

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

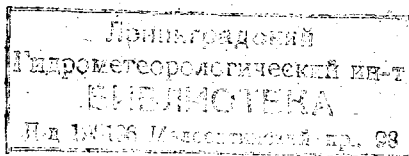
А. Н. ПАВЛОВ

# ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Раздел

„ОБЩИЙ КРУГОВОРОТ ВОДЫ НА ЗЕМЛЕ  
КАК ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ“

(конспект лекций)



ЛЕНИНГРАД  
1975

*Одобрено Ученым советом  
Ленинградского гидрометеорологического института*

Описывается два основных типа круговорота воды на Земле: климатический, обусловленный гидролого-метеорологическими факторами, и геологический, обусловленный такими процессами, как литификация осадков, метаморфизация пород, их гранитизация, магматическая деятельность и т. д. Показывается, что оба типа круговорота, обладая чрезвычайно сложной внутренней структурой, генетически и эволюционно объединены тектоническими циклами развития Земли. Материал лекций излагается с позиций системного подхода.

Тема развивается как заключительный раздел курса «Гидрогеология», читаемого для студентов-гидрологов гидрометеорологических институтов и государственных университетов.

Научный редактор *П. Н. Морозов.*

## ВВЕДЕНИЕ

Для гидрологов основным объектом исследования являются природные воды Земли, представляющие собой единую систему, получившую название гидросферы. Чтобы понять ее структуру и закономерности развития, необходимо осмыслить геологическую сущность такого глобального явления, как общий круговорот воды в природе. Огромный фактический материал, накопившийся к настоящему времени по общему круговороту, позволяет считать, что для перераспределения вещества земной коры наиболее важным его видом является водообмен между океаном и сушей. Этот водообмен можно разделить на два существенно отличающихся типа. Первый протекает под воздействием, главным образом, метеорологических и гидрологических факторов, второй обусловлен в основном геологическими процессами, (осадконакопление, тектонические движения, вулканизм, метаморфизм, гранитизация пород). В каждом из них различают несколько циклов, понимая под ними совокупность процессов, обеспечивающих непрерывный водообмен между океаном и сушей и протекающих с более или менее постоянной последовательностью и скоростью. Учитывая большие отличия в механизмах и скоростях круговорота первого и второго типа и принципиальные различия в методах исследования, целесообразно назвать их соответственно климатическим и геологическим круговоротами.

Климатический круговорот изучен достаточно хорошо, хотя и несколько однобоко. Некоторые его составляющие — атмосферные осадки, речной сток, испарение — оценены наиболее полно и достоверно как для всего земного шара, так и для отдельных больших и малых регионов. Подземный же сток исследован значительно хуже. Во многом остается неясным механизм его формирования, несовершенны методы выделения, расчета и т. д. О геологическом круговороте мы знаем еще меньше, и решение отдельных вопросов здесь до сих пор находится в области в основном гипотетических построений.

Наиболее широкие обобщения по общему круговороту воды были сделаны В. И. Вернадским (1935), который впервые сформулировал принципиальные положения по обмену веществ суши и океана. Обладая феноменальной научной интуицией, В. И. Вер-

надский на относительно небольшом фактическом материале своего времени сумел предвосхитить многие современные открытия и георетические построения в области геологии и геохимии природных вод. В частности, он полагал, что общее количество воды на нашей планете, по крайней мере с докембрия, заметно не изменилось, и история развития гидросферы сводится к многообразным формам ее круговорота. Многие геологические процессы В. И. Вернадский впервые оценил с точки зрения их значимости в общем круговороте воды. Так, особое значение для круговорота он придавал процессам гидратации и дегидратации минералов, образованию и разрушению физических связей воды и породы, изменению свойств воды и ее состояния при переходе в различные геосферы и внутри геосфер, геологическим перегруппировкам суши и моря и т. д. Он также чувствовал, что диссимметрия строения земной коры должна определить диссимметрию истории природных вод понимая под этим существенное различие в условиях развития подземных вод континентальной и океанической областей.

Но, говоря о круговороте воды на Земле, анализируя отдельные его стороны и особенности, В. И. Вернадский не предлагал какой-либо конкретной схемы круговорота. За время, отделяющее нас от выхода в свет знаменитой «Истории природных вод», накоплен огромный фактический материал по геологии, геохимии, геотектонике, гидрологии и другим разделам естествознания, с которыми связано учение о гидросфере Земли. Появились многочисленные схемы, объясняющие различные стороны формирования природных вод, разнообразные их классификации, разработано учение о гидрогеологических циклах, изучена зональность природных вод, их метаморфизм и т. д. Все это дает возможность в настоящее время говорить о единой схеме круговорота всех природных вод Земли.

---

## СТРУКТУРА КЛИМАТИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВОДЫ

### 1. Атмосферный цикл

Атмосферный цикл протекает по схеме: океан → атмосфера → суша → атмосфера → океан. Возможность такого цикла довольно долго дискутировалась в метеорологии, но в настоящее время признается большинством специалистов. Установлено, что величина атмосферного стока может заметно превышать речной сток.

Атмосферный цикл очень непродолжителен, его время измеряется сутками. По М. И. Львовичу (1969) круговорот водяного пара в атмосфере в среднем составляет 0,027 года. Среднее содержание растворенных веществ в атмосферных осадках невелико: по В. И. Вернадскому (1933—1935) — 34 мг/л, по В. М. Дроздовой (для территории СССР, 1962) — 21 мг/л. Однако многократность атмосферного цикла в течение года обуславливает довольно интенсивный обмен между сушей и океаном. Подсчитано, что в Европейской части СССР в среднем за год выпадает от 50 до 80 т солей на 1 км<sup>2</sup> площади (Колодяжная, 1963). Большая часть этих солей имеет материковое происхождение, доля же морских солей колеблется, по-видимому, от 5 до 25%, в зависимости от удаленности района от морских акваторий и загрязненности атмосферы.

Можно приблизительно оценить величину атмосферного стока растворенных веществ с суши в океан ( $R_c$ ) и из океана на сушу ( $R_o$ ):  $R_c \approx 600$  млн. т/год;  $R_o \approx 800$  млн. т/год. Нетрудно определить модули этих величин:  $r_c \approx 4$  т/км<sup>2</sup>·год;  $r_o \approx 2,2$  т/км<sup>2</sup>·год.

Полученные величины являются ориентировочными. Тем не менее будучи основанными на средних значениях расчетных характеристик, они позволяют сделать два важных вывода:

1. Обмен веществом между океаном и сушей через атмосферный сток практически сбалансирован по валовому объему.

2. Интенсивность сноса материала с суши почти в два раза превышает интенсивность переноса материала со стороны океана.

## 2. Цикл поверхностного стока

Цикл поверхностного стока можно изобразить в виде следующей схемы: океан → атмосфера → суша → поверхностный сток → океан. Годовой объем речного стока в океан разными авторами оценивался по-разному. По Г. А. Максимовичу (1955) эта величина для всей суши без пустынь и полупустынь составляет 34667 км<sup>3</sup>, по О. А. Алекину (1966) — 35560 км<sup>3</sup>, по М. И. Львовичу (1964) — 37300 км<sup>3</sup>.

Для территории СССР приведены детальные работы по изучению водных ресурсов и водного баланса, которые позволили подсчитать не только водные ресурсы основных рек, но и водный баланс речных водосборов по бассейнам омывающих морей за многолетний период. Для характеристики этого цикла можно привести несколько цифр.

Средний суммарный речной сток в бассейне Белого и Баренцева морей составляет несколько больше 284 км<sup>3</sup>, в бассейн Балтийского моря (СССР) — около 120 км<sup>3</sup>, Черного (СССР) и Азовского — около 104 км<sup>3</sup>, Каспийского — 295 км<sup>3</sup>. При этом доля поверхностного стока колеблется от 36 до 94%, составляя в среднем 70—75%. По М. И. Львовичу (1964) в речном стоке доля поверхностных (паводковых) вод для всей суши равняется приблизительно 68%.

По своей продолжительности цикл поверхностного стока можно отнести к числу мобильных, его время измеряется сутками и десятками суток (длительность паводков и половодий). М. И. Львович (1969) интенсивность полного водообмена поверхностного стока оценивает в среднем для земного шара приблизительно в 0,033 года.

По О. А. Алекину (1966) средняя минерализация вод речного стока равна 89,2 мг/л, а ежегодный вынос в океан растворенных солей достигает 3171 млн. т. Принимая, что в речном стоке на долю подземных вод приходится 32%, годовой поверхностный сток в океан можно оценить приблизительно в 24200 км<sup>3</sup> (Алекин, 1966), а количество выносимых с ней солей  $R_p \approx 900$  млн. т ( $r_p \approx 6$  т/км<sup>2</sup>·год), если принять среднюю минерализацию подземных вод, питающих реки, 200 мг/л (Вернадский, 1935).

Реки несут в моря и океаны не только растворенные вещества, но и различный взвешенный и влекомый по дну материал. Г. А. Максимович (1955) оценивает общий механический сток суши в 1396 млн. т/год. Г. В. Лопатин (1950) считает, что соотношение между годовым стоком взвешенных наносов, влекомых и растворенных веществ в среднем для всей суши равно 10:1:2,8.

Особенностью цикла поверхностного стока является его сосредоточенность и интенсивность. Поступление поверхностных вод в море приурочено к устьям рек, которые можно рассматривать как постоянно действующие источники пресной воды, расположенные

на морских берегах. Узкие устья могут приниматься за точечные источники, широкие — за линейные с ограниченной протяженностью. Втекание поверхностных вод через такие источники сопровождается интенсивным турбулентным перемешиванием и диффузией. Одновременно происходит обмен импульсами между речной и морской водой, что приводит к постепенному падению скорости стокового течения с удалением от устья.

Это способствует отложению и сортировке на предустьевом взморье взвешенного и влекомого материала. Мощность, характер и литологическая зональность предустьевых осадков зависят как от количества и качества несомых рекой взвешенных веществ, так и от скоростей в устьевой части реки, ширины устья, глубины моря, характера прибрежных течений и других факторов. Этими вопросами занимались многие специалисты. Здесь можно назвать Л. С. Боришанского (1960), И. В. Самойлова (1960), Е. Ф. Шулгину (1955) и др. Работами этих авторов установлено, что на близком расстоянии от устья соленость морских вод резко понижена и увеличивается в сторону моря незначительно. По мере же удаления от устья наступает момент, когда соленость начинает резко и интенсивно возрастать, приближаясь к солености в морском бассейне, после чего с изменением расстояния соленость вновь возрастает очень медленно, а составляющая речной воды также медленно стремится к нулю. Распределение мутности тесно связано с расходом реки и зависит от него по закону параболы. При достаточно больших расходах их увеличение мало сказывается на размерах ореола мутности.

Цикл поверхностного стока имеет с океаном двухстороннюю связь. Одна его фаза — это поступление вод в море, другая — проникновение морских вод на сушу. Вторая фаза может быть довольно разнообразной. Чаще всего морские и океанические воды проникают на сушу в виде атмосферных осадков, и именно в этом факте проявляется связь поверхностного цикла с атмосферным. В то же время морские воды могут попадать на сушу прямым путем: при нагонных ветрах и даже в виде смерчей. Первое явление известно довольно широко, второе наблюдается реже и часто сопровождается кратковременными, но катастрофическими паводками, опасными своей неожиданностью и силой.

