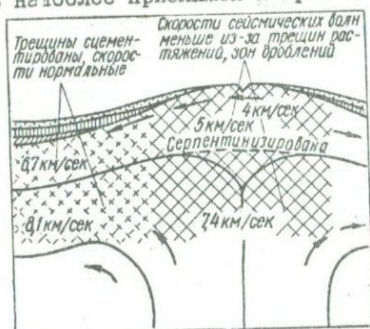


Рис. 22. Схема развития серпентинизации под срединноокеаническими хребтами (из книги Г.Б.Удинцева, 1972, по Хессу).

Следует отметить, что модернизированная схема Хесса получила признание авторитетных советских и зарубежных океанологов-тектонистов (Hess, 1962, рус. перевод 1966; Удинцев, 1972; и др.), что позволяет с большей уверенностью использовать ее в расшифровке геогидрологических процессов, происходящих в мантии.

Прежде всего, конфигурация серпентинитовых образований позволяет связывать их образование с глубинными разломами, по которым поднимался ультраосновный материал и воздействовавшие на них водные растворы. Правда, до сих пор не ясно, на каком этапе формирования интрузий происходит серпентинизация, но несомненно, что это налаженный процесс, который развивался в относительно неглубоких зонах. Х.Хесс (1957) отмечает, что предположение об усилении серпентинизации с глубиной опровергается тем, что все близкие к поверхности интрузии альпийских ультраосновных изверженных пород полностью серпентинизированы.

С.В.Москалева (1970) указывает, что многие из советских и зарубежных исследователей, изучая конкретные гипербазитовые массивы пришли к выводу, о том, что гипербазиты в складчатых областях интрузируют не в жидком расплавленном состоянии, а в виде твердых блоков, отрывающихся и перемещающихся по складчатости в вышележащие горизонты. "В геосинклинальную стадию существования гипербазитовых масс, — пишет С.В.Москалева, — происходят не только динамические нарушения, отрыв и перемещение отторгнутых их частей в виде блоков, но и метаморфические изменения слагающих их пород, особенно ярко проявленные в зонах их дробления... Различаются региональный и локальный виды изменений. Типичным примером региональных изменений является тотальная равномерная серпентинизация" (1970, с.287).

Анализ огромного фактического материала по серпентинитовым массивам гиперфазитовых поясов мира, по утверждению Г.В.Линуса, В.А.Кузнецова, И.М.Волохова (1958), показывает, что переход перидотитов в серпентиниты представляет собой процесс, при котором привнос компонентов резко преобладает над выносом, в отличие от обычных процессов метаморфизма, когда происходит сбалансированный привнос и вынос компонентов. При сравнении исходных и конечных продуктов, участвующих в процессе серпентинизации, обнаружено, что в результате этого процесса происходит резкое увеличение удельного объема вещества, составляющее около 30%, так как удельный объем оливина, равный 0,3 см³/г, повышается до 0,4 см³/г у серпентина.

В работе А.Г.Бетехтина (1953) указаны еще большие величины. Он установил, что конечный объем серпентинизированных пород увеличивался на 53% в случае, если в качестве агента серпентинизации бралась чистая вода, лишенная каких-либо минерализаторов. В других вариантах реакции серпентинизации, когда участвовали углекислые и кремнекислые растворы, разница в объемах исходных и конечных продуктов достигала почти 70%. Эти сведения указывают на огромные количества воды, необходимой для развития серпентинизации, особенно если учесть указание В.Н.Лодочникова, который писал: "При серпентинизации перидотитов и дунитов должно участвовать по крайней мере в сто раз больше того количества воды, которое оказывается связанным в наличном серпентините" (1936, с.219).

Учет объемных эффектов особенно важен при анализе процесса серпентинизации с аллометаморфических позиций, предусматривающих привнос извне всех серпентинизирующих растворов. Аллометаморфическая концепция "массовой" или, по терминологии С.В.Москалевой, "тотальной" серпентинизации достаточно долно и всесторонне обоснована материалами, полученными при изучении серпентинизированных пород континентов, но наиболее убедительно она аргументирована результатами исследований, проведенных за последние годы в области развития срединноокеанических хребтов. Этими исследованиями установлено единство планетарной системы высокоомобильных срединноокеанических хребтов, общей протяженностью около 60 000 км. Приблизительные подсчеты показывают, что области этих хребтов занимают до 30% земной поверхности, т.е. площадь, большую, чем площадь всех континентов.

Срединноокеанические хребты наиболее четко выражены в рельефе дна и занимают действительно срединное положение в Атлантическом и Индийском океанах. Здесь они представляют собой высокие (до 3,5—4 км над уровнем океанического ложа) поднятия, шириной 1000—2000 км, протягивающиеся непрерывно на многие тысячи километров. В Северном Ледовитом и Тихом океанах их продолжения морфологически менее ясны и смещены относительно медианных линий этих океанов, но по комп-

лексу признаков они относятся к единой глобальной системе срединноокеанических хребтов.

По мнению Г.Б.Удинцева и др. (1970), срединноокеанические хребты как тектоническая область сформированы в результате процесса, активно протекающего в их осевой рифтовой зоне, поэтому в целом тектоническая система срединноокеанического хребта названа "георифтогеналя", последовательность развития которой изображена на схеме (рис.23). Согласно этой схеме, поднятие глубинного вещества мантии сопровождается разуплотнением и серпентинизацией пород верхней мантии. Составлена она для условий талассократона, т.е. океанической платформы, но авторы ее полагают, что примерно такой же должна быть последовательность развития георифтогенали и в условиях материковых платформ, с той лишь разницей, что на первых этапах внедрение в материковую кору масс вещества верхней мантии будет вызывать не поднятие ее в виде свода (рифтогенального хребта), а прогибание и обрушение с образованием рифтогенальной депрессии типа Восточно-Африканских грабенов и грабена Аденского залива (Удинцев, 1970, с.141).

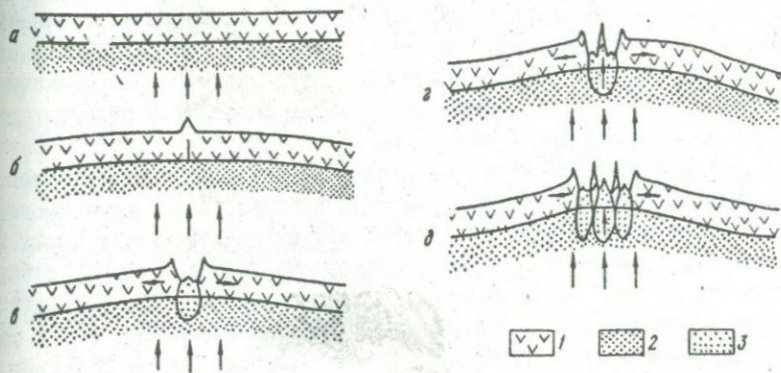


Рис.23. Предполагаемая последовательность развития георифтогенали в условиях талассократона (из книги Г.Б.Удинцева, В.И.Чернышевой и др., 1970):

1 — базальтовая кора; 2 — верхняя мантия; 3 — породы верхней мантии, выжимаемые в пределы коры, разуплотненные и серпентинизированные; а, б, в, г, д — стадии развития георифтогенали.

Как известно, к системе рифтов Земли на континентах относят также зону Рейнского грабена, Байкальский грабен, грабен Осло на Скандинавском полуострове, грабены Леванта, депрессию Калифорнийского залива и связанные с ней структуры Провинции бассейнов и хребтов в Северной Америке. Некоторые исследователи высказывают предположение о тесной связи между океанами и континентальными системами хребтов и рифтов. Так, например, Брюс Хейзен (в цитируе-

мой книге "Дрейф континентов" фамилия *Heezen* переведена Хизен. — Б.Г.) считает, что центральный грабен Исландии, к которому приурочены все проявления четвертичного вулканизма, является продолжением Срединно-Атлантического хребта, а хребет, пересекающий Северный Ледовитый океан, упирается в континентальный шельф Сибири в районе дельты Лены. На суше линию эпицентров, связанную с арктическим участком срединноокеанического хребта, Б.Нейзен, прослеживает по Вилуйской впадине и вдоль западного склона Верхоянского хребта на сотни километров в глубь Сибири. Северо-восточное продолжение Восточно-Тихоокеанского хребта, по его мнению, находится в Калифорнийском заливе, а юго-восточная ветвь этого хребта достигает юга Чили.

Для установления единства структур срединноокеанических хребтов Б.Нейзен использовал совпадение рифтовых долин — глубоких ущелий, пересекающих зону гребня, — со срединноокеаническим поясом эпицентров. Он отмечает, что по положению пояса эпицентров была прослежена зона гребня и рифтовая долина на всем протяжении 60 000-километрового срединноокеанического хребта. Это обстоятельство позволяет данные о строении срединноокеанических хребтов, полученные по отдельным профилям, экстраполировать на весь хребет или во всяком случае на значительные его участки. Возможность экстраполяции подтверждается также большим сходством строения срединноокеанических хребтов в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, в чем убеждает сопоставление разрезов, приведенных на рис.24.

Главная особенность срединноокеанических хребтов, выявленная геофизическими исследованиями (методом преломленных волн и гравиметрическими измерениями), — наличие под их осевой частью вещества мантии с пониженными скоростями, причем это вещество как бы внедряется в подкоровую часть мантии и в слои океанической коры. Детальный анализ структуры срединноокеанических хребтов дали в своих работах Тальвани и др. (*Talwani, Le Pichon, Ewing, 1965*), Хейрцлер и Ле Пихон (*Heirtzler, Le Pichon, 1965*), Уинг и др. (*Ewing, Le Pichon, Ewing, 1966*), Лангсет и др. (*Langseth, Le Pichon, Ewing, 1966*). Впоследствии первоначальная характеристика пополнялась новыми сведениями, не внесшими в нее принципиальных изменений, о чем можно судить по тому, что в изданиях последних лет (Удинцев, 1972; и др.) приводятся разрезы срединноокеанических хребтов, построенные по материалам названных исследователей.

Выше приведена схема Х.Хесса (рис.22), согласно которой вещество мантии с относительно пониженной скоростью является серпентинитом, образовавшимся в результате гидратации перидотитовых пород мантии. В позднее изданной работе Хесс отмечает, что когда он выдвинул свою гипотезу, единственным доказательством, подтверждающим ее правильность, было нахождение серпентина близ Азорских островов.

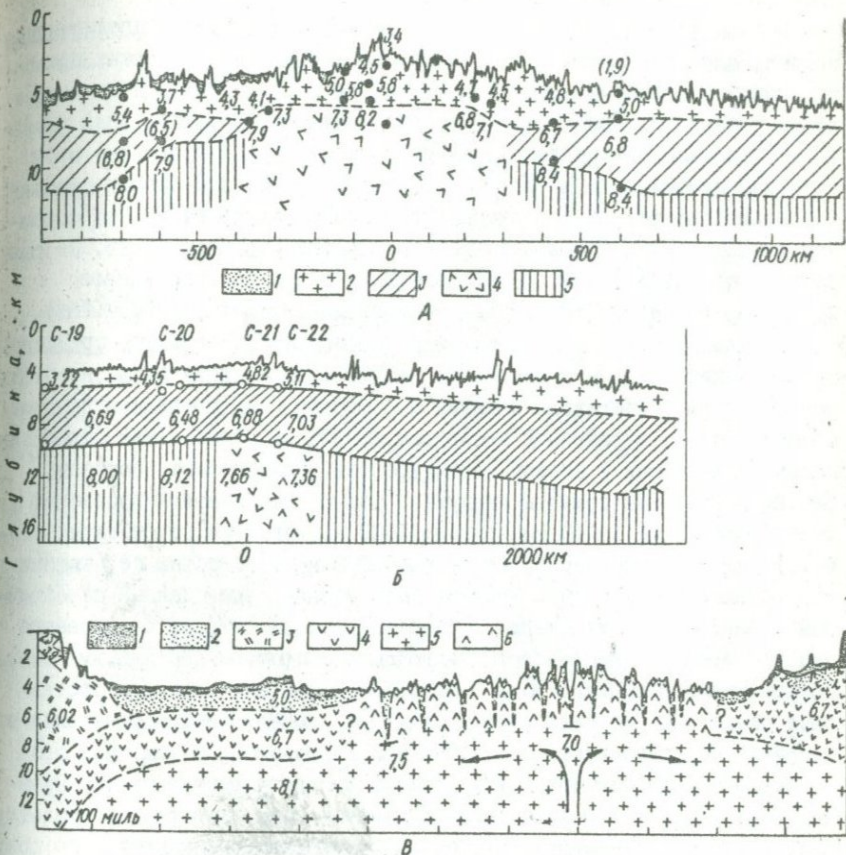


Рис. 24. Срединноокеанические хребты:

А - Срединно-Атлантический (из книги Хесса, 1969, по Тальвани и др., 1965):

1 - рыхлые отложения, 2 - фундамент, 3 - океанический слой, 4 - слой со скоростью 7,3 км/сек, 5 - мантия;

Б - Восточно-Тихоокеанский (из книги Г.Б.Удинцева, 1972, по Тальвани и др., 1965). Условные обозначения см. позицию "А".

В - Срединно-Индийский (из книги А.П.Виноградова, Г.Б.Удинцева и др., 1969):

1 - рыхлые осадки, 2 - второй сейсмический слой земной коры, 3 - "гранитный" слой земной коры, 4 - "базальтовый" слой земной коры, 5 - верхняя мантия Земли, 6 - зона подъема пород верхней мантии и их серпентинизации. Цифры - скорости распространения сейсмических волн (км/сек), стрелки - направление конвекционных движений вещества верхней мантии.

Затем серпантин был обнаружен на Срединно-Атлантическом хребте близ 29° с.ш. и на склонах хребта, а также во многих других участ-

ках. "Итак, — заключает Хесс, — то, что было прежде в сфере чистого воображения, получило теперь значительное фактическое подтверждение" (Hess, 1965, рус. перевод 1969).

Нельзя не отметить также и то, что гипотеза Хесса, предложенная вначале для объяснения образования серпентинитов, слагающих приосевую часть Срединно-Атлантического хребта (Hess, 1955), в настоящее время признается приемлемой для объяснения формирования всей планетарной системы срединноокеанических хребтов. Такая трактовка этой гипотезы приведена в работе Г.Б.Удинцева (1972) при рассмотрении срединных хребтов Тихого океана, которые он признает частью огромной планетарной системы срединноокеанических хребтов Земли. Он считает, что "происхождение этой системы в целом вызвано единой причиной, процессом также планетарного характера" (1972, с.256).

Основываясь на предположении об однотипности строения срединноокеанических хребтов и привлекая данные о количестве воды, необходимой для реакции перехода оливина в серпентин, мы произвели подсчет объемов воды, затраченной веществом мантии на образование серпентинитов, залегающих в осевой части хребтов. Для расчета, согласно рис.24 и 25, нами приняты следующие размеры серпентинизированной части пород: высота 10 км, ширина 1000 км, что при общей длине системы срединноокеанических хребтов 60 000 км дает объем серпентинитов, равный 600 млн.км³. Учитывая приведенные выше данные об объеме эффекте серпентинизации, можно определить, что на образование такого объема серпентинитов должно быть затрачено 150 млн.км³ воды. По отношению к запасам воды в Мировом океане эта величина составляет около 10%. Но если учесть динамику процесса серпентинизации и признать справедливость замечания В.Н.Лодочникова о том, что при серпентинизации перидотитов и дунитов должно участвовать по крайней мере в сто раз больше того количества воды, которое оказывается связанным в серпентините, то можно с уверенностью сказать, что полученная величина намного уменьшена.

Для характеристики проявления геогидрологической активности мантии важно указание Г.Б.Удинцева на то, что не во всех звеньях планетарной системы срединноокеанических хребтов процесс протекал синхронно. Об этом свидетельствуют данные, обобщенные в работе Г.У.Менарда (Menard, 1964, рус. перевод 1966), который Восточно-Тихоокеанское поднятие отнес к молодым, Срединно-Атлантический хребет — к зрелым и поднятие Дарвина, частично разрушенное и сохранившееся в юго-восточном окончании в виде Западно-Чилийского поднятия, — к древним хребтам. С такой эволюционной градацией согласен Х.Хесс (1965), который еще раньше утверждал, что срединноокеанические хребты — кратковременные структуры (Hess, 1959). Так, он считает, что возраст Восточно-Тихоокеанского поднятия не превышает 1 млн. лет. В последующий миллион лет, по его мнению, развитие это-

го поднятия будет идти в том же направлении, что и Срединно-Атлантического хребта; потом он сохранится в этом состоянии несколько сот миллионов лет, после чего разрушится, как это произошло с поднятием Дарвина (Хесс, 1969, с.257-258).

Приведенные выше высказывания могут быть интерпретированы в геогидрологическом отношении как указание на то, что генерация огромных объемов воды веществом мантии — процесс периодически повторяющийся на тех или иных участках нашей планеты, причем активность этого процесса не ограничивалась далеким прошлым, а продолжалась в геологически недавнее время и, вероятно, сохранилась в значительной мере и на современном этапе развития системы срединноокеанических хребтов.

Серпентинизация ультраосновных пород мантии в осевой части срединноокеанических хребтов как результат действия ювенильной воды фиксируется достаточно четко прежде всего благодаря специфике строения земной коры, находящейся под океанами. Относительно небольшая ее мощность позволяет веществу мантии и серпентинизирующим растворам довольно легко достигать близповерхностных зон, где выявляется результат их взаимодействия в виде локальных участков с аномально пониженной скоростью прохождения сейсмических волн. На континентах действие воды, генерированной мантией, установить значительно труднее, поскольку мощность коры континентального типа намного больше, а главное в ее строении есть принципиально новый элемент — гранитный слой, формирование которого хотя и тесно связано с воздействием ювенильной воды, но полигенность слагающих его пород затушевывает ювенильную природу водных растворов, приуроченных к этому слою. Потребовалось привлечение материалов разнообразных по методам геологических исследований, чтобы составить геогидрологическую характеристику слоев земной коры и установить генезис водных растворов, принимавших участие в их образовании. Эти материалы изложены в последующих главах.

ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ГЛУБИННЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исходными данными для выработки геогидрологической модели земной коры служат современные представления о строении глубоких частей земной коры, которые базируются на геофизических исследованиях и, главным образом, на результатах глубинного сейсмического зондирования. Полученные характеристики упругих свойств пород, интерпретированные в геологическом аспекте, позволили выделить два типа земной коры — океанический и континентальный. Как утверждает Д.Н.Брюн (*Brune*, 1969, рус. перевод 1972), часть земной поверхности, которую нельзя отнести к этим двум типам коры, очень мала. Ч.Л.Дрейк (*Drake*, 1969, рус. перевод 1970) также отмечает, что переход от океанической коры к континентальной происходит обычно весьма резко.

В настоящее время наиболее признана модель двухслойного строения земной коры, находящейся под океанами. Первый слой осадочный, а второй сложен, по-видимому, либо полностью, либо частично плагиобазальтами, образцы которых были подняты из разных районов океанических впадин (Белюсов, 1972а). В пределах океанических пространств земная кора не сохраняет однородного строения. П.Р.Фогт, Э.Д.Шнейдер, Г.Л.Джонсон считают, что океанические пространства могут быть разделены на области с "нормальной" и "аномальной" корой. Нормальная кора, по их представлению, имеет такое строение: сверху залегает слой осадочных пород мощностью 0,5–1 км, который характеризуется небольшой скоростью распространения сейсмических волн. Под ним находится второй слой, мощностью 1–2 км, сложенный отвердевшими осадками и вулканитами, отличающийся изменчивыми скоростями волн Р (в среднем около 5 км/сек). Третий слой, собственно океанический, представлен базальтами. Для него характерны довольно стабильные значения скорости прохождения сейсмических волн (около 7 км/сек) и наибольшие изменения мощности (4,8±1,42 км). "Аномальная" кора, по схеме названных авторов, существует в области развития срединноокеанических хребтов. Особенности ее строения рассмотрены в предыдущей главе.

Для континентов принимается модель трехслойного строения земной коры, хотя в пределах щитов, платформ, активизированных платформ и альпийских поясов кора неоднородна как по общей мощности, так и по толщине отдельных слоев. Для установления наиболее типичного разреза нами использованы результаты исследования связи между рельефом твердой Земли и толщиной земной коры, проведенного Р.М. Деменицкой (1967), которая установила между этими параметрами довольно простую математическую зависимость.

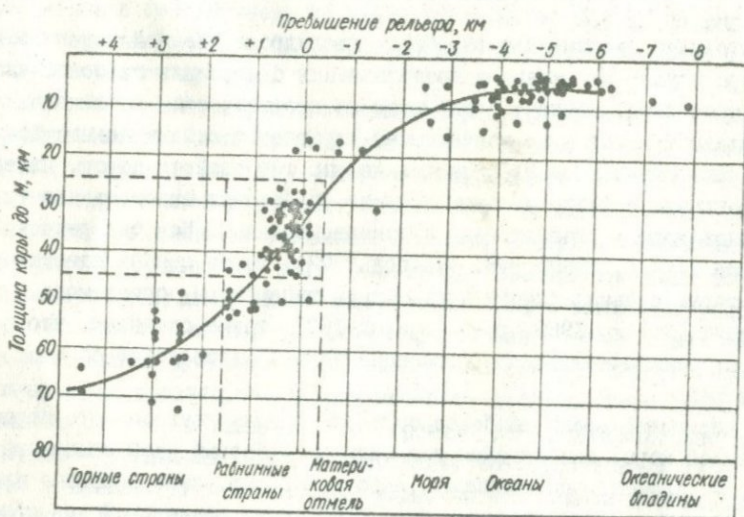


Рис.26. Осредненный график зависимости между толщиной коры и рельефом твердой Земли (из книги Р.М.Деменицкой, 1967).

Из построений, приведенных на рис.26, можно видеть, что средняя характеристика земной коры свойственна равнинным странам континента, для которых мощность коры (до поверхности Мохоровичича) изменяется в пределах 30—45 км. Как видно на карте (рис.27), такая мощность коры установлена на всех континентах, за исключением центральной части Азии, где она превышает 45 км.

Помимо близких пределов изменения мощности земная кора континентов характеризуется однородным составом, о чем можно судить по стабильной величине плотности литосферы (рис.28). Поэтому в качестве основы для построения глобальной геогеологической модели можно принять ту часть схемы строения земной коры, которая относится к материковым платформам и где суммарная мощность коры находится в указанных выше пределах.

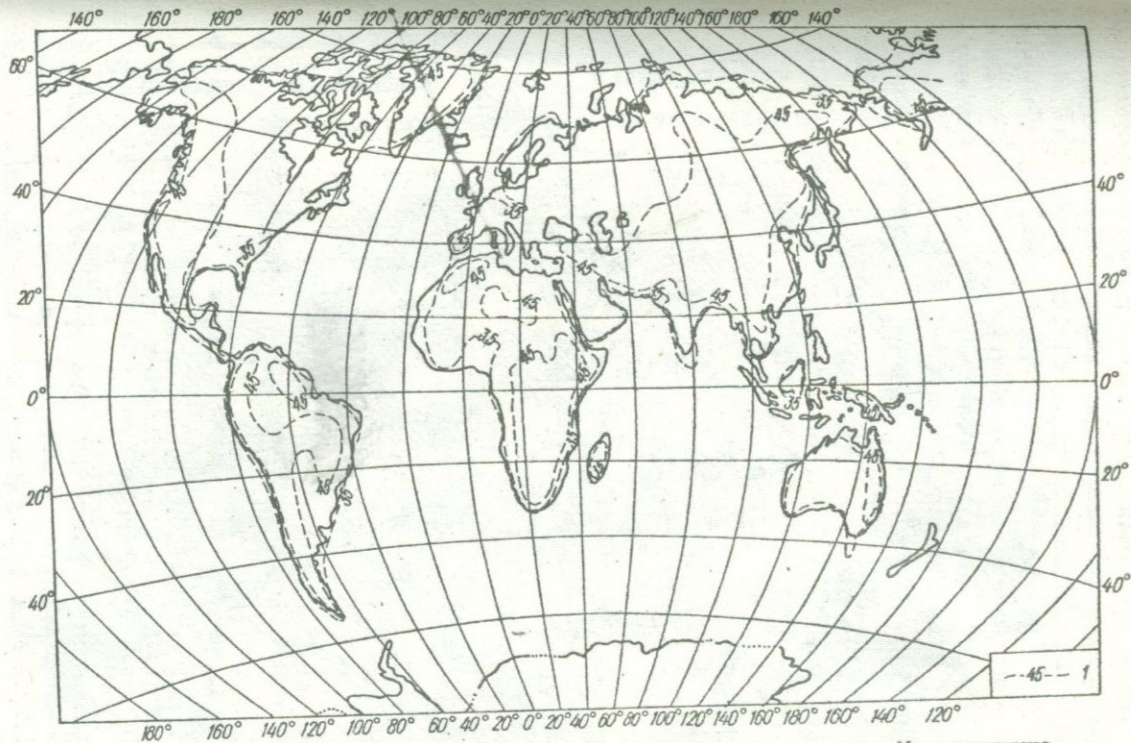


Рис. 27. Схематическая карта толщины земной коры до поверхности Мохоровичича (из книги Р.М. Деменицкой, 1967):
 I - изолинии толщины коры (на суше - от дневной поверхности, на море - от дна).

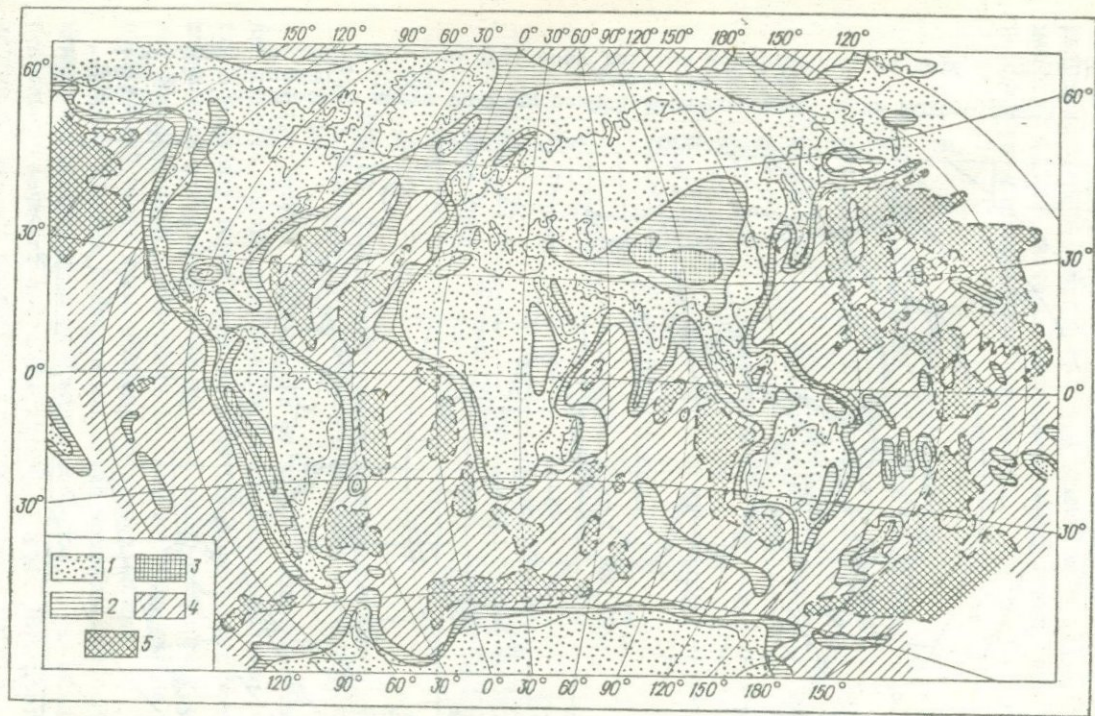


Рис.28. Схематическая карта избыточной плотности литосферы (из книги Р.М.Деменецкой, 1967):

1 - зоны стабильной избыточной плотности, 2 - зона "инверсии плотностей" I типа;
 3 - зоны "инверсии плотностей" II типа; 4 - зона "инверсии плотностей" III типа; 5 - области
 возможного уплотнения вещества ниже М.

Такую характеристику имеют равнинные древние платформы на схеме В.Е.Хаина (рис.29), на которой в земной коре континентов выделяются осадочный, гранитный и базальтовый слой. В.В.Белоусов (1966) детализировал эту схему – он ввел характеристику состава пород, слагающих эти слои, отразил их взаимопереходы и предложил подразделить базальтовый слой на два самостоятельных слоя, а также переименовать слои (табл.6). Графическое изображение модели В.В.Белоусова (рис.30) дает представление о более сложном строении континентальной земной коры: в левой ее части (А-В) сохранен принцип однотипности, в правой (В-С) – отражена изменчивость состава и мощности слагающих кору пород, а также сложный характер их взаимоперехода.

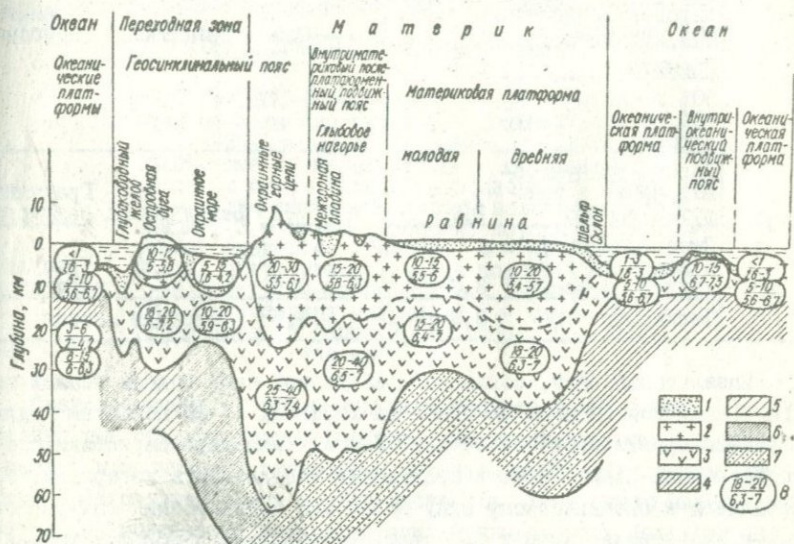


Рис.29. Основные типы строения коры и ее главные структурные элементы (из книги В.Е.Хаина, 1964):

1 – осадочный слой; 2 – гранитный слой; 3 – базальтовый слой; 4 – верхняя мантия перidotитового состава нормальной плотности; 5 – то же, разуплотненная; 6 – то же, повышенной плотности; 7 – верхняя мантия, эцлогитового (?) состава; 8 – характеристика слоев (в числителе – средняя мощность, км; в знаменателе – скорости сейсмических волн, км/сек).

Таким образом, для установления специфики геогеологических явлений, происходящих в глубинных зонах континентальной земной коры, за основу принимаем обобщенную модель Белоусова – Хаина, согласующуюся с представлениями Р.М.Деменицкой, И.П.Косминской, С.И.Субботина, Г.Л.Наумчика, И.Ш.Рахимовой, Ю.М.Шейнманна и других исследователей. Мы сохраняем деление коры на осадочный, гранитный и базальтовый слои и учитываем данную В.В.Белоусовым характеристику слагающих эти слои пород, что весьма важно для выяснения

гидрогеологической роли каждого из слоев, отнесенных нами к глубинным зонам.

Т а б л и ц а 6

Обобщенная модель континентальной земной коры
(из работы Белоусова, 1966)

Глубина, км	Состав	Плотность, г/см ³	Скорость продольных сейсмических волн, км/сек	Наименование слоя	
				существующее	предлагаемое
3	Осадочные породы	2,5	2,0 - 5,0	осадочный	
5	Порода фации зеленых сланцев	2,8			
10	50% гнейсы амфиболитовой фации		5,5 - 6,5	Гранитный	Гранито-гнейсовый
15	50% граниты	2,7			
20	Граниты	2,6			
20	50% граниты				
20	50% породы гранулитовой фации	2,8			
30	Породы гранулитовой фации и интрузии габбро	2,9	6,4 - 7,3	Базальтовый	Гранулитобазитовый
35	Смесь эклогитов с породами гранулитовой фации	3,3	7,4 - 8,0		Гранулитобазитовый
	Перидотит	3,3	7,8 - 8,5	Верхняя мантия	

Базальтовый слой, согласно приведенной выше модели земной коры, в пределах континентов залегает на глубинах от 20 до 40 км и для изучения практически недоступен. Поэтому для характеристики его геогеологических свойств приходится использовать материалы, относящиеся к океаническому типу коры, где базальтовый слой расположен значительно выше и перекрыт сравнительно небольшой толщей пелагических осадков мощностью в среднем 300 м (Виноградов, 1967) и надбазальтовыми вулканическими образованиями так называемого второго слоя мощностью около 2 км (Удинцев, 1972).

В нашей работе (Гавриленко, Дерпгольц, 1971, раздел десятый) приведены материалы, свидетельствующие о том, что базальтовый слой является глобальным водоупором, через который водные растворы, генерируемые мантией, не могут проникать, если для этого нет путей типа глубинных тектонических разломов.

