GEODYNAMICS & TECTONOPHYSICS

PUBLISHED BY THE INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST
SIBERIAN BRANCH OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

2018 VOLUME 9 ISSUE 1 PAGES 221–248 ISSN 2078-502X

https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0346



# GEOLOGICAL FACTORS AND PHYSICOCHEMICAL PROCESSES OF GROUNDWATER FORMATION IN THE TUNKA DEPRESSION

**S. Kh. Pavlov[1], K. V. Chudnenko[2], V. A. Golubev[1], A. I. Orgilyanov[1], P. S. Badminov[1], I. G. Kryukova[1]**

[1] *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*
[2] *A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*

**Abstract:** The article describes the complex hydrogeological conditions of the Baikal rift zone viewed as a large structural element and pioneers in distinguishing two independent hydraulic systems in the study area. Groundwater resources and compositions of groundwater in these two systems are generated in fundamentally different ways. In the deep sediment layers, groundwater generated due to sedimentation is at the stage of elision (exfiltration) water exchange. Active phase transition of clay minerals to hydromica causes an additional water release, and sedimentary water and regenerated groundwater infiltrate from the condensed clay strata to sandy horizons. This process is accompanied by decompaction, heaving sand, and high (extra-high) reservoir pressures. Nitrogen-rich water and carbonic thermal water associated with faults and fault nodes are widespread in the basement of the Tunka depression. The thermal water result from infiltration and, together with fresh water, represents a uniform hydraulic system. Its development is determined by the dynamics of infiltration water in the water-feeding area in the Tunka loaches. At different hypsometric levels of the hydrogeological section, nitrogen-rich water descends, while carbonic thermal water ascends, and these processes occur simultaneously. Our study is focused on the physicochemical processes of the interaction between groundwater and sedimentary and crystalline rocks. It shows that the ion-salt and gas compositions of not only nitrogen-rich thermal water, but also those of methane water and carbonic thermal water occur in the 'water-rock' system without involving any additional substance from external sources. Compared to other thermal water, the composition of carbonic water is formed in a more complex way: first, it goes through the stage of the nitrogen-rich thermal water while passing through the aluminosilicate rocks and only then interacts with the carbonate rocks and become carbonic. The formation of carbonic water is accompanied by intensive karst processes at depths, which are ceasing closer to the surface. As a result of degassing, an opposite process is activated: authigenic minerals and travertines are formed on the surface. Groundwater and its gas phase are involved in the formation of rocks with a negative temperature, which are abundant in the Tunka depression, as well as large positive forms of the relief. It is shown that the activity of groundwater is not limited to the role of a filler in the host rocks and an intermediary medium between different geospheres. Groundwater is an active agent that initiates, controls and implements many geological processes.

**Key words:** hydrogeological conditions; physicochemical process; geological activity of groundwater

RESEARCH ARTICLE

**Handling Editor:** V.A. Sankov

**Received:** October 7, 2017
**Revised:** December 25, 2017
**Accepted:** January 12, 2018

**For citation:** *Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V., Golubev V.A., Orgilyanov A.I., Badminov P.S., Kryukova I.G.*, 2018. Geological factors and physicochemical processes of groundwater formation in the Tunka depression. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (1), 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.

**Для цитирования:** *Павлов С.Х., Чудненко К.В., Голубев В.А., Оргильянов А.И., Бадминов П.С., Крюкова И.Г.* Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 1. С. 221–248. doi:10.5800/GT-2018-9-1-0346.

# Геологические факторы и физико-химические процессы формирования подземных вод Тункинской впадины

**С. Х. Павлов[1], К. В. Чудненко[2], В. А. Голубев[1], А. И. Оргильянов[1], П. С. Бадминов[1], И. Г. Крюкова[1]**

[1] *Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*
[2] *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*

**Аннотация:** Рассмотрены сложные гидрогеологические условия крупного структурного элемента Байкальской рифтовой зоны. Впервые на рассматриваемой территории выявлены две независимые водонапорные системы, формирование ресурсов и состава подземных вод в которых происходит принципиально различными путями. В глубоких горизонтах осадочной толщи подземные воды имеют седиментационный генезис и находятся на стадии элизионного (эксфильтрационного) водообмена. В результате активно протекающего процесса фазового перехода глинистых минералов в гидрослюды происходит дополнительное выделение воды и переход седиментационных и возрожденных подземных вод из уплотняющихся глинистых толщ в песчаные горизонты. Это сопровождается формированием зон разуплотнения, плывунов и высоких (сверхвысоких) пластовых давлений. В фундаменте впадины широко распространены азотные и углекислые термы, связанные с разломами и разломными узлами. Они имеют инфильтрационное происхождение и вместе с пресными водами представляют единую водонапорную систему, развитие которой определяется динамикой инфильтрационных вод в области питания в Тункинских гольцах. На различных гипсометрических уровнях гидрогеологического разреза одновременно происходят процессы нисходящего движения азотных и восходящего движения углекислых терм. Исследованы физико-химические процессы взаимодействия воды с осадочными и кристаллическими породами. В результате проведенного исследования установлено, что ионно-солевой и газовый состав не только азотных, но и метановых и углекислых терм формируется внутри системы «вода–порода» без привлечения дополнительного вещества из внешних источников. При этом путь формирования состава углекислых вод более сложный, чем других терм: вначале они проходят в алюмосиликатных породах стадию азотных терм и только затем, взаимодействуя с карбонатными породами, становятся углекислыми. Формирование углекислых вод сопровождается интенсивным протеканием глубинных карстовых процессов, которые затухают по мере их движения к поверхности, и в результате дегазации активизируется обратный процесс – формирование аутигенных минералов с образованием на поверхности травертинов. С участием подземных вод и их газовой фазы формируются широко распространенные в Тункинской впадине породы с отрицательной температурой, а также крупные положительные формы рельефа. Показано, что подземные воды не просто играют роль наполнителя вмещающих пород и не только выступают посредником между различными геосферами, но являются тем деятельным агентом, который инициирует, направляет и осуществляет многие геологические процессы.