Цикл поверхностного стока имеет чрезвычайно большое значение в истории развития как суши, так и морей и океана. Это значение не ограничивается чисто количественными связями в перераспределении вещества Земли, но заключается также в огромных по масштабу и геологически важных качественных следствиях.

### 3. Цикл подземного стока

Под циклом подземного стока следует понимать процесс водообмена между океаном и сушей, охватывающий подземные воды в основной зоны активного водообмена. Этот процесс протекает

по схеме: океан → атмосфера → суша → инфильтрация в горные породы → подземный сток в реки и вместе с поверхностными водами в океан (или непосредственно в море).

Годовой объем подземного стока для земного шара в целом не подсчитывался. Однако о порядке этой величины говорить можно. По М. И. Львовичу (1964) подземный сток через реки составляет  $12\,000\text{ км}^3/\text{год}$ , по данным О. А. Алекина эта величина равна приблизительно  $11\,360\text{ км}^3/\text{год}$  (1966). Непосредственный сток подземных вод в моря и океаны оценить достоверно чрезвычайно трудно, можно только ожидать, что значение его будет соизмеримо со стоком через реки (Уланов, 1967). Это положение требует специального объяснения с точки зрения общего баланса, потому что такой дополнительный приток в моря и океаны должен компенсироваться какой-то статьёй расхода, которая в настоящее время, как правило, не рассматривается. Эта расходная часть складывается, по-видимому, из механического испарения и поступления морских вод через дно и берега в горные породы суши.

Продолжительность подземного цикла значительная, о ней можно судить по времени водообмена подземных вод зон активного и затрудненного водообмена. По М. И. Львовичу (1964) единовременные запасы подземных вод всей суши составляют  $6 \cdot 10^7\text{ км}^3$ , а среднее время водообмена равно 5000 лет. По-видимому, последняя величина сильно завышена для зоны активного водообмена, так как М. И. Львович рассматривает расход подземных вод только через реки, и занижена для зоны затрудненного водообмена. В настоящее время накопилось значительное количество данных по возрасту подземных вод, которые показывают, что продолжительность цикла подземного стока в различных физико-географических и геологических условиях чаще всего измеряется десятками и сотнями лет. Например, Бегеманном и Либби (Bege-man, Libby, 1957) полный водообмен подземных вод в долине р. Верхней Миссисипи по балансу трития оценивается в 17—18 лет. Ридер (Reeder, 1964) также с помощью трития определил возраст подземных вод в бассейне Росвел, штат Нью-Мексико, приуроченных к кавернозным доломитам и известнякам пермского периода. Их возраст равен приблизительно 35 годам. Для подземных вод каменноугольных отложений Московского артезианского бассейна Ф. М. Бочеве и И. В. Ковалева (1966) рассчитали время водообмена примерно в 85 лет. Г. А. Белявский устанавливает сроки водообмена для подземных вод зоны интенсивного водообмена Западного Полесья Украины в 400—3000 лет (1966). Ниджампуркар, Амин и другие (Nijampurkar, Amin, Kharkar, Lal, 1966), изучая условия миграции изотопа кремния  $\text{Si}_{32}$ , определили возраст подземных вод в междуречье Ганга и Годовари приблизительно в 1000 лет. В. Бэк и другие (Back, Cherry, Hanshaw, 1966) для вод карбонатных толщ с помощью радиоуглеродного метода оценили время водообмена примерно в 750 лет. Водообмен горизонтов, раз-



гружающихся непосредственно в море в области шельфа и континентального склона, может быть более длительным.

Химический состав и минерализация подземных вод зон интенсивного и затрудненного водообмена довольно пестрые, но изменяются более или менее закономерно в зависимости от физико-географических, геологических и гидродинамических условий. Критериями для оценки средней минерализации подземных вод, разгружающихся в моря и океаны через реки, могут служить данные по средней доле подземного питания рек (Львович, 1964), средней минерализации речной воды (Алекин, 1966) и средней минерализации атмосферных осадков (Дроздова, 1962).

Если принять, что средняя минерализация вод поверхностного стока равна средней минерализации атмосферных осадков, то можно записать

$$89,2 = 0,68 \cdot 21 + 0,32M,$$

где  $M$  — максимально возможное среднее значение минерализации подземных вод, разгружающихся через реки. Нетрудно подсчитать, что это значение равно 235 мг/л. В. И. Вернадский (1935) оценивает эту величину в 200 мг/л. Однако на отдельных участках в реки могут поступать высокоминерализованные воды из глубокозалегающих водоносных горизонтов, что обычно обусловлено сочетанием переуглубленных долин, положительных структур и тектонических зон.

Говорить о средней минерализации подземных вод, непосредственно разгружающихся в море, сложнее. По-видимому, она характеризуется заметно большей величиной. Уровень Мирового океана является базисом эрозии для всех рек земного шара и поэтому в какой-то мере ограничивает глубину дренирования горных пород речной сетью. Сами же моря и океаны дренируют водоносные породы суши на большую глубину, т. е. создают условия для стока более минерализованных вод.

В цикле подземного стока поступление вод в моря и океаны может происходить разными путями. Часть подземных вод участвует в речном стоке, значительное количество переносится в виде подрусловых аллювиальных потоков, часть разгружается в виде субмаринных источников или фильтруется широким фронтом вдоль линии берега на различных глубинах при выклинивании водоносных горизонтов в пределах шельфа или материкового склона.

Переуглубленные речные долины, заполненные песчано-гравийным и галечным материалом, являются мощными дренами для окружающих водораздельных массивов. Эти дрены конусами выноса главных рек обрываются в море. Условия разгрузки содержащихся в них вод рассмотрены в работах П. Я. Полубариновой-Кочиной (1952), К. Г. Михайлова (1956), Н. К. Гирина (1947), Матсубары (Matsubara, 1958) и др. Основной особенностью этой разгрузки является проникновение морских вод в сторону суши в виде языка, подстилающего поток пресных вод и выклиниваю-

щегося на определенном расстоянии от линии берега. Это расстояние зависит от напора вод суши и соотношения плотности морской и подземной воды. Понижение уровней на суше или повышение уровня в море (при нагонных ветрах, приливах, штормах) усиливает проникновение морских вод в сторону суши. Явления такого рода наблюдаются не только в подрусовых потоках, а имеют более широкое развитие и при соответствующих условиях могут наблюдаться на всех прибрежных территориях. Например, жители г. Сочи хорошо знакомы с таким фактом, когда в прибрежной полосе в трехбалльный шторм вода в грунтовых колодцах становится солоноватой, а в пятибалльный — соленой и непригодной для питья (Романика, Павлов, 1964). В Лос-Анджелесе население около 50% воды получает из бассейнов подземных вод, находящихся на побережье. Питание этих бассейнов происходит в основном за счет атмосферных осадков, инфильтрующихся в горные породы. В результате эксплуатации уровень подземных вод на побережье значительно ниже уровня океана, что приводит к активной интрузии морских вод в пределы суши. В Нидерландах качество воды тесно связано с удаленностью того или иного района от берега моря. Пресные подземные воды залегают на побережье до глубины более 200 м. Ниже находятся морские воды. Для предотвращения их внедрения в водоносные горизонты с пресной водой эксплуатацию сопровождают одновременной параллельной откачкой морской воды из рядом расположенной скважины. Интенсивное проникновение морских вод в сушу наблюдалось на территории Советской Прибалтики, описано для США, для прибрежной равнины Израиля, известно в береговой полосе Марокко и т. д.

Многими исследователями было показано, что при разгрузке пресных подземных вод в море четкой границы раздела между ними и морской водой не существует. Понятие «языка» является чисто теоретическим допущением. Вместо границы существует диффузионная переходная зона, мощность которой зависит от проницаемости водовмещающих пород, величины инфильтрационного питания пресных вод и других факторов. Чаще имеет место переслаивание слоев воды, обладающих различной плотностью. Это переслаивание может носить характер прорыва переходной зоны, что связано как с преодолением естественных потенциалов неустановившегося потока, так и с неоднородностью водовмещающей среды. О масштабности явления можно судить по данным об интрузии морских вод в юго-западной части округа Нассо в Лонг-Айленде, штат Нью-Йорк. Соленые воды в этом районе приурочены к нижней части артезианского водоносного горизонта и частично подстилающим его глинистым отложениям. Абсолютные отметки залегания «кровли» соленых вод уменьшаются вглубь континента. По изохлорам окаймлена зона диффузии соленых вод приблизительно до 1,6 км. За период 1952—1958 гг. на расстоянии 0,8 км от центра откачки «кровля» соленых вод поднялась на 6,3 м, а их фронт продвинулся примерно на 600 м в сушу.

Существует прямое воздействие океанических приливов и отливов на подземные воды суши. Влияние амплитуды океанических приливов на уровень подземных вод вблизи берега оценивается в 30—50% от общей амплитуды изменения уровня, а на территориях, удаленных от моря, — в 1—3%. Каждый прилив и отлив вызывают несколько запаздывающие колебания зеркала подземных вод на прилегающей к морю суше. С глубиной минерализация воды возрастает, однако установить в скважинах границу между пресной и соленой водой не представляется возможным.

В прибрежных районах, сложенных закарстованными горными породами, разгрузка подземных вод в море обычно происходит в виде субмаринных источников. Такие источники широко распространены на Черноморском побережье Кавказа, в Крыму, на Средиземноморском побережье. В Гагра и Гангидии карстовые источники известны в 10—60 м от берега на протяжении нескольких километров. Источники приурочены к контакту сенонских и турон-сеноманских известняков с горизонтом мергелей и мергелистых глин альб-аптского возраста. В других районах побережья этот контакт находится на больших глубинах, что позволяет ожидать наличие субмаринных источников на значительном удалении от берега. На Средиземноморье в Динарской приморской карстовой провинции на протяжении 420 км вдоль береговой линии обнаружено 32 выхода отдельных и групповых субмаринных источников, расположенных от берега на расстоянии от 1 до 30 м. На юге Франции (Лазурный берег вблизи Кани) субмаринный источник найден на глубине 162 м, а в Италии (около Сан-Ремо) — на глубине 190 м. На Пиренейском полуострове в массиве Гарраф известно 8 субмаринных родников. Наиболее крупный из них приурочен к подводной скале, имеющей длину около 1 км. Субмаринный поток исследован на протяжении 200 м. Приведенные данные говорят о двух фактах: с одной стороны, они свидетельствуют о широком развитии субмаринной разгрузки подземных вод, а с другой — о чрезвычайно слабой изученности этого вопроса.

Наблюдения, проведенные на субмаринных источниках, показывают, что многие из них функционируют со значительными перерывами, иссякая в засушливое время года, когда питание за счет атмосферных осадков практически прекращается и напоры подземных вод со стороны суши уменьшаются настолько, что подземный поток не может преодолеть встречного напора морских вод. В таких случаях морская вода может проникать на сушу на значительные расстояния и принимать существенное участие в питании подземных вод прибрежных территорий. На больших глубинах условия для проникновения морских вод на сушу могут существовать постоянно. В 1965 г. Ф. Кохоутом была выдвинута гипотеза о цикличности потока морских вод, связанная с геотермическим нагреванием водоносного горизонта Флориды. По мнению Кохоута, холодные и плотные морские воды Мексиканского залива и Флоридского пролива поступают в горизонт кавернозных доломитирован-

ных известняков и песков, нагреваются, становятся менее плотными и, благодаря конвекции, поднимаются вверх. После смешения с пресными водами они возвращаются в море. Исследования показали, что положение соленых вод горизонта зависит от колебания их уровня: при низком уровне соленые воды со дна моря попадают в нижнюю часть водоносного горизонта, при повышении уровня воды во всех частях водоносного горизонта движутся по направлению к морю. Установлено, что  $7/8$  расхода горизонта в створе береговой линии приходится на пресные воды, формирующиеся на материке, а  $1/8$  — на соленые воды моря.

