



9. Zotov S.I., Volkova I.I., Shaplygina T.V. Estimation of ecological sensitivity of the Curonian spit coastal zone natural complexes to the sea chemical pollution // International borders geoenvironmental concerns international workshop. Krynica Morska, Poland. 2004. June 16 – 19. P. 37 – 38.

Об авторах

С.И. Зотов — д-р геогр. наук, проф., РГУ им. И. Канта.
Д.А. Туголуков — асп., РГУ им. И. Канта.

УДК 551,24–0,3

47

А.В. Покровский

ОБ ЭНДОГЕННОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ КРУГОВОРОТА ВОДЫ НА ЗЕМЛЕ

На основе анализа геогидродинамического режима литосферы океанов, переходных зон и континентов показано, что собственно эндогенной можно считать только ювенильную мантийную воду. В процессе континентализации Земли она участвовала в качестве универсального переносчика вещественных масс и тепла. В различной форме (седиментационной, метаморфогенной и др.) не менее десяти раз ювенильная вода вовлекалась в глобальный литосферно-гидросферный цикл.

On the base of geohydrodynamic regime analysis for the lithosphere of oceans, transitional zones and continents this paper show that only juvenile mantle water possible to recognize as really endogenous by their origin. In the process of continentalization of Earth juvenile water have been participated as universal thermal mass carrier. In different form (sedimentary, metamorphic etc.) no less than 10 time this type of water was included in the global lithosphere-hydrosphere cycle.

Постановка вопроса

Проблема происхождения и эволюции гидросферы и геологического круговорота Земли издавна привлекала внимание многих выдающихся исследователей (В.И. Вернадский, Д.С. Коржинский, А.А. Маракушев, В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов и др.). В.И. Вернадский [2] впервые сформулировал принципиальные положения о водообмене между сушей и океаном. По его представлениям, гидросфера в основном сформировалась на ранних стадиях геологического развития Земли в результате дегазации протовещества, а объем и средняя глубина Мирового океана, по крайней мере с позднего протерозоя, существенно не изменялись.

Вместе с тем некоторые вопросы происхождения и эволюции гидросферы окончательно не решены, о чем свидетельствуют альтернативные концепции о ее диссипации [7] или, напротив, прогрессирующем нарастании, вплоть до превращения Земли в планету-океан [13]. В части познания закономерностей водообмена гидросферы с



литосферой, источников, механизма выделения, состояния и поведения в ней воды пока сделаны лишь первые шаги [8; 17; 18 и др.]. Рассмотрению этих весьма актуальных вопросов и посвящена данная статья.

Исходные предпосылки анализа гидродинамического режима литосферы

Состояние и поведение воды на поверхности и в недрах Земли в значительной степени предопределяются ее необычными, зачастую аномальными физико-химическими свойствами [22]. Так, высокие теплоемкость (4,18 КДж/кг) и теплота парообразования (2,25 КДж/кг) обуславливают высокоэффективный тепло-водообмен между Мировым океаном и сушей. Огромное поверхностное натяжение (75,5 дин/м) и диэлектрическая проницаемость (80,1 ед.) определяют высокую энергонасыщенность водных растворов и флюидов, их способность проникать в тончайшие капилляры и трещины и осуществлять преобразования минералов и пород, а при высоких Р-Т параметрах растворять самые устойчивые силикаты. В земной коре содержится огромное количество свободных гравитационных и физически связанных (абсорбционных, пленочных и др.) подземных вод, а также в химически связанном состоянии (H_2O^+) молекул воды, гидроксидов (ОН) и оксония (H_3O^+) в кристаллических решетках минералов. Взаимопереходы этих видов подземных вод при изменениях Р-Т параметров среды определяют особенности гидродинамического режима процессов минерало-породообразования и развития литосферы в целом.