**Ключевые слова:** гидрогеологические условия; физико-химический процесс; геологическая деятельность подземных вод

## 1. Введение

Различные аспекты геологической деятельности подземных вод в Байкальской рифтовой зоне в разных направлениях геологической науки рассматриваются достаточно давно. Так, изучение влияния сейсмического процесса на режим подземных вод было начато по гидрогеодинамическим параметрам и широкому спектру гидрогеохимических характеристик [*Kissin et al., 1982; Pinneker et al., 1985; Shabynin et al., 1988; Shabynin, 2004*]. В настоящее время эту связь пытаются проследить по единичным характеристикам, таким как гелий [*Semenov, Smekalin, 2011*], радон [*Lopatin, 2015; Seminsky, Tugarina, 2013; Seminsky K.Zh., Seminsky A.K., 2016*] и изотопные отношения урана и стронция [*Rasskazov et al., 2015*].

Изотопно-гелиевые исследования на таких специфически мобильных структурах, как континентальные рифты, впервые были начаты именно в Байкальском рифте. В газах термоминеральных вод Тункинской впадины были измерены изотопные отношения гелия, достигающие $^3He/^4He = 0.89\times10^{-5}$, которые после коррекции этих газов на контаминацию воздухом, достигают $1.12\times10^{-5}$ и практически соответствуют значениям деплетированного резервуара мантии (MORB) [*Lomonosov et al., 1976*]. Это послужило началом масштабных ге-

лиеметрических исследований Байкальского рифта и прилегающих к нему территорий. По величине изотопных отношений гелия пытались установить генезис гидротермальных флюидов, оценить тепломассопоток из мантии и осветить вопросы геодинамики континентального рифтогенеза [*Lavrushin et al., 1999; Lysak, Pisarsky, 1999; Polyak, 2000; Polyak et al., 1992, 1998; Pinneker et al., 1995*].

Установлено, что рифтовые и рифтоподобные зоны отличаются особо сложными гидрогеологическими условиями [*Kartsev, Abukova, 1998*]. Однако ознакомление с ранее проведенными исследованиями подземных вод Байкальской рифтовой зоны показывает, что как гидрогеологи, так и исследователи других направлений геологической науки и тем более представители точных наук оценивают их, с одной стороны, весьма упрощенно, с другой – крайне противоречиво. Гидрогеодинамические условия рифтовой зоны, в том числе Тункинской впадины [*Pinneker et al., 1968; Doronina, Efimov, 1970*], традиционно оцениваются только с позиций региональных построений А.Н. Мятиева [*Myatiev, 1946*].

Байкальская рифтовая зона является объектом, в котором ярко прослеживается столкновение инфильтрационной [*Pinneker, 1969; Vetshtein et al., 1973; Votintsev, Galaziy, 1985; Kapchenko, Grozdova, 1997*] и глубинной (ювенильной) [*Tkachuk, Tolstikhin, 1961; Lomonosov, 1974; Lomonosov et al., 1977; Martynova, Grachev, 1983; Didenkov et al., 2006*] гипотез формирования гидротерм. Значительный интерес к гидрогеохимическим условиям Байкальского рифта для решения различных геологических задач проявляют зарубежные исследователи [*Crane et al., 1991; Kipfer et al., 1996; Klerkx et al., 1993; Shanks, Callender, 1992; Yoshida et al., 1998*].

В данной работе на основе синтеза полевых исследований подземных вод и изучения физико-химических взаимодействий в системе «вода – порода – газ – органическое вещество» предпринята попытка раскрыть сложные гидрогеологические условия геологического объекта, представляющего научный интерес для исследователей различных направлений геологической науки и имеющего практическое значение для бальнеологов, теплотехников и экологов.

## 2. Подходы и методика исследований

Изучение подземных вод Тункинской впадины проводилось различными методами. Стоковые характеристики подземных вод изучались с помощью гидрометрических работ. Гидрогеодинамические параметры и гидрогеохимические характеристики верхней части гидрогеологического разреза получены при проведении кратковременных (экспрессных) опытно-фильтрационных работ по эксплуатационным на воду скважинам. Сведения по термальным водам получены при опробовании их естественных выходов и скважин, пройденных в осадочных отложениях и вскрывающих фундамент впадины.

Пробы воды для определения ионно-солевого, микрокомпонентного и газового состава отбирались в соответствии с применяемыми современными методами их изучения [*Rice et al., 2012*]. Такие характеристики, как температура воды, pH, Eh, $NH_4^+$, $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$, $NO_2^-$, $NO_3^-$, $HCO_3^-$, $CO_3^{2-}$, $CO_2$, $H_2S$, $O_2$, определялись у водопункта сразу в процессе отбора пробы. Физико-химические параметры были измерены с использованием переносных измерительных приборов. Химические компоненты определены с помощью полевой гидрохимической лаборатории. Ионно-солевой, микрокомпонентный и газовый состав подземных вод определен в лабораториях ИЗК СО РАН, ГЕОХИ СО РАН, ПГК «СИБГЕОКОМ».

В данной работе наряду с традиционными подходами применяется моделирование физико-химических взаимодействий в системе «вода – порода – газ – органическое вещество». Эта часть исследования проводилась методом минимизации термодинамических потенциалов с помощью программного комплекса «Селектор» [*Karpov, 1981; Karpov et al., 1997*] в его последней модификации [*Chudnenko, 2010*] в рамках системы Al–Ar–C–Ca–Cl–Mn–F–Fe–K–Mg–Na–P–S–Si–Ti–H–O. Необходимая термодинамическая информация взята из встроенных в программный комплекс «Селектор» баз термодинамических данных [*Reid et al., 1977; Berman, 1988; Holland, Powell, 1990; Johnson et al., 1992; Robie, Hemingway, 1995; Shock et al., 1997*].

Моделирование физико-химических процессов взаимодействия в системе «вода–порода–газ–органическое вещество» выполнено как по степени протекания гидрогеохимического процесса, так и с помощью проточных резервуаров. Методика моделирования подробно изложена в наших предыдущих работах [*Pavlov et al., 2008; Pavlov, Chudnenko, 2013a, 2013b*].

Физико-химические процессы взаимодействия изучались с химически чистой водой и реальными породами. Для этого нами была собрана коллекция образцов кристаллических сланцев ильчирской свиты и карбонатных пород иркутной свиты нижнего протерозоя, в которых наряду с петрогенными элементами были проанализированы анионогенные летучие. Состав образцов осадочных пород [*Mazilov et al., 1993*] корректировался на содержание летучих компонентов из работ [*Vinogradov, 1962; Ronov et al., 1990*].