Подобную схему К. Мюссе и Г. Шеллер предлагают для бассейна подземных вод, расположенного на берегу Бискайского залива. Процесс постепенного засоления подземных вод этого бассейна они разделяют на три фазы: первая относится к миоцену, вторая — плиоцену, последняя — к четвертичному периоду. Циклическая связь морских и подземных вод прибрежных территорий на протяжении геологического развития, по-видимому, является их характерной гидрогеологической особенностью. Рассмотренные представления давно пробивают себе дорогу и постоянно подтверждаются новым фактическим материалом в вопросе формирования Мацестинского месторождения минеральных вод, расположенного на Черноморском побережье Кавказа в пределах Сочинского артезианского бассейна. В. М. Куканов (1968) показывает, что запасы мацестинских минеральных вод ежегодно воспроизводятся за счет сезонных проникновений черноморских вод в глубокие участки суши. Возраст мацестинских минеральных вод, подсчитанный по мезоторию И. А. Н. Павловым (1964), подтверждает эти взгляды. В 1958—1959 гг. Ю. Н. Пастушенко (1959) обнаружил в титонских известняках Сочинского артезианского бассейна карстовые пустоты, заполненные глинистыми отложениями миоцена (возраст установлен фаунистически). Этот факт свидетельствует о том, что поступления морских вод в горные породы суши имели место и в более ранние периоды развития Черноморского побережья Кавказа.

Знаменательно, что схемы циклической связи морских и подземных вод суши, полученные различными исследователями независимо друг от друга для различных районов земного шара, оказались весьма близкими.

В настоящее время факты проникновения морских и океанических вод на континенты настолько многочисленны, что их приходится рассматривать уже не как частное явление, а как региональную закономерность. Будучи региональным, это явление уравновешивает в общем водном балансе непосредственную разгрузку подземных вод вдоль береговой линии морей и океанов, которая до сих пор не учитывается.

Рассмотрим морфологические и геологические условия материковых отмелей и континентальных склонов с точки зрения их гидрогеологических возможностей. В последнее время изучению

этих областей стали уделять много внимания, что привело к накоплению значительного количества новых материалов, свидетельствующих о сложном их строении. Оказалось, что шельфы, как правило, далеко не плоские равнины, наклоненные в сторону океана, и смена осадков на них совсем не характеризуется закономерной последовательностью от крупнообломочных вблизи берега к глинистым вдалеке. Обобщив свои наблюдения и материалы других исследователей, Ф. Шеппард (1964) выделил несколько типов материковых отмелей, отличающихся по особенностям рельефа и донным осадкам.

Чаще всего в шельфовых областях встречаются пески с диаметром зерен от 2 до 0,06 мм. Пески бывают трех разновидностей: терригенные, основной частью которых является кварц; известковые, образованные ракушками, фораминиферами, обломками кораллов и других морских организмов; аутигенные — химического происхождения. Вторым, довольно распространенным типом осадков являются илы, алевритовые и глинистые. Кроме того, на шельфах встречаются галечники с примесью гравия и валунов.

На обширных территориях материковых отмелей осадочный покров отсутствует совсем, здесь обнажаются скалистые горные породы материкового типа, представленные осадочными, изверженными и метаморфическими разностями.

Морфологические типы шельфов тесно связаны с особенностями геологического строения и морфологией прилегающей суши, хотя не всегда являются ее прямым продолжением. Довольно распространенным типом шельфа являются шельфы, окаймляющие области оледенения. Они изобилуют холмами и многочисленными банками, которые создают резкий контраст с глубокими трогами и котловинами. Большинство банок покрыто песком и гравием. К самостоятельному типу относятся шельфы с вытянутыми песчаными банками и ложбинами. Поверхность этих шельфов характеризуется небольшими неровностями, чередованием невысоких гребней и котловин. Осадки здесь распределены неравномерно: большие пространства покрыты песком, широко распространены полосы гравия. Сильные течения образуют на поверхности шельфов глубокие промоины и препятствуют отложению осадков. На узких шельфах, особенно вдоль горных побережий, наблюдаются обширные площади скалистого дна. В целом можно сказать, что на материковых отмелях преобладают площади, структурно-литологическое строение которых обуславливает возможность разгрузки материковых вод и проникновение морских вод на континенты.

Материковые склоны изучены гораздо хуже шельфов. Однако даже существующий фактический материал позволяет сделать положительные выводы о возможностях водообмена через них между океаном и сушей. По современным данным 60% донных осадков на материковых склонах представлены алевритовыми и глинистыми илами, 25% — песком, обнажения коренных пород и гравий

занимают около 10% площади, остальное занято ракушечниками и карбонатным илом. Несмотря на то, что доля потенциально фильтрующих пород здесь меньше, чем на материковых отмелях, водообмен между сушей и океаном в этих областях может протекать не менее интенсивно. Большинство материковых склонов имеет тектоническое происхождение и характеризуется многочисленными сбросами и смещениями земной коры, которые создают

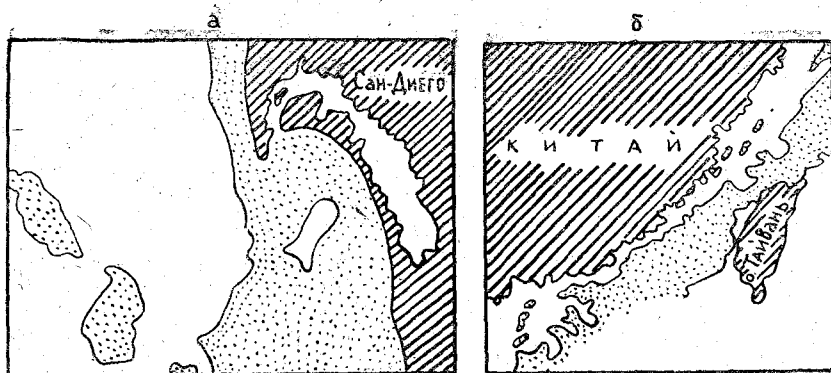


Рис. 1. Примеры распределения донных осадков на материковых отмелях (по данным Ф. Шеппарда, 1964):

а — район Сан-Диего (Калифорния); б — район о. Тайвань. Точками показаны зоны распространения потенциально фильтрующих осадков и пород

чрезвычайно благоприятные условия для водообмена, обнажая водоносные горизонты и комплексы на обширных площадях. Ярким примером такой геологической обстановки является материковый склон Западной Флориды (Шеппард, 1964). Протяженность его составляет около 500 миль, а уклон дна достигает на протяжении 2 миль 0,5. Этот уступ нигде не граничит с краем шельфа и чаще всего начинается с глубин 1000—1600 м. В уступе обнажаются, по-видимому, только коренные породы. Материковые склоны часто перерезаны каньонами, достигающими 700—1000 м, склоны каньонов сложены коренными породами, что также способствует водообмену между океаном и сушей.

Соображения о региональном характере водообмена суши и моря в областях шельфа и материкового склона вполне увязываются с данными по распределению осадков в шельфовых зонах различных областей земного шара (рис. 1).

Правда, наличие фильтрующих пород не всегда совпадает с действительными участками фильтрации, однако часть из них бесспорно таковыми является.

Важное значение для водообмена на этих территориях приобретают характер и направленность современных тектонических движений, влияющих на перераспределение напоров и запасов в водоносных комплексах. Когда водоносные пласты обнажаются на шельфе или материковом склоне, неотектонические движения могут замедлить и усилить поступление морских вод в сушу в условиях одновременной разгрузки подземных вод, а также привести к интенсивной фильтрации морских вод в пласт.

По своему химическому и газовому составу, по температуре, по соотношению изотопов, по наличию, набору и типу микрофауны и флоры подземные воды суши, как правило, существенно отличаются от морской воды. В связи с этим можно ожидать, что всякое взаимодействие вод моря и суши создает аномальные в геохимическом, биологическом и гидродинамическом отношении зоны. В случае разгрузки подземных вод в море такие аномальные зоны возникают в морском бассейне, при внедрении морских вод в сушу эти зоны образуются в соответствующих водоносных горизонтах и окружающих их горных породах суши. Интересный пример такого рода аномалии можно привести для острова Оаху (Гавайские острова). Внедрение морских вод в базальты в районе Гонолулу сопровождается существенными изменениями их состава: увеличивается содержание кальция и магния соответственно на 2,5 и 2,43 г/кг, уменьшается на 7,54 г/кг натрия и на 0,183 г/кг калия, вследствие редукции в отложениях морского дна на 0,577 г/кг уменьшается концентрация сульфат-иона и т. д. По-видимому, изучение взаимодействия подземных и морских вод полезно ориентировать на комплексное исследование всякого рода аномалий как на прибрежных территориях суши, так и в пределах морей и океанов.

В физико-химическом и биологическом отношении моря и океаны, так же как и подземные воды, неоднородны. Обладая определенными закономерностями такой неоднородности, они характеризуются наличием различного рода аномалий. Появление аномалий, вообще говоря, имеет самую различную природу.

В отношении вод суши можно говорить о внедрении вод более глубоких горизонтов, о наложении процессов окисления раз-

личных рудных месторождений, о появлении в разрезе легко растворимых пород специфического состава, о миграции тех или иных газов, о промышленном загрязнении и т. д. Аномальные зоны в морских акваториях могут возникать под влиянием теплых или холодных течений, гидродинамической замкнутости или проточности данной области моря, вулканической деятельности, различных геохимических и биологических процессов, а также под влиянием разгрузки вод суши.

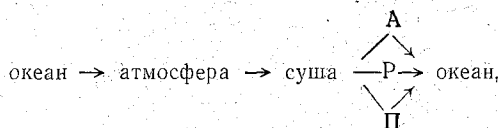
Аномалии, возникающие при взаимодействии морских вод и вод суши, изучались многими специалистами. Существующий по этому вопросу материал показывает, что такие аномалии достаточно четко отличаются от аномалий иного происхождения. Последнее обстоятельство позволяет надеяться, что обнаружение и детальное изучение таких аномалий в пределах прибрежных территорий суши и в морских бассейнах при соответствующих теоретических разработках позволит установить основные закономерности цикла подземного стока, что даст ключ к решению большого количества разнообразных прикладных задач практики.

Краткое рассмотрение основных циклов климатического круговорота воды позволяет говорить о наличии у них, по крайней мере, двух главных общих черт:

1. Одинакового начала: океан → атмосфера → суша, обуславливающего обязательное участие в водообмене атмосферных осадков океанического происхождения.

2. Формирования химического состава вод, участвующих в водообмене, главным образом, в результате процессов растворения и выщелачивания с частичным концентрированием за счет испарения. Отличаются циклы лишь завершающей стадией, приводящей во всех случаях к возвращению океанических паров в океан.

