

УДК 551:49

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МАССЕ И МАССОПОТОКАХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ

© 2004 г. В. П. Зверев

Представлено академиком В.И. Осиповым 22.03.2004 г.

Поступило 31.03.2004 г.

Масса поверхностных вод Земли оценена достаточно давно и весьма точно – $1.362 \cdot 10^{24}$ г, ($1.338 \cdot 10^{24}$ г приходится на мировой океан), однако оценка количества воды в земной коре более проблематична. Попытки оценить ее делались неоднократно начиная с В.И. Вернадского [1, 2], В. Руби [13], А. Полдерваата [12], А.П. Виноградова [3] и кончая автором [10].

В последнее время появились работы, уточняющие массу и средний химический состав горных пород земной коры [9]. В связи с этим была выполнена новая оценка количества подземных вод, содержащихся в основных оболочках земной коры, результаты которой вместе с расчетными параметрами приведены в табл. 1.

Таким образом, по уточненным данным в осадочной оболочке земной коры в современную эпоху содержится $0.276 \cdot 10^{24}$ г воды, т.е. приблизительно в 4.8 раза меньше, чем в современном океане. Значительно больше воды сосредоточено в так называемых гранитной и базальтовой оболочках земной коры – в пределах $0.37\text{--}0.47 \cdot 10^{24}$ г.

Суммарное количество всех типов воды, содержащейся в земной коре, составляет $0.64\text{--}0.75 \cdot 10^{24}$ г, т.е. несколько больше половины массы поверхностной гидросферы. Приведенная оценка немного ниже опубликованных ранее [10] и отличается от них примерно на 10–12%, что находится в пределах точности выбора таких параметров, как пористость гранитно-метаморфической и гранулит-базитовой оболочек земной коры.

Важнейшей особенностью подземных вод земной коры является то, что они относятся к так называемым ее подвижным компонентам [6], т.е. благодаря их постоянному переносу практически любая система в пределах земной коры является открытой. Массоперенос подземных вод в толще земной коры, обусловленный совместным влиянием солнечной радиации, внутриземного тепла и гравитационного поля Земли, в процессе эволю-

ции атмосферы, гидросферы и литосферы реализуется постоянно. Он включает целый ряд циклов, начиная от активного водообмена в самых верхних частях земной коры до длительного взаимодействия в глубоких частях земной коры, в пределах которых вода находится в свободном, физически и химически связанных состояниях. Основные циклы этого водообмена – гидрогеологический, литогенетический и геологический – описаны и количественно оценены ранее [4, 5]. В последнее время после появления новых и переосмысления старых данных основные массопотоки подземных вод в земной коре также подверглись некоторой переоценке (табл. 2).

В итоге гидрогеологический массопоток свободных гравитационных подземных вод зоны активного водообмена оценен в $10.5 \cdot 10^{18}$ г/год, а замедленного – в $0.66 \cdot 10^{18}$ г/год, т.е. несколько выше, чем раньше. Эта ветвь массопотока подземных вод практически полностью контролирует химическое выветривание и процессы гипергенеза. Литогенетический массопоток подземных вод, обусловленный освобождением в основном физически связанных вод глинистых толщ при их погружении и уплотнении в процессе литогенеза в пределах осадочной оболочки континентального и субконтинентального блоков земной коры, составляет $6.2 \cdot 10^{15}$ г/год. С этой ветвью массопотоков подземных вод связаны процессы преобразования минерального вещества в ходе катагенеза и метагенеза, а также формирование стратиформных месторождений полезных ископаемых. К нему относятся также физически связанные воды I сейсмического слоя океанической коры, выделяющиеся при затягивании осадков в процессе дрейфа литосферных плит и затягивании их под континентальную кору в процессе субдукции. Эта ветвь литогенетического круговорота оценена в $0.49 \cdot 10^{15}$ г/год. Геологические массопотоки подземных вод обусловлены последовательными процессами гидратации пород, переносом химически связанной воды вместе с горными породами и дегидратацией последних по мере погружения в ходе регионального метаморфизма в пределах континентального и субконтинентального