## 3. Результаты исследований

Результаты полевых и лабораторных исследований представлены в таблице 1. Они достаточно емкие, и их объективному анализу будет посвящена специальная работа. Поскольку гидрогеологические условия впадины или отдельные их аспекты освещаются в представительном ряде работ [*Pinneker et al., 1968; Doronina, Efimov, 1970; Kashina, 1971; Lysak, Kashina, 1976*], здесь мы ограничимся кратким перечислением тех особенностей подземных вод, которые не были выявлены раньше.

### 3.1. Некоторые особенности подземных вод различных зон гидрогеологического разреза

В верхней гидродинамической зоне установлено региональное распространение железистых вод, ранее известное по единичным проявлениям [*Borisenko, Zamana, 1978*]. Выявлены тепловые и гидрогеохимические аномалии, связанные с поступлением глубинных вод. Температура воды в таких местах не только повышена, но и увеличивается в процессе проведения опытно-фильтрационных работ. В составе газов доминирует углекислота, содержание которой может достигать 400 мг/л. Проявления углекислых вод и термоаномалии соотносятся с разломной сетью в фундаменте впадины (рис. 1).

Гидрогеохимический разрез Тункинской впадины приведен на рисунке 2. В результате исследований [*Mazilov et al., 1993*], возраст нижней части танхойской свиты, залегающей на фундаменте, увеличен от миоценового до верхнего олигоценового. В этой же работе подтверждено и детализировано установленное ранее [*Logachev, 1958; Florensov, 1960*] подавляющее преобладание в основании танхойской свиты глин и аргиллитов, что обеспечивает достаточно надежные водоупорные свойства этой части разреза. Этими же авторами прослежен расположенный над глинами, слой сильно разрушенного песчаника. Он обводнен и легко переходит в плывунное состояние. Этот слой не позволил тресту «Востсибнефтегеология» (по данным А.С. Повышева, 1954) произвести опробование нижней части разреза скважины Р–1, поскольку при неоднократных попытках не удалось получить приток из-за формирования плотной песчаной пробки в стволе скважины, поэтому глубже 800 м скважина была зацементирована.

Скважина Р-1 фонтанирует и в настоящее время из интервала 728–766 м с дебитом 8 л/с и температурой воды на изливе 39(±0.2) °С. На протяжении более 60 лет фонтанирования скважины Р-1 устойчиво сохраняется ее производительность, физико-химические свойства воды и ее гидрохимические характеристики (табл. 1). Вода отличается слабой газонасыщенностью (табл. 2), связанной с низкой растворимостью метана и его переходом в газовую фазу. Обращает на себя внимание то, что ионы аммония, сульфатов и карбонатов то присутствуют в значимых концентрациях, то не определяются вообще. Как оказалось, этот вопрос крайне важен при изучении формирования состава метановых вод и будет рассмотрен ниже в разделе «Моделирование».

В гидрогеохимическом отношении вся мощная толща осадочных отложений достаточно однородна. Это содовые воды с минерализацией 0.9–1.5 г/л, но в газовом составе достаточно определенно выделяются зоны азотных, метаново-азотных и метановых вод (рис. 2).

Углекислые воды широко распространены в разломах фундамента впадины [*Pavlov et al., 1995*]. В перекрытом осадками северном борту они хорошо изучены на Аршанском месторождении [*Tkachuk, Tolstikhin, 1961; Kashina, 1971*], а в южной части впадины – в районе Жемчуга (см. рис. 1; рис. 2; см. табл. 1). С подъемом углекислых вод Аршана в верхние горизонты уменьшаются фильтрационные свойства пород, температура и общая газонасыщенность, хотя количество растворенной углекислоты с понижением температуры увеличивается.

В водах Аршана и Жемчуга содержания гидрокарбонатных ионов и магния сопоставимы. Пониженные концентрации сульфатов и кальция и повышенные – хлора, натрия и кремния в водах жемчугской скважины указывают на их более продолжительное взаимодействие с алюмосиликатными породами. Процесс увеличения содержания в растворе натрия и уменьшения кальция при взаимодействии воды с породами алюмосиликатного состава детально прослежен ранее [*Pavlov, Chudnenko, 2013a*]. Что касается повышенных концентраций хлора, то они вполне возможны в породах подобного состава [*Gavrikova, Zharikov, 1984*].

Подземные воды в кристаллических сланцах ильчирской свиты в районе Аршанского месторождения углекислых вод на глубине более 600 м являются не чем иным, как азотными термальными водами (см. табл. 1), широко распространенными в Байкальской рифтовой зоне. Эти воды отличаются высоким напором, более чем на 0.45 МПа превышающим напор углекислых вод в сопоставимой части разреза. У них достаточно высокая температура, минерализация и гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый состав.

### 3.2. Физико-химические взаимодействия в системе «вода–порода»

Обозначенные выше гидрогеологические условия Тункинской впадины достаточно определенно раскрывают распространение различных типов

Таблица 1. **Подземные воды различных зон гидрогеологического разреза Тункинской впадины**

Table 1. **Groundwater in various zones of the hydrogeological section of the Tunka depression**