Это прежде всего локальный характер рудоотложения, что, по Н.М.Страхову (1963), указывает на быструю нейтрализацию гидротерм после осаждения из них рудных компонентов. В геогеологическом аспекте это означает, что, несмотря на уменьшение мощности земной коры под океанами, выделение легколетучих компонентов в пределах океанического дна не повсеместно, а сосредоточено на ограниченных

участках подводной вулканической и гидротермальной деятельности, территориально совпадающей с зонами тектонических нарушений.

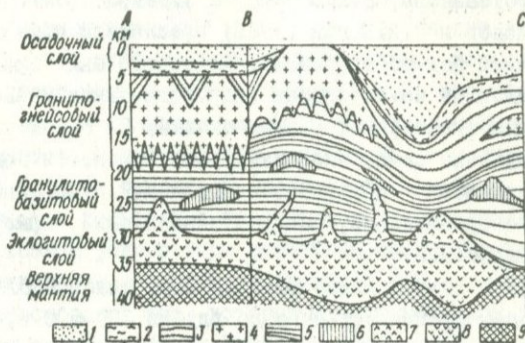


Рис. 30. Схема строения материковой земной коры (из книги В.В.Белюсова, 1968).
 А-В - усредненное строение; В-С - наблюдаемые пределы колебаний мощностей отдельных слоев коры; 1 - осадочные породы, 2 - метаморфические породы зеленосланцевой фации, 3 - метаморфические породы амфиболитовой фации, 4 - граниты, 5 - метаморфически дегранитизированные породы гранулитовой фации, 6 - анортозиты и чарнокиты, 7 - габброидные интрузии, 8 - смесь пород гранулитовой фации и эклогитов, 9 - верхняя мантия.

Следует отметить, что результаты расчета необходимых для образования яшм объемов гидротермальных растворов привели Н.М.Страхова к мысли, что питавший гидротермы магматический очаг должен был иметь грандиозные запасы водных растворов. Этот автор пишет, что аутигенные накопления внутри морских вулканических формаций никак не могли возникать в результате выщелачивания выброшенного магматического материала (туфов и лав). Их источником должны были быть огромные подкоровые и внутрикоровые магматические очаги, длительно отдававшие вверх свою воду, летучие и растворимые в воде компоненты (Страхов, 1963, с.408).

Но несмотря на большие объемы гидротермальных растворов, поступавших из недр Земли при подводном вулканизме, на океаническом дне нет регионально распространенных хемогенных накоплений, о чем можно судить по результатам исследования осадков, залегающих на различных участках дна Мирового океана (Виноградов, 1967). В разрезе пород, лежащих выше базальтового слоя, не указано наличие рудных образований, а они должны были бы существовать, если бы высачивание гидротерм было широко распространенным явлением. Следовательно, подъем водных растворов из мантии локализован и приурочен к глубоко проникающим каналам, берущим начало в астеносфере.

Изолированность Мирового океана от активного воздействия вещества верхней мантии подтверждается также закономерностями, наблюдаемыми в изменении солености и температуры океанических вод (работы В.Н.Степанова, В.А.Шагина, В.А.Некрасовой).

В.Н.Степанов и В.А.Шагин (1961) проследили изменение солености океанических вод по вертикали. Для этого были привлечены наблюдения, выполненные на отдельных гидрологических станциях, равномерно покрывающих акваторию Мирового океана. На основе полученного материала выделено семь типов изменения солености воды Мирового океана по вертикали — полярный, субполярный, умеренно-тропический, экваториально-тропический, североатлантический, присредиземноморский, индо-малайский.

Характерно, что основные отличия этих типов наблюдаются лишь в верхней зоне, преимущественно до глубин 300–500 м, реже до 1000 м, причем в одних типах в сторону опреснения, а в других — в сторону осолонения. Но с определенной глубины, примерно около 2000 м, для всех типов соленость воды приобретает стабильное значение, ограниченное пределами 34,66 – 34,90⁰/оо.

Такая выравненность состава океанической воды в придонных глубоководных областях свидетельствует о том, что возмущающие силы, способные вызвать вертикальное перемешивание, в общем недостаточно велики, чтобы преодолеть даже те небольшие градиенты плотности, какие свойственны океанической воде. А это в свою очередь позволяет сделать весьма важное заключение о том, что связи между Мировым океаном и глубинными зонами геогидросферы на тектонически спокойных участках океанического дна нет, иначе если бы происходило повсеместное подпитывание океанической воды идущими снизу растворами, то соленость в придонной части океана должна бы быть повышенной.

Такой вывод подтверждают и результаты термометрических наблюдений. В случае, если бы происходило поступление глубинных растворов в виде гидротерм, рассеянных на значительной площади океанического дна, то в придонных зонах должно было бы наблюдаться повышение температуры. В действительности же, как отмечает Э.Т.Иди (1961), температура океанов на большой глубине повсюду очень низка — лишь немногим выше точки замерзания.

Это положение весьма наглядно подтверждают материалы, приведенные В.А.Некрасовой и В.Н.Степановым (1962). Для выделенных ими в Мировом океане пяти типов изменения температуры воды по вертикали характерно сокращение амплитуды изменения температуры на больших глубинах и примерно с 2000 м океанические воды имеют температуру от 0 до 3–4⁰С, при которой вода имеет самую высокую плотность. Вблизи же поверхности, например для умеренно-тропического типа, наиболее распространенного во всех трех главных океанах Земли, на-

блюдается повышение температуры до 25°C . На этих же широтах в приповерхностных зонах увеличивается также соленость океанической воды, что связано с интенсивным ее испарением.

Таким образом, по химизму океанических вод и их температурному режиму в придонных участках не обнаруживается влияние относительной близости вещества мантии. Следовательно, несмотря на уменьшение мощности земной коры под океанами, в спокойных тектонических условиях она является надежным изолятором Мирового океана от гидрохимического и теплового воздействия вещества верхней мантии. Но при наличии глубинных разломов поступление летучих компонентов происходит достаточно интенсивно, чем объясняется своеобразие присредиземноморского типа изменения солености воды по вертикали и существование аномалий во впадинах Красного моря.

Присредиземноморский тип, который имеет локальное проявление в Атлантическом океане, вблизи Гибралтарского пролива, и в Индийском океане, в районе Красного моря, Баб-эль-Мандебского и Ормузского проливов, характеризуется тем, что увеличение солености наблюдается не вблизи поверхности, а на некоторой глубине. В Атлантическом океане ось высокосоленной прослойки располагается в интервале глубин 1200–1300 м, а в Индийском океане несколько выше — примерно на глубинах 700–800 м (Степанов, Шагин, 1961).

Нет оснований связывать образование локальных зон повышенной солености океанической воды на отмеченных уровнях с процессом усиленного испарения, так как влияние климатических факторов проявляется обычно ближе к поверхности и в более крупных масштабах. Об этом можно судить по очертаниям зон распространения других видов, имеющих, как правило, глобальные размеры и преимущественно широтное простираие. По-видимому, образование присредиземноморского типа распределения солености по вертикали связано с влиянием вод Средиземного и Красного внутренних морей. Об этих морях давно известно, что они имеют наиболее высокую соленость воды, что Дж.Р.Дикон (1961) и некоторые другие исследователи объясняют засушливостью климата.

За последние годы проведено детальное изучение гидрохимической и температурной аномалий, обнаруженных в центральной части Красного моря, что позволило установить их связь не с климатическими, а со структурными условиями. Доказано, что высокотемпературные рассолы ($T=44-45^{\circ}\text{C}$, $M=250-270^{\circ}/\text{oo}$) поступают во впадины, усложняющие рельеф срединной долины Красного моря, из глубоких недр Земли по тектоническим нарушениям типа глубинных разломов. На основании геофизических исследований Ч.Дрейк и Р.Гирдлер (*Drake, Girdler*, 1964) построили разрез через северную часть Красного моря, на котором видны основные черты тектонического строения (рис.31). На профиле видно, что дно Красного моря сложено систе-

мой блоков, а глубоководная его часть – осевой трог – представляет собой рифтовую долину, которая является деталью глобальной системы рифтов (см. рис. 25).

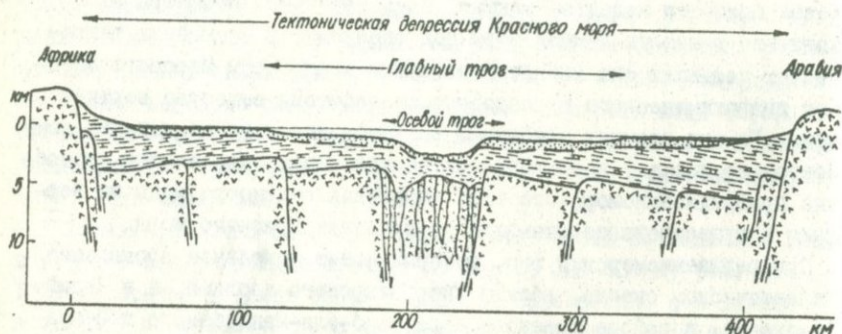


Рис. 31. Разрез северной части Красного моря (из книги А. Лаутона, 1970, по Дрейку и Гирдлеру).

Геофизики-океанологи установили, что структуры системы рифтов Земли в океанах связаны со срединноокеаническими хребтами. Следовательно, приведенная в предыдущей главе характеристика этих структур должна быть учтена не только при оценке влияния мантии на развитие глубинных процессов, происходящих при участии воды, но и при выяснении геохимической роли базальтового слоя. Приведенные данные являются дополнительной аргументацией в пользу того, что в условиях тектонической нарушенности земной коры выход концентрированных ивентильных водных растворов возможен и в определенные этапы геологической истории был, вероятно, весьма интенсивным. Но на тектонически спокойных участках океанического дна проникновение продуктов дегазации вещества верхней мантии благодаря изолирующим свойствам базальтового слоя не происходит. Это обстоятельство подтверждает ранее высказанное нами предположение о том, что при отсутствии разломов базальтовый слой вместе со склеросферой образуют глобальный водоупор, отделяющий наиболее активный геохимический элемент верхней мантии – астеносферу, от лежащей выше части геосферы.

В отличие от геохимической пассивности базальтового слоя, в земной коре материкового типа гранитный слой представляет область развития многих процессов, протекающих при участии воды, поступающей из верхней мантии.

Оценка геогидрологической роли гранитного слоя земной коры прежде всего определяется представлениями об условиях формирования пород, слагающих этот слой. Согласно обобщенной модели В.В.Белоусова (см.табл.6), в гранитном слое на глубинах от 15 до 20 км выделяется область развития гранитов и пород гранулитовой фации; лежащая выше область (от 10 до 15 км) характеризуется распространением гранитов, которые на глубинах от 5 до 10 км ассоциированы с гнейсами амфиболитовой фации. Завершается разрез гранитного слоя породами фации зеленых сланцев, залегающими на глубинах от 3 до 5 км.

Разрез гранитного слоя сложен по существу метаморфическими фациями, к которым относятся группы пород, характеризующиеся определенной совокупностью минералов, находившихся во время образования в равновесии друг с другом (рис.32). Физические условия, которые контролируют образование отдельных фаций, являются температура, давление и газо-водные флюиды (Белевцев и др., 1972).

Значение первых двух факторов исследовано достаточно полно, а роль третьего фактора, хотя и признается решающей, относится к наименее изученной области минералогии и петрологии. По этому поводу в монографии "Фации метаморфизма" (под ред. В.С.Соболева, 1970), отмечено, что проблема воды при метаморфизме, хотя и очень давно привлекает к себе внимание исследователей, до сих пор не решена и является предметом наиболее острой дискуссии. Это обстоятельство весьма усложняет решение задач, стоящих перед автором при написании данной главы, содержание которой следует рассматривать как опыт привлечения петрологических материалов к рассмотрению геогидрологических явлений, происходящих в гранитном слое земной коры.

Выше уже отмечалось, что выделенные П.Эскола и др. метаморфические фации (см.рис.32) вошли в обобщенную модель земной коры континентов, составленную В.В.Белоусовым. В разрезе континентальной коры выделяются гранулитовая и амфиболитовая фации и фация зеленых сланцев. Подробная минералогическая характеристика этих фаций приводится в работе У.Файфа, Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1962), причем подчеркивается их принадлежность к фациям регионального метаморфизма, в отличие от других фаций Эскола, отнесенных к фациям контактового метаморфизма.

Фации регионального метаморфизма распространены обычно на больших площадях и не имеют непосредственной связи с магматическими интрузиями. В общем случае считается, что возникновение этих фаций обусловлено погружением пород на значительную глубину, где создаются условия температуры и давления, отвечающие данной метаморфической фации; при этом большую роль играет подвижность воды.

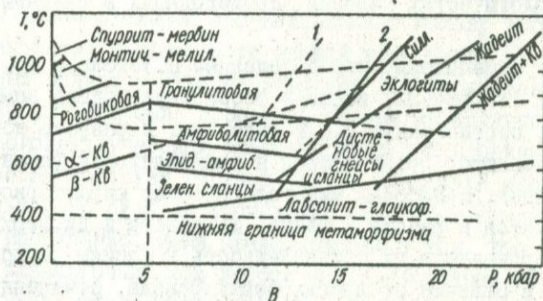
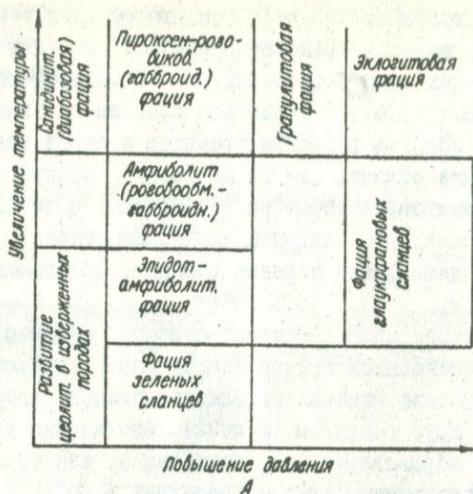


Рис.32. Схемы фации метаморфизма (из книги "Фации метаморфизма" под ред. В.С.Соболева, 1970):

А - по Эсколу, 1939; Б - по Рембергу, 1952;
В - по Соболеву, 1964.

В работе "Фации метаморфизма" отмечается, что "весь фактический материал, накопленный по петрологии метаморфических пород, позволяет утверждать, что процесс метаморфизма всегда происходит в присутствии водных растворов" (1970, с.133).

Водные растворы, участвующие в метаморфическом преобразовании пород, по своей природе могут быть различными. У.Файф, Ф.Тернер и Дж.Ферхуген (1962) считают, что процесс метаморфизма может поддерживать вода, поступающая из нескольких источников. Это — вода порового пространства неметаморфизованных пород; вода, связанная в минералах-гидратах неметаморфизованных пород; вода, поступавшая в зоны низких ступеней метаморфизма в результате дегидратации пород в зонах высоких ступеней метаморфизма; вода, вынесенная вверх палингенными магмами; вода, введенная непалингенными магмами; ювенильная вода, поднимающаяся из-под земной коры.

Значение каждого из источников воды в процессах метаморфизма названные авторы оценивают неодинаково. Так, например, участие поровой воды в метаморфическом преобразовании пород, по их мнению, весьма невелико. Основываясь на исследованиях Ати (*Athy*, 1930), они пришли к выводу, что на глубинах, являющихся минимальными для начала регионального метаморфизма, пористость пород исчезающе мала и содержащаяся в порах вода не может иметь какого-либо значения при метаморфизме.

Н.Г.Судовиков (1964) также считает, что действие поровой воды ограничивается низкими степенями метаморфизма фаций зеленых сланцев, так как на глубине 2,5 км под влиянием нагрузки породы теряют всю межгранулярную воду. Этот вывод подтверждается лабораторными исследованиями, которые показали, что в поровых пространствах глинистых пород при глубине около 2 км не остается свободной воды (Котова, 1965). А.М.Блох (1969) полагает, что эта величина несколько завышена и в природных условиях должна быть меньше. По его мнению, ближе к действительности данные В.Ф.Линецкого (1965), который на основании обобщения многих материалов пришел к выводу, что на глубине 1500–2000 м в глинах содержится только прочно связанная вода. Поскольку фация зеленых сланцев начинается с глубин около 3 км, то можно сделать вывод о том, что в зоне развития этой фации породы полностью лишены поровой воды.

После потери поровой воды в глинистых породах сохраняется гидратная вода, находящаяся в той или иной степени взаимодействия с поверхностью частиц. Она разделяется на слабо связанную, которая удаляется при нагреве от 20 до 100–120°C, и на прочно связанную, удаление которой происходит при более высоких температурах — от 120–140°C до 140–170°C и очень редко до 200–300°C (табл.7). Если учесть, что метаморфизм, соответствующий фации зеленых сланцев,

начинается при температурах около 250–300°C, то следует признать весьма ограниченное участие гидратной воды в метаморфическом преобразовании пород, причем лишь на низких его ступенях, граничащих с метагенезом и глубинным эпигенезом (по Коссовской, Шутову, 1963).

Т а б л и ц а 7

Характеристика форм влаги в глинах, вес. %
(из книги Злочевской, 1969)

Вид влаги	Образцы глин		
	Na-каолин	Ca-каолин	Кальциевая кембрийская глина
Начальная влажность (в воздушно-сухом состоянии)	1,53	1,98	1,50
Слабо связанная (температура дегидратации до 100°C)	0,90	1,03	0,89
Прочно связанная (температура дегидратации 1000°C)	0,63	0,95	0,61

Среди петрологов широко распространено убеждение, что региональный метаморфизм развивается при участии воды, которая образуется в результате преобразования минеральных ассоциаций с изменением температуры и давления, т.е. при погружении пород. Это третий источник воды, участвующей в процессе метаморфизма, по У.Файфу, Ф.Тернеру и Дж.Ферхугену (1962). По мнению некоторых исследователей, этот источник является доминирующим. Так, Н.Г.Судовиков (1964) главным источником растворов, участвующих в региональном метаморфизме, считает воду, освобождающуюся в результате дегидратации минеральных образований по мере усиления метаморфизма.

Установлено, что в процессе прогрессивного регионального метаморфизма, т.е. при переходе в условия более высоких температур и давлений, происходят минеральные превращения, которые всегда направлены в сторону образования минеральных ассоциаций, содержащих меньшее количество воды. Освобождающаяся при дегидратации вода дает начало метаморфогенным растворам, которые генерируются во всех метаморфических фациях, причем количество генерируемых растворов уменьшается по мере возрастания степени метаморфизма.

Н.Г.Судовиков признает, что общее количество метаморфогенных растворов не поддается учету, но масштабы регионального метаморфизма дают ему основание утверждать, что "растворы метаморфического происхождения имеют практически почти неисчерпаемый источник, особенно при региональном метаморфизме, богатых водой осадочных образований" (1964, с.514).

Однако это представление разделяют не все петрологи. Например, оно вызывает возражение со стороны Д.С.Коржинского, который пишет: "Нередко высказывается мнение, что метаморфизм совершается под воздействием вод, выделяющихся из самих осадочных пород, особенно глинистых, при том сдавливании их и прогревании, которое они испытывают при погружении в геосинклинальных зонах... Но эта точка зрения невероятна, потому, что выделение летучих компонентов из осадочных пород должно происходить в прогрессивную стадию процесса, в стадию разогревания пород, тогда как мощное воздействие воды и углекислоты на породы, их гидратизация и карбонатизация происходят в регрессивную стадию понижающейся температуры, когда уже нельзя предполагать, что где-то на глубине эти компоненты продолжают выделяться из остывающих метаморфизованных осадочных пород" (1962, с.10).

Дегидратация, как главная тенденция в развитии прогрессивного метаморфизма получила широкое признание петрологов. Исследования Н.Л.Добрецова, В.С.Соболева и других авторов ("Фаши метаморфизма", 1970) подтверждают, что при прогрессивном метаморфизме происходит постепенная дегидратация фаз и освобождение воды, которая способствует реакциям на месте, а уходя вверх, вызывает метаморфизм (или метасоматоз) вышележащих толщ. Но в этой же работе указано, что при обычном геотермическом градиенте только погружение пород на 10-20 км не приводит к их метаморфизму.

Дж.Саттон (1967) также утверждает, что региональный метаморфизм не может возникнуть в результате одного лишь погружения, а обусловлен, по его мнению, изменением притока тепла в юре. Такое предположение еще раньше сделал Дж.Ферхуген (1961), который пришел к выводу, что температурный градиент в период регионального метаморфизма примерно в два раза больше, чем нормальный градиент для тех же глубин. Он считает, что глубокое погребение пород может привести лишь к самой начальной стадии их метаморфизма, а более высокие ступени регионального метаморфизма "нуждаются в значительно более мощном тепловом потоке через метаморфические толщи и называют поэтому на какие-то глубинные термальные процессы" (1961, с.22-23).

Б.Я.Хорева также считает, что развитие прогрессивного регионального метаморфизма гораздо легче объяснить не погружением осадков на различную глубину, а подъемом геоизотерм, связанным с перемещением в верхние горизонты высоко нагретых масс вещества. По ее мнению, "процессы регионального метаморфизма проявляются как в геосинклинальную стадию развития подвижной области, т.е. в период погружения, седиментации и складчатости геосинклинальных отложений, так и в период восходящих движений, с которыми связан подъем

дислоцированных и уже регионально метаморфизованных геосинклинальных толщ" (Хорева, 1966, с.66).

В соответствии с намеченными стадиями процесса Б.Я.Хорева выделяет два типа регионального метаморфизма — динамо-геотермический и плутонический.

Основными факторами регионального метаморфизма первого типа являются гидростатическое давление, определяемое глубиной погружения осадков, одностороннее давление, возникающее вследствие тектонических движений, и температура. Причем величина геотермического градиента, согласно представлениям Б.Я.Хоревой, определяется не только термическим режимом Земли в целом, а также тектоническим режимом отдельных структур, повышаясь в наиболее мобильных участках земной коры, где обычно региональный метаморфизм проявляется значительно интенсивнее.

Второй тип регионального метаморфизма, выделенный Б.Я.Хоревой — плутонический, обусловлен подъемом в верхние горизонты земной коры высокотемпературного подвижного плутонического материала, создающего тепловой поток, который совпадает с периодом восходящих тектонических движений в геосинклинальной зоне. Этот тип метаморфизма проявляется на постинверсионной стадии подвижного пояса, а в некоторых случаях — в период тектонической активизации областей завершенной складчатости. Подъем высокотемпературного подвижного плутонического материала в верхние горизонты земной коры, создающего тепловой поток, совпадает с периодом восходящих тектонических движений в геосинклинальной зоне (1966).

Изложенная концепция представляет особый интерес в геогидрологическом отношении, так как в ней формирование аномального теплового потока связывается с поступлением горячих растворов из подкоровых зон. Привлекает внимание и попытка расшифровать природу этих растворов. Б.Я.Хорева считает, что развитие процессов регионального плутонического метаморфизма не связано с подъемом магматических масс, а обусловлено продвижением мигматитового фронта, который, по мнению Б.Я.Хоревой, создается благодаря поступлению растворов, переносящих тепловую энергию и вещество из глубинных зон Земли (1966, с.80).

Позднее Б.Я.Хорева (1967) с еще большей определенностью подчеркивает значительную роль в процессах плутонического метаморфизма растворов подкорового происхождения. Для обоснования этого положения она приводит следующее.

I. Развитие процессов регионального плутонического метаморфизма происходит в направлении снизу вверх, захватывая всю мощность коры и начинаясь в наиболее глубоких ее слоях, включая и зоны метаморфических пород гранулитовой фации, лишенные воды.

2. В процессе регионального плутонического метаморфизма участвуют высокотемпературные растворы, несущие рассеянные элементы, не свойственные геосинклинальным осадкам и гранитному слою земной коры.

3. Процессам регионального плутонического метаморфизма, проявляющимся в верхних горизонтах коры, очень часто непосредственно предшествуют внедрения базальтоидного, а иногда гипербазитового материала (дометаморфические дайки основного и ультраосновного состава), свидетельствующие о связи этих процессов с поступлением вещества из мантии Земли.

В подтверждение правильности своих аргументов Б.Я.Хорева приводит цитату из работы У.Файфа, Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1962), в которой дается оценка роли ювенильной воды в процессах метаморфизма. Представления этих авторов имеют большое значение для решения поставленных в данной главе вопросов, поэтому остановимся на них несколько подробнее.

Как уже отмечалось выше, У.Файф, Ф.Тернер и Дж.Ферхуген считают, что процесс метаморфизма может поддерживать вода, поступающая из нескольких источников, в том числе и ювенильная вода, поднимающаяся из-под земной коры. К оценке роли ювенильной воды в процессах метаморфизма названные авторы подходят путем анализа природных минералогических закономерностей в сочетании с экспериментальными данными. Их рассуждения сводятся к следующему.

Опытами Горансона доказано, что гранитная магма в определенных условиях может растворять до 10% воды. Но если бы гранитные магмы в природе содержали такое количество воды, то безводный базальт должен был бы превратиться в амфиболит, что не подтверждается результатами исследований.

Наблюдаемое распространение амфиболитовых фаций не свидетельствует об очень высоком первоначальном содержании воды в магме. В то же время исследованиями Линдгрена установлено, что некоторые относительно небольшие тела пегматитов метаморфически воздействуют сильнее, чем материнские гранитные тела, из которых они произошли.

"Таким образом, — делают вывод У.Файф, Ф.Тернер и Дж.Ферхуген, — хотя магма, несомненно, вносит какое-то количество воды в метаморфические ореолы, размеры последних показывают, что количество этой воды не может быть очень большим, хотя оно весьма важно" (1962, с.307—308). На этом основании высказывается предположение, что дополнительное воздействие связано с поступлением ювенильной воды.

Участием ювенильной воды они объясняют повышение теплового потока, необходимое для развития регионального метаморфизма. Рассуждают при этом так.

Судя по экспериментальным данным, метаморфизм, соответствующий фации зеленых сланцев, начинается при температурах около 300°C,

а наивысшие ступени метаморфизма соответствуют температурам 600–800°C. Авторы задаются вопросами: 1) при каких условиях в геосинклинальных массах могли развиваться такие температуры и 2) что служит источником огромного количества тепла, необходимого для того, чтобы нагреть породы до температур метаморфизма.

На основании расчета, произведенного с использованием таких характеристик, как нормальный температурный градиент (30 град/км), средний тепловой поток на континентах ($1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см².сек), теплопроводность (0,004 кал/см.сек.град), авторы пришли к выводу, что для развития метаморфизма фации зеленых сланцев потребовалась бы глубина около 10 км.

Дж.Ферхуген (1961) рассмотрел типичную реакцию перехода от фации зеленых сланцев к амфиболитовой фации и установил, что граница между этими фациями может проходить на глубине 7 км лишь в том случае, если геотермический градиент превышает 60 град/км, т.е. вдвое больше нормального.

Учитывая термальный эффект метаморфических реакций, которые, по его мнению, обычно являются эндотермическими, Дж.Ферхуген считает, что "тепловой поток в геосинклинали в период метаморфизма должен быть значительно больше нормального" (1961, с.21).

После всестороннего рассмотрения проблемы источников тепла (теплота деформаций, теплота магматических интрузий и др.) в цитируемых работах сделан вывод о том, что тепло, необходимое для развития регионального метаморфизма, может приноситься главным образом ювенильными водами.

Дж.Ферхуген пишет: "Термальный эффект поднимающихся с глубин горячих водных растворов нелегко оценить. Ясно лишь, что большое количество пара, поступающего снизу в метаморфические толщи, может принести с собой количество тепла, достаточное для того, чтобы создать заметные термальные воздействия. Однако эта вода, если она служит источником тепла для метаморфических толщ, должна быть ювенильной водой, а не просто водой, освобожденной где-то в другой метаморфической толще в результате дегидратации или кристаллизации палингенового расплава" (1961, с.22).

Идею, содержащуюся в данной цитате, логически развивает высказывание, которым завершается VI глава в коллективной работе У.Файфа, Ф.Тернера и Дж.Ферхугена:

"Трудно понять, как ювенильные воды могли освобождаться на глубине, если нет термальных нарушений. Представляется, что метаморфизм, магматическая деятельность, связанная с ним, и магматическая деятельность и вулканизм вообще — все это свидетельствует о существовании преходящих и локализованных тепловых волн. Возможно, это объясняется прерывным или локализованным подъемом горячего материала в мантии" (1962, с.321).

Мы так подробно излагаем взгляды У.Файфа, Ф.Тернера и Дж.Ферхугена потому, что в их работе наиболее восторженно аргументировано участие ювенильной воды в процессах метаморфизма. В геогеологическом отношении эта концепция имеет очень большое значение, так как позволяет уяснить характер связи между такими элементами геогеосферы, как мантия Земли и гранитный слой земной коры.

В работах других петрологов также есть указания на участие ювенильной воды в процессах метаморфизма. Об этом вполне определенно пишет Н.П.Семенов: "Метаморфические воды - это и магматогенные ювенильные воды, и метаморфические растворители, выделяемые из самих метаморфизируемых пород... Несомненно, однако, решающее влияние на развитие метаморфических процессов ювенильных магматических вод" (1966, с.31). Он считает, что "в отдельных благоприятных тектонических условиях происходит исключительно мощная фильтрация потоков растворов, что вызывает интенсивный массообмен, мощный вынос и накопление компонентов, ведет к метаморфической дифференциации вещества вследствие увеличения степени подвижности большинства порообразующих компонентов" (Семенов, 1966, с.34).

В приведенных высказываниях Н.П.Семенов содержит не только указание на ювенильную природу водных растворов, участвующих в метаморфизме, но дается также характеристика их обильности и приуроченности к тектонически активным зонам. Местом максимального развития метаморфических процессов Н.П.Семенов считает геосинклинальные области, как мобильные зоны накопления мощных толщ осадков но подчеркивает, что процессы метаморфизма происходят в геосинклиналях не во время ее прогибания, а при воздымании и преобразовании в складчатую область.

Все приведенные высказывания отражают сложность и дискуссионность многих представлений об участии воды в процессе метаморфизма, но сопоставив и обобщив взгляды различных исследователей можно представить такую схему развития геогеологических явлений, сопутствующих региональному метаморфизму.

На первом этапе формирования геосинклинали, когда структура испытывает нисходящее движение, в ней происходит накопление мощной толщи осадочных образований. Последние по мере погружения геосинклинали подвергаются воздействию температуры и давления, что приводит к их метаморфизации, сопровождающейся дегидратацией пород. Но, как установлено, одного только погружения пород недостаточно для развития процесса регионального метаморфизма. Необходимо, чтобы тепловой поток примерно в два-три раза превышал величину "нормального" теплового потока. Предполагается, что такой термальный эффект может обеспечить только приток поступающих снизу горячих водных растворов. Эти растворы являются ювенильными, т.е. генерированы веществом мантии.

В процессе прогрессивного метаморфизма порода проходит стадии последовательного изменения от низкотемпературной фации зеленых сланцев до высокотемпературной гранулитовой фации. Происходящие при этом изменения в породах направлены в сторону образования минеральных ассоциаций, содержащих меньшее количество воды. Установлено, что подвижность воды является необходимым условием для развития процесса метаморфизма.

Вода, освобождающаяся при дегидратации метаморфизующихся пород, дает начало метаморфогенным растворам, стремящимся подняться из мест своего возникновения в более высокие горизонты. Восходящее движение свойственно и ювенильным водам, поступающим в область развития процесса метаморфизации.

Действие ювенильных растворов, вероятно, наиболее интенсивно проявляется на поздней стадии развития геосинклинали, когда происходит ее воздымание и преобразование в складчатую область. В это время создается наибольшая возможность возникновения глубинных разломов, являющихся путями подъема ювенильных водных растворов.

Следует отметить, что роль ювенильных растворов в метаморфизме признается решающей не всеми петрологами. Мы уже приводили взгляды Н.Г.Судовикова (1964, 1965). Близкие представления высказывает и В.С.Домарев (1967), который отрицает влияние на метаморфизм водных растворов, зарождающихся в мантии. В отличие от этой точки зрения, как говорилось выше, убежденным сторонником признания решающего значения ювенильной воды в метаморфизме является Д.С.Коржинский. Он считает, что существование потоков ювенильных восходящих водных растворов вызывает кардинальные изменения в составе пород, через которые они просачиваются. Это представление положено Д.С.Коржинским в основу разработанной им теории метасоматических процессов. Последние генетически тесно связаны с метаморфическими, но имеют и ряд особенностей.

Определяющим признаком метасоматоза является привнос — вынос компонентов, в то время как метаморфизм представляет изохимический процесс, при котором существенных перемещений компонентов, кроме H_2O и CO_2 , не происходит. Одной из главных особенностей метасоматоза, отличающего его от метаморфизма, является также большой объем водного раствора с высоким содержанием растворенных компонентов.

В работе "Фации метаморфизма" (1970) указано, что метасоматоз не мыслим без значительного объема H_2O в качестве растворителя компонентов. Это отличает его от метаморфизма, где количество жидкой фазы весьма невелико. При метаморфизме подвижными компонентами являются обычно лишь H_2O и CO_2 ; при метасоматозе же породы пропитываются большим объемом фильтрующейся по каналам жидкости, поэтому здесь подвижность компонентов значительно больше. Вода при

метасоматозе выступает не только как среда, в которой осуществляют-ся метасоматические реакции, и не только как химический компонент, входящий в состав некоторых минеральных новообразований, но и как активный переносчик веществ, участвующих в тех или иных процессах метасоматического замещения горных пород.

