Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции
и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г.В.Плеханова,
1985, т. 103

УДК 556.3.01

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАК ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ФОРМА СУЩЕСТВОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

А.Н.ПАВЛОВ

Зональность – это планетарное свойство подземных вод, определяющее форму их пространственно-временного размещения в недрах Земли. Это определение требует внести ясность в физику наших представлений о зональности. С одной стороны, мы утверждаем, что минерализация и состав подземных вод, темп их водообмена постепенно меняются в том или ином направлении. Например, с севера на юг в соответствии с климатической и почвенно-растительной зональностью минерализация грунтовых вод увеличивается, воды гидрокарбонатные и мягкие становятся жесткими, потом сульфатными и хлоридными. Другой пример: минерализация подземных вод растет с глубиной, а также по направлению погружения водоносных горизонтов; более древние воды обычно более минерализованы, чем воды молодые. Такая точка зрения на зональность, вообще говоря, делает необязательным само понятие зоны, и, строго говоря, это понятие исключает, предполагая плавное и постепенное изменение свойств, а равно и условий, их определяющих. Действительно, строя график обычной зависимости минерализации M от глубины H и вычисляя коэффициент M/H, мы строим либо линейную, либо показательную функцию. С другой стороны, описывая изменение химического состава подземных вод, мы говорим о зонах, поскольку состав вод воспринимается нами в терминах той или иной классификации и обусловлен естественной сменой солевого состава, контролируемой растворимостью веществ.

Таким образом, зональность подземных вод трактуется и как плавное изменение свойств, и как существование квазиизолированных групп с достаточно резкими границами между ними. Иначе говоря, когда мы прослеживаем изменение одного параметра (минерализации, концентрации конкретного иона, температуры, глубины залегания грунтовых вод и т.п.), вполне естественной выглядит модель непрерывного процесса, когда же мы воспринимаем подземные воды как многопараметрический образ, естественней выглядит модель дискретного процесса. При этом, говоря о непрерывности или дискретности изменений, мы имеем в виду либо пространственные, либо временные координаты.

На фоне общей структуризации гидросферы зональность подземных вод выглядит как продукт ее более глубокой дифференциации, как форма внутренней организованности такого крупного ее элемента как мегагруппа литосферы [5]. Нет оснований сомневаться, что принципы структуризации на всех уровнях макрочленения должны сохраняться неизменными. Это означает, что на зоны

Ведост

подземных вод мы должны смотреть как на квазиизолированные многопараметрические множества, границы между которыми выполняют как запрещающие, так и разрешающие функции. Причем последние возникают в периоды возбуждения и разрыва границ на участках, где появляется избыток кинетической энергии в одном множестве по отношению к другому.

С таких позиций внутренняя организованность каждой зоны должна определяться как реализация квантовых принципов формирования гидросферы, а каждая зона должна отражать квантовый характер перераспределения энергии в процессе формирования подземных вод. Поэтому вслед за традиционным выделением гидрохимических и гидродинамических зон необходимо ставить вопрос о их пространственно-временной связи, основанной на общих энергетических затратах. Такого рода задача выводит нас на уровень общефизических проблем: связи материи, пространства, времени и энергии.

В нашем случае рассматривается материальная система порода – вода в определенных пространственных и временных координатах, ограничивающих то, что мы называем зоной подземных вод. Существование этой материальной системы в данных пространственно-временных рамках определяется некоторой порцией энергии, представляющей собою долю общеземного кванта, получаемого Землей через каждые $0{,}5\,\tau$ (теоретически через каждые $1{,}38 \cdot 10^8$ лет) [6] (здесь τ – период вращения нашей Галактики).

Очевидно, что решение такой задачи состоит не в выделении зон активного, затрудненного и весьма затрудненного водообмена, не в установлении сопутствующих этим гидродинамическим зонам химических типов подземных вод, а в установлении некоторого энергосодержания пространственно заданной подсистемы и соответствующих ему значений минерализации и расхода подземных вод. В связи с этим полезно перейти и к другой терминологии. Назовем новые зоны гидрогеологическими. В основу их выделения положим пространственные параметры, определяемые физико-географическими условиями – базисом денудации, средними отметками дренируемого массива горных пород и площадью их распространения. Для всей суши Земли эти характеристики можно разделить на три группы:

Базис денудации	Средние мощности дренируемого массива H, км	Площадь распространения ω, 10^6 км^2
Уровень современного океана	0,78	116,8
Бровка современного шельфа	0,13	116,8 + 28
Подошва континентального склона	2,0	144,8