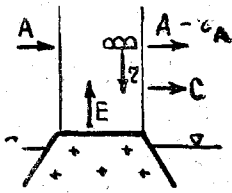
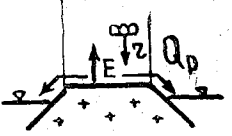
Таким образом, климатический круговорот воды может быть выражен единой схемой



в которой А означает атмосферный цикл, Р — поверхностный, П — подземный цикл (см. табл. 1).



Структура круговорота воды климатического типа

Циклы	Этапы	Области проявления	Основные процессы	Тенденция изменения минерализации	Среднее время водообмена	Общая схема
Атмосферный	Океанического пара	Океан, атмосфера, суша	1. Испарение 2. Конденсация 3. Осадки	Разубоживание → концентрирование	10 сут., $Q \approx 5,2 \cdot 10^5$ км <sup>3</sup> /год	
	Континентального пара	Суша, атмосфера, океан	1. Испарение 2. Конденсация 3. Осадки	Разубоживание → концентрирование		
Поверхностного стока	Океанического пара	Океан атмосфера	1. Испарение 2. Конденсация 3. Осадки	Разубоживание	12 сут., $Q \approx 2,4 \cdot 10^4$ км <sup>3</sup> /год	
	Склонового и руслового стока	Поверхность суши	1. Склоновый и русловый сток 2. Растворение и выщелачивание горных пород	Концентрирование		

Циклы	Этапы	Области проявления	Основные процессы	Тенденция изменения минерализации	Среднее время водообмена	Общая схема
Подземного стока	Океанического пара	Океан, атмосфера	1. Испарение 2. Конденсация 3. Осадки	Разубоживание	$n + n \cdot 10^3$ лет ( $n$ — числа до 10), $Q \approx 1,2 \cdot 10^4$ км <sup>3</sup> /год	
	Дренажирования горных пород	Горные породы суши	1. Фильтрация 2. Растворение и выщелачивание горных пород	Концентрирование		

Примечания к общей схеме: 1 — континент; 2 — океан;  $A$  — пары океанического происхождения;  $r_A$  — осадки океанического происхождения;  $r_E$  — осадки континентального происхождения ( $r = r_A + r_E$ );  $E$  — испарение с континента;  $C$  — атмосферный сток;  $Q_p$  — поверхностный сток;  $Q_n$  — подземный сток через речную сеть;  $Q_B$  — подземный сток в области шельфа и континентального склона;  $U$  — внедрение морских вод на континенты.

Пример атмосферного цикла по бассейну р. В. Миссисипи (Begemann, Libby, 1957) в %:  $A = 100$ ;  $E = 49$ ;  $r_A = 52$ ;  $r_E = 25$ ;  $r = 77$ ;  $C = 24$ ;  $r - E = 28$  (речной сток).

## Тема II

# СТРУКТУРА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА ВОДЫ

### 1. Гидрогеологический цикл

Понятие гидрогеологического цикла было впервые предложено и сформулировано А. Н. Семихатовым (1947), который относил к нему условия и процессы изменения солевого состава вод в промежутки времени между двумя следующими друг за другом трансгрессиями морских бассейнов, разделенных периодами складчатости и поднятия. В настоящее время в каждом гидрогеологическом цикле выделяются два этапа: элизионный и инфильтрационный. На первом этапе происходит осадконакопление и тектоническое погружение, сопровождающееся геостатически-элизионным и особенно геодинамически-элизионным водообменом, т. е. выжиманием седиментогенных вод из водоупоров (глин, соленосных толщ, известняков и т. д.) в пласты коллектора (пески, песчаники, трещиноватые известняки и т. д.). При поднятии бассейна осадконакопления происходит денудация водоупорных и водоносных слоев, и наступает второй этап гидрогеологического цикла — инфильтрационный, на котором метеогенные воды проникают в глубокие горизонты и постепенно заменяют воды седиментогенные. Однако такая замена обычно является неполной. Среди инфильтрогенных вод спорадически сохраняются остатки древних седиментогенных вод, сами же инфильтрогенные воды не просто вытесняют седиментогенные, но смешиваются с ними, образуют языки проникновения. При этом на инфильтрационном этапе водообмена наблюдается процесс всасывания вод из пород-коллекторов в водоупорные толщи, чаще всего в глины. В этот процесс втягиваются не только седиментогенные воды, но и поступающие инфильтрогенные. Очевидно, что после нескольких гидрогеологических циклов гидрогеологическая обстановка в водонапорной системе становится чрезвычайно сложной.

Общим выражением характера движения подземных вод является неравномерность как по скорости, так и по распределению напоров, по охвату площади и по степени вытеснения первона-

чально насыщавших породы вод. По-видимому, наиболее типичными являются комбинированные геогидродинамические системы, т. е. такие системы, в которых часть порового и трещинного пространства (обычно в области выхода на поверхность) занята инфильтрационными водами, а другая (обычно более погруженная) — седиментогенными. В таких случаях часто можно говорить о двух различных областях питания: одна находится в наиболее погруженных частях бассейна, а вторая — в наиболее приподнятых. Первая получает воду седиментогенную, отжимаемую из глинистых водоупоров под действием геостатических и геотектонических нагрузок, а вторая получает воду атмосферного происхождения.

Анализ современных представлений о развитии гидрогеологического цикла позволяет уточнить важные для него временные понятия. К таким понятиям в первую очередь относятся: продолжительность и количество гидрогеологических циклов, а также длительность элизионных и инфильтрационных водообменов, которые имели место в истории развития каждого цикла.

При наличии только элизионного этапа развития гидродинамической системы в ней будут находиться воды преимущественно одновозрастные вмещающим породам. Только на отдельных участках, где существуют зоны дробления и повышенной трещиноватости (например, перегибы складок, тектонические разломы), возможно наличие более древних вод, проникших из нижележащих толщ. В таких условиях начало временного отсчета однозначно — это время образования самих пород (время осадконакопления), устанавливаемое геологическими методами.

При двух этапах развития (элизионном и инфильтрационном) чаще всего можно говорить о сохранении в глубоких частях структур вод седиментогенных и сингенетичных вмещающим породам, в верхних частях — о наличии вод инфильтрационных. Между двумя этими генетическими типами вод находятся воды, возникшие как продукт их смешения, которое началось при смене элизионного водообмена на инфильтрационный. При этом очевидно, что одна из составляющих этого процесса (элизионная) имеет возраст, совпадающий с возрастом водовмещающих пород, а вторая (инфильтрационная) в отдельных точках водонапорной системы имеет переменный возраст. Для гидрогеологии особый интерес представляет возраст инфильтрационной составляющей, причем самой древней, поскольку именно он датирует смену этапов развития данной геогидродинамической системы.

Наиболее важная особенность гидрогеологического цикла заключается в том, что поступление океанических вод на континент происходит вместе и одновременно с поступлением самих пород по схеме: океан → морские осадки (горные породы). В основном указанный процесс происходит на шельфе, так как 90% осадочных пород, известных нам по геологическим разрезам, образовалось в прибрежной зоне. В этом отношении гидрогеологический цикл является элементом развития континентальной коры, и его связь

с климатическим круговоротом представляется естественной. На инфильтрационном этапе метеогенные воды, участвующие в подземном стоке, проникают в породы, содержащие первичные океанические воды, смешиваются с ними и вовлекают их в климатический круговорот. Таким образом, благодаря инфильтрационному этапу геологический круговорот воды в определенных условиях взаимодействует с климатическим водообменом. Это взаимодействие не обязательно заканчивается завершением инфильтрационного этапа. Поэтому, когда речь идет о времени водообмена на этой стадии гидрогеологического цикла, то имеется в виду лишь потенциальное время, необходимое для завершения данного этапа при данных условиях поступления в водонапорные толщи метеогенных вод. Потенциальное время ( $T$ ) обусловлено соотношением количества метеогенных и элизионных вод, что характеризуется степенью разбавления последних: чем больше разбавлены элизионные воды, тем более интенсивно они выносятся (или выносятся). Следовательно, величина, обратная потенциальному времени водообмена  $\left(\frac{1}{T}\right)$ , отражает интенсивность инфильтрационного этапа гидрогеологического цикла.

Однако инфильтрационный этап наступает не для всех элизионных вод. Наиболее глубокие водоносные горизонты и комплексы могут не вовлекаться в климатический круговорот, а «застрять» где-то в зоне катагенеза или опуститься еще ниже — в зону метаморфизма. В этом случае они подвергаются не разбавлению, а концентрированию. Если абстрагироваться от конкретных процессов, протекающих в этой области земной коры, то увеличение минерализации и изменение состава первичных океанических вод можно представить себе как воздействие некоторых фиктивных глубинных флюидов, которые вовлекают элизионные воды в какой-то глубинный круговорот (по аналогии с круговоротом в зоне гипергенеза)\*. Может возникнуть вопрос о правомерности такой абстракции. Но она естественна, если нас интересует только конечный результат изменения подземных вод погружающихся гидрогеологических структур. На современном довольно низком уровне наших знаний о конкретных процессах глубоких участков земной коры и подкорковых областей предлагаемая схема абстрактного концентрирования, вероятно, является наиболее удобной.

По аналогии с потенциальным временем водообмена для инфильтрационного этапа интенсивность воздействия на элизионные воды фиктивных глубинных флюидов может быть оценена потенциальным временем глубинного водообмена.

---

\* Аналогия основывается на законе сохранения массы (баланс вещества земной коры).

## 2. Собственно геологический цикл

Этот цикл мы связываем со схемой движения океанического дна и системой конвективных потоков в верхней мантии, которая предлагается Г. Хессом (1969). В соответствии с моделью Хесса океаническая кора и подстилающая ее мантия в пределах отдельных блоков каждой конвективной ячейки перемещаются с одинаковой скоростью как единое целое от срединных хребтов и возвышенностей к обрамляющим океаны континентам. Различие в скоростях перемещения отдельных блоков приводит к образованию крупных

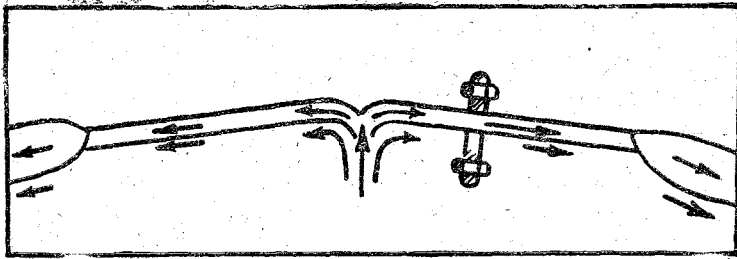


Рис. 2. Схема движения коры и мантии (по Г. Хессу, 1969)

Движение происходит от оси океанических хребтов в сторону континентов. Скорость движения коры и мантии одинакова (эти системы как бы скреплены болтом)

разломов между ними. На нисходящей ветви движения блоки погружаются под континенты, при этом происходит сильная деформация коры. В более глубоких областях мантии (по Хессу — до 750 км) существует конвективный поток вещества противоположного направления (к срединным хребтам и возвышенностям). Он возникает в результате сверхадиабатического градиента и представляет из себя псевдовязкое течение — горячую ползучесть (рис. 2).