При метасоматическом замещении компоненты, участвующие в этом процессе, могут перемещаться либо диффундируя через поровые растворы, либо переносясь механически при просачивании растворов через толщу горных пород. В соответствии с характером перемещения компонентов различаются два типа метасоматоза — диффузионный и инфильтрационный. Диффузионный метасоматоз вызывается разницей концентраций компонентов в растворе и породе. При этом перемещение компонентов происходит в неподвижном растворе и направлено в сторону более низкой концентрации. Инфильтрационный метасоматоз обусловлен потоком восходящих водных растворов.

Характеризуя природу восходящих инфильтрационных растворов, Д.С.Коржинский пишет: "Они возникают при процессах гравитационной дифференциации или дегазации глубинных зон Земли и поднимаются по глубинным разломам и тектонически ослабленным зонам, в особенности по зонам складчатости" (1962, с.6). Поднимаясь по разломам и системам сопутствующих тектонических нарушений, потоки летучих вызывают метаморфические и метасоматические изменения в горных породах; а при наиболее интенсивном воздействии и расплавление с изменением первичного состава пород.

Таким путем происходит, по Д.С.Коржинскому, образование гранитов. Однако, в работе "Фации метаморфизма" отмечается, что во многих случаях наблюдаемая гранитизация недостаточно аргументирована как процесс метасоматоза и описываемая картина может иметь и иное толкование (метаморфическая дифференциация, частичное переплавление и пр.). "Можно лишь утверждать, — заключают авторы, — что на всех температурных ступенях относительная роль инфильтрационного метасоматоза выше, чем диффузионного" (1970, с.289).

В ранее изданной работе В.С.Соболева, Н.Л.Добрецова, Н.В.Соболева и В.В.Хлестова (1967) указано, что наиболее широкое развитие процесса гранитообразования определяется термодинамическими условиями, причем решающим фактором является температура. Возникновение гранитных магм в пределах земной коры должно происходить при 700–750°C и названные авторы полагают, что такой процесс идет лишь при поднятии геоизотерм в определенные периоды в земной коре. По их мнению, оптимальные термодинамические условия, обеспечивающие возникновение гранитов, существуют в средней зоне, выделенной в разрезе земной коры, где расплавы могут быть богатыми водой. К.Менерт (1963) также установил существование в земной коре сред-

ней зоны, где условия для образования гранитов оптимальны. Эта зона соответствует области развития амфиболитовой фации.

В.В.Белоусов также считает, что наиболее благоприятные условия для образования гранитов путем анатексиса создаются в зоне амфиболитовой метаморфической фации. Такие условия, по В.В.Белоусову, существуют в интервале глубин от 5 до 20 км, вследствие чего на составленной им обобщенной модели континентальной земной коры (см. табл. 6) область распространения гранитов выделяется в средней части гранитного слоя (глубины от 10 до 15 км), выше и ниже которой граниты находятся в сочетании с породами соответствующих метаморфических фаций.

Соотношения между гранитами и породами метаморфических фаций в модели В.В.Белоусова предельно схематизированы, но в природных условиях они весьма сложны и до сих пор генезис гранитов относится к числу наиболее сложных петрологических проблем. Ю.А.Кузнецов отмечает, что "вопросам образования гранитоидных тел посвящена громадная литература, но ясности в этом вопросе по-прежнему, нет, может быть потому, что высказываются самые противоположные точки зрения, к тому же каждая из них претендует на универсальность" (1966, с.4).

По Ю.А.Кузнецову, подъем готовых магматических масс по открытым или открывающимся каналам — это только один из путей образования интродуцированных магматических тел. Этот автор считает, что, кроме того, магматические тела могут образоваться вследствие диффузии ионов и неподвижных жидких или твердых фаз, а также вследствие инфильтрации растворов местного или глубинного происхождения с привнесом и выносом вещества на большие расстояния (1966).

К.Менерт (*Mehnert*, 1969; рус. перевод 1971) выделяет три петрогенетических типа гранитов: граниты магматического, анатектического и метасоматического происхождения, но замечает, что какие-либо утверждения о способе образования гранитов можно делать лишь после тщательного петрографического и геохимического изучения. Н.Г.Судовиков также отмечает большие затруднения, возникающие при попытках провести границу между метасоматическими и магматическими гранитоидами. В то же время в своей работе (1964) он приводит многочисленные примеры метасоматической гранитизации различных пород, установленные во многих странах разными исследователями.

Дискуссионность проблемы гранитообразования мы отмечаем только для того, чтобы подчеркнуть затруднения, возникающие при попытке выяснить поведение воды и водных растворов в процессе образования гранитов. Соответственно необходимо оценивать и изложенные ниже представления о геогидрологических процессах, происходящих в гранитном слое земной коры. И поскольку для обоснования своих представлений мы используем в основном результаты петрологических ис-

следований, то вынуждены привести из них некоторые данные, относящиеся к разрабатываемой теме.

Выше уже были приведены высказывания в пользу того, что граниты могут образоваться вследствие метасоматических процессов, и охарактеризована активность воды при метасоматозе. Развитие или затухание анатектических процессов, как утверждает Менерт (1971), тоже в значительной степени зависит от содержания участвующей в этих процессах воды, что далее будет аргументировано сведениями, взятыми из работы этого автора.

Термин "анатексис" означает "перерастворение", по Седерхольму, или "переплавление" (полное или частичное), по Менерту. Установлено, что на развитие указанных процессов решающее влияние оказывает присутствие воды, поэтому Менерт отмечает, что "во время частичного анатексиса происходит, вероятно, миграция и местная концентрация воды" (подчеркнуто автором - Е.Г.). Он признает, что установить происхождение этой воды трудно, и высказывает предположение: "Она частично образуется при реакции, в ходе которой содержащие ОН силикаты переходят в силикаты, лишенные ОН, например, при реакции биотит—кордиерит. Эта реакция, также как и некоторые другие (мусковит—ортоклаз), происходит при образовании лейкосом^ж. Однако, было установлено, что количество воды, освобождающейся при этой реакции, составляет только несколько десятков процентов от количества всей вступившей в реакцию породы. Такого количества воды может быть недостаточно, чтобы вызвать заметные анатектические явления, если отсутствуют процессы местной миграции и концентрации воды" (Менерт, 1971, с.205).

В результате анализа процесса образования гранитов анатектическим путем, также как и обобщения материалов, характеризующих метасоматическое гранитообразование, Менерт пришел к выводу, что превращения различных по составу исходных пород в один и тот же конечный продукт, т.е. в гранит, не могут рассматриваться как реакции в закрытой системе ограниченных размеров. Для получения гранитного состава необходим привнос одних элементов и соответствующий вынос других, что возможно только в случае реакции в открытой системе. Привносимые вещества должны быть в избытке, а удаляющиеся вещества должны полностью покидать систему. В заключение он пишет: "По-видимому, такая схема соответствует предположению об относительно высокой подвижности гранитизирующих агентов" (1971, с.251). Из изложенного можно заключить, что среди этих агентов главная роль принадлежит воде.

^жЛейкосомы - участки пород, обогащенные более светлыми минералами по сравнению с палеосомой - неизменной первичной породой (Менерт, 1971).

В поисках источников воды, способных обеспечить количество ее, достаточное для развития анатектических процессов, К. Менерт (1971) вновь обращается к процессу дегидратации, хотя и признает, что породы таких фаций высокого метаморфизма, как гранулитовая, очень бедны H_2O . Местную концентрацию воды он связывает с высвобождением воды из пород, содержащих богатые ОН силикаты, которые, по его мнению, чередуются с породами, содержащими силикаты, лишенные ОН. Соответственно этому, полагает Менерт, анатактические явления часто ограничены определенными слоями или зонами, в то время как другие слои или зоны не обнаруживают таких явлений.

Нетрудно заметить, что приведенное описание противоречит ранее изложенным представлениям об анатексисе как о процессе, происходящем в открытой системе при высокой подвижности гранитизирующих агентов. Нам кажется, что в число этих агентов следовало бы включить ювенильную воду, как это сделали У. Файф, Ф. Тернер и Дж. Ферхуген при объяснении образования палингенных магм. Они пишут: "Палингенные магмы, образованные частичным плавлением осадочных пород в условиях ультраметаморфизма, вряд ли содержат много воды, поскольку они образуются из пород, претерпевших высокотемпературный метаморфизм и полностью дегидратизированных. Такие "сухие" магмы имели бы очень небольшую подвижность и их контактово-метаморфический эффект был бы очень мал... Авторы полагают, что палингенные магмы и влажные мигматиты образуются в действительности только там, где присутствует вода, привнесенная извне. Она может быть только ювенильной водой, поднимающейся из еще больших глубин" (1962, с. 308).

Как указывалось выше, другие исследователи (Н. П. Семенов, Б. Я. Хорева), исходя из признания, что на больших глубинах породы в результате метаморфической дегидратации содержат очень мало воды, допускают возможность участия в метаморфических и метасоматических процессах воды, поступающей извне. Такую воду они считают ювенильной, поднимающейся из более глубоких недр планеты, источником которой является верхняя мантия. Эта идея развивается и Д. С. Коржинским в его учении о трансмагматических потоках, основанием для которого послужила гипотеза Террье (*Terrier*, 1910) о "колоннах фильтрации", т.е. потоках восходящих ювенильных растворов, вызывающих метаморфизм горных пород.

Согласно гипотезе Д. С. Коржинского, восходящие ювенильные растворы, вызывающие метаморфизм горных пород, в определенных термодинамических условиях могут вызвать избирательное расплавление осадочных толщ с образованием гранитной магмы. Д. С. Коржинский отмечает, что состав эвтектических и котектических магм зависит от состава воздействующих трансмагматических растворов. Он считает, что эти растворы активно участвуют в процессе гранитизации, вызывая

магматическое замещение не только на больших глубинах (в зонах анатексиса), но и выше, вплоть до субвулканических условий.

В геогидрологическом отношении особый интерес представляет указание Д.С.Коржинского на то, что деятельность трансмагматических растворов может проявляться на различных уровнях, вплоть до субвулканических, если туда проникают выводящие системы трещин, связанные с зонами крупных разломов. Они принимают участие и в постмагматических процессах, смешиваясь с остаточными растворами магм (1968, с.73). Основываясь на концепции Д.С.Коржинского, можно высказать предположение, что параллельно с плавлением пород за счет ювенильных трансмагматических растворов происходит насыщение гранитных расплавов водой. Развитие такого процесса можно считать реальным, так как экспериментальными работами Горансона (*Goranson*, 1931), Н.И.Хитарова (1944 и др.), Дж.Кеннеди (*Kennedy*, 1950), А.А.Кадика (1965) и других исследователей доказано, что в силикатных расплавах гранитного состава может растворяться более 10 вес.% воды. Поэтому при наличии восходящих потоков водных растворов образующиеся магматические расплавы могут быть насыщены водой значительно больше, чем исходные породы, подвергавшиеся расплавлению.

Предположение о том, что гранитная магма интенсивно насыщена водой, подтверждают наблюдения, описанные в работе А.Н.Заварицко-го и В.С.Соболева (1961). В ней отмечается, что наличие в магмах значительного количества летучих, и особенно воды, обуславливает высокую подвижность гранитного расплава, образовавшегося на больших глубинах. Вследствие этого вещество гранита при интрузиях способно проникать в тончайшие трещины, что фиксируется при изучении многих геологических объектов.

Приведенные материалы показывают как значительно влияние ювенильной воды на образование гранитных расплавов анатектическим путем. Но, вероятно, ювенильная вода принимает участие и при магматическом образовании гранитов. По классической теории Н.Буэна, П.Ниггли и др., магматические граниты являются продуктами дифференциации базальтовой магмы. Но, как отмечает К.Менерт (1971), между гранитными плутонами и базальтами океанического типа, которые считаются представителями глубоко залегающей основной магмы, не существует петрохимической связи. Он пишет: "Полная серия дифференциатов крупных гранитных плутонов, образовавшихся за счет габбровых массивов соответствующего размера, которые могут быть эквивалентны распространенной в пределах всего земного шара базальтовой серии, нигде в земной коре не обнаружена" (1971, с.141).

Таким образом, если петрологи и признают образование гранитов магматическим путем, то генезис гранитной магмы остается дискуссионным и главную трудность представляет установление тех условий,

какие приводят к обогащению этой магмы щелочами. Менерт пишет: "В земной коре щелочи вместе с H_2O являются высокоподвижными компонентами. Поэтому они особенно характерны для всех процессов перемещения вещества и могут рассматриваться как представители геохимически подвижных компонентов в верхней литосфере" (1971, с.130). И далее, говоря об источниках щелочей, он признает, что "вокруг вопроса о происхождении подвижных щелочей, вероятно привнесенных с более глубоких уровней земной коры (подчеркнуто автором - Е.Г.), развернулась обширная дискуссия. Этот вопрос может считаться основным в общей проблеме гранитизации. Однако следует подчеркнуть, что существующие теории до сих пор во многом гипотетичны" (там же, с. 140).

Мы не имеем возможности привести данный Менертом разбор различных гипотез, остановимся лишь на одной, наименее значимой и для выяснения генезиса высокоминерализованных хлорнатриевых подземных вод. Как указывает Менерт, наиболее простая гипотеза предполагает, что необходимое количество щелочей поставляли поровые растворы осадков. И выдвигает против этой гипотезы следующее возражение: "Едва ли возможна миграция солевых растворов сверху вниз, в глубокие горизонты, т.е. по направлению к сильнометаморфизованным и даже гранитизированным породам, что подтверждается имеющимися экспериментальными петрогенетическими данными. Поэтому автор не может согласиться с тем, что источник *Na* находится именно здесь, а не на "гипотетической глубине" (1971, с.143).

Представления о глубинном источнике натрия Менерт не уточняет, но он приводит точку зрения Г.Фишера (*Fischer*, 1957), который считает, что "в глубоко эродированные ядра континентов непрерывно поступает дополнительный материал, главным образом богатые SiO_2 и щелочами дифференциаты, из нижней коры и даже, возможно, из некоторых участков мантии" (Менерт, 1971, с.142). Если учесть время выхода в свет работы Фишера, то можно признать его взгляды весьма прогрессивными. Теперь, когда о строении мантии и активности ее вещества имеются более полные представления, можно считать, что Фишер имел в виду поступление в гранитный слой земной коры легких дифференциатов вещества мантии.

Выше рассмотрено участие воды в процессах, которые происходят в гранитном слое земной коры при повышении температуры и при условии подвижности компонентов, входящих в состав пород. Но в геогидрологическом отношении большой интерес представляет также выяснение роли воды в условиях понижения температуры, когда происходит постепенное отвердевание образовавшейся гранитной магмы. Это явление может быть вызвано как изменением теплового режима на участке коры, где произошло гранитообразование, так и перемещением гранитной магмы в область более низких температур и давлений. В том

и другом случае должна происходить кристаллизация расплава с отделением водных растворов.

Влияние охлаждения и понижения давления на процесс отделения от магмы воды можно представить на основании экспериментальных данных, обобщенных в работе А.А.Кадика, Б.Б.Лебедева и Н.И.Хитарова. Эти авторы считают, что весь накопленный петрологический опыт приводит к выводу, что вода является одним из основных существенно преобладающих летучих компонентов магм. "Это обстоятельство, — по их мнению, — позволяет для выяснения условий отделения летучих компонентов магмы использовать упрощенные модели с единственным летучим компонентом — водой" (1971, с.177).

В цитируемой работе указывается, что при подъеме магмы вверх, при ее охлаждении и дифференциации отделение летучих компонентов не проходит однотипно. Это зависит как от степени насыщенности магматического расплава водой, так и от термодинамических условий. Наиболее вероятными считаются два варианта: первый, когда при подъеме магмы вверх, ее охлаждении и дифференциации не достигаются физико-химические условия, определяющие кипение магм на ранних стадиях процесса. В этом случае все летучие компоненты накапливаются в остаточном расплаве и отделяются от магматического тела при его окончательной консолидации. При втором варианте условия насыщения достигаются и часть летучих отделяется при кипении магмы до кристаллизации или во время кристаллизации, а часть — при ретроградном кипении. Во втором случае — при ретроградном кипении — весь запас летучих компонентов отделяется от остаточного расплава, обогащенного при кристаллизации рудными и редкими элементами. В первом случае летучие компоненты постепенно отделяются от магмы по мере понижения температуры и давления (задолго до достижения условий солидуса), т.е. происходит "рассеянная" потеря части первоначального запаса летучих компонентов магмы с иным характером выноса элементов, чем при кипении остаточного расплава.

Гранитные магмы не перемещаются на большие расстояния и поэтому главное влияние на отделение летучих оказывает изменение не давления, а температуры. В работе А.А.Кадика и др. указывается, что при большом содержании воды в гранитных расплавах (около 10 вес.%) предельные глубины, на которых кипение магм начинается на ранних стадиях остывания до их солидуса, составляют, примерно, 14 км. Если количество воды меньше, то уменьшается и глубина (при 5 вес.% ~ 7 км). Преобладающее количество гранитных интрузий приурочено к глубинам около 10 км; в этом случае отделение воды от гранитных магм должно происходить в основном от остаточных расплавов на последних этапах консолидации интрузий.

Представления, базирующиеся в основном на экспериментальных данных, хорошо согласуются с результатами петрологических исследо-

ваний. Так, В.В.Ревердатто (1970), считая возможным насыщение гранитоидных природных расплавов водой, высказывает предположение, что когда магма интродуцируется в область пониженных внешних давлений, от нее отделяется водно-жидкая фаза. По мнению В.А.Николаева и В.В.Доливо-Добровольского (1961), отделение воды от гранитного расплава возможно и в парообразном состоянии. Магматическую камеру они считают открытой системой, от которой непрерывно распространяется газовая фаза. Охлаждаясь и постепенно теряя насыщение ее вещества, эта фаза превращается в растворы, которые могут обуславливать развитие гидротермального метаморфизма. Д.С.Коржинский, рассматривая воздействие гранитных магм на окружающие породы, с полной определенностью утверждает, что "поток растворов всегда бывает направлен из магмы в боковые породы, а не обратно, как это имело бы место при трансвапоризации магмы" (Коржинский, 1962, с.8).

Одним из сторонников концепции трансвапоризации (пропаривания), является Е.Садецкий-Кардош (*Szadeczky-Kardoss*, 1958, 1960 и др.), который утверждает, что во влажных пропитанных водой боковых породах вследствие теплового воздействия магмы возникает пар, который стремится в области меньшего давления, т.е. далее в боковые породы и в еще жидкую магму. Следовательно, по этой концепции, обогащение магм водой происходит за счет поступления ее из боковых пород. Петрологические и экспериментальные данные не подтверждают возможности такого процесса. Как видно из вывода,

Порода	Вода, вес. %	Порода	Вода, вес. %
Зеленые сланцы	4,0 - 3,15	Гранулиты	0,50 - 0,10
Амфиболиты	2,0 - 1,03	Эклогиты	0,48 - 0,10

количество связанной воды в породах метаморфических фаций, находящихся в контакте с гранитоидами, весьма невелико, а для того, чтобы начался процесс поступления воды в магму из пород, необходимы весьма высокие давления воды в породах (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971). Поэтому сделан вывод, что для магматических расплавов при их остывании характерна потеря воды и образование гидротермальных растворов.

Постмагматические гидротермальные растворы, являясь переносчиками рудных компонентов, по мере удаления от магматического очага изменяют свой состав, что будет рассмотрено в следующей главе. Здесь же мы остановимся лишь на механизме выделения гидротермальных растворов из расплава, анализ которого содержится в работах А.А.Кадика (1965 и др.), А.А.Кадика и Н.И.Хитарова (1969), А.А.Кадика, Е.Б.Лебедева, Н.И.Хитарова (1971) и др.

Эти исследователи установили, что вода в магмах обладает большой подвижностью, причем механизмы переноса летучих в расплаве могут быть различными - диффузия компонентов, всплывание газовых пузырьков, массообмен в условиях свободной конвекции расплава.

По их мнению, "... Наиболее вероятной причиной интенсивного радиального переноса летучих компонентов магмы к верхним частям магматических тел представляется конвективное течение расплава, приводящего к значительной скорости массопереноса" (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971, с.247). Добавление к расплаву гранита около 2 вес.% H_2O приводит к уменьшению вязкости расплава на три порядка и увеличению интенсивности переноса вещества и тепла конвекцией в 10 раз.

Магматическое тело, по образному выражению А.А.Кадика и др. (1971), является как бы тепепроводом, по которому вода, вошедшая в расплав на больших глубинах, переносится к верхним частям магматического очага, а оттуда в виде гидротермальных растворов может поступать в окружающие породы. Это представление полностью согласуется с учением Д.С.Коржинского о трансмагматических потоках водных растворов, которые берут начало в мантии и способны проникать через магматические расплавы, чем и определяется их название (1962, 1968).

Как видно из приведенного материала, в гранитном слое земной коры вода участвует во многих процессах, оказывая на их развитие решающее влияние. Активность воды в гранитном слое земной коры в наибольшей степени проявляется в периоды развития процессов метаморфического и метасоматического преобразования горных пород. О масштабе этих явлений можно судить на основании современных представлений о строении земной коры континентального типа.

Разрез гранитного слоя земной коры, по обобщенной модели В.В.Белоусова (1966), сложен породами фаций регионального метаморфизма (зеленых сланцев, амфиболитов и гранулитовой), которые представляют в различной степени измененные первичноосадочные отложения. Преобразование осадочных пород в метаморфические происходит через стадии начального и глубинного эпигенеза, за которым следует ранний и поздний метагенез (Коссовская, Шутов, 1963), соответствующий низкотемпературной ступени регионального метаморфизма, что приводит к возникновению зеленосланцевой фации.

Характерной особенностью фации зеленых сланцев является широкое распространение пород, содержащих сильно гидратизированные минералы — хлориты, хлоритоиды, слюиды. Кристаллизация этих минералов требует значительного насыщения водными растворами, так как содержание воды достигает в хлорите 13, в хлоритоиде 7, а в мусковите 4,5% (Файф, Тернер, Ферхуген, 1962). При переходе к более высокой ступени метаморфизма из хлорита образуется амфибол и при этом освобождается до 10% воды. Сравнение средних составов пород фации зеленых сланцев и пород нижележащей эпидот-амфиболитовой фации показывает, что на этом этапе прогрессивного метаморфизма глиноземистые породы теряют в среднем 4-6% воды (Судовиков, 1964).

При метаморфических превращениях амфибола в пироксен — минерал, характерный для более высокотемпературных фаций (гранулитовой и эцлогитовой), также происходит выделение воды, но в меньших количествах (1,5–1,0%).

Вода, освобожденная в результате дегидратации пород в процессе прогрессивного метаморфизма, участвует в образовании метаморфогенных растворов, стремящихся подняться из области своего возникновения в более высокие горизонты, что приводит к накоплению их в верхних структурных зонах. Этим объясняется высокая водонасыщенность пород фации зеленых сланцев, где наряду с водой, освобожденной в результате минеральных превращений, свойственных метаморфизму пород данной фации, накапливается вода, поступающая из более глубоких зон. Естественно, что эта фация гидродинамически связана и с лежащей выше толщей осадочных пород, куда просачиваются метаморфогенные растворы в силу радиального восходящего движения.

Метаморфические превращения, направленные в сторону образования минеральных ассоциаций, содержащих меньшее количество воды, происходят при переходе пород в обстановку более высоких температур и давлений. Такие условия свойственны геосинклинальным областям на первой стадии их развития, когда происходит опускание структуры и погружение пород. Но при обычном геотермальном режиме одно только погружение не может привести к региональному метаморфизму (Ферхуген, 1961; Саттон, 1967; Соболев (ред.), 1970). Для его развития необходимо более мощное тепловое воздействие, примерно в два раза превышающее интенсивность "нормального" теплового потока Земли. Привнос дополнительного тепла трудно объяснить, не допуская при этом возможности поступления воды, генерируемой веществом верхней мантии — ювенильной воды. В этом сходятся мнения тектонистов, петрологов, вулканологов, некоторых гидрогеологов (Д.С. Коржинский, У.Файф, Ф.Тернер, Дж.Ферхуген, В.В.Белюсов, В.В.Аверьев, С.И.Набоко, Ф.А.Макаренко) и других исследователей.

Следовательно, в потоке восходящих водных растворов, участвующих в региональном метаморфизме, помимо воды, отделившейся при дегидратации пород, имеются и ювенильные водные растворы. Они поступают в слои земной коры по размытым нарушениям и наиболее интенсивно инфильтруются в период воздымания геосинклиналей при переходе их в складчатые области (Семеновко, 1963, 1966; Хорева, 1966, 1967; и др.).

С действием восходящего потока горячих водных растворов связано образование в средней части гранитного слоя метасоматических гранитов и анатектических кислых расплавов. Последние, остывая, дают начало гидротермальным растворам, также стремящимся подняться вверх от очагов своего возникновения. Наиболее интенсивно этот

процесс развивается при кристаллизации магматических расплавов, что может быть обусловлено их подъемом в верхние более холодные слои земной коры или изменением теплового режима в сторону снижения температуры. Вода, первоначально насыщавшая расплав и в силу конвекции поднимающаяся к верхней части магматического очага, при достижении условий ретроградного кипения отделяется от расплава, проникая в окружающие породы при преимущественном движении снизу вверх.

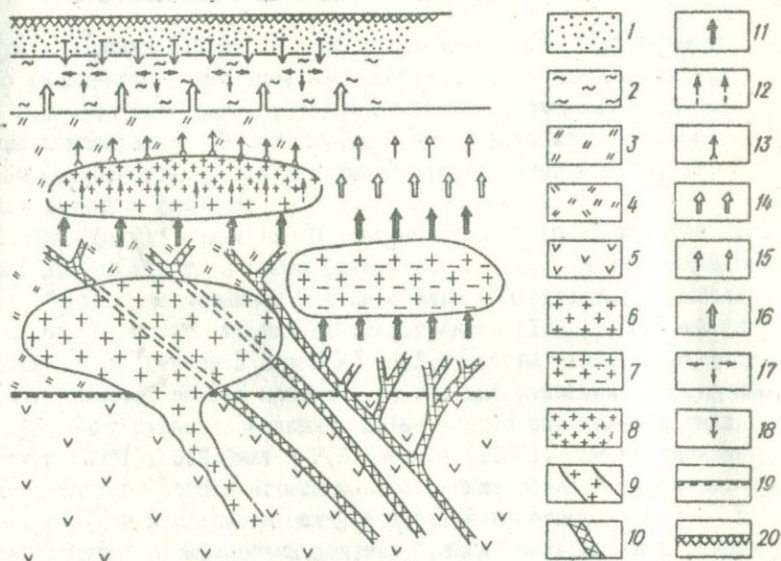


Рис.33. Схема развития геогидрологических процессов в гранитном слое земной коры:

1 - осадочный слой; 2 - фация зеленых сланцев; 3 - амфиболовая фация; 4 - гранулитовая фация; 5 - базальтовый слой; 6 - магматические граниты; 7 - анатектические граниты; 8 - остывающая гранитная магма; 9 - магмоподводящий разлом; 10 - пути подъема летучих; 11 - ювенильный флюид; 12 - сквозьмагматический раствор; 13 - постмагматический раствор; 14 - метасоматический раствор; 15 - метаморфогенный раствор; 16 - раствор дегидратации; 17 - связанная влага; 18 - поровый раствор; 19 - граница Конрада; 20 - земная поверхность.

Следовательно, в гранитном слое существуют водные растворы, различные по условиям формирования и по интенсивности проявления на разных гипсометрических уровнях. В верхней части слоя наибольшее значение имеют метаморфогенные растворы, а в нижней - ювенильные, генерированные мантией Земли и поступившие из нее в гранитный слой коры по глубинным разломам (рис.33).

Вследствие того, что приуроченные к гранитному слою водные растворы имеют преимущественно восходящее движение, они неизбежно должны оказывать влияние на подземные воды, залегающие в глубоких частях осадочного слоя земной коры. Поэтому есть все основания считать, что гранитный слой земной коры является областью размещения вторичных очагов генерации глубинной воды.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНЫХ РАСТВОРОВ,
ПРИУРОЧЕННЫХ К ГЛУБИНЫМ ЗОНАМ ГЕОГИДРОСФЕРЫ

При освещении геогидрологической деятельности мантии неоднократно указывалось, что вода выделяется из вещества мантии как часть легколетучей фракции, количественно преобладавая в ней над другими компонентами. В тех случаях, когда речь идет о самостоятельном существовании легколетучих дифференциатов мантии, эту фракцию называем флюидом.

Термин "флюид" очень часто употребляется в геологической литературе, причем иногда в самом различном смысле. Неопределенность понятия "флюид" подчеркивал В.Ф.Дерпгольц (Гавриленко, Дерпгольц, 1971, с.8). Он привел мнения А.П.Виноградова (1963), который называл флюид "геологической плазмой", Н.Д.Буданова (1968), назвавшего флюид "плазмой земной мантии", но эти высказывания, собственно, мало проясняют сущность явления. Более четкое определение дали И.Б.Рикки (1951), Ф.Д.Смит и Р.Е.Джонсон (1963). Они предложили называть флюидом особое агрегатное состояние водного раствора, при котором стираются различия между жидкостью и паром.

Развернутая формулировка понятия "флюид" содержится в работе В.В.Аверьева (1966), где указывается, что это очень горячий минерализованный и газонасыщенный водный раствор с начальной температурой около 1000–1200°C. К нему не приложим термин "пар", так как по физическому состоянию флюид близок к жидкости с плотностью около единицы. Генерация флюида, по В.В.Аверьеву, как правило, не связана с находящимися в земной коре магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса. Но в пределах земной коры флюид становится полигенным, так как помимо ювенильной воды в его состав входит и вода иного генезиса. С этим утверждением нельзя не согласиться, если учесть сказанное в предыдущей главе, в которой характеризуются процессы, происходящие в гранитном слое при участии воды. Можно полагать также, что соответственно меняется и комплекс входящих в состав флюида веществ.

Следовательно, флюиды, или водные растворы, приуроченные к разным элементам глубинных геогидрологических зон, различаются по своему составу. Проследить эти изменения можно только привлекая

результаты изучения различных геолого-гидрохимических явлений, происходящих в глубоких недрах Земли при участии воды. Не будем говорить о сложности этой задачи и условности изложенных ниже заключений; отметим лишь, что с точки зрения современных представлений о процессах, происходящих в глубинных зонах геогидросферы, эти заключения достаточно логичны и обоснованны.

При описании роли воды в процессах регионального метаморфизма указывалось, что если формирование пород низкотемпературной фации зеленых сланцев могло происходить при нормальном тепловом режиме земной коры на стадии погружения геосинклинали, то образование пород высокотемпературных (амфиболитовой и гранулитовой) фаций возможно лишь при повышении теплового потока не менее чем в два раза, при этом носителем дополнительного количества тепла признана ювенильная вода, генерируемая веществом мантии Земли (Ферхуген, 1961; Файф, Тернер, Ферхуген, 1962 и др.).

Предполагаемая истинная температура, при которой происходит образование пород высокотемпературных фаций, установлена В.С.Соболевым и Н.Л.Добрецовым путем обобщения данных, полученных многими исследователями для различных регионов земного шара ("Фации метаморфизма", 1970, с.187, табл.15). В среднем палеотемпературы образования пород гранулитовой фации находятся в пределах $800-850^{\circ}\text{C}$, а гранитов, гранодиоритов и пород, относящихся к амфиболитовой фации, - в пределах $600-650^{\circ}\text{C}$; нижняя температурная граница фации зеленых сланцев составляет около $350-400^{\circ}\text{C}$.

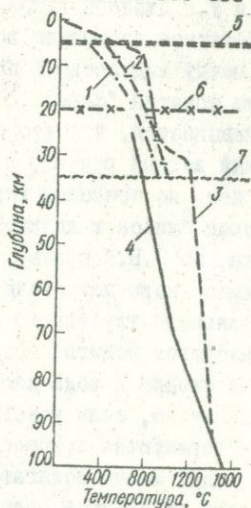


Рис.34. Распределение температур в недрах материковой земной коры на стадии формирования геосинклинали:

1 - по Н.Г.Судовикову; 2 - по В.С.Соболеву и Н.Л.Добрецову; 3 - по В.В.Белоусову; 4 - по Ю.М.Шейнманну; нижние границы: 5 - фации зеленых сланцев; 6 - амфиболитовой фации; 7 - гранулитовой фации (по модели В.В.Белоусова, 1966).

Н.Г.Судовиков (1964) наиболее высоким пределом фации зеленых сланцев считает температуру 200–250°C, а в интервале от 250 до 400°C, по его схеме, формируется промежуточная эпидот-амфиболитовая фация. В отношении температур образования пород амфиболитовой и гранулитовой фаций установленные им пределы соответственно на 100°C ниже величин, указанных В.С.Соболевым и Н.Л.Добрецовым.

Установив зависимость между температурами образования фаций регионального метаморфизма и глубинами их залегания, взятыми из модели В.В.Белоусова (см.табл.6), можно графически проследить распределение температур по разрезу гранитного олоя земной коры континентального типа (рис.34). На графике оно имеет вид двух почти параллельных линий. Если направление линий 1 и 2, сравнить с графическим изображением возможных температур под геосинклиналями в коре и верхах мантии (линия 4), взятом из работы Ю.М.Шейнманна (1969,б), то можно заметить, что в характере всех трех температурных кривых наблюдается большое сходство. Это совпадение позволяет сделать вывод о существовании в геосинклинальных областях единых закономерностей, свойственных тепловому режиму земной коры и подкоровой верхней мантии.