По А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому [21], общее количество воды в земной коре составляет $3,8 \cdot 10^{23}$ г, что эквивалентно 28 % массы вод Мирового океана. В.Ф. Дерпгольц [5] определяет ее количество в литосфере в $5,7 \cdot 10^{23}$ г, в том числе $1,5 \cdot 10^{23}$ г свободной и $3,4 \cdot 10^{23}$ г химически связанной, а М.И. Львович [9] соответственно в $4,0 \cdot 10^{23}$, $0,6 \cdot 10^{23}$ и $3,4 \cdot 10^{23}$ г. По уточненной оценке П.П. Тимофеева, В.Н. Холодова и В.П. Зверева [24], в литосфере содержится $7,31 - 8,44 \cdot 10^{23}$ г воды, в том числе $3,14 \cdot 10^{23}$ г свободной и физически связанной и $4,17 - 5,30 \cdot 10^{23}$ г химически связанной. Приведенные цифры свидетельствуют о наличии в минералах магматических и метаморфических пород гигантского количества воды (сотни миллионов кубокилометров и многие миллиарды тонн), эквивалентного половине массы вод Мирового океана. При дегидратации минералов в процессах прогрессивного регионального метаморфизма связанная в них вода поэтапно переходит в свободные подземные воды и вновь вовлекается сначала во внутрилитосферный, а затем в большой геологический круговорот воды. Это своеобразная подземная гидросфера, понятие о которой впервые сформулировал В.Ф. Дерпгольц [5]. Однако, пожалуй, правильнее считать ее подземной литосферной частью единой гидросферы Земли, которая тесно связана с поверхностной подземным стоком и находится с ней в динамической равновесии.



Каковы же источники литосферной воды и возможные механизмы ее захоронения и высвобождения при геологических процессах. Ответы на эти вопросы кроются в решении проблем формирования, динамики и общих тенденций развития Земли в целом, к сожалению, во многих аспектах дискуссионных. Из доминирующих альтернативных концепций о прогрессирующих континентализации или, напротив, океанизации Земли автор придерживается первой. Она предусматривает последовательное преобразование первичной океанической литосферы через субокеаническую и субконтинентальную в континентальную, в соответствии с полным циклом развития литосферы, по В.П. Гаврилову [4]. Учитывая, что современные континенты составляют лишь 29 % поверхности Земли, этот механизм раскрывает перспективы дальнейшего их разрастания.

Механизм дегидратации минералов и пород тесно связан с их прогрессивным метаморфизмом. При этом образуются метаморфогенные водные растворы и надкритические флюиды, которые составляют единую открытую вверх гидрофизическую систему в земной коре и прилегающей части верхней мантии. Это подтверждается закономерным уменьшением их количества и изменением состава с глубиной по мере повышения Р-Т параметров метаморфизма. По результатам изучения минеральных парагенезисов и флюидных включений [6] парциальное давление (доля) воды в них в породах относительно низкотемпературной зеленосланцевой фации резко преобладает (до 80–90 %), но к высокотемпературной гранулитовой фации ступенчато уменьшается до 0,2 %, а в мантийной эклогитовой — практически доходит до нуля, что компенсируется углекислотой и галогенами (F, Cl). Это вполне согласуется со снижением с глубиной водоотдачи и прогрессирующей карбонатизацией пород [6]. Однако метаморфические процессы в разных типах земной коры проявляются по-разному. Автор данной статьи вслед за разработками А. Миясиро [11; 26; 27], А.А. Маракушева, Н.Л. Добрецова, А. Хитанен и других ученых подразделяет метаморфизм на четыре петрогенетических типа, названия которых даны по крайним петрографическим типам пород [16]. Они проявляются в различных геохимических и гидродинамических обстановках и обуславливают образование определенных фациальных серий (формационных рядов) метаморфических пород.

Целесообразность их выделения убедительно показана при изучении и картировании метаморфических комплексов многих регионов, в том числе Средней Азии [19; 25; 28 и др.]. Более подробная характеристика процессов этих типов метаморфизма будет приведена ниже. Здесь подчеркнем лишь то, что проявление их в указанной ниже последовательности отражает общую направленность вещественно-исторической эволюции литосферы в сторону прогрессирующей ее континентализации.