Эти классификационные границы дадут нам энергетические критерии для оценки гидрогеологических зон. В реальной ситуации внутри этих общеземных дренируемых массивов существуют различные зоны, и ниже мы это обстоятельство подчеркнем. Оценим активное энергосодержание пород каждой классификационной зоны, воспользовавшись следующей схемой:

I. За активное энергосодержание пород примем сумму энергий кристаллических решеток минералов, которые неустойчивы при экзогенных геохимических процессах. Основанием для этого служат известные геологические истины: в различных ландшафтных условиях под влиянием внешних факторов возникают устойчивые минералогические ассоциации: каолинит, кварц, монтмориллонит, лимонит, хлориты и др., являющиеся конечными, нерастворимыми продуктами разложения породы [II]. Сумма энергий кристаллических решеток этих, устойчивых, минералов гарантирует существование осадочного чехла земной коры.

2. Активное энергосодержание

$$\Delta E_{max} = \sum m_i n_i p_i U_i \cdot 4{,}17/N,$$

где m_i – масса горных пород, г; n_i – доля пород данного типа в общей массе; p_i – доля определенной минеральной ассоциации (или минерала) в данной породе; U_i – энергия кристаллической решетки минерала, ккал/моль; N – масса минеральных соединений, г-моль; 4,17 – коэффициент для перевода килокалорий в килоджоули (при необходимости перевода).

3. В основу классификационных оценок ΔE_{max} положим литологическую характеристику главных осадочных областей континентальной коры [2] и данные

Средние содержания главных породообразующих минералов в породах осадочных областей континентальной коры и характеристика энергии их кристаллических решеток [2, 9, 11]

Минерал	Содержание минералов, %		U, ккал/моль	N, г-моль
	Песчаники	Лютиты		
Кварц	62	28	3087	64
Калинатровые полевые шпаты	18	30	11484[x]	260[x]
Каолинит	8	22	16987	258
Хлориты магния	2	5	23154	834
Fe_2O_3	3	8	2277	160
$CaCO_3$	7	5	650	100
$MgCO_3$	–	2	738	84

[x] Осредненные значения для ортоклаза и альбита.

в среднем содержании главных породообразующих минералов в породах этих областей (см. таблицу). Соотношение осадков главных осадочных областей континентальной коры следующее [2], %:

Область	Лютиты	Песчаники	Карбонаты	Эвапориты
Платформы	57	32	8	3
Шельф	53	36	2	3

4. Исключим из расчетов карбонаты и эвапориты, поскольку энергия кристаллических решеток для составляющих их минералов более, чем на порядок, меньше величины U_i для полевых шпатов, являющихся в приведенном списке единственным неустойчивым минералом, содержащимся в значительном количестве. Пренебрежение карбонатами и эвапоритами правомерно также и потому, что их доля среди пород осадочных областей составляет 5–II %.

Теперь перейдем к вычислениям. Объем потенциально дренируемых пород, определяемых подошвой континентального склона, $V_{1-3} = H_1\,\omega_1 + (H_2 + H_3)\,\omega_2 = 3{,}78 \cdot 10^8$ км^3 (здесь и далее индексы соответствуют номеру выделенных нами групп).

От объема перейдем к массе. При этом обратим внимание, что средняя мощность потенциально дренируемой толщи континентальных пород (2,76 км) практически совпадает со средней мощностью осадочного чехла континентальной коры (около 3 км [I]). Средняя плотность этого чехла может быть принята равной 2,7 г/см^3, а объемная плотность скелета $\delta \approx 2{,}0$ г/см^3 [8]. Итак, $m_{1-3} = 7{,}56 \cdot 10^{23}$ г.

Примем соотношение различных типов пород, составляющих эту массу, в соответствии с данными [2], а активное энергосодержание оценим, исходя из того, что неустойчивыми являются только полевые шпаты (см. таблицу), исключив также из расчетов карбонаты и эвапориты. Тогда

$$\Delta E_{max} = 7{,}56 \cdot 10^{23} \left(\frac{0{,}55 \cdot 0{,}3 \cdot II484}{260} + \frac{0{,}34 \cdot 0{,}I8 \cdot II484}{260} \right) =$$

$$= 75{,}4 \cdot 10^{23} \text{ ккал} \approx 3{,}I \cdot 10^{28} \text{ Дж}.$$

(здесь содержание лютитов и песчаников по платформам и подвижным поясам осреднено).

Если массу твердой фазы (горных пород) принять по М.К.Хорну [2] равной $I0{,}23 \cdot 10^{23}$ г, то $\Delta E_{max} = I02{,}I \cdot 10^{23}$ ккал $= 4{,}3 \cdot 10^{28}$ Дж.