Модель Хесса наиболее интересна для гидрогеологии потому, что в предлагаемом им круговороте вещества коры и мантии можно ожидать участие морской воды. Материал мантии, поднимаясь к поверхности в зоне срединных хребтов и возвышенностей, взаимодействует с морской водой (основная реакция происходит при 500°С), образуя серпентинизированный перидотит. Новая океаническая кора формируется непрерывно на протяжении всего пути ее перемещения к континентам. На нисходящей ветви движения происходит десерпентинизация и вода возвращается в океан.

Таким образом, если следовать схеме Хесса, то собственно геологический круговорот совершается по некоторой пологой дуге от центральных районов океанов к их периферии, при этом морская вода переносится как бы в «законсервированном» виде. Ана-

лиз этого процесса позволил оценить темп водообмена, который по нашим подсчетам составляет около  $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$ , что существенно меньше всех циклов климатического круговорота воды.

Однако водообмен, связанный с серпентинизацией, не является единственной составляющей собственно геологического цикла. Литосфера океанического типа содержит  $1,8 \cdot 10^{23} \text{ см}^3$  воды, \* которая, в соответствии с моделью Хесса, перемещается вместе с корой в сторону континентов и погружается под них на участках глубоководных желобов. Вероятно, одна часть этой воды принимает участие в формировании гранитной коры континентов и возвращается в океан с помощью климатического круговорота лишь при выходе этой коры на поверхность материков и через вулканический аппарат. Другая часть может вовлекаться в обратные подкорковые течения и возвращается в океан в зонах срединных хребтов и возвышенностей и через подводные извержения. Принимая время этого водообмена, равное возрасту современных океанов, ориентировочно оценивается темп этого водообмена — около  $1 \text{ км}^3/\text{год}$ .

С точки зрения общего водного баланса земного шара, собственно геологический цикл, видимо, не имеет большого значения, но его геохимическую роль не следует недооценивать. Рассмотрение процесса серпентинизации перидотита показало, что геохимическим его следствием является поступление в океан значительных количеств железа, магния, кобальта, никеля, марганца и некоторых других элементов (см. табл. 2).

Таблица 2

Основные статьи общего баланса некоторых химических элементов в океане (в тоннах)

Химический элемент	Приходная часть *		Расходная часть	
	Реки	Осадки океана	Воды океана	Конкреции**
Ni	$3,5 \cdot 10^{13}$	$6,5 \cdot 10^{13}$	$0,3 \cdot 10^{13}$	$0,5 \cdot 10^{10}$
Cu	$3,5 \cdot 10^{13}$	$8,6 \cdot 10^{13}$	$0,3 \cdot 10^{13}$	$0,3 \cdot 10^{10}$
Mn	$7,0 \cdot 10^{13}$	$1,5 \cdot 10^{15}$	$0,3 \cdot 10^{13}$	$1,4 \cdot 10^{11}$
Fe	$4,7 \cdot 10^{15}$	$1,2 \cdot 10^{16}$	$1,4 \cdot 10^{13}$	

\* Общее количество металлов, поступившее в современный океан за весь период его существования ( $2 \cdot 10^8$  лет);

\*\* Запасы элементов в конкрециях получены экстраполяцией данных по Тихому океану (Сб. «Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане». М., «Наука», 1970, стр. 330).

Приведенные результаты расчетов свидетельствуют о явном недостатке в приходной части баланса одного речного стока. Этот дефицит достаточно просто устраняется с помощью схемы Хесса и развиваемых представлений о собственно геологическом цикле круговорота природных вод.

\* Свободные и физически связанные воды.

В пользу этих представлений можно привести еще один расчет. При пористости перидотитов, равной 0,2% (Ломтадзе, 1970), один литр воды содержится в  $5 \cdot 10^5$  см<sup>3</sup> перидотита. Зная общее количество воды, необходимое для полной серпентинизации оливина во всей толще перидотита, нетрудно вычислить, что на серпентинизацию каждых  $5 \cdot 10^5$  см<sup>3</sup> перидотита приходится 13,6 л воды. Таким образом, для того, чтобы серпентинизация имела место, необходим значительный приток воды извне. Источником этого поступления может быть океан. Однако в связи со структурной и литологической неоднородностью океанического дна такой приток не является равномерным по площади, а возможен лишь на отдельных участках. Эти участки скорее всего приурочены к крупным разломам и рифтовым долинам и должны отличаться аномально высокой минерализацией океанических вод в придонной части. Высокую минерализацию можно объяснить на основании только что приведенного расчета. Из 13,6 л воды, поступающей из океана на каждые  $5 \cdot 10^5$  см<sup>3</sup> перидотитовой толщи, один литр идет на замещение норových вод самого перидотита, а 12,6 л затрачивается на реакцию серпентинизации. Следовательно, из каждых  $10^3$  см<sup>3</sup> морской воды 925 см<sup>3</sup> H<sub>2</sub>O (12,6 : 13,6) уходит на серпентинизацию, в результате чего минерализация возрастает с 35 до 465 г/л (330 г/кг). Разумеется, приведенные цифры показывают лишь направленность и интенсивность процесса изменения минерализации морских вод при серпентинизации перидотитового слоя по схеме Хесса. Если принять пористость перидотитов равной 1% (среднее значение) или 2% (максимальное значение, см. Ломтадзе, 1970), то минерализация морской воды соответственно возрастает до 94 и 50 г/л.

Отметим, что переход оливина в серпентин сопровождается увеличением объема (Бетехтин, 1950), а значит, уменьшением пористости перидотитового слоя, что должно приводить к увеличению внутрипорового давления. В случае фильтрационной проницаемости слоя (даже незначительной\*) оставшиеся после серпентинизации воды могут мигрировать обратно в океан. Таким образом, можно представить себе следующую схему данного этапа собственно геологического цикла круговорота воды:

1. В зонах крупных разломов, главным образом, в рифтовых долинах морские воды проникают в перидотитовый слой в силу возникающего там дефицита поровых вод, расходующихся на серпентинизацию оливина (при уменьшении внутрипорового давления).

2. В процессе серпентинизации минерализация океанических вод возрастает до 50 или до нескольких сотен грамм на литр, повышается их температура. Известно, что реакция серпентинизации является эндотермической ( $\approx 100$  кал/г). Начало же ее может

---

\* Известные значения величины водопоглощения диабазов, например, составляют 0,04—0,60% вес (Ломтадзе, 1970).



быть обусловлено высокой температурой в осевой зоне океанических хребтов, что связано с внедрением нагретого мантийного материала\*.

3. В результате уменьшения пористости перидотитового слоя часть поступившей метаморфизованной и нагретой морской воды может мигрировать обратно в океан также в зонах разломов, возможно, на тех же участках, где происходило ее поступление в перидотитовый слой.

4. В случае, когда такими участками являются локальные впадины океанического дна, может происходить накопление в них аномальных по минерализации, составу и температуре придонных вод.

Проникновение в породы коры и «отжатие» из них океанических вод может быть обусловлено не только процессами серпентинизации, но и тектоническими причинами. Тектонические напряжения не являются постоянными ни по ориентировке, ни по величине. Изменение их во времени приводит к тому, что на одних и тех же участках общая трещиноватость и размеры трещин могут как уменьшаться, так и возрастать. При заполнении трещин водой такой процесс должен привести к медленному их циркулированию в породах, что создает благоприятные условия для метаморфизма вод.

Современные данные о геологическом строении рифтовых долин (Нотт, Бэнс, Чейз, 1970; Фрэнд, 1970 и др.) также вполне удовлетворяют предлагаемой гидрогеологической модели. Отсутствие мощного осадочного чехла, близость мантии, глубокие разломы, ступенчатые сбросы, трещины растяжения — все это создает в рифтовых долинах необходимые и достаточные условия для своеобразной циркуляции океанических вод в толще коры (рис. 3).

Представления о нижнем слое океанической коры как о серпентинизированном перидотите разделяются не всеми геологами, да и сам Хесс в последних своих работах допускал базальтовый состав этого слоя. Новые исследования по петрологии изверженных и метаморфических пород океанического дна (Бонатти, Гонноречи, Феррара, 1973; Мелсон, Томпсон, 1973; Канн, 1973 г др.) показали значительную их сложность и принадлежность как к базальтическим, так и гипербазитовым разностям. Однако для схемы собственно геологического цикла круговорота воды положительным обстоятельством является сам факт многочисленных находок признаков серпентинизации в слое 3. То, что такие признаки еще не обнаружены в ряде районов (например, в Юго-Восточнотихоокеанском хребте), не следует рассматривать как довод против нашей схемы, так как нельзя аргументировать тем, что не наблюдается. Для схемы круговорота трудности связаны с бо-

---

\* По модели Д. Маккензи, которая хорошо согласуется с результатами измерений, в осевой зоне океанических хребтов, вблизи поверхности литосферы, температура меняется в среднем от 275 до 550° С (Кулон, 1973).

лее общими положениями теории плит, согласно которым океаническая кора погружается под континенты лишь на окраинах океанов тихоокеанского типа. В связи с этим этап собственно геологического цикла, обусловленный процессами серпентинизации и десерпентинизации, охватывает не все области океанической коры, а только те, где имеется система срединно-океанический хребет — глубоководный желоб. К таким областям могут быть отнесены

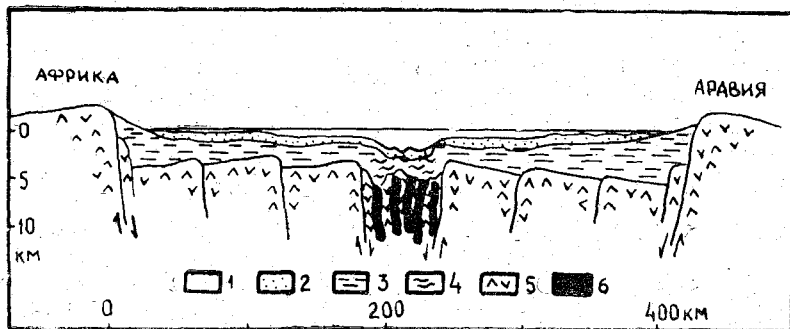


Рис. 3. Схематический геологический разрез Красного моря как пример рифтовой долины океанического типа (Drake, Girdler, 1964, из кн. «Система рифтов Земли», 1970, статья С. Т. Нотт, Е. Т. Бэнс, Р. Л. Чейз):

1 — воды; 2 — неконсолидированные отложения; 3 — карбонатные породы, эвапориты; 4 — осадочные породы, вулканиты; 5 — древние кристаллические породы; 6 — основные интрузии

Тихий океан, две зоны Атлантического океана, определяемые желобами Пуэрто-Рико и Южно-Сандвичевым, северо-восточная зона Индийского океана между срединным хребтом и желобом Больших Зондских островов. В остальных районах можно ожидать лишь водообмен стадии серпентинизации, приуроченный к срединно-океаническим хребтам. На окраинах океанов атлантического типа собственно геологический цикл круговорота воды проявляется через процессы гидратации и дегидратации, связанные с формированием мощных осадочных толщ геосинклинальных прогибов, их литификацией и метаморфизмом, второстепенное значение здесь имеет вулканизм. В областях глубоководных желобов геологический круговорот определяется десерпентинизацией (по Хессу), метаморфизмом осадков и гранитизацией пород океанической коры (Рингвуд, 1972).