| Показатели | Зона интенсивного водообмена | | | Метановые воды, Жемчуг | | | Азотные воды, Аршан | Углекислые воды | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | | Аршан | | | | Жемчуг |
| | | | | | | | | Родник | Скважины | | | |
| | Мин. | Макс. | Среднее | Мин. | Макс. | Среднее | | | 35 | 34 | 37 | Г–1 |
| Глубина выработки, м | 4.1 | 148 | 60.1 | 1026 | – | – | 783 | – | 140 | 349 | 657 | 1093 |
| Глубина водоносного горизонта, м | 2.8 | 85 | 17.2 | 728 | – | – | 500 | – | 41 | 165 | 472 | 1056 |
| Статический уровень, м | 0.5 | 40 | 6.9 | фонт. | – | – | +74.5 | – | +11.6 | +25 | +53.1 | +18 |
| Удельный дебит, л/с | 0.01 | 10 | 1.2 | – | – | – | 0.004 | 2.5 | 0.06 | 0.11 | 0.46 | 0.4 |
| Температура воды, °С | 0.01 | 8.1 | 2.7 | 38.8 | 39.2 | 39 | 28 | 8.5 | 14.4 | 23.1 | 44.1 | 54.4 |
| pH | 5.8 | 7.7 | 7.0 | 7.7 | 8.4 | 8.1 | 8.2 | 6.3 | 6.1 | 6.2 | 6.5 | 6.3 |
| Eh, mv | – | – | – | –180 | –200 | –190 | – | +60 | –27 | –30 | –35 | –97 |
| $O_2$, мг/л | 0 | 17.4 | 2.5 | 0 | 0 | 0 | – | 2.8 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $CO_2$, мг/л | 2.6 | 376.2 | 47 | 0 | 0 | 0 | – | 278 | 2412 | 2134 | 1300 | 792 |
| $SiO_2$, мг/л | 6.9 | 37.5 | 20 | 25 | 44 | 33 | 44 | 8.9 | 40 | 47 | 47 | 202 |
| $Fe^{2+}$, мг/л | 0 | 60 | 2.7 | 0 | 0.6 | 0 | – | 0.4 | 6 | 4.4 | 3.6 | 1.8 |
| $Fe^{3+}$, мг/л | 0 | 2.4 | 0.4 | 0 | 0 | 0 | – | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $NH_4^+$, мг/л | 0 | 6 | 1.2 | 0 | 3.0 | 1.4 | – | 0.5 | 3.2 | 2 | 0.2 | 0.5 |
| $K^+$, мг/л | 1 | 18 | 3.8 | 1.6 | 2.6 | 2.1 | 4 | 2 | 24 | 28 | 29 | 21.7 |
| $Na^+$, мг/л | 1.8 | 85 | 12 | 290 | 327 | 305 | 125.7 | 6.7 | 135 | 232 | 241 | 786.3 |
| $Ca^{2+}$, мг/л | 18.4 | 225 | 68 | 18 | 25.1 | 22.5 | 67.3 | 92.2 | 676 | 608 | 625 | 170 |
| $Mg^{2+}$, мг/л | 4.3 | 104 | 28 | 3.6 | 7.3 | 4.7 | 17.2 | 19.5 | 170 | 124 | 131 | 194.6 |
| $F^-$, мг/л | 0 | 0.7 | 0.2 | 0.2 | 1.0 | 0.6 | 4 | 0.2 | 0.5 | 0.8 | 0.9 | 0.4 |
| $Cl^-$, мг/л | 0.2 | 264 | 23 | 74.5 | 130 | 87.7 | 7.2 | 7.1 | 67 | 66 | 128 | 939.6 |
| $NO_3^-$, мг/л | 0 | 300 | 16 | 0 | 2 | 0.5 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $HCO_3^-$, мг/л | 42.7 | 891.2 | 286 | 774.9 | 840 | 804 | 149.3 | 354 | 2471 | 2245 | 2170 | 2032 |
| $CO_3^{2-}$, мг/л | 0 | 0 | 0 | 0 | 24.6 | 9.7 | – | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $SO_4^{2-}$, мг/л | 0 | 216 | 26 | 0 | 6.4 | 0.4 | 362.3 | 33.8 | 656 | 650 | 676 | 29.6 |
| Минерализация, мг/л | 102 | 1615 | 482 | 1087 | 1291 | 1224 | 774 | 529 | 4294 | 3945 | 4047 | 4383 |
| Газовый фактор | – | – | – | – | – | – | – | – | 2.5 | 3.85 | 4.2 | – |

Примечание. Среднее для зоны интенсивного водообмена из 35 определений, для метановых вод – из 12 определений, фонт. – фонтанирование.

Note. Average values were calculated from 35 values for the zone of intensive water exchange, and from 12 values for methane water. фонт. – flowing.