От указанных построений несколько отличается температурная кривая для эпохи регионального метаморфизма (линия 3 на рис.36 из работы В.В.Белоусова (1966), на которой между областями крутых градиентов температуры имеется пологий участок, соответствующий небольшому их изменению. По мнению В.В.Белоусова, это означает высокую теплопроводность зоны, что может быть обеспечено лишь переносом тепла подвижной субстанцией, которой является надкритический водяной пар.

В.В.Белоусов считает, что привнос тепла, необходимого для развития метаморфических реакций, обеспечивает количество водяного пара, которое должно быть на два порядка больше, чем его могут выделить породы нижней части земной коры. Поэтому высказывается предположение о том, что "дополнительным средством для переноса тепла снизу вверх может служить вода, поступающая с астенолитами из мантии" (1966, с.92).

Ранее уже говорилось о том, что в гранитном слое земной коры происходит интенсивный подъем глубинных (ювенильных и метаморфогенных) водных растворов. Исходя из этого, можно утверждать, что восходящее движение ювенильной воды начинается в верхней мантии на глубинах, превышающих 100 км. Вероятно, очаги ее генерации приурочены к астеносфере, геогидрологические свойства которой дают основание так полагать.

Согласно графику Ю.М.Шейнманна (рис.34, линия 4), температура на глубине 100 км примерно 1500°C, что соответствует величинам, указанным В.В.Белоусовым для области возникновения астеносферы

(волновода) (линия 3). Следовательно, можно предполагать, что ювенильная вода, участвующая в процессах регионального метаморфизма пород гранитного слоя, выделилась из легколетучей фракции расплава, образовавшегося в астеносфере при дифференциации ее вещества.

На связь между процессами, происходящими в верхней мантии, и развитием регионального метаморфизма указывает Дж. Саттон (*Jutton*, 1965, рус. перевод 1967). Он считает, что метаморфизм — это явление, связанное с изменениями величины теплового потока, причем, по его мнению, "общий контроль за длительными термальными изменениями в метаморфической активности осуществляется изменениями, происходящими в мантии" (1967, с.46).

В геогидрологическом отношении интересно указание Саттона на то, что конец метаморфизма связан с изменением в распределении конвекционных токов. Очевидно, этот исследователь значительную роль в формировании термального режима областей развития регионального метаморфизма отводит конвективному переносу тепла, который трудно представить без участия ювенильной воды. Тем более, что он признает связь метаморфизма с вулканизмом, а последний не мыслится без выноса легколетучих компонентов, в составе которых значительную часть составляет H_2O , генерируемая веществом мантии.

В.Г.Бондарчук (1970) указывает, что концепция Саттона о поясах метаморфизма может быть отнесена только к послекембрийскому метаморфизму, так как внедрение кислых плутонов и вулканизм характерны для завершающей фазы метаморфизма в орогенических подвижных зонах. Докембрийские толщи щитов лишь в пределах 10% своей площади представлены вулканогенными основными образованиями, а 90% их территории заняты метаморфическими породами и гранитоидами. Но и в архее тепловой поток, по утверждению В.В.Белюсова (1966), был весьма значительным и намного превышал интенсивность выделения тепла в последующее время. А если принять во внимание указание того же автора, что в архее большая часть современных материков была покрыта геосинклиналями, то можно представить, какие огромные масштабы должен был иметь подъем ювенильных водных растворов из глубин мантии для того, чтобы обеспечить столь широкое развитие процессов регионального метаморфизма и формирование фаций, слагающих гранитный слой континентальной земной коры.

Со временем области метаморфизма сократились и сосредоточились в основном в подвижных орогенических поясах, что соответствует изменению характера поступления ювенильных высокотемпературных водных растворов. В настоящее время, как полагает Саттон, региональный метаморфизм может развиваться близ островных дуг и океанических впадин. По его мнению, он, возможно, проявляется также под срединно-океаническими хребтами, которые характеризуются большими значениями теплового потока (1967, с.45).

Связь между интенсивностью теплового потока и развитием современных процессов метаморфизма наиболее четко видна в областях активной вулканической деятельности. С.И.Набоко на основании детальных исследований метаморфических пород, проведенных ею в районах Камчатско-Курильской вулканической дуги, пришла к весьма интересному в геогеологическом отношении выводу о существовании сопряженно развивающихся двух типов вулканизма — магматического и гидротермального.

Гидротермальный вулканизм, по утверждению С.И.Набоко, является результатом дегазации глубоких частей Земли и, так же как магматический вулканизм, порождается процессами, происходящими в верхней мантии. Оба типа вулканизма в крупных геологических структурах, например в пределах вулканических дуг, наблюдаются одновременно. Однако в более мелких структурных единицах, являющихся элементами крупных структур, действие гидротермальных систем запаздывает по отношению к магматическому вулканизму. Эту закономерность С.И.Набоко считает следствием особенности процессов, происходящих в веществе мантии и определяется этапом его дегазации (1969).

Соотношение между гидротермальной и магматической деятельностью особенно детально исследовано В.В.Аверьевым (1966). Сопоставляя материалы, полученные при изучении гидротерм Камчатки, с результатами исследования других гидротермальных систем (Исландии, Новой Зеландии, Курильских островов), В.В.Аверьев пришел к выводу, что ни гипотетические интрузивные тела, ни корни молодых экструзий не являются источниками длительной гидротермальной деятельности. Ее нельзя отнести к постмагматическим процессам, так как глубоким бурением на гидротермальных месторождениях пока еще нигде не выявлены горячие интрузивные тела. Кроме того, подсчеты, произведенные В.В.Аверьевым, показали, что если бы термальные системы формировались за счет тепла, выносимого магматическим материалом, то для этого потребовались бы огромные объемы магмы (от 10 до 250 км³). При расчете учитывалась не только высокая тепловая мощность, но и длительность гидротермальной деятельности. Последняя, по данным различных авторов (*Barth*, 1950; *Boyd*, 1963; *Ванне*, 1963; Аверьев, 1966, и другие), равна 10–20 тыс. лет, причем затухания процесса еще не наблюдается.

Стабильность теплового режима гидротермальных систем на протяжении десятков тысяч лет служит существенным отличием их от фумарольных проявлений, действие которых заметно угасает в течение нескольких десятков лет. В.В.Аверьев считает, что концентрированная деятельность фумарол поддерживается поступлением новых порций водосодержащей магмы, которая в вулканических аппаратах подходит непосредственно к поверхности Земли, где и дегазируется. Формирование же гидротермальных систем он связывает с особой формой вулка-

низма, главным агентом которого является горячий водный эндогенный флюид. Образование термоаномалий под действием восходящего флюида представляет собой процесс, сильно растянутый во времени, поэтому гидротермальная деятельность проявляется спустя многие десятки, а возможно и сотни тысяч лет после соответствующего цикла вулканизма (Аверьев, 1966, с.118-128).

Проблема "ювенильности" гидротерм неоднократно обсуждалась в печати. Анализ различных представлений дан в работах В.И. Влодавца (1959), С.И.Набоко (1963), Б.И.Пийпа, В.В.Иванова (1966) и др. Много внимания этой проблеме уделено в работах Ф.А.Макаренко, который еще в 1961 г. писал, что "ювенильные воды в прежнем смысле этого слова могут выделять лишь подкоровые слои Земли, находящиеся ниже границы Мохоровичича".

Как уже отмечалось, близкое к этому определение "ювенильности" принято в настоящей работе, поэтому особый интерес имеет анализ дальнейшего развития взглядов на роль ювенильной воды в гидротермальных системах. Современный уровень представлений по этому вопросу содержится в книге "Тепловой режим недр СССР" (под ред. Ф.А.Макаренко и Б.Г.Поляка, 1970).

В названной работе^ж указывается, что на участках термоаномалий, где тепловой поток в десятки и сотни раз превышает фоновую ("нормальную") характеристику, одной кондуктивной теплопередачи недостаточно для прогрета гидротермальных систем. Главным агентом переноса тепла в глубинной обстановке является восходящий поток горячего водного флюида, генерация которого происходит где-то на границе мантии и земной коры^{жж}, а формирование гидротермальной системы представляет результат смешения этого флюида с инфильтрационными водами конкретных гидрогеологических структур. Задаваясь различными допустимыми значениями энтальпии эндогенного флюида (800-500 ккал/кг), В.М.Сугробов определил, что в общей массе гидротерм, имеющих температуру 120-300°C, он составляет от 15 до 60%. Но относительно того, какую часть самого флюида составляет ювенильная вода, т.е. продукт дегазации мантии, по признанию В.М.Сугробова, все проведенные исследования с привлечением изотопных методов не дают ответа.

В известной степени условна также характеристика состава ювенильного флюида, поскольку точно нельзя установить количество ювенильных компонентов, входящих в его состав. Тем не менее мы считаем, что для суждения о составе легколетучей фракции вещества астеносферы, отделяющейся при его дифференциации, можно использовать сведения о составе газообразных продуктов, выделяющихся при вулка-

^ж У глава, разделы, написанные В.М.Сугробовым.
^{жж} Материалы IV главы настоящей работы позволяют уточнить области генерации водного флюида - это астеносферный слой верхней мантии.

ических извержениях. Такое допущение базируется на концепции "сквозькоровой" природы вулканизма, рассмотренной в IV главе. В таких областях, как островные дуги и срединноокеанические хребты, кровля астеносферы поднимается до поверхности Мохоровичича, а вещество мантии находится в особом напряженном физико-химическом состоянии (Горшков, 1967). Близость астеносферы к подошве коры под островными дугами, можно отнести к условиям, обеспечивающим достаточно тесную гидрогеохимическую связь между продуктами вулканических извержений и легкими дифференциатами мантии.

Газообразные вещества являются обязательной составной частью продуктов вулканической деятельности, но их содержание изменяется в зависимости от характера извержения и поэтому в литературе имеются весьма разноречивые сведения о количестве летучих, выносимых вулканами. Противоречивость оценок показал в своей работе Л.К.Грейтон (*Graton*, 1945, рус. перевод 1949), который предлагает принять среднюю область значений. Он пишет: "При отсутствии необходимых данных мы, вероятно, не сделаем опасной ошибки, если примем 10% за допустимую величину максимального содержания летучих в обычных магмах", при этом он ссылается на данные Горансона, Дэли и других авторов.

В работах советских исследователей приводятся меньшие величины. Так, С.И.Набоко (1963), на основании сопоставления многочисленных аналитических данных о содержании фумарольных газов на всех стадиях активности вулканов и остывания лавовых масс, попавших в результате извержения на поверхность Земли, пришла к заключению, что магма содержит летучих около 2% по весу. Е.К.Мархинин (1967), применяя методику определения энергии образования вулканических пеплов, определил, что количество газовых компонентов, участвующих в вулканических взрывах, изменяется от 2,5 до 4,5% и в среднем может быть принято равным 3%. Различия полученных результатов обусловлены, вероятно, как природой вулканического процесса, так и условиями наблюдений.

Если в отношении количества газов, содержащихся в продуктах вулканических извержений существуют некоторые расхождения, то в характеристике их состава почти все исследователи единодушны. Как в пароксизмальный период, так и в поствулканическое время, главным компонентом вулканических газов являются пары воды. После них, как считают А.Ритман, С.И.Набоко и другие исследователи, на первом месте стоят газы группы углерода, главным образом CO_2 и CO , а на втором — серы, которая образует соединения H_2S , SO_2 , SO_3 , COS . Хлор и фтор, являясь характерными летучими, насыщают магматический расплав неравномерно. Водород содержится в различных количествах, достигая в высокотемпературных газах 50% веса всех летучих (в газе без H_2O , H_2 и O_2), а в низкотемпературных снижался до 4% (С.И.Набоко, 1963).

Используя данные Дея и Шепарда (*Shepherd*, 1938) о составе газов Гавайских вулканов и привлекая результаты исследования фумарольных газов Курильских островов, Б.К.Мархинин установил, что кроме воды, которая составляет более 3/4 газовых смесей, важными компонентами летучих являются углекислый газ, сернистые газы, азот, хлор, водород. Их соотношение, по Ивасаки (*Iwasaki*, 1962), меняется в зависимости от изменения температуры.

Советские исследователи проследили также изменение состава летучих во время пароксизма и остывания лавовых масс. Например, Л.А.Башарина (1961) установила, что в начальную высокотемпературную стадию (500–800°C) всегда выделяется многокомпонентная газовая смесь, содержащая H_2O , HCl , HF , SO_2 , H_2S , CO_2 , CO , N_2 и менее распространенные соединения иода, брома, мышьяка, а также многие другие микроэлементы. При пониженной температуре на фоне постоянного преобладания паров воды постепенно уменьшается выделение галогидных газов и возрастает роль сернистых соединений. В дальнейшем фумарольные газы становятся существенно углекислыми, а на грани полного остывания выделяются преимущественно только пары воды.

С.И.Набоко отмечает, что вопрос о закономерностях в изменении состава фумарольных газов является спорным и результаты определенных различаются не только для различных вулканов, но и для одного вулкана, если сопоставляются разные стадии его извержения. И все же некоторые общие тенденции ею прослежены на основании сравнения результатов собственных исследований с данными Сен-Лювер-Девиля по Везувию, Краускопфа по Парикутину (Мексика), Ловринга по Килауэа, Катмай и др. (Гавайи), Б.И.Пиипа по Ключевскому вулкану (Камчатка), Л.А.Башариной по Шевелучу (Набоко, 1963). Оказывается, в начальный пароксизмальный период, когда преобладают пары воды и углекислый газ, сернистые газы играют более значительную роль, чем в период остывания, когда возрастает относительное количество галогидных газов, главным образом хлоридов.

Проведенное обобщение позволило С.И.Набоко сделать также заключение, что независимо от состава магмы среди летучих находятся одни и те же компоненты — H , Cl , F , S , C , B , As и другие элементы, определяемые в молекулах — H_2O , H_2 , SO_2 , SO_3 , CO_2 , CO , NH_4Cl , HCl , HF , борная и мышьяковистая кислоты, хлориды и сульфаты металлов. Это хорошо видно из табл.8, где обобщены сведения о пределах содержания в фумарольных газах ряда главнейших компонентов (кроме воды). Г.Б.Бойко (1971), анализируя данные табл.9, отмечает, что состав вулканических газов в первую очередь контролируется составом конденсированной фазы.

Свойства конденсатов — их кислотность и анионно-катионный состав — изменяются по мере остывания продуктов извержения. Высоко-

Содержание компонентов в фумарольных газах, об. %
 (из книги Бойко, 1971, по данным Уайта и Уоринга, 1965)

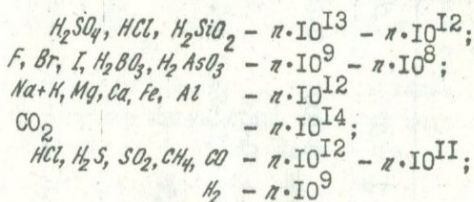
Место-положение	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	HCl	HF	H ₂ S	NH ₃	SO ₂	SO ₃
СССР, Камчатка	0-100	0-100	0-63,0	0-88,0	0-48,0	0,003-6,0	Следы-20,3	0,3-52,0	0-76,0	
СССР, Курильские острова	91,3-99,4	0-1,0	0-0,3	0-0,4	0,08-3,0	-	0,0-0,5	-	0,04-3,5	
Япония	0,3-91,7	0,12-79,0	0-13,95	0,0-99,7	0,1-15,4	0,43-5,96	0,0-72,1	0,003-0,10	0,14-28,5	0,009-1,7
Индонезия	44,0-76,4	-	-	-	Следы	-	Следы	0,1	0,016-56	-
Новая Зеландия	57,9-99,7	-	0,2-0,5	41,5	1,9-25	-	0,3-1,1	-	2-4,5	-
США, Аляска	-	-	-	-	22,0-87,0	11,0-42	3,0-61,0	-	-	-
США, Аляска	10,7-81,6	0,2-1,0	0-14,0	-	-	-	3,7-38,6	-	-	-
США, Орегон	89-96	-	0,04-0,1	0,3	-	-	3-11	-	-	-
США, Калифорния	64,8-65,9	-	15,3-15,9	14,5-15,2	-	-	1,7-36	1,3-1,8	-	-
Мексика	5,4-62	-	-	Следы	26,0-84,0	-	-	12	10,5	-
Маргиника	50,2-100	0,0-5,2	0,0-17,4	0,0-26,6	Следы	-	0,0-6,1	-	0	-
Гваделупа	67,0-69,0	-	0,6-1,3	-	Следы	-	4,3-6,1	-	23,8-28,0	-
Гавайские острова	38,5-98,4	0,3-27,7	-	0-3,3	0,0-4,9 ^ж	-	0-3,6 ^ж	-	0-43,7	0-48,6
Исландия	0-100	0-17	0	0-67,0	0,0-52,0	Следы	0	0	0-39	6,0-73,6
Италия	24,1-100	0-10	0,0-0,99	0,07-36,0	0,0-20,5	-	0,0-26,7	-	0,0-79,4	-
Греция	68,6-89,0	-	2,5	Следы	19,4	-	8,4	-	12,0	-
Конго	86,3-89,15	4,95-5,45	-	1,50-2,30	-	-	-	-	3,4-9,2	-

температурные газы дают ультракислые хлоридные конденсаты, богатые кремнием, алюминием и железом. С понижением температуры конденсаты обогащаются сульфатным ионом, а из катионов содержат преимущественно щелочноземельные и щелочные металлы. В конденсатах низкотемпературных газов (T° около 100°C) при pH, равном примерно 5, среди катионов преобладают щелочные земли, а в анионах появляется гидрокарбонатный ион (Набоко, 1963, с.131).

В составе летучих содержится обширный комплекс микроэлементов. Так, в возгонах хлоридов обнаружены *Li, Be, Sc, Sn, Zn, As, Mo, Ag, Bi, Pb, Cd, Tl*. С сернистыми газами из вулкана Шевелуч улетучивались *V, Li, Be, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Ag, Cd, Sn, Pb, Bi*. При этом установлено, что первые эксгалляции всегда богаче металлами, чем последующие (Башарина, 1961).

Аналогичная закономерность прослежена и при сравнении содержания микроэлементов в возгонах лав, находящихся на различных стадиях остывания. Например, в возгонах изливающегося андезито-базальта Апахончича обнаружены *Be, Pb, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Bi, Ti, Cr, V, Ba, Sr, Li*, а в возгонах Билужая, остывающего в течение 10 лет, были найдены только *Cu, Co, Ni, Bi, Ti, V, Ba, Cr*. Из более длительно остывающего вулкана Туйлы (17 лет) возгоны содержали всего лишь два из перечисленных элементов – медь и ванадий (С.И.Набоко, 1963, с.134).

Обобщая результаты исследований, проведенных Л.В.Сурниной (1959), А.С.Нехоршевым (1960), В.В.Ивановым (1965), а также материалы собственных наблюдений, Е.К.Мархинин (1967) определил, что на Курильских островах за время вулканической деятельности, т.е. за 83 млн. лет, гидросольфатары и сольфатары вынесли количество летучих, равное примерно массе их, вынесенной извержениями. По его подсчетам за указанный период вынесено (в тоннах) гидросольфатарам:



(при значениях "π", изменяющихся в пределах одного-двух порядков).

Вынос летучих компонентов, адсорбированных пеплами, по данным одного автора, ориентировочно равен 1/100 части общей массы продуктов извержений и в течение рассматриваемого отрезка геологической истории Курильской дуги составляет, приблизительно, $\pi \cdot 10^{13} - \pi \cdot 10^{14}$ т. В это общее количество входят ионы *Cl, F, Br, SO₄, SO₃, HCO₃, Na, K, Ca, Mg, Al, Fe*, а также соединения *SiO₂, H₂BO₃* и элементарная сера.

Полученные величины Е.К.Мархинин считает возможным отнести не только к вулканам Курильских островов, но и распространить на другие вулканические дуги нашей планеты. В геогидрологическом отношении это означает, что комплекс легколетучих компонентов, поступающих на земную поверхность вместе с ювенильной водой, весьма разнообразен и, по-видимому, тоже имеет в основном ювенильную природу. Во всяком случае это с полной определенностью можно утверждать в отношении HCl , HF , H_2S , CO_2 , B , Br , I , As и ряда других указанных выше микроэлементов.

Этот вывод совпадает с заключением С.И.Набоко, которая пишет: "Все наблюдения над эманациями магмы свидетельствуют в пользу того, что летучие дистиллируют из нее в виде кислот (HCl , HF , SO_2 , CO_2 , H_2S и др.), а не солей, что обуславливает при растворении их в подземных водах образование кислых растворов, обладающих исключительной активностью в обменных реакциях с породами" (Набоко, 1963, с.135). Петрогенные элементы — Na , K , Ca , Mg , Al , Fe — входят в состав гидротерм после взаимодействия первичных растворов с окружающими породами, следствием чего является метасоматическое изменение пород и обогащение растворов этими элементами.

Наблюдения над метасоматическими изменениями пород в областях активного вулканизма являются источником информации для суждений о характере водных растворов, участвующих в процессе метаморфизма и метасоматоза на глубине. Д.С.Коржинский (1955) считает, что вызывающие метасоматоз водные растворы характеризуются большим содержанием углекислоты и галоидов щелочных металлов, а также сульфатов щелочных земель и ряда других компонентов.

На обогащенность участвующих в метасоматозе растворов летучими компонентами указывают также Н.Л.Добрецов ("Фации метаморфизма", 1970). На основании изучения состава некоторых метасоматически измененных пород они находят возможным утверждать, что в процессе метасоматоза должен был иметь место мощный привнос бора, фтора, хлора, серы и т.п. К минералам метасоматического генезиса, содержащим повышенные количества летучих, они относят (помимо водосодержащих фаз) весьма распространенные силикаты (хлор- и фторсодержащие амфиболиты, слюды, турмалин), бораты (ашарит, ливдигит), фосфаты (апатит), карбонаты (кальцит, доломит, анкерит), сульфаты (барит, ангидрит, алуנית), фториды (флюорит), всевозможные сульфиды.

Особо подчеркивается, что при метасоматозе исключительно важная роль принадлежит воде, которая, во-первых, является средой, в которой происходят метасоматические реакции, во-вторых, — химическим компонентом, входящим в состав ряда минеральных новообразований, в третьих — активным переносчиком веществ, участвующих в

процессах метасоматического замещения горных пород. Активная роль воды обусловлена тем, что при повышенных температурах, сравнимых с магматическими, она приобретает сильные гидролизующие свойства, вследствие чего может оказывать воздействие на многие галоиды и, возможно, на карбонаты и сульфиды металлов, вытесняя анионные группы из солей, которые соединяясь с водородом диссоциированной воды, образуют газы (Файф и др., 1962).

В виде потоков соответствующих газов на стадии высокотемпературного метасоматоза происходит преимущественный перенос летучих компонентов — HCl , HF , H_2S , CO_2 и др., частично или полностью растворенных в воде. Возможно, что какая-то часть летучих компонентов при этом переносится в виде комплексных соединений с металлами. Формирование хлоридных, фторидных, аммиачных и других комплексных соединений металлов способствует переводу последних в растворимое состояние, которое может сохраниться при довольно широких вариациях pH.

Способность к гидролизу несиликатных соединений, главным образом галидов и карбонатов, содержащих летучие, частично исследована экспериментально (Wurf *а. о.*, 1954), а также подтверждена геологическими наблюдениями. Скопления карбонатов, боратов, некоторых сульфидов и других подобных минеральных образований не встречается обычно в центральных частях крупных изверженных массивов, которые формировались при высоких температурах. Следовательно, накопление летучих, особенно галогенов, в магматических и высокотемпературных метаморфических условиях не происходило. Они выделялись в ходе остывания магматических тел, переходя в постмагматический раствор ("Фашии метаморфизма", 1970).

О генезисе находящихся в растворе веществ В.А.Николаев пишет: "Различные соединения — такие, как хлориды, фториды, сульфаты и карбонаты щелочей, сернистые щелочи, частью аналогичные соли щелочных земель и тяжелых металлов, силикаты и алюминаты щелочей, входят как примеси или в существенных количествах в состав гидротермальных растворов и в ряде случаев не вызывает сомнений в своем магматическом происхождении" (1955, с.110).

Отделяющиеся от остывающих интрузивов растворы при просачивании через толщу пород вызывают в породах явления метасоматоза, при развитии которого изменяется состав не только породы, но и раствора. Поэтому в каждый данный момент раствор на различных расстояниях от начального сечения (сечения, где раствор вступает в данную породу) будет иметь разный состав. В результате, как считает Д.С.Коржинский, возникает метасоматическая зональность с образованием метасоматических зон, чередующихся в направлении просачивания раствора. Эти зоны отличаются по составу пород и растворов. Для них характерно также различное соотношение так называемых

инертных и подвижных компонентов, так как на определенном фронте замещения каждый компонент из инертного состояния может перейти во вполне подвижное.

Принцип дифференциальной подвижности компонентов, по Д.С.Коржинскому, состоит в изменении поведения составных частей минеральной системы при изменении физико-химических условий. При этом одни из компонентов (вполне подвижные) обладают способностью к изменению химических потенциалов и концентраций независимо от условий внутри системы, а другие (инертные) зависят от исходного содержания их в породе и выступают в качестве факторов равновесия.

Переход компонентов от инертности к подвижности подчиняется определенной закономерности, которая позволяет установить ряд относительной подвижности компонентов при данном метасоматозе. Последовательность компонентов в этом ряду может несколько изменяться в зависимости от состава замещаемых пород, от температуры и глубинности процессов, от состава растворов, но некоторые соотношения подвижности типичны для самых разнообразных эндогенных метасоматических процессов. При всяком метаморфическом процессе всегда наиболее подвижны вода и уголекислота. Следующую группу подвижности составляют сера, трехокись серы, хлор, окислы калия и натрия — они вполне подвижны при большинстве метасоматических явлений. В дальнейшую группу входят кислород, кальций, магний, железо, кремнезем, которые становятся вполне подвижными только при интенсивных метасоматических процессах. Наименее подвижны при всех явлениях метасоматоза фосфор, алюминий и титан.

Д.С.Коржинский (1955) отмечает, что подвижность компонентов в значительной степени зависит от их растворимости в природных растворах, а так как растворимость зависит от температуры и давления раствора, то на различных глубинах и в разные стадии постмагматического процесса относительная подвижность компонентов будет неодинакова. Кроме того, она зависит от характера фильтрационного эффекта.

Фильтрационный эффект — это явление, обусловленное различной скоростью прохождения фильтрующихся компонентов через толщу пород, которая рассматривается в качестве природного фильтра. Впервые существование подобного явления было отмечено Д.С.Коржинским в 1942г., затем о нем писал Маккей (*Mackey*, 1947), который установил, что при просачивании восходящих растворов через трудно проницаемые горные породы, например глинистые сланцы, рудные компоненты раствора задерживаются под слоем плотных пород.

Физико-химическая сторона фильтрационного эффекта еще недостаточно ясна. О природе этого явления высказывается ряд предположений, на основании главным образом экспериментального изучения (Овчинников, Шур, 1953; Жариков, Дожикова, Максакова, 1962, 1963;

Овчинников, Масалович, Меттих, 1966 и др.). Одной из причин различной скорости фильтрации ионов считается образование сложных ассоциаций катионов с гидроксильными группами, имеющих достаточно крупные размеры, затрудняющие их продвижение через микропористую среду.

В результате фильтрационного эффекта при просачивании водных растворов через поры горных пород и закрытые трещины, освобождающиеся при кристаллизации гранитоидной магмы кислотные компоненты (HCl , HF , H_2S , CO_2 и пр.) перемещаются быстрее основных компонентов и даже быстрее самого растворителя — воды. Это явление, открытое Д.С.Коржинским, получило название "опережающей волны кислотных компонентов". С ним связано изменение кислотности растворов и степени их воздействия на окружающие породы.

Д.С.Коржинский подчеркивает, что "резкое изменение кислотности обуславливает интенсивное изменение пород при постмагматических процессах и является признаком постмагматической природы растворов" (1962, с.9). Он считает, что кислотными компонентами остаточные растворы обогащаются при кристаллизации магмы, но кислотные свойства растворов начинают проявляться только при их поднятии в охлажденные структурные зоны. Повышение кислотности растворов вызывается также охлаждением, конденсацией и уплотнением жидкости вблизи точки ее кипения, когда, по Смитту (*Smith*, 1963), имеет место микрогетерогенность флюида с газообразными и жидкими участками.

У.Файф, Ф.Тернер и Дж.Ферхуген (1962) указывают, что сильно кислые эндогенные растворы, так же как и сильно щелочные, не могут существовать длительное время. Кислоты удаляются в результате взаимодействия с полевыми шпатами, а основания используются на образование глин, цеолитов, фельдшпатидов и т.п. В условиях непрерывного поступления все новых и новых порций растворов с крайними значениями pH (от 1 до 4 или от 8 до 10) процессы гидротермально-метасоматической переработки, включающие явления кислотного или щелочного выщелачивания, могут проявляться в больших масштабах и обуславливать формирование каолинизированных, цеолитизированных, адуляризированных, адунитизированных пород, опалитов, вторичных кварцитов и т.д.

Такого рода процессы происходят в районах современной вулканической деятельности, где, по наблюдениям С.И.Набоко (1961), на участках непрерывного поступления в кратерные водоемы вулканических газов возникают уникально кислые гидротермы с большим количеством свободной соляной кислоты. Влияние кислых хлоридных растворов на вулканические породы вызывает перерождение последних в опалиты с локальным обогащением гидратами железа. При кислотном выщелачивании пород сульфатными гидротермами алюминий и щелочи связываются в основную соль — алунит, который вместе с опалом заменяет породу. Высокие концентрации сероводорода обуславливают образование серы и

сульфидов. Растворы, богатые углекислотой, вызывают каолинизацию пород.

В результате воздействия гидротерм в областях вулканизма возникают формации вторичных кварцитов. По данным Д.И.Павлова (1970), pH растворов, участвующих в процессе формирования ассоциаций вторичных кварцитов, изменяется от 2 до 5, а в условиях земной поверхности и низких температур (200–300°C) эти растворы являются ультракислыми (pH около 1). Кислая среда растворов создается, по видимому, вследствие окисления H_2S атмосферным кислородом по схеме



В геохимическом отношении особенно важны представления С.И.Набоко об изменении состава гидротерм, вызванного их взаимодействием с вулканическими породами. Она выделяет несколько стадий эволюции гидротерм: 1) раннюю ультракислую галоидно-сернистую, которая соответствует гидротермам в очагах зарождения; 2) слабокислотную, на которой гидротермы под влиянием реакций с породами на глубине приобретают хлоридно-сульфатно-карбонатный состав и слабокислотную реакцию; 3) позднюю щелочную, соответствующую образованию щелочных натриево-хлоридных гидротерм в результате отделения из глубинных гидротерм углекислого газа в момент подхода их к поверхности Земли.

Натриево-хлоридные щелочные гидротермы, богатые кремнекислотой и содержащие CO_2 и H_2S , по мнению С.И.Набоко, представляют собой крайний тип метаморфизованных, первоначально кислых, сульфатно-хлоридных гидротерм, возникающих в ареалах магматических масс. Но иногда в поверхностных условиях проявляется и поздняя кислотная стадия, обусловленная образованием кислых сульфатных гидротерм при конденсации паровой фазы и окислении сероводорода по приведенной выше схеме.

Формирование метаморфических пород и эволюция гидротерм в областях активного вулканизма отражают лишь часть сложного комплекса процессов, происходящих при взаимодействии магматических растворов с окружающими горными породами. Но значение результатов их исследования заключается главным образом в том, что есть возможность проследить развитие процесса от неизменных пород до полностью метаморфизованных, и одновременно наблюдать изменение состава участвующих в метаморфизме гидротермальных растворов.

Особый геохимический интерес представляют материалы, характеризующие изменения пород, а следовательно, и метаморфизующих растворов, в областях развития гидротермальных систем, связанных, по мнению С.И.Набоко, со специфическим гидротермальным вулканизмом. Она считает, что по геологическому эффекту действие гидротер-

мальных систем не уступает магматическому вулканизму, но принципиально от него отличается. При магматическом вулканизме из глубин Земли на ее поверхность поступает силикатный расплав и формируются вулканогенные формации, а при гидротермальном вулканизме из глубин Земли поступает эндогенный пар сложного состава, дающий начало формированию гидротермальных растворов, под воздействием которых происходит наложенный интенсивный метаморфизм пород (1969).

Концентрация газов в паровой фазе обусловлена концентрацией их в глубинных гидротермах, но зависят также и от условий движения. Установлено, что чем больший путь прошла паровая струя от места своего зарождения, тем больше она обогащается газами. При конденсации пара, прошедшего различный путь при подъеме, образуются растворы, также различающиеся по своим свойствам (составу, кислотности, минерализации). С.И.Набоко отмечает, что образованные таким путем паровые струи и кислые сульфатные гидротермы весьма сходны с таковыми в кратерах действующих вулканов, но являются по существу дериватами глубинных гидротерм. Она считает, что это сходство не случайно. По ее мнению, подземные воды, растворившие в глубинных условиях эндогенные эманации, в приповерхностной зоне парообразования отделяют их с формированием паровых струй, отражая состав эндогенных эманаций. При этом некоторые компоненты, например хлор и фтор, остаются в гидротермах в ионной форме и не проявляются в паровых ответвлениях.