Постулируем, что данный активный энергозапас порода должна потерять, образовав в результате такой потери устойчивую минералогическую ассоциацию, и что этот процесс потенциально может быть завершен за средний промежуток времени между геократическими циклами ($\Delta T_{max} = I{,}38 \cdot 10^8$ лет), рассматриваемый как инвариантный параметр [6]. В одной из своих последних работ В.П.Зверев [3] приводит энергетические показатели мобилизации и переноса вещества, связанного с различными формами круговорота воды. Если суммировать результаты его оценок, касающиеся подземного стока, то получим годовой энергетический эффект, равный $I{,}I3 \cdot 10^{20}$ Дж. Нетрудно видеть, что за инвариантный интервал, если принять, что темп энергетических потерь существенно не изменялся, энергетический эффект составит около $I{,}6 \cdot 10^{28}$ Дж. При учете поверхностного стока эта величина окажется равной примерно $4 \cdot 10^{28}$ Дж, т.е. в 2,5 раза выше. Таким образом, можно считать, что активный энергозапас пород приблизительно равен энергетическому эффекту их разрушения поверхностными и подземными водами за инвариантный промежуток времени (интервал квантования геосфер [6]). При этом около 40 %

активного энергозапаса теряется в результате действия подземного стока, т.е. $\Delta E_{max} = 2{,}5\,\Delta E_i$.

Величину ΔE_i можно оценить по энергетической константе вод [6], минерализации и расходу:

$$\Delta E_i = \alpha M_i Q_i \Delta T_{max} \cdot 10^{-3},$$

где α = 3,85 ккал/г; M_i – минерализация воды, г/л; Q_i – расход подземных вод, см^3/год.

Таким образом,

$$Q_i = \Delta E_{max}/2{,}5 \cdot 1{,}38 \cdot 10^5 \alpha M_i, \text{ или } Q_i = \Delta E_{max}/1{,}33 \cdot 10^6 M.$$

Теперь воспользуемся этим уравнением для оценки модуля стока в выделенных нами объемах горных пород континентальной коры.

Массив пород над первым базисом денудации (над уровнем современного океана) назовем гидрогеологической зоной 1. Объем дренируемых пород этой зоны $V_1 = \omega_1 \cdot H_1 = 88{,}8 \cdot 10^6$ км^3. Ориентируясь на данные Н.Б.Вассоевича, среднюю объемную плотность пород примем δ_1 = 1,5 г/см^3 [8]. Тогда их масса $m_1 = V_1 \delta_1 = 1{,}33 \cdot 10^{23}$ г. Имея в виду ранее принятую модель осадочного чехла, получим $\Delta E_{max_1} = 13{,}2 \cdot 10^{23}$ ккал.

Далее воспользуемся средним значением минерализации для вод зоны активного водообмена M = 0,235 г/л (см. [7]), полагая, что гидрогеодотическая зона 1 более или менее с ней совпадает. Тогда $Q_1 = 0{,}42 \cdot 10^{19}$ см^3/год, или $Q_1 = 0{,}42 \cdot 10^{19} / \omega_1 \approx 36$ мм/год.

По-видимому, можно принять, что для гидрогеологической зоны 1 активность водообмена оценивается величиной $Q_1 = n \cdot 10^1$ мм/год, где $1 \leq n < 10$.

Теперь рассмотрим гидрогеологическую зону 2, находящуюся между первым и вторым базисами денудации. Ее объем $V_2 = \omega_2 \cdot H_2 = 18{,}8 \cdot 10^6$ км^3. Для расчета массы этого объема примем среднюю объемную плотность пород δ_2 = = 1,85 (в соответствии с кривой уплотнения глин Н.Б.Вассоевича и оценками объемной массы пород В.А.Приклонского [8]. Тогда $m_2 = 3{,}48 \cdot 10^{22}$ г, а $\Delta E_{max_2} \approx 3{,}5 \cdot 10^{23}$ ккал.

К сожалению, средняя минерализация вод этой зоны нам неизвестна. Если принять, что она меняется в пределах от 1 до 10 г/л, то модуль подземного стока будет меняться от 0,2 до 2,0 мм/год. Эти значения полезно округлить до порядков величин. Тогда получим две подзоны: $Q_{2a} = n \cdot 10^0$ мм/год и $Q_{2б} = n \cdot 10^{-1}$ мм/год, где $1 \leq n < 10$.

Энергосодержание гидрогеологической зоны 3, находящейся ниже второго базиса денудации, можно оценить как разность между ранее вычисленной величиной $\Delta E_{max_{1-3}}$ и суммой активных энергосодержаний зон 1 и 2: $\Delta E_{max_3} \approx$ $\approx 58{,}7 \cdot 10^{23}$ ккал.