Таким образом, в соответствии с современными представлениями теории плит целесообразно говорить о двух этапах собственно геологического цикла круговорота воды: 1) этапе новообразования океанической коры, территориально связанном с зоной срединно-океанических хребтов и обусловленном процессами серпентинизации перидотитов, блуждающей циркуляцией

вод в рифтовых областях, их метаморфизмом и вулканической деятельностью; 2) этапе погружения океанической коры, протекающим в зонах глубоководных желобов и эвгеосинклиналей благодаря процессам литификации мощных осадочных толщ, их метаморфизму, гранитизации, процессам метасоматоза, десерпентинизации, происходящих при погружении океанической коры.

В настоящее время большинство петрологов считает, что общий метаморфизм является результатом воздействия на породы главным образом высоких температур и жидких растворов. В. И. Кононов и В. А. Ильин (1971) выделяют в земной коре пять гидрофизических зон, связывая с четырьмя нижними основные фации метаморфизма от цеолитовой до эклогитовой. При этом метаморфические реакции рассматриваются как реакции гидратации и дегидратации. Одна из них — реакция альбитизации — представляет особый гидрогеологический интерес, поскольку позволяет объяснить возможность формирования в гранитоидных породах хлоркальциевых рассолов (по В. А. Сулину). Физико-химический анализ возможности этого процесса показал, что в условиях, близких к нормальным, в хлоридных натриевых растворах альбит устойчив, а анортит проявляет тенденцию к альбитизации. С повышением температуры степень альбитизации анортита уменьшается, а при температурах выше 300°С наблюдается обратный процесс.

В целом же о цеолитовой фации можно сказать, что она существует лишь в пределах второй гидрофизической зоны, и формирование ее сопровождается переходом значительных количеств воды из свободного в химически связанное состояние. Формирование более высокотемпературных фаций происходит при преимущественном выделении воды. В эклогитовой и гранулитовой фациях вода может являться активным участником процесса магмаобразования. В недавно вышедшей книге «Земная кора и верхняя мантия» (1972) А. Э. Рингвуд приходит к выводу, что при опускании гидратированных горных пород под океаническими желобами освобождаются значительные количества воды, играющие важную роль в формировании известково-щелочных магм. Вода понижает температуру плавления пород и является эффективным стабилизатором, поддерживающим равновесие в системе кристаллы — расплав.

Общей чертой для всех вод метаморфического пояса является снижение с глубиной их реакционной активности при одновременном повышении миграционной способности. Усиление подвижности воды и связанных с ней летучих компонентов дает основание считать, что резкой границы между метаморфизмом и метасоматозом проводить не следует и что без метасоматоза невозможно представить образование из осадочных пород гранитной и базальтовой оболочек.

В целом по гидрофизическим зонам намечается следующая гидродинамическая схема:

1. В осадочных толщах при повышении температуры до 60—300°С физически связанная вода освобождается почти полностью (Злочевская, 1969), увеличивая количество жидкой структурированной воды.

2. Одновременное или последующее образование цеолитовых фаций часть жидкой воды переводит в химически связанную.

3. Дальнейшее повышение температуры (свыше 450°С) вызывает активную химическую дегидратацию минералов и, как следствие, создает поток воды, направленный снизу вверх. При переходе в различные термобарические зоны эти воды будут менять свои свойства и структуру.

Такой поток не является постоянным. Он будет ослабевать и теоретически может исчезнуть совсем по мере и в результате завершения реакций дегидратации в эклогитовой, гранулитовой, амфиболитовой и зеленокаменной фациях метаморфизма. Появление в этих зонах метаморфизма еще негидратированных минералов вновь приведет к появлению этого потока.

Участие воды в круговороте вещества земной коры и верхней мантии отнесено нами к циклу собственно геологического круговорота, основной механизм которого заключается в реакциях гидратации и дегидратации минералов на различных стадиях метаморфизма пород и реакциях гранитизации. Рассмотрение вопроса о пространственном положении этого цикла привело автора к выводу, что он протекает в двух наиболее аномальных зонах земной коры: переходной и океанических хребтов. В переходной зоне происходит интенсивное превращение базальта в эклогит, возможность которого теоретически и экспериментально продемонстрировали А. Э. Рингвуд и Д. Х. Грин (1968). В зонах океанических хребтов имеет место серпентинизация.

Круговорот воды в переходных зонах тихоокеанского и атлантического типов можно изобразить в следующем виде:

1. Переход базальта в эклогит вызывает прогибание земной коры на участке океанических желобов или эвгеосинклиналей (по схеме Рингвуда и Грина, 1968).

2. В результате этого океанические базальты и осадочные породы, находящиеся на них в виде чехла, погружаются на значительную глубину. Вместе с ними погружаются и содержащиеся в них морские воды.

3. Уплотнение осадков приводит к элизионному отжатию воды вверх и литификации самих осадков.

4. Выделяющиеся при образовании эклогитов воды тоже мигрируют вверх и, действуя на вышележащие осадочные толщи как метасоматические растворы, определяют их гранитизацию.

Такое воздействие постэклогитовых растворов подтверждается сравнением среднего состава базальтов и эклогитов, использованных Рингвудом и Грином в экспериментах (1968).

5. Внедрение магм способствует переносу вод из глубинных зон в верхние области земной коры.

Эта схема рассматривалась с точки зрения среднегодового (в геологическом времени) баланса вещества. Наши расчеты позволили оценить возраст коры, который по промежуточному слою оказался равным 3 млрд. лет, по гранитному — 4,5 млрд. лет. Полученные результаты не противоречат современным данным (Гамильтон, 1968; Герлинг и др., 1963), что косвенно подтверждает приемлемость предлагаемой модели. В наших расчетах вопрос ставился лишь принципиально, так как в настоящее время решить такую задачу более корректно навряд ли удастся. Конечно, можно поставить под сомнение некоторые наши допущения, главными из которых являются постоянство и равенство скоростей процессов эрозии континентов, осадконакопление в океане и погружения осадков в переходных областях. Если же принять, что в разных областях земной коры и в разные периоды ее развития скорости данных процессов заметно изменялись, то вычисленный возраст будет иметь различные значения, что лучше согласуется с реальными определениями (Гамильтон, 1968).

Предлагаемая модель этапа погружения океанической коры не противоречит и современным взглядам на связь магматических процессов с гранитизацией (Полканов и др., 1963). Магма представляет из себя открытую систему, в которой на протяжении всех стадий магматического процесса перемещаются «сквозьмагматические растворы» (по Д. С. Коржинскому, 1955), вызывающие метасоматические реакции. По нашим подсчетам на долю метасоматических растворов приходится около  $0,03 \cdot 10^{16}$  г/год  $H_2O$ .

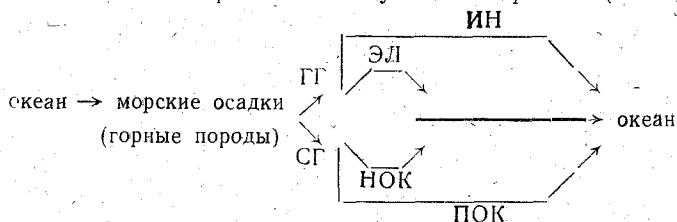
Следовательно, рассматриваемая схема этапа погружения океанической коры собственно геологического цикла круговорота воды, будучи условной из-за формализации чрезвычайно сложного природного явления, не противоречит основным геологическим концепциям и фактам и может использоваться как рабочая модель, определяющая направление и генеральную идею дальнейших исследований по изучению развития земной коры и гидросферы.

Выполненный балансовый расчет хорошо согласуется с идеей гранитизации океанической коры, в соответствии с которой происходит постепенное расширение платформ и материковых массивов. Если принять, что наряду с превращением океанической коры в материковую одновременно происходит обратный процесс — процесс океанизации континентальной коры, то необходимо предположить, что он охватывает другие районы. Прямых фактов, которые бы свидетельствовали об этом, пока нет. Однако существует ряд косвенных данных, позволяющих обсуждать этот вопрос.

Рассмотрение сейсмотектонической карты Европы (Белоусов и др., 1966) показывает, что зонам современного вулканизма и сейсмичности, расположенным в южной Европе, Малой Азии и на Кавказе, противостоят области современного интенсивного опускания на Балтике и побережье Баренцева моря. Огромные шельфы северных морей также свидетельствуют о погружении северной

части Европейского континента. Если концепцию обновления океанической коры принять как близкую к действительности, то почему бы не представить себе, что нечто подобное испытывает континентальная кора, воспроизведение которой происходит в процессе развития орогенных областей, а океанизация — при погружении противоположных окраин. Сейчас трудно судить о механизме такого обновления, можно только заметить, что при погружении континентальной коры говорить о какой-либо форме геологического круговорота воды, вероятно, не следует. При опускании суши под уровень океана в этом случае морские воды просто вытесняют пресные из верхних водоносных комплексов.

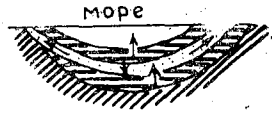

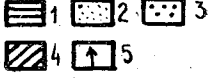
Таким образом, общими чертами двух циклов геологического круговорота воды являются: их начало по схеме: океан → морские осадки (горные породы), длительность в миллионы и сотни миллионов лет, сложное взаимодействие вод и пород в условиях значительных глубин. Так же как и циклы климатического круговорота, гидрогеологический и собственно геологический циклы отличаются лишь завершающей стадией, на которой можно различить два разнонаправленных этапа. Единая схема геологического круговорота может быть изображена следующим образом (см. табл. 3):



где ГГ — гидрогеологический цикл; ИН — инфильтрационный этап; ЭЛ — элизионный этап; СГ — собственно геологический цикл; НОК — этап новообразования океанической коры (серпентинизация перидотитов, блуждающая циркуляция в рифтовых областях, подводный вулканизм); ПОК — этап погружения океанической коры (литификация осадков, метаморфизм, гранитизация, метасоматоз, десерпентинизация).

Можно попытаться связать циклы круговорота воды на Земле с известными зонами водообмена: активного, затрудненного, весьма затрудненного. До сих пор не существует достаточно объективного критерия для разделения этих зон, и та группа признаков, которая характеризует каждую из них, дает основание лишь для очень условной дифференциации. Анализ рассмотренных циклов общего круговорота воды показывает, что наиболее целесообразным критерием для разделения зон водообмена может быть время водообмена. Границы же между зонами следует проводить с учетом известных представлений о современных, новейших и древних тектонических движениях, поскольку именно с ними генетически связаны основные циклы круговорота воды.

Структура круговорота воды геологического типа

Циклы	Этапы	Области проявления	Основные процессы	Тенденция изменения минерализации	Среднее время водообмена	Общая схема
Гидрогеологический	Элизионный	Морские бассейны и окраины океанов	1. Осадконакопление 2. Диагенез осадков 3. Литификация 4. Геостатическое и геотектоническое отжатие вод	Концентрирование	Геотектонический цикл, $\approx 1,5 \cdot 10^8$ лет, $Q \approx 0,4$ км <sup>3</sup> /год	
	Инфильтрационный	Эролируемые области континентов	1. Выветривание 2. Эрозия 3. Инфильтрация 4. Смещение инфильтрованных и седиментированных вод	Разубоживание		 

Циклы	Этапы	Области проявления	Основные процессы	Тенденция изменения минерализации	Среднее время водообмена	Общая схема
Собственно геологический	Новообразования океанической коры	Срединно-океанические хребты	1. Серпентинизация перидотитов 2. Метаморфизм вод 3. Блуждающая циркуляция	Концентрирование	Цикл разрастания океанического дна, (1,5—2) · 10 <sup>8</sup> лет, Q ≈ 0,2—1,0 км <sup>3</sup> /год	
	Погружения океанической коры	Океанические желоба, эвгеосинклинали	1. Литификация морских осадков 3. Метасоматоз 2. Метаморфизм пород 4. Десерпентинизация	Разубоживание		

Примечания к общей схеме: 1 — илы и глины, образовавшиеся на элизионном этапе и содержащие седиментогенные воды; 2 — коллекторы, содержащие седиментогенные воды; 3 — коллекторы, содержащие инфильтрогенные воды; 4 — ложе бассейна; 5 — направление миграции вод; 6 — неконсолидированные отложения океана; 7 — фундамент; 8 — океанический слой 3; 9 — нормальная мантия; 10 — аномальная мантия; 11 — область метаморфизма и гранитизации переходных областей коры; 12 — континентальная кора.