Гидродинамический режим океанической литосферы



Сведения о количестве химически связанной воды в океанической литосфере весьма противоречивы. По оценке В.Ф. Дерпгольца [5], оно достигает $1,8 \cdot 10^{23}$ г, а по П.П. Тимофееву и др. [24], — $5,30 \cdot 10^{23}$ г. По расчетам А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [21], в океанической коре, средней мощностью 7,3 км, содержится всего $0,63 \cdot 10^{23}$ г связанной воды, в том числе в I осадочном слое — $0,09 \cdot 10^{23}$ г, во II вулканогенно-осадочном — $0,20 \cdot 10^{23}$ г и в III габброидном — $0,34 \cdot 10^{23}$ г. Судя по этим данным, можно предполагать, что преобладающая часть воды сосредоточена в мантийной части океанической литосферы.

Сравнительно небольшое количество воды в океанической коре можно объяснить тем, что первоначально гидратизированные ее породы (осадки, спилиты, серпентиниты и др.) со средневзвешенным содержанием связанной воды 8 % во II и III слоях подверглись интенсивной дегидратации под воздействием регионального метаморфизма метагипербазит-филлитового типа. По имеющимся данным [6; 11; 16 и др.], наиболее интенсивно он проявляется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, характеризующихся максимальными тепловым потоком и геотермическим градиентом. На прогрессивной стадии в океанической коре формируется полная низкобарическая (до 5 кбар) фациальная серия метаофиолитов от филлитовой до гранулитовой фации, что подтверждается драгированием их обломков и глубоководным бурением [15]. По мере удаления от рифтовых зон степень метаморфизма резко снижается до филлитовой фации с сопутствующим проявлением в глубинных зонах процессов диафтореза регрессивной стадии метаморфизма. При этом в океанической литосфере формируется и длительно функционирует открытая вверх гидродинамическая система внутреннего круговорота воды. На нисходящей его ветви океаническая вода по системе пор и трещин проникает в высокотемпературные глубинные зоны, циркулирует в них, нагревается и вместе с метаморфогенными растворами участвует в разнообразных преобразованиях и гидратизации вмещающих пород. При температуре 400–500 °C происходит интенсивная серпентинизация глубинных высокомагнезиальных габброидов и перидотитов, имеющая особенно важное петрогенетическое значение. На восходящей ветви круговорота океаническая вода, обогатившись при взаимодействии с вмещающими породами различными, в том числе рудными, компонентами, возвращается в океан в виде гидротерм (350–400 °C) черных и белых «курильщиков», что подтверждается их изотопными исследованиями [6; 15]. Это длительный крупномасштабный процесс.

По расчетам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова [23] за 50 млн лет через океаническую литосферу проходит гигантское количество воды — $6 \cdot 10^{25}$ г со средней скоростью водообмена $1,05 \cdot 10^{18}$ г в год. Иначе говоря, вся масса вод Мирового океана $1,87 \cdot 10^{25}$ г могла бы пройти через гидродинамическую систему его дна всего за 1,3 млн лет. При этом огромная часть океанической воды в связанном виде находится в серпентинитах и других гидратизированных породах.



По данным Х. Хесса [15], на всей площади ложа Мирового океана ($280,4 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) образуется мощный (4,7 км) слой серпентинизированных перидотитов объемом $1,32 \cdot 10^9 \text{ км}^3$ и массой — $39,6 \cdot 10^{23} \text{ г}$, в котором содержится $4,48 \cdot 10^{23} \text{ г}$ серпентина с $0,36 \cdot 10^{23} \text{ г}$ химически связанной воды. По более поздним и уточненным данным [21 и др.], площадь ложа Мирового океана составляет $296,1 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, а в его литосфере доминируют высокомагнезиальные перидотиты лерцолитового типа, при гидратизации почти полностью (на 98 %) замещающиеся серпентином со средним содержанием связанной воды 10 — 13 %. Можно допустить, что количество связанной воды в серпентинитовом слое возрастет до $4,22 \cdot 10^{23} \text{ г}$, т.е. более чем в 10 раз, и приблизится к оценке ее содержания в океанической литосфере [24].