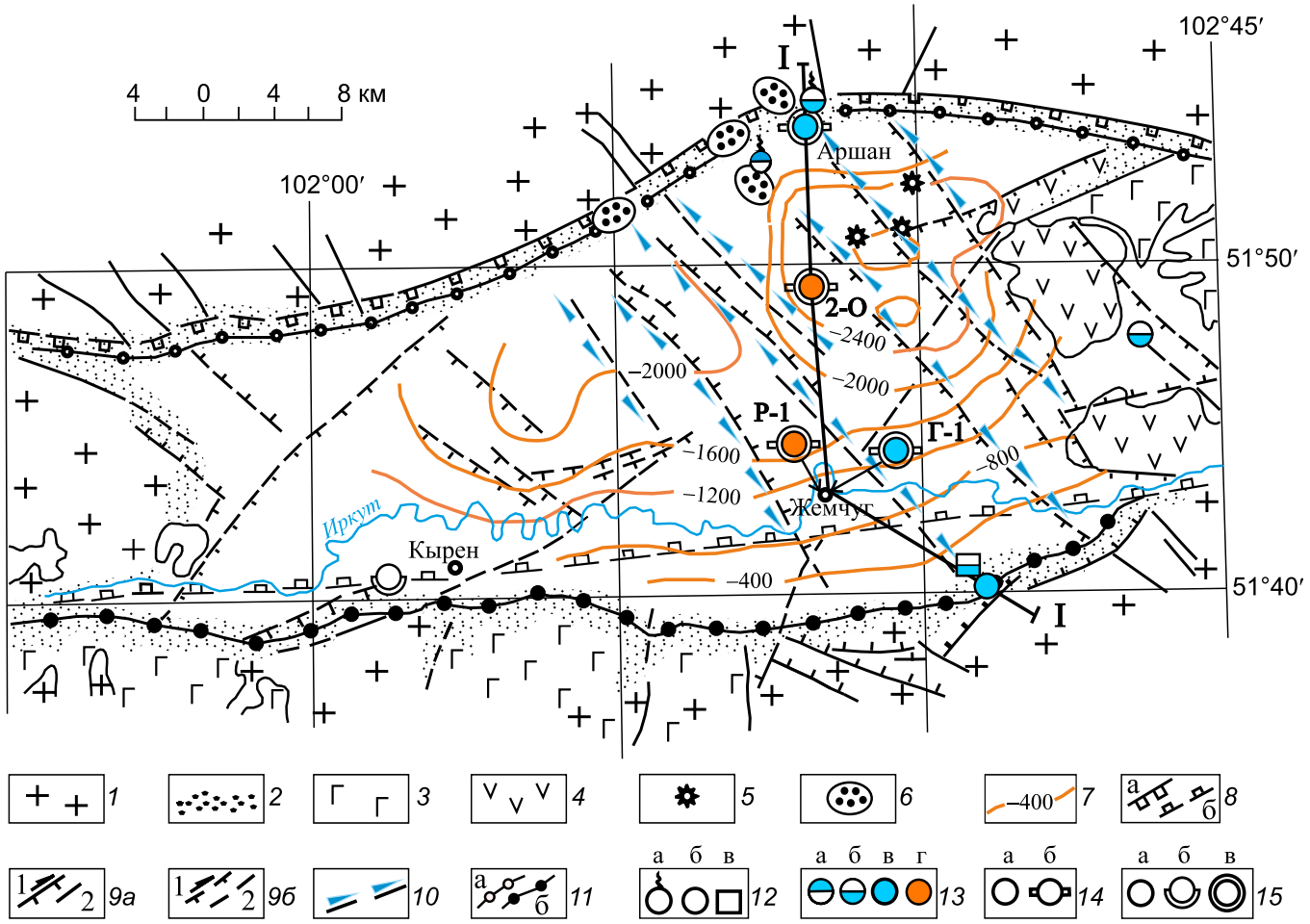



**Рис. 1.** Карта распространения и проявления углекислых и метановых вод в Тункинской впадине.

*1* – гидрогеологический массив пресных кислородно-азотных и азотных трещинных и трещинно-жильных вод; *2* – контур распространения рыхлых отложений межгорной впадины с азотными, азотно-метановыми и метановыми порово-пластовыми водами; *3* – неогеновые базальты; *4* – четвертичные базальты; *5* – вулканы; *6* – известковые туфы (травертины); *7* – изогипсы фундамента впадины; *8* – региональные сбросы: а – Тункинский, б – скрытый под осадками Култукско-Мондинский; *9* – локальные разломы: а – в горном обрамлении; б – в фундаменте впадины: 1 – взбросы, сбросы, сдвиги; 2 – с неясным морфогенетическим типом; *10* – распространение солоноватых углекислых вод в фундаменте впадины; *11* – границы области холодных и термальных углекислых вод: а – ранее установленная, б – измененная; *12* – проявления углекислых вод: а – родник, б – скважина, в – колодец; *13* – а, б, в – $CO_2$, г – $CH_4$. Содержание, мг/л: а – <100, б – 100–300, в – >300; *14* – минерализация воды (г/л): а – пресные (<1.0), б – солоноватые (1.0–5.0); *15* – температура воды (°С): а – <4, б – 4–20, в – 20–60 и выше.

**Fig. 1**. Map of carbonic water and methane water in the Tunka depression.

*1* – hydrogeological massif of fresh oxygen–nitrogen and nitrogen water contained in fractures and veins; *2* – contour of the distribution of loose deposits of the intermontane basin with nitrogen, nitrogen–methane and methane water in pores of the rock layers; *3* – Neogene basalts; *4* – Quaternary basalts; *5* – volcanoes; *6* – calcareous tuffs (travertines); *7* – isogypses of the depression basement; *8* – regional normal faults: a – Tunka, б – Kultuk– Mondy, hidden under the sediments; *9* – local faults: a – in the mountain frame; б – in the depression basement: 1 – reverse, normal and strike-slip faults; 2 – unclear morphogenetic type; *10* – distribution of brackish carbonic water in the depression basement; *11* – boundaries of the areas with cold water and thermal carbonic water: a – previously established, б – modified; *12* – manifestations of carbonic water: a – spring, б – borehole, в – water well; *13* – а, б, в – $CO_2$, г – $CH_4$. Content (mg/l): a – <100, б – 100–300, в – >300; *14* – mineralization of water (g/l): a – fresh (<1.0), б – brackish (1.0–5.0); *15* – temperature of water (°C): a – <4, б – 4–20, в – 20–60 and above.

подземных вод на ее площади и по глубине. Широкое распространение в фундаменте впадины углекислых термальных вод, связанных с разломами, активными в современный период, и узлами разрывных нарушений различного ранга (см. рис. 1), рассматривалось и ранее [*Pavlov et al., 1995*]. Однако вопрос относительно их формирования, затушеванный, как и у других исследователей, результатами изотопных определений гелия и связанной с ними большой глубинностью, не был раскрыт. Результаты изучения подземных вод глубоких зон гидрогеологического разреза показывают, что ад-

дитивное накопление фактического материала, полученного, в том числе, с помощью самых современных методов исследования, не позволяет раскрыть процессы их формирования, и они в основной своей части, касающейся источников вещества и геохимии термальных вод, остаются на уровне предположений и догадок, поэтому были проведены физико-химические расчеты взаимодействий воды с породой. Как для осадочных отложений впадины, так и для кристаллических пород обрамления был выполнен большой объем вычислений по различным сценариям при разных температурах, давлениях и с разным количеством анионогенных летучих в осадочных образованиях.

### 3.2.1. Гидрогеохимические процессы формирования метановых вод

Вначале было проведено моделирование физико-химических взаимодействий воды с породами, выполняющими впадину, по степени протекания гидрогеохимического процесса для реальных термодинамических характеристик, проявляющихся в пластовых условиях с T=45 °C и P=80 бар в скважине P–1, выводящей на поверхность метановые термы в п. Жемчуг.

При взаимодействии воды с породой, в составе которой отсутствуют анионогенные летучие, формируются высокощелочные растворы с pH, приближающимся к 10, однако их минерализация не превышает 400 мг/кг $H_2O$. Интересен состав этих растворов. Их анионная часть представлена только гидросиликатным ионом, а среди катионов, наряду с натрием, в высоких концентрациях присутствует марганец. Состав этих растворов совершенно не отражает состав природных терм.