В отношении геологического типа круговорота эта связь очевидна и сомнений не вызывает, климатический же тип круговорота внешне обусловлен гидролого-метеорологическими факторами, которые меняются в соответствии с климатическими ритмами (Фролов, 1966). Однако сами климатические ритмы, по мнению многих исследователей (Рухин, 1959; Страхов, 1960; Хьюлли, 1968; Монин, 1972; Хаин, 1973 и др.), предопределены тектоническими причинами. Здесь можно проследить довольно строгую причинно-следственную связь: тектонические движения определяют неоднородное распределение масс в Земле, что вызывает перемещение ее полюсов, а значит и перестройку плана климатической зональности. В современную эпоху наблюдается даже корреляция между миграцией полюсов и числом крупных землетрясений (Хаин, 1973). Генетическая связь климатических и тектонических эпох имеет и более глубокие корни, которые уходят к законам развития нашей Галактики (Тамразян, 1967).

За нижнюю границу современных тектонических движений можно принять возраст современной береговой зоны ( $6 \cdot 10^3$  лет, Каплин, 1973), так как завершение процесса ее формирования характеризует окончание движений общепланетарного характера, вызванных таянием ледниковых масс вюрмского оледенения. Положение этой зоны определяет современный базис эрозии. Поэтому время  $6 \cdot 10^3$  лет можно предложить в качестве нижней границы зоны активного водообмена.

Нижнюю границу зоны затрудненного водообмена резонно связать с максимумом последнего вюрмского оледенения, когда береговая зона, а значит и базис эрозии, проходили где-то по окраине современного шельфа. Согласно астрономической теории колебаний климата, наибольшая эквивалентная широта (около  $75^\circ$  для  $\varphi = 65^\circ$ )\* в вюрмское оледенение соответствует времени в  $115 \cdot 10^3$  лет (Монин, 1972). Поскольку по геологическим данным начало вюрмского оледенения датируется временем  $(42-62) \cdot 10^3$  лет до н. э., для границы зоны затрудненного водообмена можно принять округленную цифру  $10^5$  лет.

За нижнюю границу зоны весьма затрудненного водообмена, вероятно, следует принять начало неогенового периода (25 млн. лет), так как именно эта дата определяет период новейших тектонических движений, с которыми связано формирование современного рельефа, а значит и современной системы дренирования подземных вод.

Таким образом, временные границы зон водообмена характеризуют этапы формирования основных элементов дренирования и базиса стока природных вод. Предложенные границы позволяют утверждать, что если время водообмена в каком-либо бассейне

\* Это означает, что около  $115 \cdot 10^3$  лет назад на широте  $\varphi = 65^\circ$  земная поверхность получала столько же солнечного тепла, сколько в настоящее время получает на широте  $\varphi = 75^\circ$ .

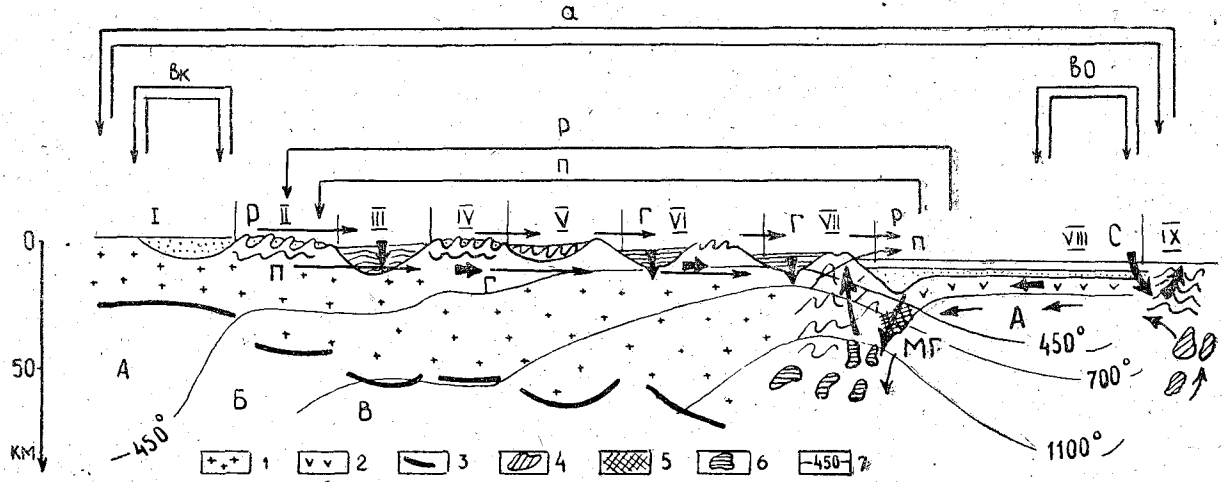


Рис. 4. Общая схема основных циклов круговорота воды на Земле:

*I* — шит и платформа, *P<sub>ст</sub>*; *II* — складчатая зона, *Pz*; *III* — краевой прогиб, *Mz*; *IV* — складчатая зона, *Mz*; *V* — многоэосинклиналь, *Mz*; *VI* — эвгеосинклиналь, *Kz*; *VII* — островная дуга; *VIII* — океаническая платформа; *IX* — срединный океанический хребет; *1* — континентальная кора, *2* — океаническая кора, *3* — поверхность Мохо, *4* — базальтовая магма, *5* — эклогит, *6* — андезитовая магма, *7* — изотермы; *A* — зона твердых и жидких структурированных вод, *B* — зона уплотненного флюида с разупорядоченной рыхлой структурой, *B* — зона мономерных молекул воды; *а* — атмосферный цикл, *вк* — внутриконтинентальный цикл, *во* — внутрокеанический цикл. *P* — цикл поверхностного стока, *П* — цикл подземного стока, *Г* — гидрогеологический цикл, *С* — этап новообразования океанической коры, *МГ* — этап погружения океанической коры

стока, например, меньше  $6 \cdot 10^3$  лет, то водообмен мог произойти за период после формирования современной береговой зоны; если время водообмена находится в интервале  $6 \cdot 10^3$ — $10^5$  лет, то водообмен мог произойти за период, когда современный шельф был сушей; если время водообмена оценивается величиной от  $10^5$  до  $2,5 \cdot 10^7$  лет, то водообмен мог произойти за период становления современного рельефа. При более длительном времени водообмена следует говорить о новой, четвертой, зоне, названной нами зоной геологического водообмена.

Можно проследить закономерный и последовательный переход от активного водообмена к весьма затрудненному и геологическому водообмену по мере смены основных этапов круговорота.

Общая схема всех циклов круговорота показана на рис. 4. К рассмотренным циклам и этапам круговорота на данной схеме добавлено еще два: внутриконтинентальный и внутриокеанический, известные в литературе как две формы малого круговорота, не имеющие большого геологического значения.

## Тема III

### КРУГОВОРОТ ВОДЫ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Эволюция представляет собой процесс, направленный от простого к сложному. В этом отношении земная кора не является исключением: ее развитие обусловлено структурно-организационными изменениями, приводящими к дифференциации вещества, из которого она образована. Однако организационные процессы неразрывно связаны с противоположно направленными структурно-энтропическими процессами. Последние разрушают сложные системы, стремясь сделать их бесструктурными и однородными (Виньковецкий, 1971). Эти разрушения создают материальную основу для создания новых более сложных и совершенных структурно-организационных форм и выступают как основной механизм эволюции земной коры.

#### 1. Денудация и круговорот воды

##### А. Поверхностная денудация

Поверхностная денудация определяется прежде всего процессами механического и химического разрушения пород; основным ее результатом является образование стока взвешенных и влекомых наносов и части стока растворенных веществ с той или иной территории. И та и другая величины могут быть измерены в приустьевом створе реки и характеризуют денудацию на ее водосборе. Подчеркиваем, что для оценки денудации правильнее пользоваться данными по малым незарегулированным рекам, формирующимся за счет местного стока, т. е. стока, представляющего собой воды, образующиеся из атмосферных осадков, выпавших на поверхность данного достаточно однородного водосбора.

Сток взвешенных наносов можно оценивать через модуль эрозии  $M_0$ , представляющий собой отношение веса твердого стока реки или ручья  $R$  к единице площади  $F$  в единицу времени  $t$ . Поскольку поверхностная денудация (эрозия) всегда определяется

по крайней мере двумя составляющими — механической и химической, величину  $M_э$  правильнее называть модулем механической эрозии  $M_{мэ}$ , который может быть представлен как сумма модулей эрозии по взвешенным  $M_{вз}$  и влекомым  $M_{вл}$  наносам

$$M_{мэ} = M_{вз} + M_{вл} \quad (1)$$

Общий же модуль эрозии, характеризующий поверхностную денудацию, определится формулой

$$M_э = M_{вз} + M_{вл} + M_{хэ} \quad (2)$$

где  $M_{хэ}$  — модуль химической эрозии.

Модуль эрозии по влекомым наносам  $M_{вл}$  систематически не изучался, однако установлено, что для большинства равнинных рек он составляет небольшую часть модуля эрозии по взвешенным наносам — обычно 0,2—10%; для полугорных и горных рек эта доля достигает 20% без учета селей и 40—185% с учетом селевых выносов.

Доля химической денудации на равнинных реках достигает приблизительно 50% от весового количества взвешенного материала, а величина донных (влекомых) наносов весьма мала. Поэтому для равнинных территорий можно записать

$$M_э = M_{вз} + M_{хэ} \quad (3)$$

Тогда окончательное выражение модуля эрозии примет вид

$$M_э = 0,0315 M_{сс} (\rho + C_{п}) \text{ т/км}^2 \text{ в год}, \quad (4)$$

где  $M_э$  — модуль эрозии;  $M_{сс}$  — модуль склонового стока в л/с с 1 км<sup>2</sup>;  $\rho$  — мутность воды в г/м<sup>3</sup>;  $C_{п}$  — минерализация воды в па-водок в г/м<sup>3</sup> (мг/л).

Мутность речной воды является важным показателем, характеризующим механическую составляющую поверхностной денудации. Наиболее полная сводка данных по мутности речных вод СССР содержится в монографии Г. В. Лопатина (1952), а более поздние данные (к сожалению, далеко не по всем постам Гидрометеослужбы) можно найти в Гидрологических ежегодниках.

Сложнее обстоит вопрос с химической составляющей модуля эрозии. Если сток взвешенных наносов при оценке поверхностной денудации должен учитываться полностью, то сток растворенных веществ формируется в результате по крайней мере двух основных процессов: поверхностной химической денудации, производимой склоновыми водами; подземной денудации, являющейся результатом деятельности подземных вод, химический состав которых сформировался в течение длительной геологической истории района.