Химическая дифференциация высокотемпературных гидротерм, вызванная подземным кипением, обуславливает формирование вертикальной зональности гидротерм: в глубинной зоне гидротермальные растворы слабокислые, кальциево-натриевые, углекисло-сульфатно-хлоридные с растворенными CO_2 и H_2S ; выше они становятся натриево-хлоридными, щелочными; в поверхностной зоне распространены кислые конденсированные существенно сульфатные растворы, возникающие при окислении H_2S атмосферным кислородом, в соответствии с приведенной выше схемой.

Дифференциация эндогенных эманаций может происходить также вследствие различной растворимости газов в воде. По В.В.Иванову (1965), вулканические газы как бы отфильтровываются подземными водами — сквозь них частично проходят углекислота и сероводород, которые следуют самостоятельно в верхние горизонты, обгоняя водный раствор, а эндогенные H_2O , HCl , HF , SO_2 , соединения бора и мышьяка растворяются в подземных водах и перемещаются с раствором. Эти процессы способствуют образованию вертикальной зональности гидротермальных растворов, согласно которой к нижним горизонтам приурочены существенно хлоридные гидротермы, а к верхним — существенно сульфатные (С.И.Набоко, 1963).

Иную закономерность отражает зональность, вызванная влиянием фильтрационного эффекта при просачивании гидротермальных растворов через плотные породы. Поскольку хлор имеет большую подвижность, чем сульфатный ион, он накапливается в верхних горизонтах. Кроме того, под влиянием взаимодействия начально кислых сложного состава гидротермальных растворов с породами при их фильтрации происходит метаморфизм растворов, что приводит к обогащению их хлоридами натрия, которые даже в субвулканических и приповерхностных условиях не образуют твердых продуктов реакций. "Одновременно действующие факторы, — пишет С.И.Набоко, — приводят к химической дифференциации растворов и образованию вертикальной зональности, проявляющейся в смене глубинных сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридных растворов приповерхностными существенно хлоридными" (Набоко, 1963, с.143). Последние могут сопровождаться конденсированными кислыми сульфатными растворами, образующимися аналогично поздней кислотной стадии эволюции гидротери вулканических областей.

Из приведенного в этой главе видим, как многообразны факторы, вызывающие преобразование свойств водных растворов, участвующих в процессах метаморфизма и метасоматоза. Однако можно заметить, что при этом сохраняется общая, сходная для всех условий, тенденция — наиболее длительное сохранение в составе растворов хлоридов и главным образом щелочных и щелочноземельных металлов. Это явление, по Н.Л.Добрецову, объясняется тем, что хлор фиксируется в минералах (содалите, скаполите, зуните, дашкесаните) лишь при специфических составах систем и при очень высокой концентрации его в растворе. Не входя непосредственно в силикаты, хлор является важнейшим переносчиком K , Na , Ca , Mg , Fe во флюидах, причем, если K и Na растворимы и в форме других солей, то Ca , Mg и Fe могут переноситься при метаморфизме и метасоматозе почти исключительно в виде хлоридов.

Отмеченное свойство важно учитывать при выяснении геохимического взаимодействия растворов, поднимающихся из глубинных зон геогидросферы, с подземными водами, приуроченными к осадочному слою земной коры. Есть основание полагать, что некоторые (возможно, весьма значительные) объемы растворов, после их участия в процессах метаморфизма и метасоматоза, сохраняя свойственное им восходящее движение, поступали из области развития метаморфических фаций в толще осадочных пород, и смешиваясь с водами глубоких горизонтов, определили их хлоридный состав (хлоркальциевый тип, по классификации Сулина). Как будет видно, из дальнейшего изложения, хлоридные компоненты привносятся также и гидротермальными растворами.

В предыдущей главе при обзоре явлений, происходящих в гранитном слое с участием воды, указано, что в области развития гранитных интрузий при остывании и кристаллизации магматического расплава

происходит отделение водных растворов, которые выносят также рудные компоненты, образующие иногда в соответствующих условиях рудные месторождения. Поэтому представляется логичным для характеристики таких растворов базироваться на материалах, освещающих гидротермальное рудообразование. Конечно, это будут сведения, лишь косвенно относящиеся к рассматриваемой теме, но при обобщении они позволят составить достаточно обоснованное представление.

Наиболее полную и, как нам кажется, верную характеристику гидротермальных растворов дает в своих работах А.Г.Бетехтин, который считает, что источником гидротермальных растворов являются магматические расплавы, от которых растворы отделяются по мере их остывания. По его мнению, отделяющиеся от интрузивных тел водные растворы, находясь под высоким давлением, должны быть насыщены теми растворимыми соединениями, которые не могли войти в состав застывших материнских пород и не могли удалиться из них в виде легколетучих эманаций (1955).

Главным компонентом гидротермальных растворов является вода, играющая огромную роль в образовании рудных месторождений. Во-первых, она представляет собой подвижную среду, в которой переносятся растворенные металлические соединения при циркуляции гидротермальных растворов вдоль трещин и другого рода полостей в горных породах. Во-вторых, вода служит средой, где совершаются многочисленные химические реакции в зависимости от изменения внешних факторов равновесия (температуры, давления и концентрации компонентов). В-третьих, продукты электролитической диссоциации в H^+ и OH^- принимают участие в химических реакциях, регулируя процессы отложения минералов, как нерастворимых продуктов этих реакций.

Важным компонентом состава гидротермальных рудообразующих растворов является сера, о чем можно судить по широкому распространению гидротермальных процессов с отложением сульфидных руд. А.Г.Бетехтин предположил, что в отделяющихся от магматических очагов растворах содержится сероводород, который сам по себе, как электрически нейтральная молекула, в реакциях непосредственного участия не принимает. По его мнению, в образовании сульфидов гидротермального происхождения принимают участие продукты электролитической диссоциации H_2S в водных растворах, которая усиливается по мере охлаждения растворов. Вероятно, осаждение сульфидов могло происходить не сразу после отделения растворов от магматического расплава, т.е. не в высокотемпературную стадию гидротермального процесса, а при некотором снижении температуры и достижении в растворах определенной концентрации анионов серы.

Широко признано, что с самого начала возникновения гидротермальных растворов в них содержится уголекислота, которая входит в состав растворенной газовой фазы. А.Г.Бетехтин полагает, что в

условиях больших глубин, т.е. при высоких температурах и давлениях, CO_2 , как электрически нейтральная молекула, в химических реакциях не участвует, а следовательно, в переносе металлов существенной роли не играет. Но при переходе гидротермальных растворов в зоны с более низкими температурами и давлениями CO_2 становится химически активной, вследствие чего происходит обильное выпадение из растворов карбонатов преимущественно двухвалентных металлов (Mg , Ca , Fe , Mn , реже Se , Ba , редких земель).

О наличии хлора и других галоидов в составе гидротермальных растворов мнения разноречивы. А.Г.Бетехтин считает, что "растворы на всем своем пути при образовании гидротермальных жил были весьма существенно обогащены растворимыми соединениями хлора" (1955, с.155). Х.Л.Барнс и Г.К.Чаманский (1970) также признают хлор доминирующим ионом в рудных растворах и существование хлоридных комплексов металлов считают надежно установленным, хотя, по их представлениям, эти комплексы при переносе тяжелых металлов главной роли не играют. По их мнению, вероятный механизм переноса металлов связан с комплексообразованием всех ингредиентов водных растворов в системе $\text{S} - \text{O} - \text{H} - \text{Cl} - \text{N} - \text{C}$, устойчивых в обстановке рудообразования. Они пишут: "Хорошо известная низкая растворимость сульфидов во многих водных растворах приводит к предположению, что перенос происходит в обедненных серой хлоридных растворах" (Барнс, Чаманский, 1970, с.290). Но эту точку зрения разделяют не все исследователи и главным образом потому, что хлоридные минералы находятся в малых количествах в пределах рудных месторождений.

Сводка материалов по распределению хлора в породах и минералах, приведенная в работе Д.И.Павлова (1963), показывает, что в биотитах и роговых обманках амфиболитовых скарнов содержание хлора равно 0,2%. В некоторых образцах роговых обманок из гранитов количество хлора увеличивается до 0,6%. Биотит, находящийся в качестве примеси в магнетит-альбитовых и магнетит-амфиболовых разностях руд, содержит в среднем 0,6-0,7, в отдельных пробах - 0,8% хлора.

Причиной малого распространения собственных минералов хлора К.У.Корренс (Correns, 1956, рус. перевод 1958) считает отсутствие у него способности образовывать в природных условиях простые устойчивые соединения с широко распространенными элементами. По Корренсу, в слюдах и роговых обманках хлор входит в кристаллическую решетку минералов за счет ионов OH , а не является каким-либо образом захваченным компонентом. О справедливости этого предположения, как полагает Д.И.Павлов (1963), свидетельствует отсутствие хлора в вытяжках из биотитов.

С иных позиций к оценке роли хлора в гидротермальных растворах подходит А.Г.Бетехтин. По его мнению, отсутствие в рудных образованиях хлоридов металлов лишь свидетельствует о том, что "в раство-

рах переносились вовсе не те соединения, которые наблюдаются в виде минералов в рудах" (1955, с.149). Он указывает, что трудно ожидать отложения хлоридных соединений в виде самостоятельных минералов вследствие высокой растворимости последних, хотя считает, что хлористые соединения должны были изначально накапливаться в послемагматических растворах в значительных количествах.

А.Г.Бетехтин полагает, что в случае переноса в водных растворах тяжелых металлов в виде галогенидов, последние на определенных стадиях гидротермального процесса в связи с изменением физико-химических условий должны неминуемо претерпевать существенные превращения. В результате возникающих при этом реакций обменного разложения тяжелые металлы выпадают из раствора в виде окислов или сульфидов, а освобождающиеся анионы хлора вступают в соединение с петрогенными элементами — Na, K, Ca, Mg и другими. Растворимые продукты химических реакций, сохранявшиеся после осаждения твердых соединений, по мнению А.Г.Бетехтина, можно обнаружить в жидких включениях в минералах гидротермального происхождения.

Э.Реддер (*Roedler*, 1967, рус. перевод 1970) поддерживает точку зрения А.Г.Бетехтина и считает ошибочным утверждение, что рудообразующий флюид был обогащен только компонентами, находящимися в рудах в настоящее время. Он полагает, что рудообразующие флюиды содержали, кроме компонентов, вошедших в состав руд, большие количества летучих и растворимых солей, которые должны были мигрировать через месторождение, почти не оставляя следов. "К счастью, — пишет Э.Реддер, — следы остаются и могут быть обнаружены в виде флюидных включений, доставляющих нам сведения, пусть сложные, отрывочные и невыразительные" (1970, с.428). Основываясь на этой концепции попытаемся результаты изучения жидких включений в минералах привлечь в характеристике состава гидротермальных растворов.

Как известно, жидкие включения в минералах представляют собой капельки жидких водных растворов, захваченные и изолированные минералом в процессе его роста. Считается, что по своим физико-химическим особенностям включения близки к растворам, омывавшим кристалл при его образовании (Лесняк, 1964). Захваченные минералами капельки растворов, как правило, герметично изолированы, что доказано работами Н.П. Ермакова (1950), В.А.Калужного (1958) и других исследователей. Это обстоятельство является главным условием, обеспечивающим длительное (на протяжении миллионов лет) сохранение реликтов гидротермальных растворов, позволяющих судить о некоторых их свойствах в период образования минералов.

Роль, которая отводится исследованию жидких включений в познании состава гидротермальных растворов, может быть охарактеризована следующим высказыванием А.Г.Бетехтина: "Геологов, занимающихся изучением рудных месторождений, давно интересует вопрос: что же

могли представлять гидротермальные растворы по своему химическому составу на тех или иных стадиях развития процесса? В поисках ответа на этот вопрос научная мысль прежде всего, естественно, обращается к тем газовой-жидким включениям, которые были охвачены во время роста кристалла" (1955, с.219).

Однако эти сохранившиеся реликты жидкостной фазы растворов А.Г.Бетехтин не считает аналогичными по составу материнским растворам. По его мнению, утверждение некоторых исследователей, что жидкие включения представляют истинную среду минералообразования, не отвечает действительности. Авторы работы "Фашии метаморфизма" также отмечают, что исследование включений дает весьма ограниченный материал для суждения о составе минералообразующей среды. "Химический состав растворов из включений, — пишут они, — может лишь приблизительно характеризовать состав жидкой фазы в момент кристаллизации минералов, так как в какой-то степени этот раствор всегда является "отработанным", т.е. остаточным после выпадения твердых фаз" (Фашии метаморфизма", 1970, с.295). У Ингерсона (Ingerson, 1954) есть еще более развернутое определение. Он считает, что жидкие включения в минералах отражают состав "поздних остатков" или "конечных отработанных фракций" рудоносного раствора, из которого ранее образовалась руда.

В геохимическом отношении это определение можно истолковать как указание на то, что состав жидких включений отражает состав гидротермального раствора на стадии, когда в основном завершилось удаление из него трудно растворимых веществ и он содержит главным образом компоненты, обладающие способностью длительно сохраняться в растворенном состоянии в условиях низких температур.

Справедливость данного предположения подтверждают выводы Н.П.Ермакова, который пишет: "Проведенное изучение многих минералов, кристаллизовавшихся в различных, в том числе и гипергенных условиях, показало, что жидкие включения гомогенного однофазового типа не являются редкостью в гидротермальных минералах самых последних генераций и обычны в минералах заведомо холодноводного происхождения. Такие включения могут возникать из теплых растворов в случае их большого насыщения чуждыми кристаллу-"хозяину" веществами" (Ермаков, 1950, с.391).

Однофазовые жидкие включения в прозрачных кристаллах кварца и в ряде других минералов, по своему парагенезу являющихся гидротермальными, истолковываются Н.П.Ермаковым как критерий образования этих минералов из растворов, температура которых упала ниже 50°C. В этом случае гидротермальный раствор должен был значительно удалиться от места своего образования и находиться, вероятно, вблизи дневной поверхности. Не исключено, что именно такие гидротермальные растворы попадают в горизонты подземных вод, воздействуя на состав и другие физико-химические свойства последних.

Это обстоятельство усиливает геогидрологическое значение жидких включений, поэтому есть необходимость характеристику их состава рассмотреть несколько подробнее, но лишь в пределах, определяемых спецификой разрабатываемой темы.

Включения минералообразующей среды по агрегатному состоянию Н.П.Ермаков (1950) разделяет на три класса: затвердевшие (включения магматических расплавов), жидкие и газовые.

Затвердевшие включения представляют собой капельки расплава, которые затвердевают при охлаждении магматического тела, превращаясь в зависимости от глубины формирования тела либо в твердое аморфное включение стекла (при эффузивных процессах), либо в кристаллы (при интрузивных процессах). Часто наряду с кристаллом или магматическим стеклом содержатся газовые пузырьки, причем в составе газовой фазы установлено наличие CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , N_2 , иногда H_2O .

Газовые включения представляют захваченную минералом газообразную частицу среды минералообразования. Газовые включения, как правило, формируются при высокой температуре и по мере ее снижения претерпевают некоторые физико-химические изменения. Например, пары воды в них могут сконденсироваться и превратиться в жидкий водный раствор, а имеющиеся в растворе соли при соответствующей концентрации образуют твердую фазу (минералы-узники).

По соотношению газообразной и жидкой фаз различаются включения "сухих" газов, когда газовая фаза занимает больше 50% объема включения, и жидко-газовые или существенно газовые включения, которые в свою очередь делятся на подтипы в зависимости от соотношения газовой, жидкой и твердой фаз при комнатной температуре.

Жидкие включения представляют собой очень малые объемы жидких водных растворов, захваченные и изолированные минералом в процессе его роста. Капельки раствора в момент захвата и изоляции их в виде включений являются гомогенными, но позже, в связи с изменением внешних условий (понижением температуры), раствор во включении может дифференцироваться; в нем могут выделиться твердые вещества и включение становится неоднородным, неоднородным.

Химические и физико-химические исследования показали, что в жидком растворе двухфазовых включений в растворенном виде чаще всего находятся хлориды, сульфаты, бикарбонаты и бораты. Минералы-узники в жидких включениях представляют собой преимущественно хлориды натрия и калия - галит и сильвин.

Изучение жидких включений до сих пор проводилось лишь в связи с решением проблем минералообразования и специальные геогидрологические задачи при этом не ставились. Но поскольку материалы, содержащиеся в работах Н.П.Ермакова, В.Ф.Лесняка, Д.Н.Хитарова, В.А.Калужного, позволяют сделать некоторые заключения о составе

гидротермальных растворов, участвовавших в минералообразовании, то они представляют определенный геогидрологический интерес.

На основании многочисленных исследований включений расплавов и растворов в минералах различных генетических комплексов Н.П.Ермаков выработал схему — ключ для распознавания генезиса минералов по включениям минералообразующих сред. Часть этой схемы, относящаяся к жидким включениям, приводится в табл.9.

В таблице можно заметить, что на ранней стадии гидротермального процесса принимают участие высокотемпературные растворы, перенасыщенные галоидами. В более позднюю стадию гидротермы характеризуются некоторым снижением концентрации, что Н.П.Ермакова связывает с разбавлением. Уменьшаются и температуры гидротермальных растворов до категории низких и средних, что соответствует интервалам температур от 300–250°C до 100–50°C. На завершающем этапе гидротермального процесса, когда температура становится ниже 50°C, минералообразующая среда представляет собой теплые и холодные растворы.

В соответствии с температурой растворов и степенью их концентрации изменяется не только состав образующихся из растворов минеральных ассоциаций, но и характер включений в минералах. В раннегидротермальных минералах включения многофазовые, они содержат одновременно жидкий раствор, газ и кристаллы минералов-узников. В позднегидротермальных минералах включения двухфазовые, состоящие из жидкого раствора и газа. В холодноводных минералах образуются только однофазовые жидкие включения.

Количество жидкой фазы в трех- и двухфазовых включениях изменяется в широких пределах, так же как и объем самих включений. Жидкие включения Н.П.Ермаков (1948) подразделил на макроскопические, микроскопические и субмикроскопические. Первые хорошо различаются невооруженным глазом и имеют размеры от половины до нескольких миллиметров и даже до сантиметра. Вторые измеряются десятками и сотнями долями миллиметра. Третьи могут быть обнаружены лишь с помощью микроскопа, и размеры их выражаются в микрометрах.

Малые объемы содержащейся во включениях жидкой фазы затрудняют всестороннее изучение минералообразующих растворов, тем не менее такие его свойства, как агрегатное состояние раствора во время захвата минералом, pH минералообразующей среды, а также относительная концентрация и состав растворенных компонентов достаточно полно исследованы советскими учеными (Г.Г.Леммлейном, Н.П.Ермаковым, В.А.Калюжным, Г.Г.Грушкиным, П.Л.Приходько, А.И.Захарченко, Н.И.Хитаровым, Н.И.Масловой, Ю.А.Долговым, В.Ф.Лесняком, Д.Н.Хитаровым и др.).

Результаты анализа жидких включений (Д.Н.Хитаров, 1965), пересчитанные в соответствии с принятыми в гидрогеохимии формами, при-

Т а б л и ц а 9

Схема-ключ для распознавания генезиса минералов по включениям минералообразующих сред
(из книги Н.П.Ермакова, 1950)

Характеристика включений при комнатной температуре		Характеристика включений при повышенной температуре и в процессе нагревания		Генетическое значение включений			
по физическому состоянию заполнения	по наблюдающимся фазам и их объемному соотношению	Типы и виды гомогенизации	Состояние заключенной среды после гомогенизации	Первичное состояние минералообразующей среды	Происхождение минералов		
Жидкие		Исчезновение газовой фазы		Жидкие растворы		Гидротермальное	
Многофазовые	Ж(1/2) + + Г(1/2) + К	С растворением твердых фаз и исчезновением пузырьков пара	Жидкость	Перенасыщенные галоидами гидротермы высоких температур	Раннегидротермальное		
Двухфазовые	Ж(1/2)+Г(1/2)	С постепенным исчезновением пузырьков пара	Жидкость	Разбавленные гидротермы низких и средних температур	Позднегидротермальное		
Однофазовые	Ж			Теплые и холодные ивентильные и метео-орные воды	Холодноводное		

П р и м е ч а н и е . К - кристаллы минералов-узников; Г - газ (пар); Ж - жидкий раствор.
Цифры показывают отношение объемов фаз при комнатной температуре в объеме полости включений.

Химический состав жидких включений в минералах

Минерал, месторождение	Минерализация, р-ра, г/л	Анионы, г/л			Катионы, г/л				Формула Курлова	Примечание
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺		
Волынь										
Морион	168,95	101,0	3,33	0,6	34,34	9,02	12,62	7,16	Sr ₂₇₀ SiF ₆₉₅ M ₁₆₉ $\frac{Cl_{87} SO_2}{Na_{51} Ca_{21} Mg_{20}}$	Калужный (1961)
Пегматитовое поле Майдантала										
Кварц (ядра)	199,17	101,0	5,3	18,9	66,3	Следы	13,7	Не обн.	$\frac{H^2SiO_3}{2600} M_{199} \frac{Cl_{18} HCO_3}{Na_{81} Ca_{19}}$	Польковский (1962)
Сотовый кварц	186,9	107,0	17,4	-	56,5	4,35	10,1	0,3	$\frac{F_{2900} M_{187} Na_{29} Ca_{16}}{Cl_{86} SO_{10}}$	То же
" "	171,07	84,0	1,05	24,4	48,8	1,05	12,64	Следы	$\frac{H^2SiO_3}{2630} M_{174} \frac{Cl_{26} HCO_3}{Na_{26} Ca_{23}}$	" "
Дымчатый кварц	127,56	41,3	0,28	50,0	23,9	0,18	19,7	Не обн.	$\frac{F_{5050} H^2SiO_3}{8220} M_{127} \frac{Cl_{19} HCO_3}{Na_{51} Ca_{48}}$	" "
Аметист	11,39	2,10	0,82	3,15	2,75	Следы	1,85	0,03	$\frac{Fe_{следы} M_{11} Cl_{16} HCO_3 SO_{12}}{Na_{56} Ca_{45}}$	" "
Месторождения исландского шпата Сибирской платформы										
Гончак (кристалл 1)	136,0	82,7	Не обн.	2,13	8,09	Не обн.	41,57	Следы	$\frac{Cl_{98,5} HCO_3,5}{M_{186} Ca_{85} Na_{15}}$	Хитаров и др. (1958)
Гончак (кристалл 2)	230,0	154,62	" "	Не обн.	8,25	" "	67,63	"	$\frac{Cl_{100}}{M_{230} Ca_{90} Na_{10}}$	То же
Нидым (кристалл 3)	74,0	49,28	" "	" "	12,86	Не опр.	14,28	"	$\frac{Cl_{100}}{M_{24} Ca_{56} Na_{44}}$	" "
Шпат (кристалл 4)	158,0	96,11	" "	" "	5,0	" "	52,22	"	$\frac{Cl_{100}}{M_{158} Ca_{92} Na_8}$	" "
Янгуракта (кристалл 5)	72,0	45,88	" "	" "	9,41	" "	17,65	"	$\frac{Cl_{100}}{M_{72} Ca_{68} Na_{32}}$	" "
Куктуле (кристалл 6)	47,0	36,54	" "	" "	3,54	" "	9,25	"	$\frac{Cl_{100}}{M_{47} Ca_{75} Na_{25}}$	" "
Кальцит	0,41	0,09	0,021	0,169	0,021	0,09	0,080	-	$\frac{Al_4 SiO_3}{M_{41} HCO_3,5 Cl_{43} SO_{12}} \frac{Ca_{27} Na_{17}}$	Скропышев (1957)

Химический состав водных вытяжек
(из работы под

Минерал	Катион							
	Na	K	Li	Ca	Mg	Mn	Fe	Al
Кварц пегматитового тела								
Слабо прозрачный, молочно-белый, серый кварц блоковой зоны								
Субмикроскопические включения, обр. 151	22,6	0,5	2,4	1,8	-	2,6	1,7	-
Субмикроскопические включения, типа I, обр. 149	23,0	-	2,3	-	-	3,0	-	-
Сотовый кварц блоковой зоны								
Включения типа I, 3, 4, обр. 145	24,6	0,8	2,8	2,5	-	1,6	-	-
	23,4	1,2	3,1	3,2	-	1,4	-	-
	22,1	0,7	3,0	3,2	-	1,9	-	-
Включения типа I, 3, 4, обр. 270	21,2	-	2,5	1,1	-	6,3	-	-
Прозрачный светло- и темно-дымчатый кварц блоковой зоны								
Включения типа 3, 4, редко I, обр. 140	19,0	-	3,5	2,1	-	2,4	-	-
Включения типа 4, редко 5, обр. 152	18,0	3,6	1,2	-	4,1	1,7	-	1,8
Включения типа 5, обр. 118	25,9	11,8	1,1	-	1,2	0,8	-	-
Кварц пегматитового тела								
Кварц молочно-белый блоковой зоны								
Субмикроскопические включения, обр. 48	20,2	2,1	2,3	6,2	-	2,0	-	-
	20,5	2,1	2,1	5,3	-	1,8	-	-
Сотовый кварц из центра кристалла								
Включения типа I, обр. 56	21,6	2,6	3,6	2,4	-	2,4	-	-
	20,0	1,9	3,2	2,1	-	1,8	3,2	-
Полосчатый кварц из блоковой зоны								
Включения типа 3, обр. 53	19,3	1,2	2,4	8,1	1,5	3,0	-	-
Ледяно-прозрачный кварц								
Включения типа 4, обр. 59	17,5	2,9	2,5	7,3	-	1,5	-	-
	16,1	3,6	2,0	8,9	-	0,9	-	-
Дымчатый кварц блоковой зоны								
Включения типа 4, 5, обр. 44	21,3	5,6	2,8	0,9	-	-	-	-

Всего катионов, мг-экв	А н и о н							Всего анионов, мг-экв	Общая минерализация, мг на 0,5 кг проб
	Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	BO ₃	F	SiT ₆		

II основного

0,255 40,1 - 28,0 - - 0,3 - 0,254 15,72

0,201 35,9 - 35,1 - - 0,7 - 0,226 13,94

0,157 59,1 - 8,6 - - - - 0,168 9,31

0,155 57,7 - 10,0 - - - - 0,161 9,01

0,154 59,9 1,7 7,5 - - - - 0,166 9,06

0,199 42,0 - 26,9 - - - - 0,205 12,64

0,216 43,1 - 29,9 - - - - 0,246 14,13

0,144 34,3 - 35,4 - - - - 0,149 9,62

1,493 56,4 - 2,8 - - - - 1,464 89,38

II юго-западного

0,163 45,2 3,8 15,4 - 1,4 1,5 - 0,171 9,73

0,151 45,4 4,2 15,4 - 1,6 1,2 - 0,166 9,48

0,166 41,9 2,4 19,1 - 2,8 1,2 - 0,146 8,36

0,160 43,0 1,7 20,4 - 2,1 0,6 - 0,159 9,32

0,253 55,5 - 8,9 - - - - 0,231 13,51

0,089 21,9 3,6 40,0 - 1,8 1,0 - 0,082 5,50

0,092 21,5 5,2 39,4 - 1,4 1,0 - 0,083 5,58

0,339 14,5 7,2 46,2 - 0,9 0,6 - 0,307 22,08

ведены в табл. IО. На основании сопоставления полученных величин можно сделать вывод, что независимо от состава минералов содержащиеся в них жидкие включения представляют собой рассолы с минерализацией более 100 г/л, в которых преобладают хлориды натрия или кальция. К аналогичному выводу еще раньше пришел В.Ф. Дерпгольц (1962), который установил по нескольким тысячам анализов, что жидкие включения в разнообразных минералах представляют собой большей частью хлоридно-натриевые и кальциевые рассолы с минерализацией от 50 до 300 г/л (иногда более). Отмечены лишь редкие случаи, когда хлор по количеству не занимает первого места среди анионов, а натрий и кальций — среди катионов, но они все же есть в составе жидких включений, входя, как правило, в формулу Курлова.

Таким образом, при исследовании главных компонентов, находящихся в растворе жидких включений (Na , Ca , Mg , Cl , SO_4 , HCO_3), установлена однородность состава включений, не зависящая от состава минерала. Менее четкая картина получена для второстепенных компонентов. Например, по данным А.И. Захарченко (1950), жидкие включения в кристаллах кварца, взятого на Памире, содержали калий, барий, стронций, железо, марганец. Г.Г. Грушкин и П.Л. Приходько (1952) выяснили, что фтор в виде соединения с кальцием содержался в растворе жидких включений во флюорите. Б.И. Вульчин (1953) установил, что кроме главных компонентов — Na , K , Ca , Cl , и SO_4 — в состав жидких включений входят Mg , Al , Fe , Mn , а в низких концентрациях — Cu , Zn , Pb , Ag . Впервые было установлено наличие бора.

В.А. Калужный (1961) при изучении химического состава водных вытяжек жидких включений в минералах пегматитов Вольни также обнаружил ряд микрокомпонентов — Li , Mn , Fe , Al , B , P . В дальнейшем аналогичные исследования дали новое подтверждение важного в геогидрохимическом отношении вывода о том, что минералообразующие растворы в периоды формирования пегматитов характеризовались высоким содержанием Na^+ и Cl^- при относительно небольших количествах Ca^{2+} и Mg^{2+} . Кроме того, как видно из табл. II, в растворах установлено наличие марганца, лития, бора, алюминия, железа, фтора, ("Мінералоутворючі флюїди...", под ред. В.А. Калужного, 1971).

Исследование более широкого комплекса элементов, содержащихся в жидких включениях, усложняется из-за малого объема включений и обычно низких концентраций микрокомпонентов. Но основываясь на приведенных материалах, можно полагать, что в состав растворов, из которых были захвачены минералом жидкие включения, входил, вероятно, разнообразный комплекс элементов, причем преобладали в них хлориды натрия, которые сохранялись в растворах до последних геотемпературных стадий (см. табл. 9).

Приведенный в данной главе материал по характеристике вулканических эксгальций, по составу водных растворов, участвующих в метаморфизме и метасоматозе, и сведения о гидротермальных растворах дают основание для вывода о том, что хлориды являются главными компонентами состава растворов, приуроченных к глубинным зонам геогидросферы. Они сохраняются в растворенном состоянии наиболее длительное время, не принимая участия в рудообразовании, минералообразовании, о чем свидетельствует малое содержание хлора в метаморфизованных и изверженных породах.

Восходящее движение водных растворов, преобладающее в глубинных зонах геогидросферы, неизбежно должно привести к тому, что некоторые порции их достигают осадочной толщи и поступают в горизонты подземных вод, оказывая влияние на состав последних. Прежде всего это приводит к преобладанию среди анионов хлоридного иона, а среди катионов — натрия и кальция. Кроме того, за счет привноса остаточных, или, как их называют В.С.Коптев-Дворников и М.Г.Руб, "сквозных" элементов, в подземных водах глубоких горизонтов осадочного слоя накапливаются микрокомпоненты.

Комплекс сквозных элементов, изученный в связи с выработкой геохимических критериев для поисков рудных месторождений, включает группу элементов, выделение которых начинается при кристаллизации гранитов, а накопление — в постмагматических растворах, участвующих в постмагматических процессах. Для различных регионов комплекс сквозных элементов неодинаков. Установлено, например, что в Приханкайском рудоносном районе к сквозным элементам относятся рубидий, барий, стронций, иттрий, бор, скандий, олово, свинец. Для Мегринского плутона (Армения) в группу этих элементов входят титан, ванадий, никель, кобальт, марганец, медь, молибден, свинец. В Кокшаровском массиве ультраосновных пород, приуроченном к Сихоте-Алиньской структурной зоне, сквозными акцессорными элементами являются циркон, иттрий, лантан, цезий, рубидий. Мезозойские гранитоиды Забайкалья характеризуются наличием в комплексе сквозных элементов бериллия, меди, фтора, олова, свинца, цинка, титана. Для верхнепалеозойского интрузива Кураминских гор (Средняя Азия) сквозными оказались такие элементы, как рубидий, иттрий, теллур, свинец, цинк, медь (Е.Т.Шаталов, В.С.Коптев-Дворников, М.Г.Руб и др., 1965, с.74-91).

Нет сомнения, что при изучении большего числа рудоносных районов могут быть выявлены новые комплексы сквозных элементов, но и приведенного материала достаточно, чтобы провести их сравнение с составом микроэлементов, содержащихся в подземных водах.

Все элементы, встречающиеся в природных водах, А.В.Шербаков (1968) разделил на четыре группы:

повсеместно встречающиеся - *Al, Fe, Mn, Ti, Cu, Si*;
часто встречающиеся - *Ni, Cr, Pb, Ag, Zn, Ba, P, Mo*;
мало встречающиеся - *V, Zr, Sn, As, Sr, Li*;
редко встречающиеся - *Co, W, Sb, Bi, Hg, Au, Cd, Be, Nd, Ga, Ge, Re,*
Se, Te, F, B, Br, I, In, La, Kf, Ta.