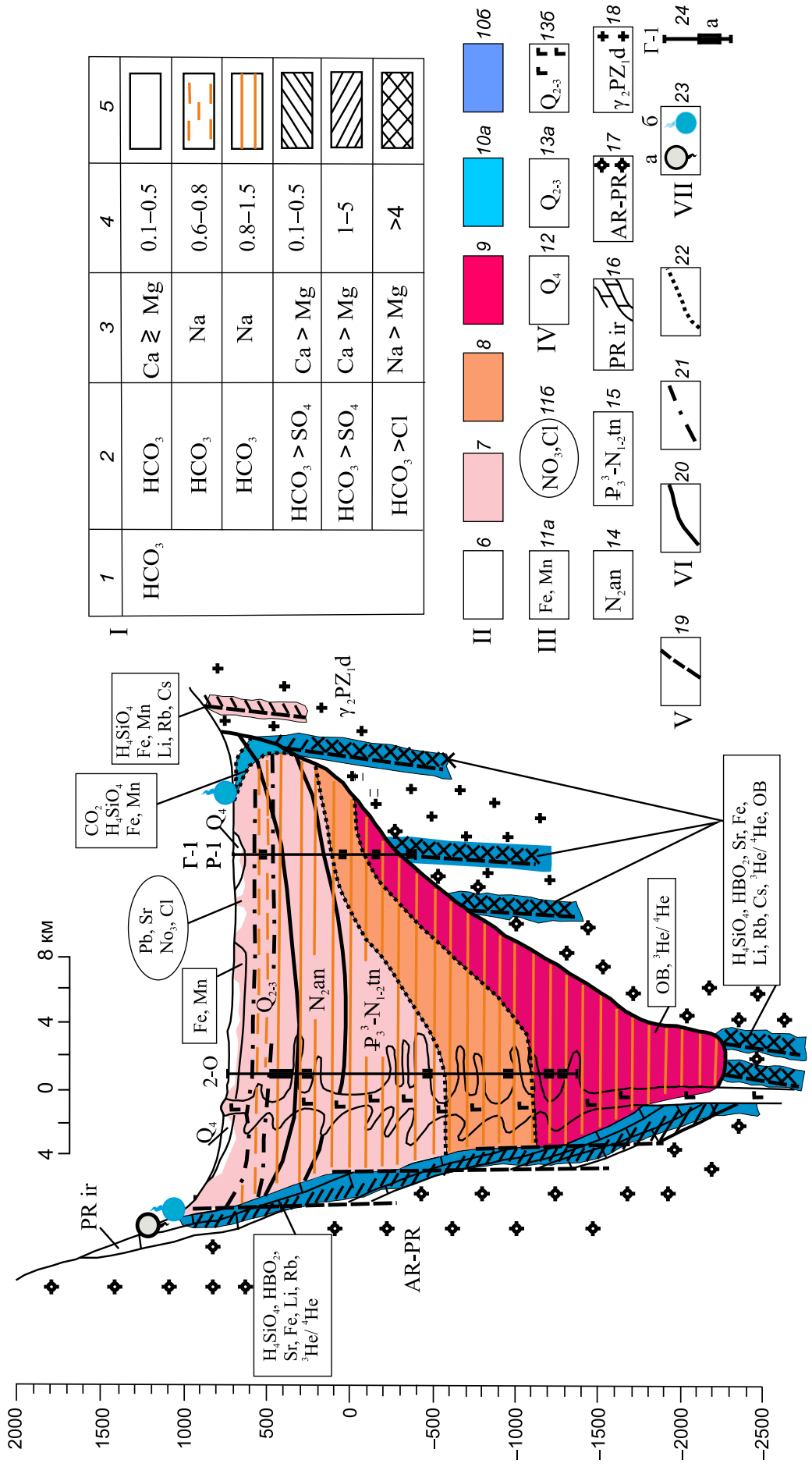
Введение в состав породы C, Cl, F и S, а также N в количестве, соответствующем их средним значениям в осадочных породах [*Vinogradov, 1962*], показало, что при таких значениях анионогенных летучих состав формирующихся растворов также далек от природных вод и метан в них не образуется. Тогда содержания летучих были взяты из работы [*Ronov et al., 1990*]. Вначале углерод был представлен его наиболее устойчивой формой – графитом [*Melnik, 1972*]. Это привело к формированию растворов гидросиликатно-карбонатно-гидрокарбонатного натриевого состава, минерализация которых повысилась до 2 г/кг $H_2O$. Однако содержание метана в растворе не превышает 50 мг/кг $H_2O$. И в этом случае состав модельных растворов не отвечает составу природных вод.

При дальнейшем исследовании этой системы графит в породе был заменен углеродом в его реакционно-активной форме – аморфным углеродом [*Melnik, 1972*]. На рисунке 3 на фоне развития полей аутигенных минералов показано изменение основных гидрогеохимических характеристик растворов в зависимости от степени взаимодействия воды с породой, с увеличением которой с различной интенсивностью повышается содержание всех компонентов раствора. При этом щелочность увеличивается, а окислительно-восстановительные свойства раствора уменьшаются. Резкое изменение этих характеристик на отдельных этапах, вплоть до инверсии, обусловлено появлением в твердой фазе аутигенных минералов. В результате происходит перераспределение компонента между раствором и твердой фазой или в растворе.

В твердой фазе представительный ряд карбонатных минералов и флюорит присутствуют в незначительных количествах и не выражаются на графике в данном масштабе, поэтому они обозначены в виде формул над графиком в порядке их появления в твердой фазе. Значительная часть аутигенных минералов соответствует минералам, определенным при изучении керна скважины Г-1 [*Mazilov et al., 1993*].

В растворах аморфного углерода увеличилась максимально достигнутая минерализация – до 8 г/кг $H_2O$. Растворы имеют фторидно-карбонатно-гидрокарбонатный аммонийно-натриевый состав. На начальных этапах взаимодействий главными катионами являются натрий, кальций и калий (рис. 3, *а*). Натрий устойчиво увеличивает концентрацию до момента появления в твердой фазе анальцима, который уменьшает интенсивность его накопления и регулирует поведение в дальнейшем развитии процесса. Появившийся в твердой фазе сфен, а затем и карбонатные минералы резко прерывают накопление в растворе кальция, что приводит к его уменьшению до значений, более низких, чем показаны на графике. Аннит не повлиял на интенсивность роста калия в растворе, а вот с появлением мусковита его содержание начинает уменьшаться. Лишь увеличение количества взаимодействующей с водой породы приводит к незначительному повышению в растворе концентраций калия и кальция. Клинохлор резко ограничил присутствие в растворе магния во всем интервале взаимодействий в количестве, гораздо меньшем значений, показанных на графике. Интересной особенностью данного раствора является устойчивое увеличение аммония до весьма высоких концентраций (рис. 3, *а*).