51

Мантия вряд ли вносит существенный вклад в гидродинамический режим океанической литосферы. По современным данным [6; 15], мантийное вещество по составу практически соответствует океаническому лерцолиту с содержанием воды на уровне 0,05 %, т.е. совершенно «сухое», это подтверждается низким средним содержанием связанной воды в свежих толеитовых базальтах (0,69 %) в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Ее вклад в общий водный баланс океанической коры небольшой [21].

Гидродинамический режим переходных зон

Переходные зоны от океанов к континентам характеризуются сложным сочетанием планетарных геоструктур — глубоководных океанических желобов, разнотипных островных дуг и котловин окраинных морей, а также исключительным разнообразием экзогенных и эндогенных геологических процессов. В сейсмофокальных зонах Вадати — Заварицкого — Беньоффа происходит крупномасштабное погружение водонасыщенной океанической литосферы в глубокие (до 700 км) недра Земли. По А. Миясиро [11; 27], оно сопровождается высокобарическим (до 14–15 кбар) региональным метаморфизмом с формированием полной фациальной серии метабазитовых пород. При этом происходит их интенсивная поэтапная дегидратация. По расчетам автора [17; 18], при переходе от самой низкотемпературной пумпеллит-пренитовой фации со средневзвешенным содержанием в ее породах 8 % связанной воды к глаукофансланцевой высвобождается 25 % (56 кг/м^3) ее количества, далее к гранат-глаукофановой — 28,8 % ($64,2 \text{ кг/м}^3$), к нижнекоровым экологитоподобным породам — 37 % ($82,9 \text{ кг/м}^3$) и, наконец, к «сухим» мантийным экологитам — остальные 9,2 % ($20,6 \text{ кг/м}^3$), т.е. всего 224 кг/м^3 . По полученным данным, из этих пород выделяется лишь 35 - 50 % связанной воды, но и тогда общее количество ремобилизованной в переходных зонах океанической воды составит не менее $2 - 2,5 \cdot 10^{23} \text{ г}$.

По данным Е.К. Мархинина [10], при вулканических извержениях на 1 м^3 твердых продуктов приходится $350 - 400 \text{ м}^3$ газовых эксгаляций, в основном паров воды. Много ее выделяется и при поствулка-



нической фуммарольно-сульфаторной деятельности. Поэтому вулканизм играет особенно важную роль в формировании внешних геосфер Земли. В результате его проявления за всю геологическую историю Земли было выброшено на поверхность $13,5 \cdot 10^{18}$ т вулканического материала, сопоставимого с массой всей континентальной земной коры ($14,5 \cdot 10^{18}$ т), составляющей 58 % от массы литосферы и более половины массы воды Мирового океана.

В вулканических островных дугах интенсивно проявляется региональный метаморфизм горных пород эндербит-кианитсланцевого типа [6; 11; 16 и др.], который вместе с магматизмом в конечном счете приводит к формированию субконтинентальной земной коры. Этот процесс также сопровождается интенсивной полиэтапной дегидратацией вулканогенно-осадочных толщ, по расчетам автора, до $187,6 \text{ кг/м}^3$, но общую его водоотдачу количественно оценить пока трудно.

Важно то, что все эти якобы эндогенные (вулканогенные, метаморфогенные и др.) воды в сущности представляют собой неоднократно захоронявшуюся и активизирующуюся первично океаническую воду, что подтверждается изотопными исследованиями ее состава [3; 6; 15]. В переходных зонах она не только возвращается в океан, но и частично вновь захороняется в вулканогенно-осадочных толщах новообразованной литосферы.

Согласно расчетам А.С. Мониной и О.Г. Сорохтина [12], в сейсмофокальных зонах активных континентальных окраин ежегодно выделяется до $2,5\text{--}3,0 \cdot 10^{15}$ г ($2,5\text{--}3,0 \text{ км}^3$) вторичной (ремобилизованной) океанической воды, что в 10 раз превышает ювенильную водоотдачу мантии ($0,25 \cdot 10^{15}$ г/год). За всю геологическую историю Земли (4,5 млрд лет) через эти зоны прошло $1,4 \cdot 10^{25}$ г (14 млрд км^3) воды, что более чем в 10 раз превышает массу воды Мирового океана и в 6,5 раз — массу всей гидросферы. В связи с этим становится очевидным то, что такой литосферно-гидросферный круговорот воды в истории Земли совершался неоднократно.