Проанализировав материал по распределению микроэлементов в подземных водах, А.В.Шербаков (1968) сделал вывод о том, что наиболее обширный комплекс микрокомпонентов накапливается в наименее подвижных водах глубоких горизонтов, на которые, по нашему мнению, и оказывают влияние остаточные постмагматические растворы. В этом убеждает и перечень микрокомпонентов, в основном совпадающий с приведенным выше перечнем сквозных элементов. Но следует учесть, что последний дан лишь по небольшому числу регионов. Если же рассматривать процесс поступления микроэлементов в глобальных масштабах, то можно, вероятно, получить большее совпадение между комплексом сквозных элементов и комплексом микрокомпонентов, содержащихся в подземных водах глубоких горизонтов осадочного слоя земной коры.

УЧАСТИЕ ГЛУБИННОЙ ВОДЫ
В ОБРАЗОВАНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Как видно из изложенного в предыдущей главе, водные растворы, приуроченные к глубинным зонам геогидросферы, являются активными переносчиками рудных компонентов и поэтому играют важную роль в процессе рудообразования.

Рудные месторождения, образовавшиеся при участии водных растворов, называют гидротермальными. Содержание этого термина после его введения в 1897 г. французским геологом Л.Де-Лоне претерпело значительные изменения. Вначале гидротермальными месторождениями считались скопления в недрах земной коры минерального вещества, отложенного горячими растворами, без уточнения генезиса последних. Позже к гидротермальным стали относить месторождения, образованные только из растворов магматического происхождения. Это представление некоторые исследователи используют и в настоящее время. Так, К.В.Бэрнем в работе "Геохимия гидротермальных рудных месторождений" (1970) пишет, что гидротермальными считаются лишь магматогенные высокотемпературные растворы. Он указывает, что основанием для подобного определения служит гипотеза, рассматривающая гидротермальные месторождения и ассоциирующие с ними магматические породы как дериваты магмы. Согласно этой гипотезе, главная масса металлоносных существенно водных флюидов, участвующих в образовании гидротермальных месторождений, отделяется от магматического вещества в процессе его внедрения и кристаллизации.

Не оспаривая данного положения, К.В.Краускопф в той же книге замечает: "Обзор возможных доказательств предполагаемой связи рудных месторождений с интрузивами кислого и среднего состава показывает, что лучшим свидетельством в пользу рассмотренной гипотезы прежде всего являются данные обычных геологических наблюдений. Однако доказательства обратного, полученные для многих месторождений как геологическими, так и более тонкими методами, говорят о том, что едва ли гипотеза генетической связи оруденения с гранитоидами может быть принята безоговорочно. Вероятно, правильно заключить, что обогащенные кремнеземом магмы почти наверняка служат источником металлов для некоторых рудных месторождений, но очень многие рудные месторождения могут образовываться другим путем"

(Краускопф, 1970, с. 23). Краускопф отмечает, что многочисленные рудные месторождения, внешне неотличимые от месторождений, связанных с гранитами, залегают на значительном удалении от каких бы то ни было интрузивных образований и указывает, что многие примеры такого рода месторождений приведены в работе Лафлина (*Loughlin*, 1941).

Мы привели эти высказывания, чтобы показать, как до сих пор неопределенно решается вопрос о генезисе рудных скоплений, хотя еще в 30-х годах Линдгрэн (*Lindgren*, 1928) обратил внимание на то, что среди гидротермальных месторождений, помимо генетически связанных с интрузивами, имеются и такие, источники которых находятся в более глубоких очагах. Позднее сторонником этой концепции стал С.С.Смирнов (1946). Почти одновременно ее развивал Ю.А.Билибин (1947). На примере многих золоторудных месторождений он показал, что наряду с месторождениями, которые сформировались вокруг конкретных интрузивных тел, существуют месторождения, уходящие своими корнями в глубины мантии Земли.

Накопленные к настоящему времени материалы по характеристике гидротермальных месторождений привели к отказу от гегемонии магматогенной гипотезы генезиса гидротермальных рудных месторождений, что потребовало существенного изменения понимания их природы, как отметил В.И.Смирнов в предисловии к русскому изданию книги "Геохимия гидротермальных рудных месторождений" (1970). В геогеологическом аспекте это обстоятельство имеет исключительно важное значение, так как указывает на признание многогранной природы рудоносных растворов, их более сложной роли в процессе рудообразования, а также является основанием для выявления, кроме магматических, еще и других источников возникновения рудообразующих растворов.

Ценные в геогеологическом отношении сведения содержатся в работах В.И.Смирнова (1968, 1969, 1971), Я.Н.Белевцева (1970, 1971, 1972), Ф.К.Шипулина (1970, 1971), которые развивают идею о существовании связи между подкоровыми источниками эндогенных руд и их локализацией в относительно неглубоких зонах земной коры. В трактовке этой связи намечается две концепции. Согласно первой из них, рудоносный флюид представляет легколетучую фракцию вещества астеносферы, автономно поднимающуюся по глубинным разломам при его дифференциации. Эту концепцию развивает Я.Н.Белевцев, по мнению которого о генетической связи рудного материала с подкоровыми рудоносными флюидами свидетельствуют закономерности размещения некоторых выявленных месторождений, например, месторождений Серебряного пояса Северной Америки, Европейского пояса докембрийских месторождений и др. Они приурочены к зонам глубинных разломов большой протяженности и характеризуются определенной геохимической зональностью в чередовании скоплений различных металлов.

Я.Н.Белевцев пишет: "Такую зональность, представленную постепенной сменой одной геохимической зоны другой, растянутую на тысячи километров и связанную с системой разломов глубокого заложения, невозможно объяснить последовательным внедрением магм или пульсационной деятельностью одного магматического очага, физико-химическими свойствами вмещающих пород, изменениям теплового режима постмагматического процесса или другими причинами постмагматической деятельности интрузий".

И далее: "Наиболее вероятно, что образование месторождений Серебряного пояса связано с подъемом рудоносных термальных флюидов из подкоровых глубин земной коры в виде мощного фронта по зоне разломов глубокого заложения независимо от магматической деятельности" (Белявцев, 1971, с.10). Свои представления этот автор отразил в схеме эндогенного рудообразования (рис.35) и, развивая ранее высказанную идею, высказал предположение, что "источниками рудообразующих минералов гидрогенных и в значительной степени метаморфогенных месторождений являются глубинные минерализованные газо-водные флюиды, поднимающиеся из верхних частей мантии, как продукт продолжающейся дифференциации вещества Земли" (там же, с.13).

Данное представление имеет некоторое сходство с концепцией Ю.М.Шейнманна, который, рассматривая развитие процесса разогрева вещества мантии и подъема расплава в тектоносфере (тектогене), высказал предположение, что вещество мантии должно выделять часть растворенных в нем газов задолго до появления магмы. Он считает, что летучие выделяются и в тех случаях, когда разогрев вещества оказывается недостаточным и магма не отделяется. "Плотность газов (особенно в случае диссоциации молекул воды при высоких температурах) меньше плотности магмы даже при давлениях, соответствующих глубинам 100-200 км, а возможно, и больше. Поэтому газы быстрее, чем магма, поднимутся сквозь вещество одной и той же плотности (по закону Стокса). Скорость их подъема даже при давлениях 20-30 кбар в несколько раз превышает скорость подъема таких же по величине порций магмы. Меньшая плотность газов даст им возможность эффективно продвигаться и по каналам с веществом большей вязкости, где продвижение магмы окажется очень медленным" (Шейнманн, 1969 а, с.104).

Согласно второй концепции, глубинное подкоровое происхождение имеют базальтоидные магмы, которые и являются источником ювенильных рудообразующих веществ. Эту концепцию развивает В.И.Смирнов, который считает, что эндогенные рудные месторождения, формирующиеся при снабжении их минеральным веществом из глубинных источников подкоровой базальтоидной магмы, возникают в условиях устойчивого растяжения участков земной коры. По его мнению, такие условия существуют на ранней стадии (собственно геосинклинальной) геосинклинального этапа и на платформенном этапе в рифтовых зонах, когда

Породы	Источники металлов	Источники вод	Формирование рудообразующих растворов			
			Складчато-трещинные зоны	Месторождения	Глубинные разломы	Месторождения
Осадочные	Коробые	Вадозные воды глубинной гидросферы	Вадозные	Телетермальные		Телетермальные вулканогенные
Метаморфические		Воды в порах пород и в минералах	Метаморфические	Метаморфизованные Метаморфические		Эндогенные вулканогенные
Ультраметаморфические		Смешанные	Ультраметаморфические	Ультраметаморфические		Эндогенные собственно магматические
	Подкоробые	Ювенильные воды	Ювенильные	Гидротермальные плутоногенные		

Рис.35. Схема эндогенного рудообразования (Белявцев и др., 1972).

возникают глубинные разломы, обеспечивавшие возможность отделения рудообразующих веществ от первичных очагов и перемещение их на несколько десятков километров вверх, где они и локализируются в близповерхностных участках земной коры (1971).

В.И.Смирнов намечает три уровня сепарации рудного вещества из магмы: I уровень — на большой глубине в первичных подкорковых очагах, II уровень — на средней глубине в промежуточных магматических очагах, III уровень — на малой глубине в верхней части земной коры в зоне раскристаллизации рудоносной магмы. Он считает, что интенсивность отделения рудообразующего вещества на этих уровнях неодинакова — в подкоровом пространстве оно сепарируется из магмы значительно реже, чем на средних глубинах, где происходит его обособление в трех фазовых состояниях; в виде твердых раннемагматических расплавов, в форме газовых и жидких растворов, в виде рудного расплава, не смешивающегося с силикатной частью магмы. Наиболее распространено обособление рудообразующих веществ в виде газовых и жидких растворов, из которых возникают разнообразные месторождения. В.И.Смирнов подчеркивает, что "в этом случае рудообразующее вещество мантийного происхождения могло достичь земной поверхности и образовать на дне геосинклинального моря пласты вулканогенно-осадочных пород колчеданных руд" (1971, с.251).

Оценивая количественную сторону описываемых процессов, В.И.Смирнов отмечает, что отделяющееся на средних глубинах рудообразующее вещество составляет крайне малую дозу рудоносной магмы. Сходная характеристика масштабов рудообразования, связанного с базальтовыми магмами, имеется у К.В.Краускопфа (I глава книги "Геохимия гидротермальных рудных месторождений", 1970), который считает, что вещество базальтов ювенильно в том смысле, что оно ранее никогда не находилось вблизи от земной поверхности. Рассматривая основные породы как источник рудных компонентов, К.В.Краускопф отмечает, что "в районах развития плато-базальтов свидетельства существования рудообразующих флюидов поражают своей редкостью". Для объяснения этого явления он привлекает мнение Уэльса (Wells, 1956), который предполагает, что причина заключается в малом количестве воды в первичном базальте.

Малая обводненность базальтовой магмы, вероятно, является следствием ранее прошедшего на глубине отделения от расплава легколетучих компонентов до подъема астенолита в слои земной коры. Такая ситуация может создаваться в тех случаях, когда совместный подъем расплава и летучих, находящихся в растворе, невозможен из-за малого первичного раскрытия глубинных разломов. Возможно, пути, используемые газобразными веществами для ухода из астенолита, были недостаточны для подъема магматического расплава и лишь последующее раздвижение стенок разлома обусловило возможность вы-

хода из мантии базальтовой магмы. Последняя, в отличие от первоначальной высокой обогащенности летучими веществами астеносферы, должна была характеризоваться относительно низким их содержанием. Это обстоятельство главным образом и могло определить ограниченную возможность генерации рудоносных растворов интрузиями магмы основного состава, в отличие от магмы кислого состава, интрузии которой характеризуются широким развитием в приконтактной зоне гидротермального рудообразования.

Связь рудной минерализации с кислой магмой выражается в весьма разнообразных формах, что в значительной степени осложняет выяснение генезиса рудообразующих растворов. В специальной литературе имеются весьма разноречивые представления. Например, Белт (Belt, 1960) считает, что повышенная концентрация металла в интрузиве, особенно претерпевшем вторичные изменения, может просто означать, что неизвестно откуда (? !-Е.Г.) поступившие металлоносные растворы, формировавшие рудные тела, просачивались через боковые породы. К.В.Краускопф, приводя это высказывание, отмечает, что лучше всего генетическую связь между кислыми породами и рудными месторождениями подтверждает факт их пространственной ассоциации, который положен в основу поисковых работ.

Многочисленными наблюдениями установлена приуроченность рудных месторождений к периферии или контактовым зонам гранитоидов. Иногда прослеживается и определенная зональность в размещении рудной минерализации в сторону и вверх от интрузивного тела, что свидетельствует о восходящем движении рудоносных флюидов из некоторого центра, где находился очаг их возникновения. Таким центром не могло быть совершенно изолированное тело остывающей магмы, так как она должна была бы содержать в себе, во-первых, повышенное количество рудного материала, достаточное для образования месторождений, а, во-вторых, значительные объемы воды, способной в виде раствора вынести этот материал за пределы интрузии. В-третьих, кристаллизация периферических зон расплава должна была бы на первых этапах его остывания вызвать затруднения для выхода рудоносных расплавов из внутренних частей магматического тела. Следовательно, в транспортировке рудного вещества от магматического тела до места его отложения должны были участвовать водные растворы, поступающие в магму извне. Такие растворы, как было показано в У главе, являлись ювенильными, трансмагматическими (по Д.С.Коржинскому). Они поднимались по разломам из легких дифференциатов астеносферы и могли не только снабжать магматический расплав необходимым количеством воды, но и препятствовать быстрой кристаллизации его периферических частей, а также снабжать магму дополнительными рудными компонентами.

Такое воздействие ювенильного флюида на уже образовавшийся магматический расплав, но, как видно из У главы, в определенных термодинамических условиях флюид может содействовать образованию и самого расплава путем переплавления первичноосадочных интенсивно метаморфизованных пород. По определению А.Миясиро (*Miyashiro*, 1969, рус. перевод 1972), верхним температурным пределом метаморфизма является температура, при которой начинается плавление пород, т.е. когда метаморфизм переходит в анатексис. Он полагает, что породы гранитного состава, слагающие значительную часть континентальной коры, генетически связаны с региональным метаморфизмом.

Ранее уже были приведены материалы, характеризующие активную роль ювенильной воды в образовании гранитов анатектическим путем. После образования анатектических выплавов возможно различное развитие процесса. Если действие ювенильного флюида затухает, то вступает в силу механизм кристаллизационной дифференциации, аналогичный механизму, действующему в магматических расплавах, а продолжающееся воздействие ювенильного флюида обеспечивает образование дополнительных объемов расплава. Кроме того, из астеносферы в магму в составе флюида могут поступать все новые порции рудных компонентов, которые участвуют в трансмагматическом движении водных растворов через расплав, как это установлено исследованиями А.А.Кадика, Е.Б.Лебедева, Н.И.Хитарова (1972). О восходящем движении водной фазы в магме пишет Е.В.Барнем, ссылаясь на работу Г.Р.Шоу (*Shaw*, 1965), в которой говорится, что этому процессу способствует установление в магматическом теле конвекционных токов.

Отделение водной фазы от магмы должно происходить при достижении условий, когда давление воды в расплаве больше общего гидростатического давления. Такое соотношение может быть достигнуто, например, при внедрении магматического расплава в вышележащую толщу пород, но чаще, очевидно, вызывается воздействием на расплав поступающего снизу под большим давлением водного ювенильного флюида. Вероятно, на стадии, когда от магмы отделяются рудоносные растворы, генетические особенности расплавов, возникших плутоническим и анатектическим путем, не сказываются на процессе рудообразования. Поэтому есть основание полагать, что и участие ювенильной воды в этом процессе в обоих типах расплавов носит одинаковый характер, схематически описанный выше.

Значительно сложнее установить роль глубинной воды в процессе метаморфогенного рудообразования. Надо отметить, что существование этого процесса признают не все специалисты, причем главное возражение вызывает проблема воды, необходимой для переноса и аккумуляции рудных элементов при метаморфизме. Н.Г.Судовиков, активный сторонник концепции метаморфического рудообразования, считает главным источником водных растворов, участвующих в переносе рудного

вещества, дегидрационное минералообразование. Кроме того, он признает участие в этом процессе водных растворов, возникающих при десорбции, а также проникающей на большую глубину воды атмосферного происхождения (1965). Таких же представлений придерживается В.С.Домарев, который утверждает, что "большинство месторождений, относимых в настоящее время к гидротермальным, образовано растворами метаморфического происхождения и являются метаморфогенными" (Домарев, 1967, с.16).

Основным способом переноса рудного вещества оба названных автора считают фильтрацию метаморфогенных растворов, хотя не исключается и диффузия, или сочетание обоих видов движения. Н.Г.Судовиков полагает, что даже в тонкопористых породах фильтрация должна быть весьма эффективной, если продолжительность ее действия измеряется десятками миллионов лет. Это время, по его мнению, отвечает периоду прогрессивного метаморфизма, когда из пород, постепенно погружающихся на многие километры, удаляются огромные массы растворов, поскольку продукты метаморфизма в значительной мере лишены воды (1965). Но, как показано в У главе данной работы, многие исследователи признают, что одного лишь погружения пород на 10-20 км недостаточно для метаморфизации. Необходимо дополнительное тепловое воздействие, которое, по мнению У.Файфа, Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1962), обеспечивается поступлением ювенильной воды, генерируемой веществом мантии.

Гипотеза Я.Н.Белевцева о существовании рудоносных флюидов, поднимающихся из подкоровых глубин Земли, дает основание полагать, что вызвавшая развитие метаморфизма ювенильная вода содержала в растворе рудные компоненты, которые и обеспечивали метаморфогенное рудообразование. Такое предположение вполне согласуется с принципиальной схемой эндогенного рудообразования, составленной Я.Н.Белевцевым (см. рис.35), на которой показана возможность подъема ювенильной воды в зону метаморфизма. И если подъем происходил по разветвлениям глубинных разломов, берущих начало в мантии, то, несомненно, эта вода несла в растворенном состоянии ювенильный рудный материал.

Представление о мантийном генезисе рудного вещества поддерживается и сторонниками концепции метаморфогенного рудообразования. Так, например, В.С.Домарев считает, что основная масса металлов рудных месторождений первично выносится из мантии, но этот процесс он связывает с внедрением ультраосновных и основных интрузий или с переотложением вулканических продуктов. Глубинное же происхождение водных растворов, по его мнению, маловероятно. В.С.Домарев подвергает сомнению и возможность отделения растворов от магматического очага на том основании, что гранитоидные породы возникают за счет пород литосферы, в общем уже претерпевших значительный метаморфизм

и обезвоженных. "Следовательно, — пишет он, — образование гранитоидов не сопровождается отделением более или менее существенных количеств термальных вод" (Домарев, 1967, с.7).

Подобная ситуация должна была бы неизбежно возникнуть, если бы граниты образовывались без участия высокотемпературного флюида, который играет решающую роль при анатектическом плавлении пород. Приведенное утверждение В.С.Домарева находится также в противоречии с наблюдаемой в природе приуроченностью многих гидротермальных рудных месторождений к гранитным интрузиям. Нельзя не заметить и полного несоответствия между указанием на обезвоженность метаморфизованных пород и утверждением об их способности генерировать такие объемы метаморфогенных растворов, которые достаточны для переноса рудного вещества на значительные расстояния от места их возникновения.

Как Н.Г.Судовиков, так и В.С.Домарев считают, что наибольшее количество растворов образуется в условиях эпидот-амфиболитовой фации, где освобождается наибольшее количество воды в результате изменения таких богатых водой минералов, как хлорит (около 12,97% воды) или антигорит (13% воды). При образовании амфибола за счет хлорита выделяется до 10% воды. Дегидратация продолжается вплоть до образования пород гранулитовой фации, в которых гидратизированных минералов нет. По мнению Н.Г.Судовикова, при минеральных реакциях прогрессивного метаморфизма происходит освобождение не только воды, но и рудных компонентов, так как минералообразование, соответствующее прогрессивному метаморфизму, он не считает в строгом смысле изохимическим.

Я.Н.Белевцев, признавая участие в рудообразующих растворах воды метаморфического происхождения, отмечает повышенную способность последней к растворению. Он пишет: "Объясняется это, во-первых, интенсивным перепадом физических свойств гидроксильной воды до выделения из кристаллической решетки минералов и после него, а во-вторых, — высокой температурой процесса, так как гидроксильная вода выделяется в области близкритической или надкритической для воды. Поэтому гидроксильная вода на пути своего движения интенсивно растворяет различные элементы до тех пор, пока не достигает равновесия с окружающей средой" (Белявцев, 1972, с.38).

Выделение из пород гидроксильной воды при высоких температурах, по Я.Н.Белевцеву, сопровождается разрушением кристаллических решеток минералов — гидратов, что вызывает растворение и вынос, в первую очередь, элементов-примесей с участков дислокации кристаллов. Далее автор указывает, что металлы в метаморфических породах в подавляющем большинстве находятся в виде изоморфных примесей в кристаллических решетках темноцветных минералов. Приводятся результаты расчетов, из которых следует, что в одном кубическом километре

породы может содержаться свыше десяти миллионов тонн рассеянных металлов, что при больших объемах пород, участвующих в метаморфизме, дает основание считать их неисчерпаемыми источниками для образования рудных месторождений.

Если допустить, что в транспортировке столь значительных количеств рудного материала, кроме водных растворов метаморфического происхождения, участвуют также ювенильные водные растворы, то можно сделать вывод о колоссальных масштабах метаморфогенного рудообразования. С этим процессом связано, вероятно, возникновение микрорудных фаций, которые, являясь начальной формой рудоотложения, встречаются несравненно чаще, чем макрорудные фации, и концентрируют в себе, как показал Н.М.Страхов (1960), большие массы рудного компонента. В геогидрологическом отношении это означает, что поступление водных растворов глубинного генезиса в приповерхностные участки земной коры происходило в широких масштабах, причем могло иметь характер не только сосредоточенных, но и рассеянных водопотоков. А комплекс растворенных в глубинных водах веществ и их концентрация могли изменяться в зависимости от многих факторов, в том числе и от характера рудообразования.

Подводя итог всему изложенному, можно сделать следующее заключение: образование рудных месторождений происходит при активном участии водных растворов, имеющих преимущественно глубинный генезис, т.е. возникающих в глубинных зонах геогидросферы — в астеносферном слое мантии или в нижних слоях земной коры. Водные растворы, генерированные мантией, — флюиды могут нести в своем составе большие массы рудных компонентов. При автономном подъеме флюидов по глубинным разломам в слои земной коры, попадая в соответствующие термодинамические условия, рудные компоненты выделяются из раствора и образуют протяженные пояса однотипных месторождений.

Флюиды могут подниматься в слои земной коры вместе с подкоровым базальтовым расплавом. Отделяясь от последнего и неся в своем составе рудные вещества, они также участвуют в образовании рудных месторождений.

Ювенильные водные растворы, являясь необходимым участником процессов метаморфизма, метасоматоза и гранитообразования, оказывают существенное влияние на сопряженное с этими процессами рудообразование. Но при этом их участие не может быть четко отграничено от участия водных растворов другого генезиса, в частности метаморфического. Следовательно, говоря об участии глубинной воды в рудообразовании, нужно иметь в виду не только ювенильную воду, генерированную мантией, но и воду, освобождающуюся при минеральных преобразованиях в процессе прогрессивного регионального метаморфизма.

Рассматривая участие глубинной воды в образовании рудных месторождений, мы не акцентировали внимания на источнике рудных компонентов, но из приведенных материалов совершенно логично можно сделать вывод, что главным источником является вещество мантии. На это имеются указания в вышедших за последние годы работах, посвященных генезису эндогенных рудных месторождений. Например, Я.Н.Белевцев пишет: "Источниками рудообразующих веществ в самом широком понимании являлись породы земной коры и подкоровые зоны" (1972, с.43). Но если восстановить процесс образования земной коры, как это описано во II главе данной работы, то следует признать, что сама земная кора представляет продукт дифференциации вещества верхней мантии, и, следовательно, первичным источником находящихся в ней металлов.

Мантия является также источником исходного материала и для образования некоторых нерудных полезных ископаемых, таких, например, как нефть и газ. Предпосылки для накопления в веществе мантии углерода и воды, необходимых для их образования, создавались на стадии возникновения нашей планеты и даже, возможно, в допланетную стадию.

На протяжении всех этапов, предшествовавших образованию нашей планеты, и в ходе ее развития углерод и вода находились в тесном пространственном и физико-химическом взаимодействии. Предполагается, что газо-пылевое облако, из которого, согласно гипотезе О.Ю.Шмидта, возникли планеты солнечной системы, включало в себя такие соединения, как H_2O , CH_4 , CO , CO_2 , находящиеся в замерзшем состоянии, а также реакционноспособные соединения типа H_2O_2 , C_2H_2 , C_2H_4 и т.д. (Вдовыкин, 1967). Возможно, протопланетное облако в своем составе имело вещества, сходные с современной межзвездной пылью, которая, как показали исследования, представляет скопления очень мелких кристалликов метана, аммиака, воды, угольной кислоты (Пикельнер, 1966; Левин, 1967).

При агломерации первичного рассеянного вещества в газо-пылевые сгущения прогревание внутренней зоны протопланетного облака и сохранение низкой температуры в отдаленных от Солнца частях обусловило различие темпов диссипации летучих из центральных и периферических областей околосолнечного пространства. Вследствие этого возникла зональность, которая предопределила различие в составе тел астероидного типа, образовавшихся путем аккумуляции газо-пылевых сгущений: во внутренних зонах астероиды были обеднены летучими, в то время как во внешней части солнечной системы материал, вошедший в протопланетные тела, представлял скопления наиболее летучих веществ (водорода, гелия и других).

О количестве углерода, вошедшего в состав астероидных тел, получены сведения в результате исследований состава углеродсодер-

жских веществ, обнаруженных в метеоритах класса углистых хондритов. Если принять, по Б.Ю.Левину, что выделенные, согласно классификации Вияка, три типа углистых хондритов, различающиеся по содержанию углерода и воды, отражают разную степень потерь летучих соединений, то можно попытаться установить, в какой последовательности удалялись летучие, вода и углерод. Процесс дегазации наглядно отражает график (рис.36), для построения которого использованы усредненные данные из работ Г.П.Вдовыкина (1967) и др. (табл.12). Из табл. 12 видно, что процентное содержание H_2O и C в углистых хондритах I и II типов по отношению к общему количеству летучих находится примерно в одних и тех же пределах (соответственно 72-74% и 13-14%). В отличие от этого, в III типе углистых хондритов доля названных компонентов по отношению к летучим, по данным цитируемых авторов, явно занижена (H_2O - 12,5%, C - 7,4%). Как нам кажется, более вероятны величины, установленные с помощью графика, исходя из общей закономерности, свойственной процессу дегазации (рис.36), которые в таблице отмечены звездочкой.

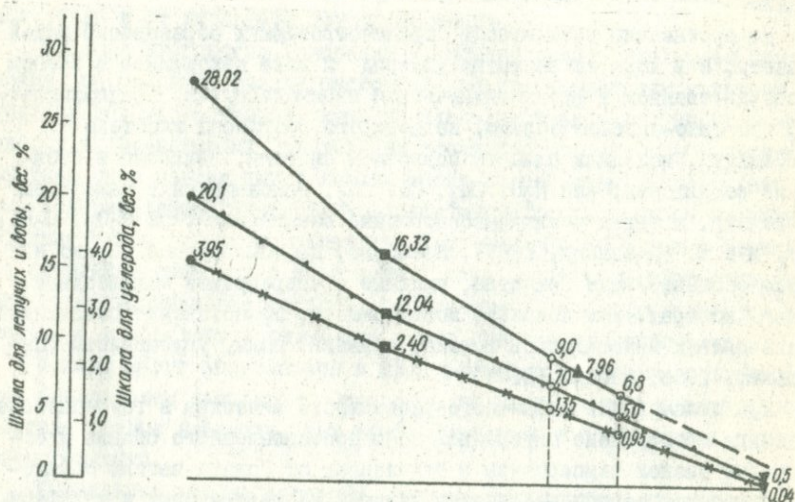


Рис.36. Содержание C и H_2O в углистых хондритах разных типов (Вдовыкин, 1967)*

Закономерности, установленные в распределении углерода и воды по углистым хондритам, можно проследить и далее, включая каменные метеориты, наиболее обедненные летучими. По данным А.П.Виноградова (1959 и др.), в них содержится 0,5 вес.% воды и 0,04% углерода. По-видимому, они представляют собой осколки астероидных тел, претерпевшие наиболее высокую степень дегазации, при этом потери уг-

лерода и воды происходили в такой же пропорциональности, как и в углистых хондритах (рис.36).

Т а б л и ц а 12

Среднее содержание летучих, воды и углерода в углистых хондритах разных типов и в каменных метеоритах

Тип углистых хондритов	Содержание в хондрите	%		Содержание летучих, % (от общего количества летучих)	
		Летучих	H ₂ O	C	H ₂ O
I	28,02	20,1	3,95	72	13
II	16,32	12,04	2,41	74	14
III	7,96	1,0*	0,59	12,5	7,4
III	7,96	6,0*	1,2*	75*	15*
Каменные метеориты	Нет свед.	0,5	0,04	-	-

Используя установленную зависимость между количеством воды и углерода, можем определить содержание последнего в веществе астеносферного слоя верхней мантии. Как мы уже отмечали в IV главе, содержание воды в породах оклросферы – подкоровой части мантии – перидотитах, дунитах, прошедших процесс дегазации, в среднем составляет 0,5 вес.%, а вещество астеносферы – пиролит, не испытывавшее дегидратации, по нашим определениям, содержит в среднем от 5 до 7 вес.% воды. Принимая, что для всех космических тел, в том числе и для Земли, потери воды и углерода происходили в прямой пропорциональности, определяем по графику (рис.36), что количество углерода, которое может содержать пиролит – недегазированное и недегидратированное вещество мантии – изменяется от 0,95 до 1,35 вес.%.

Установленные таким путем количества углерода не могут считаться точными и к тому же это лишь усредненные значения. Кроме того, несомненно, вещество мантии неравномерно обогащено летучими, и, следовательно, в нем неравномерно распределены вода и углерод. Это положение развивается в работах Г.Б.Бойко, который считает, что различным тектоническим зонам соответствует разное соотношение между водой и углеродсодержащими соединениями в мантии. Согласно его концепции, под вулканическими зонами расположены участки мантии, обогащенные водой; под платформенными областями находится мантия, бедная водой, но богатая углеродом; на переходных территориях мантия обладает несколько пониженным содержанием воды, но если обстановка имеет восстановительный характер, в ней появляются углеводороды. В окислительных условиях в состав летучих компонентов мантии входит главным образом углекислый газ под платформами и примерно равные количества его и воды – в переходных областях, а вул-

канические зоны характеризуются мантией с высоким содержанием воды (Бойко, 1973).

Приведенные данные касаются количественной стороны, но в литературе имеется довольно полная качественная характеристика углеродных соединений, содержащихся в углистых хондритах. Она приведена в работах Вуда (1962, 1963), Дифрена, Андерса (1962, 1963), Наги, Майншейна, Хенесси (1963) и других зарубежных исследователей. В нашей стране монографическое описание углеродистого вещества метеоритов дал Г.П.Вдовыкин (1967).

Надо заметить, что ограниченность объемов метеоритного вещества затрудняет детальные исследования, тем не менее по отдельным образцам углистых хондритов прослежена обширная гамма углеродсодержащих соединений, причем установлены разнообразные углеводороды. Н.А.Кудрявцев в своей последней работе (1973) указывает, что в настоящее время в метеоритах обнаружено присутствие не только твердых, но и очень легких жидких и даже всех газообразных углеводородов. Отмечено также, что "исследования проводились с учетом возможной контаминации, но обнаруженные углеводороды натуральные и не относятся к категории артефактов" (Кудрявцев, 1973, с.28).

Б.Ю.Левин, рассматривая вопрос о природе органических соединений, содержащихся в углистых хондритах (1966), сослался на результаты масс-спектрометрических исследований, проведенных Студиером, Хаяцу и Андерсом (США). Этими исследованиями установлено, что в углистых хондритах летучие содержат около 40 видов органических и неорганических соединений. Сообщая о полученных материалах на химическом конгрессе в Москве (1965), Хаяцу высказал предположение, что двигаясь по своей орбите метеорит в течение последних нескольких миллионов лет своего существования при каждом прохождении через перигелий должен был прогреваться приблизительно до 300°К. Следовательно, наиболее летучие вещества могли сохраниться лишь внутри минеральных зерен, тогда как менее летучие, кроме того, сохранились и в промежутках между зернами, а также на поверхности метеорита. Поэтому обнаруженное обилие летучих компонентов в анализированных образцах можно считать несколько преуменьшенным по сравнению с исходным веществом протопланетного облака.