Таблица 1. Количество воды в земной коре

Тип коры, оболочка (слой)	Горные породы		Химически связанные воды		Свободные и физиче- ски связанные воды		Общая масса воды, 10 ²⁴ г
	Объем*, 10 ⁶ км ³	Масса*, 10 ²⁴ г	Содержание*, мас. %	Масса, 10 ²⁴ г	Сред. пор., %	Масса, 10 ²⁴ г	
Континентальный							
Осадочная	765	1.9	3.04	0.0578	10.68	0.0817	0.1395
Гранитно-метаморфическая	2510	6.8	1.17	0.0796	1.5	0.0377	0.1173
Гранулит-базитовая	3225	9.35	1.20	0.1122	0.72	0.0232	0.1354
В целом	6500	18.05		0.2496		0.1426	0.3922
Субконтинентальный							
Осадочная	250	0.62	3.04	0.0188	21.6	0.0540	0.0728
Гранитно-метаморфическая	490	1.32	1.17	0.0154	1.5	0.0074	0.0228
Гранулит-базитовая	810	2.33	1.20	0.0051	0.72	0.0058	0.0109
В целом	1550	4.27		0.0393		0.0672	0.1065
Океанический							
Осадочная (I слой)	115	0.18	5.94	0.0107	46.2	0.0531	0.0638
Вулканическая (II слой)	361	1.05	0.69	0.0072	9.83	0.0355	0.0427
Базальтовая (III слой)	1694	4.91	0.69	0.0339	0.30	0.0051	0.0390
			3.00**	0.1473			0.1524
В целом	2170	6.14		0.0518		0.0937	0.1455
				0.1652			0.2489
Земная кора							
Осадочная	1130	2.7		0.0873		0.1888	0.2761
Гранитная	3000	8.12		0.0950		0.0451	0.141
Базальтовая	6090	17.64		0.1584		0.0696	0.228
				0.2618			0.3314
В целом	10220	28.46		0.3407		0.3034	0.6442
				0.4441			0.7476

* По А.Б. Ронову, А.А. Ярошевскому и А.А. Мигдисову [8].

** По У. Файфу, Н. Прайсу, А. Томпсону [11].

блоков земной коры и процессе субдукции вулканогенного и базальтового слоев океанической коры. Интенсивность выделения химически связанных вод в пределах гранитно-метаморфической оболочки на континентах невелика и составляет $0.041 \cdot 10^{15}$ г/год. Более активно этот процесс идет в ходе переработки пород океанического блока, достигая $0.63 \cdot 10^{15}$ г/год. Как показали исследования У. Файфа, Н. Прайса и А. Томпсона [11], геологическая роль этих массопотоков очень велика, так как она контролирует реализацию многих тектонических процессов, а также вулканизм и гидротермальную деятельность.

Рассмотренные выше глобальные массопотоки подземных вод осложнены имеющими зональное распространение вулканогенно-гидротермальными. Суммарный гидротермальный массопоток, оцененный по данным о конвективном выносе тепла

подобными системами, составляет $4.0 \cdot 10^{15}$ г/год [5], а интенсивность гидротермальной разгрузки в пределах рифтовых зон срединных океанических хребтов – $0.18 \cdot 10^{18}$ г/год [7]. По данным Е.К. Мархинина [8], вынос воды в ходе вулканических извержений составляет в среднем $1.15 \cdot 10^{15}$ г/год и, по его мнению, в соответствии с существовавшими в шестидесятих годах прошлого века взглядами на эволюцию земной коры, был обусловлен поступлением “ювенильных” вод. Сейчас более обосновано считать, что происхождение воды, участвующей в вулканизме и в первую очередь в пределах островодужных и циркумтихоокеанических структур, обусловлено дегазацией земной коры океанического типа в процессе ее погружения под континентальную кору. Ее масса (табл. 2) оказалась равной $1.12 \cdot 10^{15}$ г/год, что говорит о хорошем согласии величин, полученных разными метода-