Примечательным является то, что при высоком содержании серы в породе она слабо представлена в растворе только гидросульфидным ионом и аккумулируется в твердой фазе в виде пирита (рис. 3, *б*). Содержание хлора значительно ниже, а фтора многократно выше, чем в природной воде. Для кремния геохимическим барьером является



I
1
2
3
4
5
HCO3
HCO3
Ca ≥ Mg
0.1–0.5
HCO3
Na
0.6–0.8
HCO3
Na
0.8–1.5
HCO3 > SO4
Ca > Mg
0.1–0.5
HCO3 > SO4
Ca > Mg
1–5
HCO3 >Cl
Na > Mg
>4
II
6
7
8
9
10a
10б
III
Fe, Mn
11a
NO3,Cl
11б
IV
Q4
12
Q2-3
13a
Q2-3
13б
N2an
14
P3 3-N1-2tn
15
PR ir
16
AR-PR
17
γ2PZ1d
18
V
19
VI
20
21
22
VII
a
б
23
Г-1
24
a
H4SiO4
Fe, Mn
Li, Rb, Cs
CO2
H4SiO4
Fe, Mn
Pb, Sr
No3, Cl
Fe, Mn
Г-1
P-1
Q4
2-O
Q4
Q2-3
N2an
P3 3-N1-2tn
γ2PZ1d
OB, 3He/4He
H4SiO4, HBO2, Sr, Fe,
Li, Rb, Cs, 3He/4He, OB
PR ir
AR-PR
H4SiO4, HBO2,
Sr, Fe, Li, Rb,
3He/4He
4
0
4
8 км
2000
1500
1000
500
0
−500
−1000
−1500
−2000
−2500

**Рис. 2.** Гидрогеохимический разрез Тункинской впадины.

I. Ионно-солевой состав и минерализация воды: *1* – тип, *2* – класс, *3* – группа воды, *4* – минерализация, г/л, *5* – условный знак. II. Газовый состав подземных вод: *6* – кислородно-азотный, *7* – азотный, *8* – метаново-азотный и азотно-метановый, *9* – метановый, *10* – углекислый с содержанием $CO_2$, (г/л): а <0.5; б – 0.5–10.0 III. *11* – компоненты состава подземных вод: а – природные, б – техногенные. IV. Водовмещающие породы и их возраст. Четвертичная система: *12* – современный отдел. Аллювиальные и озерно-болотные отложения. Травертины минеральных источников; *13* – средний и верхний отделы; а – морены, флювиогляциальные и зандровые отложения межгорных впадин, б – базальты и туфы. Неогеновая система: *14* – плиоцен. Аносовская свита – конгломераты, конглобрекчии, пески, супеси, глины. Палеоген-неогеновая система: *15* – олигоцен-миоцен. Танхойская свита – песчаники, алевролиты, аргиллиты, пески, глины, бурые угли, базальты. Нижний комплекс протерозоя: *16* – иркутная свита – мраморизованные известняки. Архей – нижний комплекс протерозоя. *17* – гнейсы, сланцы, амфиболиты. Палеозойский интрузивный комплекс. *18* – джидинский комплекс: граниты, граносиениты. V. *19* – разломы. VI. Границы: *20* – литологостратиграфическая, *21* – гидрогеохимическая, *22* – газогидрогеохимическая. VII. Водопункты. *23* – родник: а – пресный кислородно-азотный, б – минеральный углекислый; *24* – скважина и ее номер: а – интервал опробования.

**Fig. 2**. Hydrogeochemical section of the Tunka depression.

I. Ion-salt composition and mineralization of water: *1* – type, *2* – class, *3* – water group, *4* – mineralization, g/l, *5* – conventional sign. II . The gas composition of groundwater: *6* – oxygen–nitrogen, *7* – nitrogen, *8* – methane–nitrogen and nitrogen–methane, *9* – methane, *10* – carbonic with a content of $CO_2$, (g/l): a <0.5; б – 0.5–10.0 III. *11* –components of groundwater composition: a – natural, б – technogenic. IV. Water-bearing rocks and their ages. Quaternary system: *12* – modern part. Alluvial and lacustrine-marsh sediments. Travertines of mineral springs; *13* – middle and upper parts; a – moraines, fluvioglacial and zandra deposits of intermontane depressions, б – basalts and tuffs. Neogene system: *14* – Pliocene. Anosov suite – agglomerate, conglobrecchia, sand, sandy loam, clay. Paleogene-Neogene system: *15* – Oligocene–Miocene. Tanghoi suite – sandstone, aleurolite, argillite, sand, clay, brown coal, basalt. Lower Proterozoic complex: *16* – Irkut suite – marbleized limestone. Archean – Lower Proterozoic complex. *17* – gneiss, schist, amphibolite. Paleozoic intrusive complex. *18* – Dzhida complex: granite, granosyenite. V. *19* – faults. VI. Boundaries: *20* – lithologic-stratigraphic, *21* – hydrogeochemical, *22* – gas-hydrogeochemical. VII. Water points. *23* – spring: a – fresh oxygen-nitrogen, б – mineral carbonatated; *24* – borehole and its number: a – sampling interval.

кварц, появление которого стабилизирует содержание кремнекислоты, и анальцим, не просто останавливающий рост, а начинающий понижать концентрацию гидросиликатных ионов (рис. 3, *б*).

С появлением среди аутигенных минералов анальцима происходит инверсия в развитии геохимической обстановки раствора. Его кислотно-щелочные условия начинают понижаться, а окислительно-восстановительные свойства увеличиваются. Углерод перераспределяется не только между раствором и карбонатными минералами в твердой фазе, но и в самом растворе в зависимости от величины pH, и не только между карбонатными и гидрокарбонатными ионами. С этим связана существенная особенность растворов аморфного углерода, в которых происходит накопление углерода в высоких концентрациях как в окисленных его формах, в виде карбонатных и гидрокарбонатных ионов (рис. 3, *б*), так и в восстановленной форме в виде метана (рис. 4).