Следовательно, с различных позиций убедительно доказывается, что вещество Земли при своем формировании содержало многие разнообразные соединения углерода. Относительно дальнейших преобразований углеродных соединений, вошедших в состав планеты, имеется две концепции. В первой объединяются представления тех исследователей, которые считают, что в протопланетном облаке сконденсировались нефтяные углеводороды, близкие по своему облику к современной нефти. Согласно этой концепции, соединения углерода, вошедшие в состав вещества Земли в период формирования планеты, в дальнейшем сущест-

венным преобразованиям не подвергались. Сторонники второй концепции предполагают частичное или полное преобразование углеродсодержащих веществ на различных стадиях формирования планеты. По их мнению, нефть образуется из углеродных соединений, вошедших в состав планеты, но процесс нефтеобразования происходит на протяжении геологической истории.

В наших работах (Гавриленко, 1971; Гавриленко, Дерпгольц, 1971) с геогидрологических позиций освещены концепции различных исследователей о неорганическом синтезе углеводородов. Приведенные обзоры позволяют проследить эволюцию взглядов почти за столетие, начиная с 1877 г., когда Д.И. Менделеев впервые выступил с сообщением о своей гипотезе. В последние годы в разработке гипотезы абиогенного происхождения нефти и газа достигнуты значительные успехи, причем наибольшим признанием пользуется представление о том, что исходными веществами для минерального синтеза углеводородов являются содержащиеся в веществе мантии вода и углекислый газ. Эти соединения считает "материнскими" для образования нефти и газа И.В. Гринберг, предложивший баровакуумную схему синтеза углеводородов. Они же признаны донаторами химических элементов для минерального синтеза нефти Э.Б. Чекалюком.

Не имея возможности проанализировать схемы предполагаемых процессов образования нефтяных углеводородов в условиях мантии, что вне нашей компетенции, отметим лишь полную обоснованность привлечения воды в качестве донатора водорода. Ошибочно было бы предполагать, что в синтезе углеводородов может принять участие свободный водород, хотя, как показывают астрофизические исследования, водород во Вселенной является наиболее распространенным элементом. В составе планет земной группы водорода практически нет и, как показали исследования последних лет, произведенные с АМС "Марс", "Венера" и другими, водорода почти нет и в атмосферах планет внутренней части Солнечной системы. Причины этого явления объяснены в I главе данной работы в связи с рассмотрением процесса образования нашей планеты.

Для того чтобы вода, вошедшая в состав вещества мантии, могла служить донатором водорода, она должна подвергнуться действию сильного восстановителя. Э.Б. Чекалюк считает, что роль эффективного восстановителя в составе мантии играет в основном закись железа — FeO , которая в определенных условиях может восстанавливаться до Fe_3O_4 и Fe_2O_3 . Экспериментальное исследование процесса образования углеводородов из смеси CO_2 и H_2O в присутствии металлического магния в качестве восстановителя подтвердило возможность получения таким путем смеси углеводородов, состоящей из метана, этана, пропана и бутана (Козачок, 1973).

Э.Б.Чекалки отмечает, что кроме химических элементов, необходимых для синтеза углеводородов, и восстановителей, для течения процесса нефтеобразования требуется соответствующая термодинамическая обстановка. Он доказывает, что в углеводородных системах одновременное повышение давления и температуры благоприятствует синтезу нефти. Но иной закономерности подчиняются процессы восстановления С и Н₂ из окислов: повышение давления способствует их восстановлению, а температуры — окислению. Вследствие этого в земной коре углеводородная система может быть представлена только метаном, а все углеводородные группы соединений, характеризующие природную нефть, могут образоваться на глубинах около 100–120 км, т.е. в астеносфере.

При рассмотрении геогидрологических свойств мантии мы неоднократно подчеркивали, что легкие дифференциаты вещества астеносферы могут отделяться и поступать в слои земной коры только при наличии глубинных разломов. Развиваемым в наших работах представлениям наиболее отвечает схема образования глубинного разлома, предложенная С.И.Субботиным, Г.Л.Наумчиком, И.Ш.Рахимовой (1964, 1968), главное достоинство которой заключается в том, что зарождение разлома в ней связано с процессами, происходящими в веществе мантии, и поэтому образование разлома и проявление активности мантии выступают как сопряженные явления. Источником внутренней энергии для возникновения тектонических нарушений типа глубинного разлома, согласно рассматриваемой схеме, служат полиморфные и фазовые превращения некоторых компонентов вещества мантии с изменением объема.

По С.И.Субботину и др. (1968), глубинные разломы возникают в астеносфере, а затем, развиваясь вверх, достигают земной коры и разрывают всю ее толщу. Развитие разломов и амплитуда относительных вертикальных перемещений блоков земной коры по разломам определяется мощностью слоя верхней мантии, который охвачен процессом полиморфного или иного перехода вещества и на границе которого со стабильной частью слоя зарождается глубинный разлом. Соответственно данному представлению в разломах различаются три элемента, из них первый размещен наиболее глубоко, в области астеносферы; второй элемент включает зону напряжений и сдвиговых деформаций подкоровой части мантии; третий элемент разлома относится к области дробления земной коры, которая образуется после того, как оказывается превзойденным предел ее прочности.

Из данной схемы логично вытекает предположение, что наибольшее раскрытие разлома происходит на глубине, а по мере приближения к земной поверхности его зияние сокращается. По разлому такой конфигурации вполне возможен подъем расплава и летучих из астеносферы, причем, если разлом получает полное развитие, т.е. при наличии всех трех его элементов, подъем мантийного материала завершается вул-

каническим извержением, если же разлом или отдельные его ветви замыкаются, не достигнув земной поверхности, то возникает ассоциация эффузивных и интрузивных образований (вулканоплутонических формаций). Не исключена и такая степень раскрытия разлома, когда по нему могут подняться только газообразные вещества. Этот случай рассмотрен выше в связи с описанием подъема рудообразующих растворов из подкоровых зон (по Я.Н.Белевцеву).

При допущении автономного подъема летучей фракции вещества астеносферы, предполагалось, что образование глубинного разлома было вызвано силами, не связанными с воздействием самих летучих веществ. Но, как считает Э.Б.Чекалюк, упругая энергия, аккумулируемая летучей фазой вещества мантии, является наиболее эффективным источником энергии, способным вызвать возникновение разломов. Он пишет: "Энергия, высвобождаемая газовыми включениями при разрядке, несопоставимо больше гравитационной энергии, высвобождаемой при полиморфных превращениях вещества мантии" (1971а, с.201). Неиссякаемым источником механической энергии газовых включений Э.Б.Чекалюк считает глубокие недра планеты, откуда эта энергия постепенно передается в верхние слои мантии, накапливаясь периодически от минимальных значений после фазы разрядки до критических значений перед последующей разрядкой.

В свете данной концепции Э.Б.Чекалюком объясняется и возникновение глубинных разломов. По его представлениям, в области ретроградного расслоения вещества мантии, соответствующей астеносфере, включения летучих компонентов обладают огромным потенциалом, приводящим к периодическим накоплениям запасов упругой энергии, вполне достаточной для преодоления всех препятствий на пути к их объединению в газодинамические системы, а также для их прорыва через экранирующий слой и кору и, наконец, для активного участия в геотектонических процессах. Экранирующим или "запорным" слоем мантии Э.Б.Чекалюк считает толщу, лежащую над астеносферой. По В.В.Белоусову, это склеросфера, которая, как мы показали в IV главе, сложена толщей дегидратированных пород, обладающих водоупорными свойствами. Вместе с базальтовым слоем земной коры они, по-видимому, образуют глобальный водоупор как под океанами, так и под континентами.

Наличие "запорного" слоя в мантии, по мнению Э.Б.Чекалюка, приводит к постепенному накоплению летучих компонентов в верхней части астеносферы вследствие диффузионных потоков летучих, поступающих из более глубоких частей мантии. При длительном действии этого процесса отдельные газовые включения увеличиваются в объеме и сливаются в однородные газовые очаги. После накопления достаточных запасов упругой энергии в газовом очаге и повышения давления до критических значений неизбежен разрыв запорных слоев Земли и образование преимущественно вертикальных разломов по схеме гидроразрыва.

Через возникшие разломы содержимое газового скопления из мантии эмигрирует на поверхность Земли или в слои земной коры, где улавливается встречаемыми на пути следования коллекторами в пределах осадочного слоя коры. Здесь же так называемый глубинный флюид расслаивается на взаимно нерастворимые компоненты — воду, нефть, газы.

По Э.Б.Чекалюку, вертикальная миграция углеводородов снизу вверх по глубинным разломам является необходимым условием сохранения нефти при переходе ее из мантии в осадочный слой земной коры. Он пишет: "Прежде чем попасть в зону осадочных пород, глубинная нефть проходит мощный интервал с неблагоприятными термодинамическими условиями для сохранения ее исходного состава, т.е. через интервал термической деструкции нефти" (1971а, с.203). И указывает далее, что состав глубинной нефти может сохраниться при переходе через зону деструкции при соблюдении трех условий: если перенос нефти совершается относительно быстро при струйной миграции, если поток нефти интенсивно охлаждается на путях миграции и если давление на путях переноса поддерживается выше геостатического. Он считает, что все условия сохранности глубинной нефти соблюдаются наилучшим образом в период разрядки глубинного очага, т.е. прорыва летучих компонентов мантии через запорный слой земной коры и подкоровой части мантии.

" В этом случае, — пишет Э.Б.Чекалюк, — струйный процесс переноса флюида развивается чрезвычайно быстро, взрывоподобно. Образование новых гидроразломов или раздвигание уже существующих, но залеченных или зажатых глубинных разломов требует высоких давлений прорывающегося флюида, превышающих геостатические давления. Большая площадь контакта флюида с бортами разлома и относительно небольшой поперечный размер струи обеспечивает интенсивное охлаждение восходящего потока" (1971а, с.204).

На основании всего сказанного автор цитируемой работы делает заключение, что состав глубинной нефти, прорвавшейся в нефтяные залежи, несмотря на некоторые изменения в пути, сохраняет черты глубинного происхождения. А поскольку одновременно с подъемом углеводородов происходит и подъем глубинной воды, то можно предполагать, что и она при вертикальной миграции по глубинным разломам не претерпевает существенных изменений.

Следовательно, есть основание полагать, что вода и растворенные в ней вещества, поступая в осадочную толщу вместе с углеводородами по глубинным разломам, первоначально имеют состав, свойственный водным растворам глубинных зон, охарактеризованный в VI главе настоящей работы. В пределах же осадочной толщи как углеводороды, так и глубинные водные растворы подвергаются определенным изменениям, что обусловлено воздействием пород-коллекторов и находившихся в них подземных вод.

Э.Б.Чекалкин указывает, что глубинная нефть по пути следования в пределах стратиграфического комплекса пород еще до размещения в местах залегания может засоряться примесями органического происхождения — спорами, пылью, порфиринами. В отношении глубинных водных растворов можно сказать, что они, кроме того, взаимодействуя с подземными водами, ранее находившимися в породах, по пути к структуре-ловушке, обогащают последние хлоридными солями, микрокомпонентами и, возможно, тяжелыми изотопами водорода. В самих же растворах при этом, соответственно, происходит разбавление и изменение состава растворенных веществ.

Взаимодействие подземных вод инфильтрационного и седиментационного происхождения с водами, поступающими из глубинных зон геогидросферы, вызывает комплекс сложных мало изученных гидрогеохимических явлений, исследованию которых должна быть посвящена специальная работа. Это выходит за рамки темы данной главы, где поставлена задача осветить роль глубинной воды в образовании полезных ископаемых. Материалы, относящиеся к нефти и газу, интересные в этом аспекте, содержатся в ряде работ В.Ф.Линецкого, в которых он рассматривает механизм образования глубинных разломов и транспортировки по ним флюидов. Основываясь на представлениях У.Рихтера (1963), Дж.Ходжсона (*Hodgson*, 1962; рус. перевод 1966), Х.Бениоффа (*Benioff* 1962; рус. перевод 1966) В.Ф.Линецкий считает, что глубинный разлом образуется в повышенной напряженной области тектоносферы во время геологически длительного процесса объединения множества мелких самостоятельных нарушений сплошности горных пород, каждое из которых проявляется слабым землетрясением. Оформление крупного разрыва сопровождается наиболее сильным землетрясением.

Анализ природы землетрясений показал, что преобладающей формой движения в очагах большинства сейсмических областей мира являлись горизонтальные подвижки огромных блоков тектоносферы по крутопадающим поверхностям разделяющего их разрыва. Объяснение того факта, что в глубинных разломах преобладают горизонтальные подвижки, В.Ф.Линецкий находит в работе Х.Бениоффа, который пишет "... для вертикальных подвижек требуется большая концентрация энергии, чем для горизонтальных, так как при вертикальных подвижках создается рельеф, т.е. в этом процессе, помимо упругой энергии, участвует и гравитационная, причем доля гравитационной энергии, как правило, больше упругой" (Бениофф, 1966, с.96).

Относительно характера движения образующихся на глубине воды и углеводородов В.Ф.Линецкий пишет: "Если в активной части глубинного разлома содержатся жидкие флюиды, то каждый происходящий в разломе сейсмический толчок трансформируется в гидравлический удар, вследствие чего возникает аномально высокое пластовое давление, под действием которого флюид устремляется кверху" (1972, с.40). Продолжение этого процесса в осадочном чехле В.Ф.Линецкий связыва-

ет с резким обрывом только что возникшего разлома или с перекрытием живого сечения старого разлома. В результате возникает гидравлический удар, который вызывает раскрытие трещин противостоящего пласта, "и в водонасыщенный пласт под большим давлением поступает нефть или водо-нефтяная смесь" (Линецкий, 1972, с.4). Такой процесс, по мнению В.Ф.Линецкого, может периодически повторяться, вследствие чего аномально высокое пластовое давление в пласте поддерживается более длительное время, чем это необходимо для его снижения до нормального гидростатического.

Привлекает внимание утверждение В.Ф.Линецкого о том, что образование в осадочном чехле скоплений углеводородов, поступивших из недр по разломам, происходит в результате вытеснения воды коллектора внедрившимися нефтью и газом. А так как предполагается и внедрение водо-нефтяной смеси, то следовательно в ловушку вместе с углеводородами должна поступать и образовавшаяся в недрах глубинная вода. Такое представление согласуется с нашими взглядами, высказанными в связи с рассмотрением механизма образования гидрохимических аномалий, существующих вокруг скоплений углеводородов (Е.С.Гавриленко, 1968). Мы считаем, что поступающая в локальные положительные структуры, глубинная вода и углеводороды должны были вытеснить или хотя бы оттеснить ранее находившуюся в этой складке воду, вследствие чего после образования залежи в структуре, кроме нефти и газа, должны оказаться воды двух типов: I тип - воды, занимавшие структуру до внедрения флюидов, и II тип - воды, поступающие из глубины вместе с углеводородами.

Естественно, что воды второго типа, заняв ближайшее к залежам место, явились краевыми или подошвенными по отношению к нефтяным и газовым месторождениям. А воды первого типа будут находиться за пределами продуктивных структур, их состав характеризует так называемый "гидрохимический фон", т.е. воды, регионально распространенные в данной гидрогеохимической зоне.

В силу гидрогеохимической зональности воды, поступившие из глубины в залежь вместе с углеводородами, должны отличаться большей относительной обогаченностью растворенными веществами, в частности микрокомпонентами, что и обнаруживается в виде гидрохимических аномалий, приуроченных к локальным продуктивным структурам. Наиболее четко подобные аномалии выявляются при сравнении относительной насыщенности воды микрокомпонентами, если ее выразить частным от деления величины содержания данного элемента (соединения) на общую минерализацию воды. Этот прием позволяет установить, что в водах, контактирующих с залежами углеводородов, некоторые микрокомпоненты содержатся в количествах, заметно превышающих "фоновые" концентрации, если за "фон" принять содержание тех же элементов в подземных водах региональной структуры.

Свои представления мы основывали на схеме внедрения углеводородов в ловушку, изложенную в работах В.Б.Порфирьева (1966 и др.). В.Б.Порфирьев пишет: "Образование антиклинальных залежей нефти происходит не путем подтока с площади, окружающей складку, к ее оси, а, наоборот, путем импрегнации из осевой части складки, наиболее раздробленной и служившей проводником глубинной нефти, в сторону ее крыльев" (1966, с.49). Разгрузка флюидов через сводовые части структур установлена В.П.Якудени в соляных куполах Восточного Прикаспия (1961), И.Г.Киссиним в ряде поднятий Предкавказья (1967), В.А.Кудряковым на месторождениях Узбекистана (1971) и во многих других районах.

Учение о главенствующей роли вертикальной миграции в образовании месторождений нефти и газа длительное время последовательно развивает Г.Н.Доленко. Он считает, что подъем нефтяных углеводородов происходил по глубинным разломам, вследствие чего к разломным зонам приурочено большинство нефтяных и газовых залежей. Эта закономерность в работах Г.Н.Доленко аргументирована многими примерами по нефтегазоносным провинциям нашей планеты. Наряду с ней существуют закономерности, обусловленные внутрирезервуарной миграцией, поскольку в большинстве случаев, по мнению Г.Н.Доленко, углеводороды поступают из глубины вместе с водой. В условиях ловушки при снижении пластового давления газ, нефть и вода разделяются по гравитационному принципу (1968, 1971).

Роль воды, поднимающейся вместе с углеводородами в условиях осадочной толщи, весьма сложна. Впервые она получила освещение в работах В.А.Кротовой (1966, 1968 и др.), которая установила три типа разгрузки глубоких вод: 1) открытая разгрузка, когда восходящие по глубоким трещинам и нарушениям воды достигают дневной поверхности и изливаются в виде минеральных источников или придонных ключей, питающих минеральные озера; 2) разгрузка в зону свободного водообмена, когда восходящие струи, поднимающиеся по трещинам или нарушениям, а также воды, дренируемые глубокими врезами речных долин, особенно на участках пересечения ими локальных поднятий, дойдя до зоны свободного водообмена, разгружаются в ней, образуя купола соленых вод или зоны засоления; 3) внутренняя разгрузка, когда поднимающиеся по нарушениям, трещинам и другим путям миграции глубинные воды в своем восходящем движении встречают на пути препятствие и разгружаются в погруженных горизонтах, не доходя до зоны свободного водообмена или дневной поверхности.

Каждый из выделенных В.А.Кротовой типов разгрузки имеет определенное отношение к нефтегазоносности недр, так как одновременно с водой может происходить поступление углеводородов. Например, разгрузка первого и второго типов, выводящая флюиды на поверхность или в приповерхностные зоны, где для образования залежей обстанов-

ка неблагоприятная, может обусловить перспективность лишь примыкающих к зоне разгрузки участков при наличии там ловушек и локальных достаточно закрытых структур. Весьма перспективными считаются зоны внутренней разгрузки, в которых флюиды, поднимающиеся с глубин по тектоническим нарушениям, трещинам и другим путям миграции, встречают препятствие в виде непроницаемых покрышек и, не имея возможности дальше двигаться вверх, меняют направление движения с вертикального или наклонного на близкое к горизонтальному. Продвигаясь в сторону от подводящего нарушения по проницаемым пластам внедрившиеся нефть и глубинная вода заполняют примыкающие к зоне разгрузки локальные поднятия и ловушки.

Мнение В.А.Кротовой о том, что заполнение ловушек углеводородами и сопутствующей глубинной водой обусловлено явлениями, происходящими в зонах "внутренней разгрузки", поддерживается и развивается многими гидрогеологами-нефтяниками (Терешенко и др.). Полученные за последние годы материалы подтверждают, что поднимающиеся из глубин по тектоническим нарушениям нефть, газ и вода, встречая тектонические экраны или непроницаемые покрышки, начинают двигаться в сторону от подводящего нарушения. Как правило, внедрившиеся углеводороды и глубинная вода заполняют примыкающие к зоне разгрузки локальные поднятия, образуя залежи, для выявления которых могут быть использованы признаки, обусловленные подъемом глубинных вод (гидрохимические, геотемпературные и другие аномалии).

По А.А.Карцеву (1972), в случае внутренней разгрузки, т.е. при перетоке вод из одного пласта в другой в разгружающемся горизонте образуется пьезомиимум, а в горизонте-приемнике возникает пьезомаксимум. Следовательно, указанием на то, что воды в данный горизонт поступают из нижележащих очагов, служит повышенное пластовое давление. Р.М.Новосилецкий, обобщив материалы по пластovým давлениям, существующим в недрах Украины, установил ряд закономерностей, из которых для нашей темы особенно важны следующие: 1) максимальные межпластовые перетоки приурочены к зонам тектонических нарушений и главным образом к присводовой части антиклинальных складок; 2) величина пластových давлений зависит от мощности экранирующих покрышек и от глубины их залегания; 3) важным фактором, влияющим на существование аномально высоких пластových давлений, является гидрогеологическая закрытость структуры.

Данные закономерности прослежены во всех нефтегазоносных регионах Украины. Например, в Днепровско-Донецкой впадине выявлена прямая зависимость между величиной пластových давлений и мощностью экранирующих покрышек, представленных хемогенными отложениями нижней перми. В.Б.Порфирьев и В.А.Крашкин (1968, 1972 и др.) считают, что на северном и южном бортах Днепровско-Донецкой впадины имеются крупные региональные стратиграфические и тектонические экраны,

которые оказывают влияние на формирование и размещение месторождений нефти и газа, связанных с северным и южным краевыми разломами. По представлению названных исследователей, краевые разломы до настоящего времени являются местом разгрузки глубинных вод. Это дает им основание полагать, что нефть и газ, поднимавшиеся по этим разломам, должны мигрировать из прибортовых зон в палеозойские и более молодые породы обоих бортов Днепровско-Донецкой впадины. Отсюда они делают вывод о перспективности ряда участков, расположенных на бортах впадины.

Влияние покровов на размещение в пределах Днепровско-Донецкой впадины месторождений нефти и газа всесторонне рассматривает В.М.Завьялов, который считает, что наиболее примечательной особенностью размещения в Днепровско-Донецкой впадине залежей нефти и газа является их приуроченность к интервалам геологического разреза, находящимся под региональными покровками. В то же время В.М.Завьялов полагает, что особенности распределения залежей нефти и газа в ДДВ, а также многочисленные гидрогеохимические, физико-химические и геотермические данные служат доказательством того, что в Днепровско-Донецкой впадине в региональном масштабе проявляется вертикальная миграция флюидов (1973).

Зависимость размещения скоплений нефти и газа от распределения в разрезе пород мощных толщ малопроницаемых покровов признается и многими другими исследователями, что отражено в материалах двух республиканских совещаний, посвященных проблеме "Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа" (Львов, 1965 и 1972 гг.), на которых эта зависимость доказывалась на примере различных продуктивных структур нефтегазоносных регионов Украины и других провинций.

Признание решающего влияния покровов на закономерности размещения скоплений углеводородов тесно связано с признанием их вертикальной миграции по тектоническим разрывам или разломам. А этот процесс нельзя отделить от процесса перемещения по тем же путям сопутствующих углеводородам глубинных вод. Таким образом, создаются условия, на которые указывал еще Н.К.Игнатович, — сочетание закрытости структур с динамичностью вод. Он писал: "Вода может способствовать формированию залежей в закрытых, не имеющих связи с поверхностью, структурах лишь при условии динамичности" (1945, с.24). Это положение впоследствии развивали в своих работах А.И.Силин-Бекчурин (1949), М.А.Гатальский (1954) и другие авторы, но пока не была признана глубинная природа воды, участвующей в образовании месторождений нефти и газа, оно не могло получить правильной интерпретации.

Признавая участие глубинной воды в образовании месторождений нефти и газа, можно дать более обоснованную оценку гидрогеологи-

ческих условий, благоприятных для сохранения месторождений. Дело в том, что покрывки, являясь верхней границей подъема глубинной воды и углеводородов, в то же время служат региональными водоупорами, тормозящими поступление инфильтрационных вод из областей питания в гидрогеологических структурах (водонапорных системах, артезианских бассейнах). Этим создается условия, объединяемые в понятие "гидрогеологическая закрытость" пластов (горизонтов, структур), которые обеспечивают невозможность проникновения поверхностных вод в рассматриваемые участки нефтеносных пород. К числу этих условий принадлежат прежде всего изолирующие свойства пород, перекрывающих нефтеносный пласт, зависящие от их проницаемости и мощности. Водопроницаемость в свою очередь зависит от литологического состава и трещиноватости пород.

Установлено, что чем меньше водопроницаемость перекрывающих пород и чем меньше их трещиноватость, тем более надежно изолируют они залегающие под ними пласты и структуры от воздействия поверхностных факторов. Непременным условием при этом является пространственная выдержанность как литологического состава, так и мощности перекрывающей водоупорной толщи. Кроме того, чем больше общая мощность пород, залегающих над нефтегазоносным пластом, тем более затруднено проникновение в него атмосферных или поверхностных инфильтрационных вод. Поэтому гипсометрическое положение пластов или структур является весьма существенным фактором, обуславливающим их закрытость, особенно в случае простого тектонического строения, например на платформенных участках, где закрытость структур находится в прямой зависимости от глубины их залегания. В более сложных тектонических условиях эта зависимость не выдерживается, но общая тенденция сохраняется та же.

Гидрогеологическая закрытость зависит не только от пространственной выдержанности литологического состава пластов-покрывок, но и от однородности состава флюидопроводящих пород^{*}. Изменение фильтрующих свойств пласта-коллектора или его выклинивание в пачке водонепроницаемых пород также затрудняет связь с земной поверхностью, что создает условия гидрогеологической закрытости на локальных участках разреза водоносных пород. В противоположность этому, хорошая фильтрующая способность пород может обусловить их легкую промываемость и возобновление запасов подземных вод за счет вод поверхностного происхождения. В таком случае структура или пласт характеризуется "гидрогеологической раскрытостью".

^{*} Термин "флюидопроводящие породы" здесь употребляется в том смысле, какой ему дали В.А.Терещенко, В.В.Колодий и Л.П.Швай при рассмотрении гидрогеологической характеристики девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины (1973).

"Закрытость" и "раскрытость" пластов, структур — явления противоположные, и если первое — это положительное условие для сохранения нефтяных и газовых залежей, то второе — отрицательное. Наибольшей гидрогеологической раскрытостью характеризуется зона свободного водообмена с дневной поверхностью. В некоторой мере раскрыта расположенная глубже зона с затрудненным водообменом. Полностью гидрогеологически закрытой является наиболее глубокая зона, где водообмена с дневной поверхностью нет. Такая последовательность зон по степени закрытости имеет региональный характер и прослеживается повсеместно, хотя не везде эти зоны залегают на одной и той же глубине. В условиях большей изолированности глубоких водоносных горизонтов верхняя граница гидрогеологически закрытой зоны может повышаться. Это главным образом там, где есть выраженные покрывающие водные толщи и нет водопроводящих тектонических нарушений. В районах, где нет таких условий, степень изолированности водоносных пород уменьшается и верхняя граница гидрогеологически закрытой зоны снижается. Но решающим фактором, обуславливающим закрытость или раскрытость водоносных пластов, является глубина их залегания, поэтому наиболее гидрогеологически закрытыми и, следовательно, наиболее благоприятными для существования нефтяных и газовых залежей, являются глубоко погруженные структурные элементы, что и подтверждает практика нефтеразведочных работ.

Самым распространенным методом познания гидрогеологических особенностей структур и регионов является изучение химического состава подземных вод, который формируется в тесной зависимости от характера динамических условий. Эта зависимость прежде всего определяется общностью закономерностей и распределения гидродинамической и гидрохимической зональности. Общеизвестно, что с региональным распределением гидродинамических зон связана общепланетная гидрохимическая зональность, а особенности локальных структур, отличающихся аномальными гидрогеологическими условиями, влияют как на общую минерализацию подземных вод, так и на комплекс растворенных в них солей. Примеры таких аномалий известны в Волго-Уральской области (В.А.Кротова, А.С.Зингер, М.И.Зейдельсон), в Ангаро-Ленском и Якутском бассейнах (Б.Н.Любомиров, Н.Я.Тычино, Е.В.Ильина), в Днепровско-Донецкой впадине (Л.К.Гуцало, В.А.Кривошея), в Предкарпатском прогибе (В.М.Шепак, В.И.Мигович), в Западной Туркмении (В.В.Колодий, А.В.Кудельский) и многих других районах.

В наших работах, освещающих природу гидрохимических показателей нефтегазоносности (Гавриленко, 1965; 1968 и др.), показано, что некоторые гидрохимические аномалии создаются вокруг залежей нефти и газа при совместном внедрении в ловушку глубинной воды и углеводородов. Выявление такого рода аномалий имеет практическое значение, так как может служить основанием для оценки перспектив нефте-

газоносности локальных структур. Исходя из материалов, изложенных в предыдущих главах настоящей работы, следует предполагать, что при установлении гидрохимических показателей нефтегазоносности существенная роль должна принадлежать характеристике содержания в подземных водах микрокомпонентов. Поэтому выявление закономерностей в распределении микрокомпонентов в породах, водах и нефтяных углеводородах нужно поставить в число первоочередных задач нефтяной гидрогеохимии.

Завершая краткий обзор материалов, характеризующих участие глубинной воды в образовании месторождений нефти и газа, следует отметить, что изложенные представления хорошо согласуются с гипотезой неорганического происхождения нефтяных углеводородов и особенно с тем ее вариантом, который разрабатывается в Институте геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР под руководством проф. Э.Б.Чекалюка. Так, существует единство в понимании тех процессов, которые обусловили первичную обогащенность мантии летучими. Полное совпадение наблюдается и в оценке роли отдельных элементов мантии, из которых астеносфера признана областью генерации ювенильной воды и нефтяных углеводородов; лежащая выше толща дегазированных и дегидратированных пород отнесена нами к глобальному водоупору, а Э.Б.Чекалюком — к запорному слою, подъем воды и углеводородов через которые возможен только при наличии разломов. Однозначно решается вопрос и о возможности выхода ювенильной воды и углеводородов из области генерации — астеносферы в слои земной коры. Они поднимаются в виде водонефтяного раствора, расслаивающегося на воду, нефть и газ в структуре-ловушке. Подъем происходит быстро под действием высоких давлений, превышающих геостатические. Пути подъема — глубинные разломы и системы оперяющих трещин.

В свете гипотез о глубинной природе углеводородов и сопутствующих подземных вод особая роль в образовании залежей нефти и газа принадлежит гидрогеологической закрытости структур-ловушек, что обеспечивается главным образом наличием региональных водоупорных толщ — покрышек. Достигая покрышки, быстро поднимающиеся флюиды вызывают гидравлический удар, вследствие которого происходит раскрытие трещин противостоящего пласта, в который и поступает водонефтяная смесь. Внедрившиеся нефть, газ и вода вытесняют ранее находившуюся в структуре воду, чем и обусловлен аномальный химический состав подземных вод, сопутствующих залежам. Выявление подобного рода гидрохимических аномалий имеет не только теоретическое, но и практическое значение, так как о этим связана выработка соответствующих критериев для прогноза нефтегазоносности.

Гидрогеологически закрытым структурам свойственна изолированность от воздействия поверхностных инфильтрующихся вод, что обеспечивает условия сохранности скоплений углеводородов. Поэтому при

анализе гидродинамического режима, существующего в недрах перспективных на нефть и газ структур, необходимо учитывать решающее влияние вертикальной миграции на формирование месторождений, когда поднимающиеся флюиды не выводятся выше водоупорных толщ. Эти толщи в большинстве нефтегазоносных провинций контролируют размещение нефтяных и газовых залежей, чем и определяется практическая ценность результатов изучения режима глубинных вод.

Главная цель, поставленная перед автором данной монографии, заключается в выработке достаточно обоснованных представлений о процессах, происходящих в тектоносфере при участии воды. Эта задача решается путем обобщения материалов из различных областей наук о Земле, указывающих на присутствие воды в тех или иных элементах тектоносферы, а также характеризующих ее роль в развитии явлений, свойственных тектоносфере или отдельным ее частям.

При выполнении исследований, результаты которых освещаются в данной работе, необходимо было прежде всего выяснить условия, вследствие которых мантия могла получить те огромные запасы воды, которые определили ее роль как единственного источника воды на Земле. Казалось бы, это противоречит известным из космогонических материалов сведениям об интенсивной диссипации летучих, происшедшей в процессе образования планет земной группы. Но полагают, что в природе существовал и противоположный этому явлению процесс — привнос дополнительного количества летучих крупными телами астероидного типа, падавшими на Землю в завершающий период ее формирования, и обусловившими рост массы ее зародыша до современной за короткий сравнительно отрезок времени.

Вторая задача была уже чисто геогидрологического плана — определить условия формирования наиболее значительного элемента надземной части геогидросферы — Мирового океана. Решение этой задачи потребовало реконструкцию процессов, происходивших на ранних этапах существования нашей планеты, когда из вещества мантии интенсивно выделялись легкоплавкие дифференциаты, из которых образовалась земная кора, и летучие, давшие начало атмосфере и протоокеану. Эволюция океанических вод до момента стабилизации их состава продолжалась примерно 4,5 млрд. лет. В процессе эволюции геогидросферы нами намечается семь этапов последовательного изменения первичных кислых протоокеанических вод до современных вод океана, имеющих довольно близкий состав в пределах обширного пространства, занимающего почти 3/4 площади нашей планеты.