Гидродинамический режим континентальной литосферы

По А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому [21], в континентальной коре содержится $2,84 \cdot 10^{23}$ г связанной воды, в том числе в осадочном слое — $0,53 \cdot 10^{23}$ г, в гранито-метаморфическом — $1,0 \cdot 10^{23}$ г и гранулит-базитовом — $1,31 \cdot 10^{23}$ г. Сомнение вызывает лишь последняя цифра, поскольку гранулит-базитовый слой континентальной коры состоит из практически «сухих» гранулитов и эклогитизированных метабазитов [6; 19]. Во всей континентальной литосфере, по В.Ф. Дерпгольцу [5], содержится $5,7 \cdot 10^{23}$ г воды, в том числе $1,5 \cdot 10^{23}$ г свободных гравитационных и $4,2 \cdot 10^{23}$ г химически связанных, что вполне согласуется с более поздней оценкой П.П. Тимофеева, В.Н. Холодова и В.П. Зверева [24] — соответственно $7,31 \cdot 10^{23}$, $3,14 \cdot 10^{23}$ и $4,7 \cdot 10^{23}$ г. Основные различия этих оценок



закljučаются лишь в содержании свободных подземных вод, а содержания химически связанных вод совпадают.

Учитывая резкое преобладание в континентальной литосфере (97 %) метаморфических и метаморфогенных (гранитогнейсы, палингенные граниты и др.) пород, этот анализ целесообразно провести на основе генерализованной схемы вертикальной метаморфической зональности. Эта зональность сформировалась в результате прогрессивного регионального метаморфизма чарнокит-андалузитсланцевого типа, проявляющегося при Р-Т параметрах, определяемых нормальным литостатическим давлением (1,5–5 кбар) и геотермическим градиентом (30–35 °С/км). В сущности, она представляет собой открытую вверх единую гидрофизическую систему, что подтверждается закономерным изменением количества и состава флюидной фазы в метаморфических минералах и равновесных с ними растворах и флюидах, в частности, уменьшения в них парциального давления (доли) воды по мере повышения температуры и давления с глубиной.

В.И. Кононов и В.А. Ильин [8] выделили пять гидрофизических зон, отражающих особенности процессов гидратации-дегидратации в главных фациях регионального метаморфизма. Однако они не охватывают верхнюю зону циркуляции свободных подземных вод. Автор считает более целесообразным подразделять континентальную кору и прилегающую метаморфогенную часть верхней мантии на четыре гидрофизические зоны, которые удовлетворительно коррелируют с геофизически обособленными слоями, что свидетельствует о их взаимосвязи [17 – 19 и др.].

Самая верхняя зона охватывает осадочный слой коры с низкими Р-Т параметрами (Т до 60 °С и Р до 1,5 кбар) и характеризуется циркуляцией свободных подземных вод, по данным бурения, до глубины 3–5 км, а также обилием физически связанных вод (поровых, гигроскопических и др.), содержание которых в гидратизированных осадках достигает 15,5 % (400 кг/м³).

Следующая, более глубинная, зона совпадает с филлитовой фацией регионального метаморфизма верхней части гранито-метаморфического слоя коры. Она играет особенно важную роль в гидродинамическом режиме литосферы, именно в ней захороняется основная масса воды в связи с переходом ее при повышенных температуре (до 250–300 °С) и давлении (до 2,0–2,5 кбар) из физически связанной в химически связанную в кристаллических решетках хлоритов, слюд и других водо-гидроксилсодержащих минералов. Содержание ее в породах этой фации варьирует от 3 до 12 %, в среднем – 6,7 %.