Среднюю минерализацию вод этой зоны, вероятно, можно принять равной 35 г/л, поскольку здесь происходит как элизионный водообмен, приводящий к росту минерализации исходных вод нормальной солености, так и инфильтрационный водообмен, приводящий к разубоживанию нормальных концентраций.

Соответствующий этим условиям модуль стока $Q_3 \approx 0{,}9$ мм/год, т.е. имеет тот же порядок, что и для гидрогеологической подзоны 2б.

Ниже третьего базиса денудации располагается гидрогеологическая зона 4, водообмен в которой обусловлен геологическими формами круговорота воды [II]. Для этой зоны величину ΔE_{max} мы рассматриваем как суммарную работу гравитационной конвекции, производимой за один геологический цикл. С.А.Ушаков и М.С.Красс [IO] оценивают ее величиной $7{,}2 \cdot 10^{24}$ ккал. Минерализация вод в этой зоне, по-видимому, выше минерализации нормальной океанической воды, так как эта зона находится на отметках ниже подножия континентального склона, и, кроме того, серпентинизация перидотитов и другие формы гидратации минералов приводят к повышению минерализации вод, участвующих в этих процессах [7]. Максимальное значение минерализации, полученное нами, 465 г/л. Примем промежуточное значение: M_4 = 250 г/л. Соответствующий этим условиям модуль стока на всю площадь Земного шара ($510 \cdot 10^6$ км^2) $Q_4 \approx 4 \cdot 10^{-2}$ мм/год, т.е. для гидрогеологической зоны 4 $Q_4 \approx n \cdot 10^{-2}$ мм/год, где $1 \leqslant n < 10$.

Здесь необходимо сделать некоторое разъяснение относительно понятия модуля стока. Говоря об этой характеристике, мы имеем в виду любые формы круговорота, т.е. водообмен, связанный не только с фильтрацией, но также с молекулярным, адсорбционным, конвективным и другими видами массопереноса. Иными словами, используя термин модуль стока, мы говорим не о том, каким образом переносится вода, а о том, каков темп водообмена.

Теперь попробуем сделать некоторые обобщения относительно выделенных гидрогеологических зон. Вспомним, что границы между зонами были заданы на основе физико-географических условий земной поверхности (в соответствии с гипсографической кривой и понятием базиса денудации), которые позволяли лишь ожидать их гидродинамического различия, но не гарантировали его. Оценки величины Q_i показали, что по темпу расходования активного энергозапаса пород можно выделить четыре гидрогеологические зоны:

Зона	Верхняя	Средняя	Нижняя	Глубинная
Интенсивность водообмена, мм/(год·м)	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$ (?)

На основании данных, приводимых М.И.Львовичем [4], модуль поверхностного стока $Q_{пов} \approx 3{,}4 \cdot 10^2$ мм/год, т.е. $Q_{пов} = n \cdot 10^2$ мм/год, где $1 \leqslant n < 10$.

Таким образом, мы показали, что зональность подземных вод – это форма структуризации гидросферы, материализованная через связь массы, пространства, времени и энергии. Эта связь описывается простой линейной функцией, в соответствии с которой изменение логарифмов интенсивности водообмена в миллиметрах в год в направлении от нижних зон к верхним подчиняется закону целых чисел

$$a_n = a_1 + (n-1),$$

где a_n – член ряда показателей степени Q_i ; n – номер члена в ряду.

В заключение заметим, что, определяя гидрогеологические зоны в конкретных районах, необходимо использовать установленное для них соотношение пород, присущий этим породам минералогический состав и соответствующие данные по объемной массе пород и минерализации подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975.

2. Гаррелс Р., Маккензи Ф. *Эволюция осадочных пород*. М., Мир, 1974.

3. Зверев В.П. Энергетика гидрогеохимических процессов современного седиментогенеза. М., Наука, 1983.

4. Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М., Мысль, 1974.

5. Павлов А.Н. Структурные особенности гидросферы как основа для понимания гидрогеохимических процессов в Земной коре. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. М., Изд-во МГУ, 1979, с. 77–81.

6. Павлов А.Н. Основы системного подхода в геологии. Л., изд. ЛПИ, 1981.

7. Павлов А.Н. Геологический круговорот воды на Земле. Л., Недра, 1977.

8. Приклонский В.А. Грунтоведение. М., Госгеолиздат, 1952. Т. 2.

9. Сауков А.А. Геохимия. М., Наука, 1966.

10. Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., Недра, 1972.

11. Шербина В.В. Основы геохимии. М., Недра, 1972.