Таблица 2. Массопотоки подземных вод в земной коре

Массопотоки	Преобладающее состояние подземных вод	Толщи горных пород земной коры, вовлекаемые в круговорот	Масса горных пород, 10^{24} г	Масса воды в толще горных пород, 10^{24} г	Интенсивность водообмена, г/год	Среднее время реализации процесса, 10^6 лет	Масса воды, участвующей в водообмене за время реализации процесса	Отношение массы воды, участвовавшей в водообмене за время реализации процесса, к находящейся в земной коре
Гидрогеологический	Свободная гравитационная	Зона активного водообмена континентального блока земной коры	0.024	0.0014	$10.5 \cdot 10^{18}$	570	$5.98 \cdot 10^{27}$	$2.82 \cdot 10^3$
Литогенетический	Физически и химически связанная	Зона замедленного водообмена континентального и субконтинентального блоков земной коры (песчаные, карбонатные породы)	1.422	0.0214	$0.66 \cdot 10^{18}$	1600	$1.06 \cdot 10^{27}$	$0.50 \cdot 10^3$
Геологический	Химически и физически связанная	Осадочные породы континентального и субконтинентального блоков (глины и глинистые сланцы)	1.073	0.1089	$6.2 \cdot 10^{15}$	1600	$9.92 \cdot 10^{24}$	4.68
		Осадочные породы I сейсмического слоя океанического блока земной коры	0.18	0.0638	$0.49 \cdot 10^{15}$	2000	$0.98 \cdot 10^{24}$	0.46
		Гранитно-метаморфическая оболочка континентального блока земной коры	8.12	0.141	$0.041 \cdot 10^{15}$	4000	$0.16 \cdot 10^{24}$	0.075
		II (вулканогенный) и III (базальтовый) слои океанического блока земной коры	6.9	0.082	$0.63 \cdot 10^{15}$	2000	$1.26 \cdot 10^{24}$	0.59
Вулканогенно-гидротермальный	Свободная пароводяная смесь	Система океанических рифтов			$0.18 \cdot 10^{18}$ *	2000	$0.36 \cdot 10^2$	$0.17 \cdot 10^3$
		Вулканические извержения			$1.15 \cdot 10^{15}$ **	2000	$2.8 \cdot 10^{24}$	1.1
		Система островных дуг и активных континентальных окраин			$4.0 \cdot 10^{15}$	2000	$8 \cdot 10^{24}$	3.77

* По В.Б. Курносову [7].

** По Е.К. Мархинину [8].

ми. Однако следует отметить, что вода, освобождаясь при дегидратации пород базальтового слоя, помимо вулканизма частично участвует и в формировании гидротерм, основная масса воды которых образуется в результате конвективного переноса нисходящей и восходящей ветвей круговорота подземных метеорного происхождения.

Все приведенные выше основные глобальные массопотоки подземных вод оценены массой воды, перераспределяемой за год. Действительное же время действия подобных массопотоков намного больше и определяется периодами реализации геологических процессов, существования рассматриваемых толщ горных пород или оболочек в целом. На основании достаточно ориентировочных и, возможно, спорных подобных временных отрезков, приведенных в табл. 2, сделана попытка оценки массы подземных вод, участвующих во взаимодействии с горными породами земной коры за все время существования основных оболочек земной коры и реализации геологических процессов.

В итоге получилось, что общая масса свободных гравитационных подземных вод, участвовавших в активном глобальном круговороте гидрогеологического цикла за фанерозой ($\sim 5.7 \cdot 10^{27}$ г), близка массе Земли в целом и превосходит более чем на три порядка массу гидросферы Земли.

Если принять, что осадочные породы континентального и субконтинентального блоков земной коры и их метаморфические аналоги образовались за неогей (что наиболее вероятно), т.е. за $1600 \cdot 10^6$ лет, то получится, что масса подземных вод, участвовавших в их образовании и преобразовании за это время, оказывается также весьма значительной. Так, масса свободных подземных вод зоны замедленного водообмена близка к 10^{27} г, а освобождающихся физически связанных $\sim 10^{25}$ г.

Достаточно существенны и массопотоки геологического цикла круговорота, в котором общая масса воды согласно рассмотренным моделям превышает массу воды, содержащейся одновременно в горных породах, т.е. в ходе метаморфизма проис-

ходит практически полное обновление воды, содержащейся в горных породах.

Таким образом, из результатов настоящей работы следует, что подземные воды являются важнейшим подвижным компонентом основных оболочек земной коры, контролируя большинство процессов преобразования ее твердой фазы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-64098).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. // Природа. 1933. № 8/9. С. 22–27.
2. Вернадский В.И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Избранные сочинения. Т. 4. Кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 5–536.
3. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 245 с.
4. Зверев В.П. Гидрогеохимия осадочного процесса. М.: Наука, 1993. 176 с.
5. Зверев В.П. Массопотоки подземной гидросферы. М.: Наука, 1999. 97 с.
6. Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.
7. Курносое В.Б. Гидротермальное изменение базитов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
8. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 254 с.
9. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
10. Тимофеев П.П., Холодов В.И., Зверев В.П. В кн.: Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 206–226.
11. Тимофеев П.П., Холодов В.И., Зверев В.П. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 3–19.
12. Fyfe W.S., Price N.J., Thompson A.B. Fluides in the Earth's Crust. Amsterdam: Elsevier, 1978. 450 p.
13. Poldervaart A. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1955. № 62. P. 119–144.
14. Rubey W.W. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1951. V. 62. № 9. P. 1111–1148.