Еще более глубинная и высокотемпературная гидрофизическая зона охватывает породы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации включительно (Т = 300–750 °С и Р = 2,5–6,0 кбар) гранито-метаморфического слоя коры. По мере повышения Р-Т параметров в серии твердофазовых метаморфических реакций происходит поэтапная дегидратация пород с высвобождением большей части связанной воды и образованием метаморфогенных минерализованных водных



растворов и надкритических флюидов, разделенных критической точкой воды (374 °C).

Нижняя гидрофизическая зона охватывает породы гранулитовой ($T = 750 - 900$ °C и $P = 6 - 8$ кбар) и эклогитовой фаций ($T > 900$ °C и $P > 8$ кбар). Они разделены геофизической поверхностью Мохо, но объединяются единством гидродинамического режима, подтверждаемым существованием местами в континентальной литосфере геофизически обособляющейся «коро-мантийной смеси» [19]. В этой зоне происходит окончательная дегидратация пород вплоть до образования «сухих» эклогитов. По петрологическим и экспериментальным данным [6; 18], высвобождающаяся здесь вода полностью деструктурирована и отчасти диссоциирована. Она способствует локальному выплавлению в этой зоне чарнокитовых расплавов и образует уплотненные высокоминерализованные кремнещелочные флюиды, подобные «водной магме», по Дж. Ферхугену, или «сквозьмагматическим растворам», по Д.С. Коржинскому.

Представление о масштабах водоотдачи пород нижних двух зон можно получить по средневзвешенным содержаниям в них связанной воды по фациям метаморфизма, вычисленным автором по средним химическим составам метаморфических пород. Исходное значение в филлитовой фации — 6,7 %, в зеленосланцевой оно снижается до 3,4 %, в амфиболитовой — до 1,3 %, в гранулитовой — до 0,4 % и в эклогитовой — до 0,0 %, в основном за счет дегидратации гидроксилсодержащих хлоритов, слюд и амфиболов. По расчету это соответствует последовательному высвобождению 49,3 % (92,4 кг/м³), 31,3 % (58,8 кг/м³), 13,4 % (25,2 кг/м³), всего 187,6 кг/м³. В пересчете на всю массу континентальной литосферы это составляет огромное количество ремобилизованной изначально океанической воды — $4,2 \cdot 10^{23}$ г.

Возникновение в гранулитовой фации надкритических кремнещелочных флюидов знаменует качественный перелом в развитии континентальной литосферы. В связи с высокой энергонасыщенностью эти флюиды мигрируют в вышележащие породы амфиболитовой фации и осуществляют их метасоматическую гранитизацию. При достижении в процессе гранитизации наиболее легкоплавких эвтектоидных составов и содержания в них воды порядка 2 % эти породы подвергаются селективному плавлению с образованием мигматитов и акмолитовых тел лейкогранитов. При превышении расплавной фазой оптимального объема 26–30 % и температуры α - β перехода кварца (575 °C) гранитизированные и магматизированные породы фации приобретают повышенную пластичность, способность к внедрению в вышележащие слои литосферы с образованием гранито-гнейсовых куполов и валов.

Эти валы и купола воздымаются до уровня более водонасыщенных (3,4–6,7 %) пород зеленосланцевой и филлитовой фаций и в процессе термального контактового метаморфизма вступают с ним в активное взаимодействие. При этом происходит мобилизация воды во вмещающей среде и ее осмотическая дистилляция в краевые части куполов, где



ее содержание возрастает до 4–5 %. Растворение в расплаве 1 г паров воды сопровождается выделением 170 кал тепла, что более чем вдвое превышает среднюю теплоту плавления силикатов (75 кал/г). Это приводит к дополнительному разогреванию и переплавлению пород гранито-гнейсовых куполов и образованию обширных очагов относительно гомогенизированной палингенной гранитной магмы, при кристаллизации и остывании образующих батолитовые плутоны. Выделение из них постмагматических флюидов и гидротермальных растворов происходит в результате ее вскипания при резкой декомпрессии либо последовательного высвобождения по мере снижения температуры интрузивных тел в три главных стадии: полимеризации, кристаллизации магмы и остывания интрузивных пород. После разгрузки и охлаждения флюидов и растворов их вода через термальные и свободные подземные воды возвращается в гидросферу, завершая полный цикл ее геологического круговорота.