Сложнее оказалось установить историю территориального размещения океанов. К решению этой проблемы ученые подходят по-разному, что затрудняет выяснение очень важного геогидрологического вопроса: как изменялось во времени соотношение главных элементов гео-

гидросферы — ее надземной и подземной частей. В работе излагаются некоторые концепции, наиболее популярные среди советских геологов, причем лишь в аспекте разрабатываемой нами темой. С геогидрологических позиций наименее доказательна гипотеза "океанизации" материковой коры, что признает и сам автор — В.В.Белоусов, который не находит объяснения тому факту, что лишь с мезозоя появились те огромные количества воды на поверхности Земли, которые в настоящее время заполняют океанические впадины.

Подземная часть геогидросферы, включающая и воду тектоносферы, в свете последних публикаций, может иметь очень значительную протяженность в глубь Земли, о чем свидетельствуют материалы, характеризующие крупномасштабную конвекцию вещества во внутренних частях планеты. Восходящая вертикальная ветвь конвективной ячеи берет начало на границе нижней мантии с ядром Земли или во внешнем ядре и достигает астеносферы, соответствуя зонам срединноокеанических хребтов. Поскольку большинством исследователей признается гравитационная природа конвекции, то, следовательно, восходящее движение обусловлено отделением из верхней части внешнего ядра, граничащего с нижней мантией, относительно легкого материала, в составе которого можно предполагать наличие летучих компонентов, а значит и воды.

Таким образом, не лишено основания предположение о существовании геогидрологической связи между внутренними оболочками Земли вплоть до внешней части ядра — зоны E. Вверху аккумулятором легкого материала, поступающего из этой зоны, является астеносфера (слой Гутенберга, волновод), где вещество находится в близком к расплавленному или в частично расплавленном состоянии. В самой астеносфере тоже происходит конвекция, но имеющая значительно меньшие вертикальные масштабы. С действием этой конвекции некоторые исследователи связывают перемещение плит литосферы ("тектоника плит") как следствие раздвижения дна океана в области срединно-океанических хребтов, а также развитие глобальных тектонических явлений.

Мобильность астеносферы имеет важное геогидрологическое значение, так как кроме конвекции в ней происходит и адвекция, т.е. явление, когда нет полных конвективных петель, а происходит лишь подъем легкого материала и опускание тяжелого. Легкий материал при соответствующих условиях, возникающих в результате конвективной неустойчивости вещества астеносферы (по Артюшкову), может отделяться, а затем и подниматься на поверхность Земли или в слои земной коры. Этот процесс имеет большое геогидрологическое значение — с его развитием тесно связана генерация ювенильной воды, так как легкие фракции вещества мантии содержат базальтовый расплав и летучие компоненты, в составе которых преобладает вода в надкритическом состоянии.

К объяснению процесса адвекции, происходящему в астеносфере, может быть привлечен механизм зонного плавления (по Виноградову), а также явление гравитационной дифференциации, вследствие которой легкий материал всплывает к кровле астеносферы и над ее поверхностью образует крупные тела — астенолиты (по Белоусову). Но ни тот, ни другой вариант адвективного процесса не будет достаточно эффективным и не обеспечит вынос легких фракций из астеносферы, если не будет действовать дополнительный необходимый фактор — наличие путей для их подъема. Такие пути создаются при возникновении глубинных разломов — крупных тектонических нарушений в мантии и земной коре.

Относительно процессов, вызывающих образование глубинных разломов, существуют различные предположения. В данной работе рассмотрены гипотезы, наиболее отвечающие нашим геогидрологическим представлениям — концепции С.И.Субботина, Э.Б.Чекалока, В.Ф.Линецкого. Общим для этих концепций является то, что зарождение глубинных разломов они связывают с процессами, происходящими в астеносфере. Развиваясь снизу вверх, глубинные разломы разрывают надастеносферную толщу мантии и слои земной коры, давая возможность расплаву и флюиду — сильно минерализованному высокотемпературному газонасыщенному водному раствору, подняться до верхних слоев земной коры или до земной поверхности. При относительно небольшом раскрытии разлома, недостаточном для подъема расплава, флюид может подниматься автономно, неся в себе многие рудные компоненты, что и подтверждает строение некоторых поясов рудных месторождений, имеющих большую протяженность и соответствующую геохимическую зональность (по Белевцеву). Поступлением воды из мантии объясняется аллометаморфический характер процесса серпентинизации, развивавшегося в осевых зонах срединноокеанических хребтов.

Астеносферный слой в верхней мантии, выделенный Гутенбергом как слой пониженных скоростей распространения сейсмических волн, отличается также пониженной вязкостью вещества. По Е.В.Артюшкову (1970), она в тысячу или более раз меньше вязкости вещества слоев верхней мантии, залегающих под астеносферой. Образование астеносферы некоторые исследователи объясняют соотношением температуры и давления, которое обуславливает близкое к расплавленному состояние вещества в определенном интервале глубин, соответствующем положению астеносферного слоя (Белоусов, Магницкий и др.). В свете гипотезы крупномасштабной гравитационной конвекции более правильной представляется точка зрения С.И.Субботина, Г.Л.Наумчика, И.Ш.Рахимовой (1968), которые считают, что существование астеносферы объяснить только термическим размягчением не всегда возможно, и полагают, что на ее образование влияет еще и изменение состава вещества мантии Земли.

Работы Э.Б.Чекалюка показали, что астеносфера представляет слой, где в твердоподобном веществе мантии содержатся как бы заземленные включения воды в надкритическом состоянии и других компонентов, лишенные способности свободных конвективных перемещений. Наличие такого слоя должно фиксироваться понижением скорости сейсмических волн, что и обнаружено было Гутенбергом. Рингвуд и Грин также пишут о том, что на глубине более 60 км по термодинамическим условиям вода в мантии должна быть в свободной фазе, что и подтверждают экспериментальные работы, выполненные ими и еще ранее Кеннеди.

Произведенные нами расчеты, совпадающие по результатам с расчетами других исследователей, показали, что в веществе астеносферы содержится 5-7 вес.% воды. Расположенная выше астеносферы толща дегидратированных пород мантии (склеросфера) утратила ранее содержащиеся в ней запасы воды на образование Мирового океана и атмосферы. В сочетании с базальтовым слоем земной коры эта толща представляет глобальный водоупор, препятствующий выходу воды и других летучих из астеносферы, если нет проводящих путей типа глубинных разломов.

В земной коре активным геотидрологическим элементом является гранитный слой, сложенный породами, образовавшимися вследствие регионального метаморфизма. К числу факторов, обуславливающих метаморфизм, относятся температура, давление и подвижность водных растворов. Увеличение давления при региональном метаморфизме достигается погружением пород вследствие опускания крупных участков земной коры. Но, как установлено, погружения пород недостаточно для развития регионального метаморфизма. Необходим дополнительный привнос тепла, поступление которого обеспечивается подъемом горячих ювенильных вод, генерированных мантией.

С воздействием ювенильных вод на первичноосадочные метаморфизованные породы связано образование в гранитном слое анатектических расплавов, которые при застывании дали гранитные массы, приуроченные, согласно модели В.В.Белюсова, к области, лежащей между зоной развития пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Ювенильные воды участвуют также в метасоматическом образовании гранитоидов. Признание трансмагматической природы ювенильных растворов дает основание говорить о их значительном воздействии на расплавы, образовавшиеся магматическим путем. Остывание расплавов сопровождается отделением водных растворов, которые участвуют в гидротермальном рудообразовании. Остаточные, "отработанные" постмагматические растворы, после того как отложат рудный материал, продолжают свое движение от магматического тела, преимущественно от его апикальной части, в стороны и вверх, что прослеживается по системе рудных жил и прожилков.

Кроме ювенильных и постмагматических водных растворов, в гранитном слое земной коры имеются растворы метаморфического происхождения, выделяющиеся при минеральных преобразованиях, в результате которых породы более высокой ступени метаморфизации дегидратируются. Наиболее интенсивная генерация метаморфических растворов происходит в области перехода от амфиболитовой фации к лежащим ниже более метаморфизованным породам гранулитовой фации. Масштабы и длительность процесса дают основание считать, что объемы метаморфических растворов, возникших в результате прогрессивного метаморфизма, колоссальны.

Водные растворы, возникшие в гранитном слое (постмагматические, метаморфогенные), как и ювенильные, поступившие в этот слой из мантии, имеют единое по направлению восходящее движение. Так как различные по генезису воды, участвуя в общем комплексе процессов (метаморфизации, метасоматозе, гранитизации, рудоотложении), неизбежно смешиваются, то, поднимаясь за пределы гранитного слоя, они теряют свою индивидуальность и представляют собой полигенный водный раствор, который мы называем вообще водами глубинного генезиса, или глубинными водами. А гранитный слой считаем областью размещения вторичных очагов генерации воды в глубинных зонах геогидросферы, в отличие от области первичной генерации, приуроченной к астеносферному слою верхней мантии.

Изложенные представления отражены на обобщенной геогидрологической схеме, составленной нами для наиболее сложного континентального типа земной коры (рис.37). Несомненно, что графическая интерпретация не может отразить всего многообразия процессов, происходящих при участии воды в глубоких недрах Земли. Но учитывая уровень исследований в смежных областях наук о Земле, откуда нами привлечена основная масса материалов для аргументации изложенных представлений, можно считать, что на современном этапе изученности недр гидрогеологическая характеристика тектоносферы более детальной быть не может.

В заключение необходимо отметить, что гидрогеологические (а вернее геогидрологические) исследования с охватом глубин, не вскрытых бурением, не могут быть проведены без привлечения данных из петрологии, геофизики, геохимии, металлогении и других геологических, а, возможно, и не только геологических (космогении, физики, химии) дисциплин. В то же время назрела практическая необходимость изучения водоносности более глубоких недр, чем те, которые изучаются гидрогеологическими организациями, так как все более ясно вырисовывается важная роль воды в образовании полезных ископаемых и в то же время все более четко устанавливается приуроченность главных источников минеральных богатств Земли к большим глубинам. Это, в частности, видно из анализа материала по генезису

Глубина, км	Название слоев	Породы	Гидрогеологическая характеристика
20	Земная кора Гранитный	+	Область размещения вторичных источников глубокой воды, поступившей из мантии и отделившейся при остывании расплавов
40	Базальтовый	v	Глобальный водоупор
	Подошва коровая	•	Зона дегидратированных пород мантии, утративших легкоплакие и легколетучие компоненты в результате выплавления и дегазации при формировании коры, гидросферы и атмосферы
100	Астеносфера	o	Область генерации ювенильной воды как важной составной части летучих
300		o	Сложена веществом, сохранившим первоначальное содержание воды, равное 5-7 вес. %

Рис.37. Глубинные зоны геогидросферы (обобщенная схема).

рудных месторождений, приведенного в последней главе данной работы.

Особенно важное значение имеет исследование участия глубинной воды в образовании нефтяных углеводородов, в их переносе из очагов возникновения в слои земной коры, в формировании нефтяных и газовых месторождений. Необходимость такого рода исследований определяется не только с позиции гипотезы неорганического происхождения нефти и газа, но и вне связи в этой проблемой. Признание глубинного генезиса воды, участвующей в формировании нефтяных и газовых месторождений, позволит уточнить природу и комплекс гидрогеохимических поисковых показателей, установить характер гидрогеологических условий, благоприятных для существования промышленных скоплений углеводородов, позволит прогнозировать условия проходки сверхглубоких скважин, что практически необходимо особенно в ближайшем будущем, когда разведка на нефть и газ будет уходить все глубже в недра Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- А в е р ъ е в В.В. - В кн.: Современный вулканизм. "Наука", М., 1966.
- А н д е р с о н Д.Л. - В кн.: Верхняя мантия Земли. "Мир", М., 1964.
- А р т џ ш к о в Е.В. - Физика Земли, 1966, 8.
- А р т џ ш к о в Е.В. - Физика Земли, 1968, 9.
- А р т џ ш к о в Е.В. - Физика Земли, 1970, 5.
- А р т џ ш к о в Е.В. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. "Наукова думка", К., 1971.
- А р т џ ш к о в Е.В. - Физика Земли, 1972, 8.
- Б а ш а р и н а Л.А. - В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Тр. Лабор. вулканологии, в.19, 1961.
- Б а р н с Х.Л., Ч а м а н с к и й Г.К. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", М., 1970.
- Б е л е в ц е в Я.Н. - В кн.: Рудообразование и металлогения. "Наукова думка", К., 1971.
- Б е л е в ц е в Я.Н. и др. Современные проблемы эндогенного рудообразования. "Наукова думка", К., 1972.
- Б е л о у с о в В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. "Наука", М., 1966.
- Б е л о у с о в В.В. - Геотектоника, 1967, 1.
- Б е л о у с о в В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. "Наука", М., 1968а.
- Б е л о у с о в В.В. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. "Наука", М., 1968б.
- Б е л о у с о в В.В. - Советская геология, 1969, 1.
- Б е л о у с о в В.В. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", М., 1972а.
- Б е л о у с о в В.В. - Вестник АН СССР, 1972б, 7.
- Б е л о у с о в В.В. - Физика Земли, 1972в, 7.
- Б е н и о ф ф Х. - В кн.: Дрейф континентов. "Мир", М., 1966.
- Б е р к н е р Л., М а р ш а л л Л. - Земля и Вселенная, 1966, 4.
- Б е т е х т и н А.Г. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т.1. Изд-во АН СССР, М., 1953.
- Б е т е х т и н А.Г. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Б и л и б и н Ю.А. - Изв. АН СССР, серия геол., 1947, 5.
- Б л о х А.М. Структура воды и геологические процессы. "Недра", М., 1969.
- Б о й к о Г.Е. - В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. "Наукова думка", К., 1971.
- Б о й к о Г.Е. - В кн.: Геология и геохимия горючих копалин, в.34. "Наукова думка", К., 1973.
- Б о н д а р ч у к В.Г. Движение и структура тектоносферы. "Наукова думка", К., 1970.
- Б о н д а р ч у к В.Г. Очерки по региональной тектоорогении. "Наукова думка", К., 1972.
- Б о у э н Н.Л., Т а т т л О.Ф. - В кн.: Вопросы физической химии в минералогии и петрографии. ИЛ, М., 1950.
- Б р а н д Дж., Х о д ж П. Астрофизика солнечной системы. "Мир", М., 1967.

- Бруевич С.В. — Океанология, т.УШ, в.6, 1968.
- Буллен К. — В кн.: Физика и химия Земли. ИЛ, М., 1968.
- Буллен К.Э. — В кн.: Планета Земля. ИЛ, М., 1961.
- Бэрнем К.В. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", М., 1970.
- Бятнер Э.К. — ДАН СССР, 1959, 124, 1.
- Валяшко М.Г. — Вестник МГУ, серия IY, геология, 1963, I.
- Варичев С.О., Винниченко Л.Г., Галабузда М.И. — В кн.: Геология і геохімія горючих копалин, в.24, 1971.
- Вдовыкин Г.П. Углеродистое вещество метеоритов. "Наука", М., 1967.
- Венинг-Мейнес Ф. — В кн.: Дрейф континентов. "Мир", М., 1966.
- Вернадский В.И. История минералов земной коры, т.П. История природных вод, ч. I, II, III. Госгеохимиздат, М., 1933, 1934, 1936.
- Вернадский В.И. Избранные труды. Изд-во АН СССР, М., 1954—1960.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. "Наука", М., 1965.
- Виноградов А.П. — Геохимия, 1956, I.
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Виноградов А.П. — Геохимия, 1961, I.
- Виноградов А.П. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, II.
- Виноградов А.П. — В кн.: Химия земной коры, т.П. Изд-во АН СССР, 1964.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. "Наука", М., 1967.
- Виноградов А.П. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, 4.
- Виноградов А.П., Ярошевский А.А. — Геохимия, 1965, 7.
- Виноградов А.П., Удинцев Г.Б. и др. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, 10.
- Виноградов А.П., Ярошевский А.А., Ильин Н.П. — Геохимия, 1970, 4.
- Гавриленко К.С. — В кн.: Пам'яті акад.Вернадського. Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Гавриленко К.С. — ДАН УРСР, 1963, 7.
- Гавриленко В.С. Геохимические показатели нефтеносности по солевому и изотопному составам подземных вод. "Наукова думка", К., 1965.
- Гавриленко В.С. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, в.15. "Наукова думка", К., 1968.
- Гавриленко В.С. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. "Наукова думка", К., 1971.
- Гавриленко В.С., Дергольц В.Ф. Глубинная гидросфера Земли. "Наукова думка", К., 1971.
- Гавриленко К.С. — В кн.: Геология і геохімія горючих копалин, в.29. "Наукова думка", К., 1972.
- Гавриленко К.С. — В кн.: Геология і геохімія горючих копалин, в.35. "Наукова думка", К., 1973.
- Геохимия гидротермальных рудных месторождений (под ред. Х.Барнса); "Мир", М., 1970.
- Гиллули Д. — В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. "Наука", М., 1967.
- Грейтон Л.К. Природа рудообразующего флюида. ИЛ, М., 1949.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", М., 1972.
- Гринберг И.В. — В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. "Наукова думка", К., 1971.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. ИЛ, М., 1963.

- Гутенберг Б. - В кн.: Верхняя мантия Земли. "Мир", М., 1964.
- Дашкевич З.В. Палеогеография. Изд-во Ленинград. ун-та, 1969.
- Дементицкая Р.М. Кора и мантия Земли. "Недра", М., 1967.
- Дерпгольц В.Ф. - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, II.
- Дерпгольц В.Ф. - Литология и полезных ископаемые, 1963, I.
- Дитц Р.С. - В кн.: Дрейф континентов. "Мир", М., 1966.
- Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. Закономерности размещения нефти и газа Днепровско-Донецкой нефтегазосной провинции. "Наукова думка", К., 1968.
- Доленко Г.Н., Варичев С.А., Галабуда Н.И. - Геотектоника, 1970, I.
- Доленко Г.Н. и др. - В кн.: Проблема промышленной нефтегазосности девона Днепровско-Донецкой впадины. "Наукова думка", К., 1973.
- Домарев В.С. - Советская геология, 1967, 4.
- Дрейк Ч.Л. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. "Мир", М., 1970.
- Ермаков Н.П. Исследования минералообразующих растворов. Изд-во Харьковского ун-та, 1950.
- Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. "Недра", М., 1972.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Завьялов В.М. Условия аккумуляции нефти и газа и закономерности размещения их в Днепровско-Донецкой впадине. "Недра", М., 1973.
- Зенкевич Л.А. - Океанология, 1966, т.IV, в.2.
- Иванов В.В. - В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Труды лабор. вулканологии, в.19, 1961.
- Игнатович Н.К. - ДАН СССР, 1945, 46, 5.
- Иодер Х.С. (младший). - В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. "Мир", М., 1965.
- Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. "Наука", М., 1972.
- Калужный В.А. Методы вивчення багатофазних включень у мінералах. Вид-во АН УРСР, К., 1960.
- Каменский Г.Н. - Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т.16, 1958.
- Карцев А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. "Недра", М., 1972.
- Кеннеди Дж. - В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Кнопов Л. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", М., 1972.
- Козловская С.В. - Астрон. журн., 1966, 5.
- Козловская С.В. - Физика Земли, 1972, 7.
- Коржинский Д.С. - Изв. АН СССР, серия геол., 1952, 2.
- Коржинский Д.С. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Коржинский Д.С. - Геология рудных месторождений, 1962, 5.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. "Наука", М., 1969.
- Корренс К.У. - В кн.: Физика и химия Земли. ИЛ, М., 1958.
- Коссовская А.Г., Шуртов В.Д. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, 7.
- Косыгин Ю.А. Геотектоника, "Недра", М., 1969.

- Краускопф К.В. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", М., 1970.
- Кропоткин П.Н. - Вестник АН СССР, 1972, 7.
- Кротова В.А. - Советская геология, 1966, 3.
- Кудрявцев Н.А. Генезис нефти и газа. "Недра", Л., 1973.
- Кузнецов Ю.А. - Геология и геофизика, 1966, 6.
- Курт В.Г. - Вестник АН СССР, 1966, 12.
- Лаутон А.С. - В кн.: Система рифтов Земли. "Мир", М., 1970.
- Левин Б.Ю. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1953, 4.
- Левин Б.Ю. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1957, II.
- Левин Б.Ю. Происхождение Земли и планет. "Наука", М., 1964.
- Левин Б.Ю. - В кн.: Проблемы происхождения нефти. "Наукова думка", К., 1966.
- Левин Б.Ю. - Земля и Вселенная. 1967, 6.
- Левин Б.Ю. - Природа, 1969, 6.
- Левин Б.Ю. - Физика Земли, 1972, 7.
- Левин Б.Ю., Маева С.В. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1960, 2.
- Левин Б.Ю., Маева С.В. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. "Наука", М., 1968.
- Лесняк В.Ф. Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Изд-во Львовского ун-та, 1964.
- Линецкий В.Ф. Миграция нефти и формирование ее залежей. "Наукова думка", К., 1965.
- Линецкий В.Ф. - В кн.: Проблема неорганического происхождения нефти. "Наукова думка", К., 1971.
- Линецкий В.Ф. - В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа (тез. П респ. совещ.), Львов, 1972.
- Лодочников В.Н. - Советская геология, 1936, II.
- Лодочников В.Н. - Записки Минералог. об-ва, серия 2, 1939, 2-3.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. - Геотектоника, 1967, 2.
- Любимова Е.А. - Изв. АН СССР, серия геофиз., 1952, 2.
- Любимова Е.А. - В кн.: Вопросы космогонии, т.УШ. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Любимова Е.А. - В кн.: Химия земной коры, т. I. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Любимова Е.А. - В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. "Наука", М., 1966.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. "Наука", М., 1968.
- Любимова Е.А., Герцен Ф. фон, Удинцев Г.Б. - В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. "Наука", М., 1966.
- Люстих Е.Н. - В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. I. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Люстих Е.Н. - Природа, 1967, 12.
- Магницкий В.А. - Изв. АН СССР, серия геол., 1964, II.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. "Недра", М., 1967.
- Магницкий В.А. - В кн.: АН СССР. Чтения им. В.И. Вернадского, т. УШ. "Наука", М., 1968а.
- Магницкий В.А. - Физика Земли, 1968б, II.
- Макаренко Ф.А. - В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. II. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Макаренко Ф.А. - В кн.: Круговорот воды. "Знание", М., 1966.
- Макаренко Ф.А., Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г. - В кн.: МКГ, XXIV сессия. Доклады советских геологов. Гидрогеология и инженерная геология. "Наука", М., 1972.

- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. "Наука", М., 1967.
- Мархинин Е.К. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. "Наука", М., 1968.
- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. "Мир", М., 1966.
- Менерт К.Р. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, М., 1963.
- Менерт К.Р. Магматиты и природа гранитов. "Мир", М., 1971.
- Мінералоутворюючі флюїди та парагенезиси мінералів пегматитів занорішевого типу України, "Наукова думка", К., 1971.
- Миясиро - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", М., 1972.
- Москалева С.В. - В кн.: Проблемы метасоматоза. "Недра" М., 1970.
- Мясников В.П., Ушаков С.А., Федьинский В.В. - Вестник МГУ, геология, 1971, 3.
- Мясников В.П., Сорохтин О.Г., Удинцев Г.Б., Ушаков С.А. - ДАН СССР, 1971, 199, 1.
- Набоко С.И. - Тр. Лабор. вулканолог., в.16, 1959.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Набоко С.И. - В кн.: Молодые породы и минералы Камчатки и Курильских островов. "Наука", М., 1969.
- Некрасова В.А., Степанов В.Н. - ДАН СССР, 1962, 143, 3.
- Николаев В.А. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1955.
- Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Новосілецький Р.М. Аластові тиски флюїдів у надрах України. "Техніка", К., 1969.
- Орт Я.Н. - Земля и Вселенная, 1965, 2 и 3.
- Павлов Д.И. - Геология рудных месторождений, 1963, 1.
- Пейве А.В. - Геотектоника, 1969, 4.
- Пикельнер С.Б. - Земля и Вселенная. "Знание", М., 1966.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И. и др. Геохимия, 1969, 10.
- Польдерварт А. - В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Порфирьев В.Б., Гринберг И.В. - В кн.: Проблема происхождения нефти. "Наукова думка", К., 1966.
- Порфирьев В.Б., Краюшкин В.А. - В кн.: Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа (тез. П респ. совещ.). Львов, 1972.
- Ревердато В.В. Фашии контактового метаморфизма. "Недра", М., 1970.
- Реддер Э. - В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", М., 1970.
- Рингвуд А.Э. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", М., 1972.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегори И.Д., Бойд Ф.Р. - В кн.: Петрология верхней мантии. "Мир", М., 1968.
- Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", М., 1972.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. "Мир", М., 1964.
- Ронов А.Б. - Геохимия, 1959, 5; 1964, 8; 1967, II.
- Руби В.В. - В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Садецкий - Кардош Э. - В кн.: Химия земной коры, т.П. "Наука", М., 1964.
- Саттон Дж. - В кн.: Природа метаморфизма. "Мир", М., 1967.

- Сафронов В.С. — Изв. АН СССР, серия физика Земли, 1965, 7.
- Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. "Наука", М., 1969.
- Сафронов В.С. — Физика Земли, 1972, 7.
- Семеновко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Семеновко Н.П. Метаморфизм подвижных зон (второе издание). "Наукова думка", К., 1966.
- Синицын В.М. Смаль. Историко-генетические аспекты. "Недра", Л., 1972.
- Смирнов В.И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. "Недра", М., 1968.
- Смирнов В.И. Геология месторождений полезных ископаемых. "Недра", М., 1969.
- Смирнов В.И. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. "Наукова думка", К., 1971.
- Смит Ф.Г. — В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., 1954.
- Смит Ф.Д., Джонсон Р.Б. — В кн.: Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. ИЛ, М., 1963.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного металлогенеза. "Наука", Л., 1967.
- Соллогуб В.Б. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. "Наукова думка", К., 1971.
- Сорохтин О.Г. — ДАН СССР, 1971, 196, 6.
- Сорохтин О.Г. — Физика Земли, 1972, 7.
- Сорохтин О.Г., Дмитриев Л.Д., Удинцев Г.Б. — ДАН СССР, 1971, 199, 2.
- Стейси Ф.Д. — Физика Земли. "Мир", М., 1972.
- Степанов В.Н., Шагин В.А. — ДАН СССР, 1961, 136, 4.
- Страхов Н.М. — Изв. АН СССР, серия геол., 1949, 6.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., т. I, II, 1960, т. III, 1962.
- Страхов Н.М. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, 5.
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Суботин С.И. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. "Наукова думка", К., 1971.
- Суботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Процессы в верхней мантии и связь с ними строения земной коры. "Наукова думка", К., 1964.
- Суботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. "Наукова думка", К., 1968.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.
- Судовиков Н.Г. — Советская геология, 1965, I.
- Тепловой режим недр СССР. Под ред. Ф.А. Макаренко, Б.Г. Поляка. "Наука", М., 1970.
- Терещенко В.А., Колодий В.В., Швай Л.П. — В кн.: Проблемы промышленной нефтегазоносности девона Днепровско-Донецкой впадины. "Наукова думка", К., 1973.
- Толстихин О.Н. — Геохимия, 1961, II.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. "Наука", М., 1972.
- Удинцев Г.Б., Чернышев В.И. и др. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. "Наука", М., 1970.
- Устиев Е.К. — В кн.: Теоретические проблемы вулканоплутонических формаций и их рудоносности. "Наука", М., 1969.
- Ушаков С.А., Красс М.С. — В кн.: Связь поверхностных структур с глубинными. "Наукова думка", К., 1971.
- Ушаков С.А., Федьнский В.В., Шабалин Н.А. — Вестн. МГУ, геология, 1972, 3.

- Уэрвел Ж.Л. - В кн.: Геология и геофизика морского дна. "Мир", М., 1969.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фазии. ИЛ, М., 1962.
- Фазии метаморфизма, под ред. В.С.Соболева. "Недра", М., 1970.
- Ферхуген Дж. - В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд., т.1. Изд-во АН СССР, М., 1961.
- Фогт П.Р., Шнейдер Э.Д., Джонсон Г.Л. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", М., 1972.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. "Недра", М., 1964.
- Хаин В.Е. - Вестник АН СССР, 1972, 7.
- Хесс Г.Г. - Тр. ХУП МГК, т.1, 1939.
- Хесс Х.Х. - В кн.: Земная кора, ИЛ, М., 1957.
- Хесс Х.Х. - В кн.: Строение земной коры по сейсмическим данным. ИЛ, М., 1959.
- Хесс Х. - В кн.: Геология и геофизика морского дна. "Мир", М., 1969.
- Хизен Б.К. - В кн.: Дрейф континентов. "Мир", М., 1966.
- Хитаров Д.Н. - В кн.: Минеральные микровключения. "Наука", М., 1965.
- Хитаров Н.И., Леонидов В.Я., Пугин В.А. - В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. "Наука", Л., 1967.
- Хорева Б.Я. - Геотектоника, 1966, 6.
- Хорева Б.Я. - ДАН СССР, 1967, 176, 5.
- Чекаляк Э.Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. "Наукова думка", К., 1971а.
- Чекаляк Э.Б. - В кн.: Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. "Наукова думка", К., 1971б.
- Шаталов Е.Т., Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. и др. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. "Недра", М., 1965.
- Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. "Недра", М., 1968.
- Шейнманн Ю.М. - Советская геология, 1969а, 1.
- Шейнманн Ю.М. - Советская геология, 1969б, 2.
- Шейнманн Ю.М. БМОИП, отд. геол., 1969в, 3.
- Шипулин Ф.К. - В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. "Наукова думка", К., 1971.
- Шкловский И.С. - ДАН СССР, 1951, 76, 2.
- Шкловский И.С. Вселенная, жизнь, разум (3-е изд.). "Наука", М., 1973.
- Шмидт О.Ю. - Природа, 1946, 7.
- Шмидт О.Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд-во АН СССР, М., 1949.
- Шербakov А.В. Геохимия термальных вод. "Наука", М., 1968.
- Яншин А.Л. - БМОИП, отд. геол., 1968, 4.
- Ярошевский А.А. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. "Наука", М., 1968.
- Anderson D.L. - Sci Amer., 1962, 207, 1, 52.
- Athy L.F. - Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 1930, 14.
- Bowen N.L., Tuttle O.F. - Geol. Soc. Am. Bull., 1949, 60.
- Escola P. - C.R. Soc. geol. Finlande., 1956, 29.
- Fyfe W.S., Turner F.J., Verhoogen J. - Geol. Soc. Amer., mem 73, 1958.
- Gutanson R.W. - Am. Journ. Sci. 1931, 22.
- Gutenberg B. - Ann. d. Geofis., 1959, 12, 4, 439.
- Heezen B.C. Continental drift. Acad. Press, New York and London, 1962.
- Heezen B.C., Ewing M. - In: The Sea, 3, 1963.
- Hess H.H. - Econ. Geol., 1933, 28, 7.

- H e s s H.H. - Amer. Ass. Adv. Science, 1959.
H e s s H.H. - Geol. Soc. America. Petrologic Studies (a
volume to Honour A.F. Buddington), 1962.
H e s s H.H. - In: Submarine geology and geophysics, London,
Bitterworth, 1965.
I s a c k s B., O l i v e r J., S y k e s L.R. - Journ.
Geophys. Res., 1968, 73.
K a l p J.L. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1951, 62.
K e n n e d y G.G. - Amer. Journ. Sci., 1950, 248.
K n o p o f f L. - Geophys. Journ. 1967, 14.
P a l d e r v a a r t A. - Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 62,
1955.
R u b e y W.W. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, 62, 9.
S h a w H.R. - Amer. Journ. Sci. 263, 1965.
S m i t h F.G. - Econ. Geol., 1953, 48, I.
T a l w a n i M., P i c h o n L e X., E w i n g M. -
Journ. Geophys. Res., 1965, 70, 2.
V i n e P.J., M a t t h e w s D.H. - Nature, 1963, 199.
W h i t e D.E. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1957, 68.
W h i t e D.E. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ		3
Глава I. КОСМОГЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОБОГАЩЕНИЯ МАНТИИ ВОДОЙ В ПРО- ЦЕССЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМЛИ.		9
Глава II. ВЫДЕЛЕНИЕ ВОДЫ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА МАНТИИ		26
Глава III. ВНУТРЕННИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ И ГЕО- ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ НИМИ		46
Глава IV. ПРОЯВЛЕНИЕ ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ.		68
Глава V. ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННЫХ ЗОН ЗЕМНОЙ КОРЫ		91
Глава VI. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДНЫХ РАСТВОРОВ, ПРИУРОЧЕННЫХ К ГЛУБИННЫМ ЗОНАМ ГЕОГИДРОСФЕРЫ		123
Глава VII. УЧАСТИЕ ГЛУБИННОЙ ВОДЫ В ОБРАЗОВА- НИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ		153
ЗАКЛЮЧЕНИЕ		180
ЛИТЕРАТУРА		187

Екатерина Сергеевна Гавриленко

ГИДРОГЕОЛОГИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Печатается по постановлению ученого совета
Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР

Редактор А.И.Гукова
Оформление художника В.П.Титаренко
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор А.А.Якубенко
Корректор Л.И.Пузанкова

Подписано к печати 17.IX 1975 г. БФ 00253. Бумага офс. № 2,
60x90 1/16. Усл.печ.листов 12,25. Уч.-изд.листов 12,92. Тираж 1000.
Зак. № 5-723. Изд. № 141. Цена 1руб. 29 коп.

1 руб. 29 коп.

1337