## Б. Подземная денудация

Подземная денудация осуществляется в основном выносом растворимых соединений, процессы же механического выноса частиц подземными водами (суффозия) в масштабе речных бассейнов составляют ничтожную долю. Количественную оценку подземной денудации часто можно дать по межennomу ионному стоку, поскольку основным источником питания большинства рек в меженный период являются грунтовые воды. По аналогии с формулой (4) легко получить формулу для расчета модуля подземной денудации

$$M_{\text{пд}} = 0,0315 M_{\text{Г}} C_{\text{Г}} \text{ т/км}^2 \text{ в год}, \quad (5)$$

где  $M_{\text{пд}}$  — модуль подземной денудации в  $\text{т/км}^2$  в год;  $M_{\text{Г}}$  — модуль грунтового стока в  $\text{л/с с } 1 \text{ км}^2$ ;  $C_{\text{Г}}$  — средняя минерализация грунтовых вод в  $\text{мг/л}$ .

При оценке подземной денудации по межennomу стоку растворенных веществ во всех случаях требуется тщательный геологический и гидрогеологический анализ исходных данных и полученных результатов.

Следует иметь в виду, что часть солевого состава стока имеет не денудационное, а атмосферное происхождение. Особенно важно это при оценке подземной денудации в гумидных областях, где минерализация грунтовых и атмосферных вод может иметь соизмеримые величины. Вторым важным моментом, который всегда следует учитывать, является разгрузка соленых артезианских вод: соли, привносимые этими водами, как и в случае оценки поверхностной денудации, следует исключить при расчетах.

К процессам подземной денудации относится и образование карстовых пустот и полостей в известняках, доломитах, гипсах, галоидных солях. Процессы денудации происходят в этом случае быстрее и приводят к появлению пор, каверн, крупных пещер и карстовых ходов. В оценке интенсивности развития карста имеется своя специфика и определенные традиции. Современную активность карстового процесса принято выражать формулой

$$A = \frac{V}{v} \cdot 100\%, \quad (6)$$

где  $A$  — показатель современной активности карстового процесса;  $V$  — объем растворенной породы;  $v$  — объем закарстованного массива.

Объем растворенной породы определяется по составу карстовых вод и суммарному дебиту источников. Этот метод наиболее приемлем для карста, развивающегося сравнительно медленно, — карбонатного и гипсового.

Своя специфика, связанная с очень высокой растворимостью хлоридных солей, имеется при оценке скорости образования соляного карста. При залегании пород ниже уровня грунтовых вод растворение известняков, доломитов и гипсов резко снижается, воды, как правило, достигают предела насыщения. Соляные же тела часто интенсивно растворяются ниже уровня грунтовых (надсолевых) вод, причем растворение происходит по верхней плоскости соляного тела или пласта.

В 1969 г. А. И. Зеленым был предложен гидролого-морфометрический метод оценки подземного химического стока, по существу представляющий собой объективную экстраполяцию известных данных на неизученные речные бассейны. Для горно-равнинных условий юга Дальнего Востока А. И. Зеленым было установлено, что подземный сток является функцией объема подземных водотоков и выражается региональными зависимостями вида

$$Q_0 = aV^b, \quad (7)$$

где  $Q_0$  — норма подземного стока в  $\text{м}^3/\text{с}$ ;  $V$  — объем подземных водосборов, определяемый по топографическим картам речных бассейнов в  $\text{км}^3$ ;  $a$ ,  $b$  — параметры, характеризующие средние гидролого-геологические условия региона. Значение параметра  $b$  меньше и близко единице (0,8—0,95).

Такие зависимости для различных районов могут быть найдены с достаточной точностью на основе литературных и фондовых материалов по морфологии и гидрологии рассматриваемой территории. Отражая зонально-поясное распределение подземного стока, зависимость (7) позволяет подойти к оценке химического стока

$$r = \alpha V^\beta, \quad (8)$$

где  $\alpha$ ,  $\beta$  — параметры, характеризующие средние гидродинамические и геохимические условия региона.

Нетрудно видеть, что уравнение (8) может быть выражением не только химической денудации, а имеет более широкий смысл. Если величину  $r$  заменить на  $R$  — твердый сток реки, то параметру  $\alpha$  будет соответствовать показатель интенсивности механической денудации  $A$ , а параметру  $\beta$  — показатель  $B$ , отражающий средние географические и геологические условия региона

$$R = A \cdot V^B, \quad (9)$$

Таким образом, можно говорить, что всякая денудация (механическая и химическая, поверхностная и подземная) обусловлена различными циклами круговорота воды. Выветривание связано с атмосферным циклом, механическая денудация — главным образом с циклом поверхностного стока, химическая — преимущественно с циклом подземного стока. С этой точки зрения на эволюцию

земной коры денудация представляет из себя чисто структурно-энтропический процесс, обусловленный, как мы видим, исключительно климатическим круговоротом воды на Земле. Следовательно, климатический круговорот является частью того эволюционного механизма, который, разрушая существующие геологические формы, создает материальную основу («подготавливает сырьё») для созидательной стадии эволюции.

Эта созидательная стадия (структурно-организационные процессы) обусловлена циклами геологического круговорота. На элизионном этапе гидрогеологического цикла формируются новые осадочные толщи, усложнение состава и структуры которых продолжается на инфильтрационном этапе. Вероятно, достигая алогей сложности на начальной стадии инфильтрационного этапа (максимальное разнообразие минералов — сочетание сингенетических и эпигенетических форм), осадочные толщи постепенно начинают деградировать в конце инфильтрационного этапа, когда породы включаются в циклы климатического круговорота воды. При собственно геологическом цикле круговорота формируются основные типы изверженных пород, со всеми их геологическими и минералогическими особенностями, в том числе рудопроявлением и минеральными водами.

## 2. Энергетические основы эволюции земной коры

Ежегодно на поверхность Земли поступает  $1,66 \cdot 10^{21}$  ккал солнечной энергии. Значительная доля ее расходуется на поддержание жизни растений и животных и испарение природных вод. Запас энергии, получаемый природными водами при их испарении, используется затем на механическое и химическое выветривание пород. Сюда прибавляется и часть энергии, аккумулированной растениями, поставляющими углекислый газ, необходимый для разрушения карбонатов и полевых шпатов. Взаимосвязь, взаимообусловленность процессов, имеющих общий энергетический источник — Солнце, и определяет энергетическое содержание денудационных процессов.

Одной из форм количественного выражения проделанной водой химической работы являются энергетические коэффициенты (ЕК) природных вод (Гуревич, Павлов, 1963; Коротков, Павлов, 1972).

Анализ энергетических констант природных вод многих районов приводит к выводу, что между общим ЕК воды и величиной минерализации существует прямая зависимость вида

$$ЕК_{\text{в}} \text{ ккал/л} = \tau \Sigma C, \quad (10)$$

где  $\Sigma C$  — общая минерализация в г/л;  $\tau$  — коэффициент, величина которого колеблется в пределах 3,4—4,3 (очень редко 2,5—6,0), составляя в среднем 3,85.



По-видимому, величина общей минерализации является объективной (хотя и усредненной) гидрогеохимической константой, имеющей энергетическую природу.

Уравнения химического стока (1)—(10) дают результирующий эффект геологической деятельности природных вод, они как бы интегрируют влияние огромного числа факторов и условий на протекающие гидрогеохимические процессы. В 1970 г. Ф. А. Макаренко и В. Н. Зверевым были опубликованы результаты картирования подземного химического стока на территории СССР. Сделанные ими выводы являются хорошей иллюстрацией связи циклов климатического круговорота воды с общей эволюцией земной коры. Так, оценив долю подземного химического стока (54,3% от полного ионного стока), они показали, что подземные воды являются очень важным механизмом перераспределения вещества в толще земной коры, установили связь подземного химического стока с ландшафтной зональностью, с возрастом складчатости, с неотектоническими движениями, с участками разгрузки напорных высокоминерализованных вод и т. д.

Рассмотренная схема общего круговорота воды хорошо согласуется с общим законом сохранения (законом сохранения энергии). Нетрудно видеть, что минерализация природных вод в известной мере отражает меру структурной энтропии, характеризующей вероятность внутренней упорядоченности системы. Известно, что с увеличением минерализации усиливается комплексообразование, возникают коллоиды, усложняется структура растворов, начинается минералообразование и т. д. Все это увеличивает структурную энтропию. Время водообмена  $T$  характеризует темп разрушения геологических формаций. Величина, обратная этому параметру, связана с изменением термодинамической энтропии природных вод. Чем интенсивней водообмен, тем более проста структура раствора, тем активнее идет процесс деструктуризации горных пород.

Циклы климатического круговорота воды обусловлены поступлением тепла от Солнца. Общим для них является прохождение воды через стадию атмосферного пара, который можно рассматривать как крайнюю степень структурной деградации воды, что соответствует максимальному уменьшению энергетической энтропии  $S_1$  и максимальному увеличению энтропии структурной  $S_2$ . Появление же рассолов меняет картину на обратную. Подобная ситуация наблюдается и при геологическом круговороте, на разных стадиях которого природные воды то деградируют, до молекулярного и даже ионного уровня, то организуются в рассолы.

Такая сопряженность величин  $S_1$  и  $S_2$  обеспечивает в системе два противоположных и одновременно существующих энергетических состояния: равновесное (или близкое к нему) и неравновесное. При этом развитие одной тенденции ( $S_1 \rightarrow S_{1\max}$ ) как бы приводит к противоположному нарушению другой (вместо  $S_2 \rightarrow S_{2\max}$

возникает  $S_2 \rightarrow S_{2\min}$ ), одновременное же выполнение этих двух условий невозможно. В результате в гидросфере постоянно имеет место как бы энергетическая неудовлетворенность, которая и является основной причиной эволюционных изменений земной коры.

#### **ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА**

1. Горбачев А. М. Общая геология. М., «Высшая школа», 1973. 320 с.
  2. Коротков А. И., Павлов А. Н. Гидрохимический метод в геологии и гидрогеологии. Л., «Недра», 1972 (гл. II, IV, заключение). 183 с.
  3. Левитес Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М., «Недра», 1970. 287 с.
  4. Хани В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 511 с.
-

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
<i>Тема I.</i> Структура климатического круговорота воды . . . . .	5
1. Атмосферный цикл . . . . .	5
2. Цикл поверхностного стока . . . . .	6
3. Цикл подземного стока . . . . .	7
<i>Тема II.</i> Структура геологического круговорота воды . . . . .	19
1. Гидрогеологический цикл . . . . .	19
2. Собственно геологический цикл . . . . .	22
<i>Тема III.</i> Круговорот воды и эволюция земной коры . . . . .	36
1. Денудация и круговорот воды . . . . .	36
2. Энергетические основы эволюции земной коры . . . . .	40
Основная литература . . . . .	42

---

*Павлов Александр Николаевич*

**Гидрогеология**

Раздел: «Общий круговорот воды на Земле как геологическое явление»  
(конспект лекций)

Редактор *Ю. П. Андрейков*

---

М-17343 Подп. к печ. 15.10.75 Тираж 1000. Объем  $2\frac{3}{4}$  п. л. Зак. 308  
Типография ВОК ВМФ Цена 17 коп.

---