В свете вышеизложенного метаморфогенные, магматогенные, постмагматические и прочие «эндогенные» воды при ближайшем рассмотрении оказываются ремобилизованными океаническими водами, нередко прошедшими несколько литосферно-гидросферных циклов водообмена, по-видимому, совпадавших с эпохами глобального диастрофизма. В развитии континентальной литосферы, начиная с докембрия, намечается, по крайней мере, десять таких эпох. Поэтому эндогенной, пожалуй, можно считать лишь мантийную воду, поступающую на поверхность при базальтовом вулканизме в рифтовых зонах океанов и континентов. По О.Г. Сорохтину и С.А. Ушакову [23], при годовом дебите $0,25 \cdot 10^{15}$ г ($0,25 \text{ км}^3$), постепенно накапливаясь, ювенильная вода сформировала всю массу ($2,17 \cdot 10^{24}$ г) современной гидросферы.

В процессе континентализации Земли вода в различных вторичных формах (седиментационных, метаморфогенных, вулканогенных и др. вод) играла роль универсального тепло-массоносителя и не менее 10 раз вовлекалась в глобальный круговорот. Мировой океан при этом, вероятно, играл роль резервуара, в который сбрасывались избытки воды, в связи с чем его уровень повышался к концу каждой эпохи диастрофизма.

Список литературы

1. Блох А.М. Структура воды и геологические процессы. М.: Наука, 1969.
2. Вернадский В.И. История природных вод: история минералов земной коры // Избр. соч.: В 5 т. / АН СССР. М., 1960. Т. 4. Кн. 2.
3. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967.
4. Гаврилов В.П. Общая и региональная геотектоника. М.: Недра, 1986.
5. Дерпгольц В.Ф. Вода во Вселенной. Л.: Недра, 1971.
6. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию / СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1980.
7. Кесарев В.В. Движущие силы развития земли и планет. Л.: Недра, 1967.
8. Кононов В.И., Ильин В.А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма // Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. М.: Наука, 1971. С. 35–36.



9. Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее / АН СССР. М., 1974.
10. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967.
11. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
12. Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и геохимия континентов // Палеоокеанология. Тр. 27 МГК. М.: Недра, 1984. Т. 3. С. 22–35.
13. Орленок В.В. История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ, 1998.
14. Павлов А.Н. Геологический круговорот воды на земле. Л.: Недра, 1977.
15. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973.
16. Покровский А.В. Петрогенетические типы регионального метаморфизма, основные их особенности и закономерности проявления // Узбекский геол. журн. 1996. № 3. С. 38–46.
17. Он же. Гидрофизическая зональность земной коры // Минералообразующие флюиды и рудогенез: Матер. междунар. симпозиума. Ташкент, 1998. С. 19–21.
18. Он же. Об источниках воды в земной коре и ее роли в процессах метаморфизма, магматизма и рудообразования // Там же. С. 21–24.
19. Природа границ и слоев литосферы Средней Азии. Ташкент: ГФНТИ, 1998.
20. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978.
21. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химический состав земной коры и ее оболочек // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 376–402.
22. Синяков В.В. Вода известная и неизвестная. М.: Знание, 1987.
23. Сорохтин О.Г., Ушаков А.С. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991.
24. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Гидросфера и эволюция Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 9–19.
25. Hietanen A. On the facies in various tipes of metamorphism // J. Geol. № 75. 1967. P. 187–214.
26. Miyashiro A. Evolution of metamorphism belts // J. Petrol. 1961. Vol. 2. № 3. P. 277–311.
27. Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics // Am. Journ. Sci. 1972. № 272. P. 629–656.
28. Zwart H.J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe // Medd. Dansk geol. fören. 1967. № 17. P. 19–32.

Об авторе

А.В. Покровский — д-р геол.-минерал. наук, проф., РГУ им. И. Канта.