Содержание метана увеличивается пропорционально количеству провзаимодействовавшей породы и превышает 1000 мг/кг $H_2O$. В растворе также присутствует азот. Прекращение увеличения количества метана и резкое уменьшение повышения концентрации азота в данном случае не связаны с влиянием геохимических барьеров в твердой фазе, а обусловлены их перераспределением между

Таблица 2. **Газовый состав метановых и углекислых вод, об. %**

Table 2. **Gas composition of methane water and carbonic water, vol. %**

| Водопункт | Вид газа | $H_2$ | He | Ar | $O_2$ | $N_2$ | $CO_2$ | $H_2S$ | $CH_4$ | Газонасыщенность, мл/л |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Скв. Р-1, Жемчуг | Растворенный | 0.000 | 0.083 | 0.4 | 0 | 17.07 | 0 | 0 | 82.4 | 58.3 |
| | Свободный | 0.010 | 0.280 | 0.22 | 0 | 7.68 | 0.45 | 0 | 91.38 | – |
| Скв. Г-1, Жемчуг | Растворенный | 0 | 0 | 0.02 | 0 | 0.61 | 99.37 | 0 | 0 | 526.7 |
| | Свободный | 0 | 0.042 | 0.16 | 0.3 | 6.17 | 93.06 | 0 | 0.27 | – |
| Скв. 35, глуб. 140 м, Аршан | Растворенный | 0 | 0 | 0.004 | 0 | 0.23 | 99.77 | 0 | 0 | 1101.3 |
| | Свободный | 0 | 0 | 0.01 | 0 | 0.7 | 99.29 | 0 | 0 | – |
| Скв. 37, глуб. 657 м, Аршан | Растворенный | 0.001 | 0 | 0.03 | 0 | 1.01 | 98.95 | 0 | 0 | 743.6 |
| | Свободный | 0.004 | 0.014 | 0.03 | 0 | 0.76 | 98.22 | 0 | 0.97 | – |

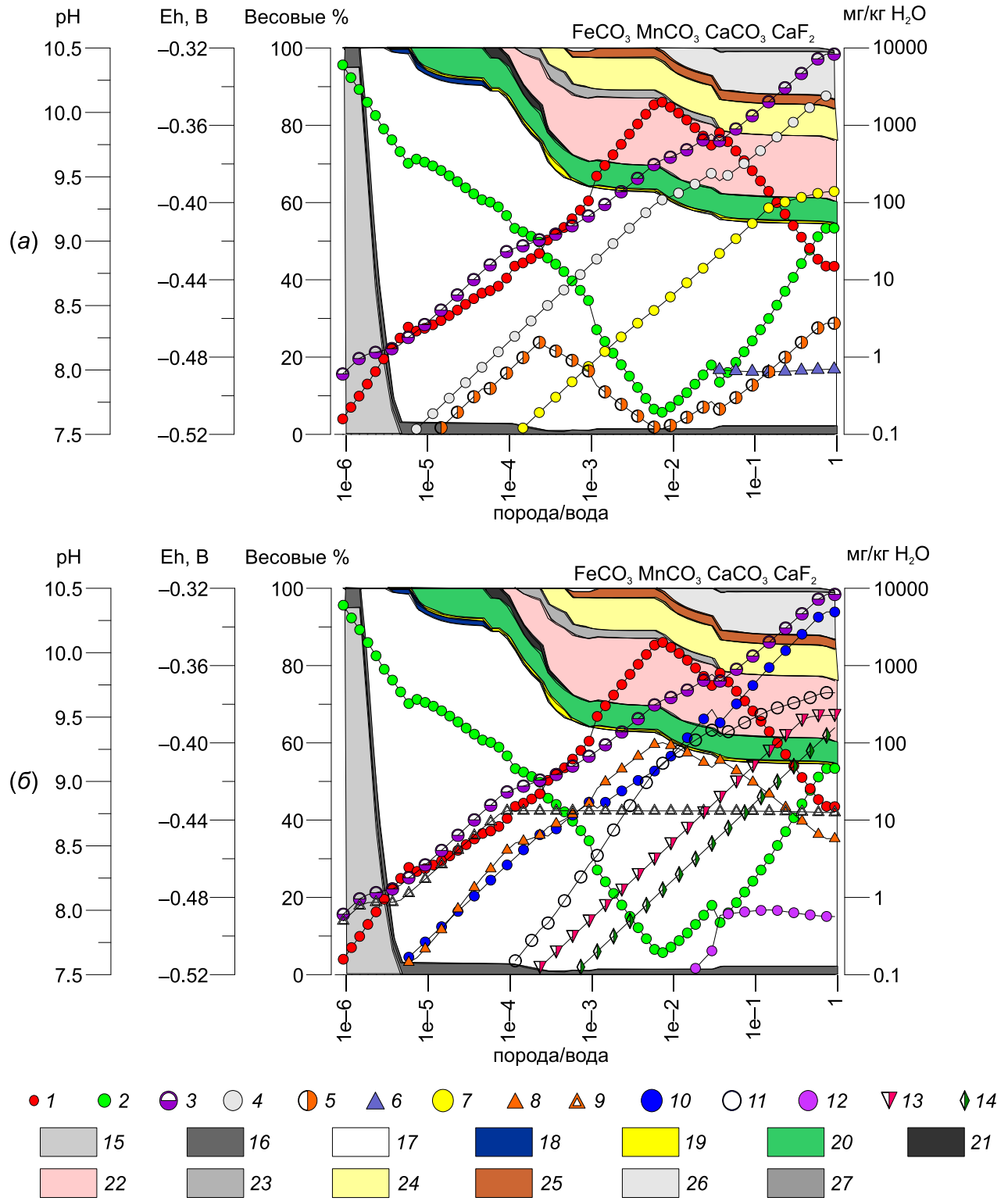



**Рис. 3.** Поведение катионов (*а*) и анионов (*б*) в зависимости от степени взаимодействия в системе «вода–аргиллит» при T=45 °C и P=80 бар.

*1* – pH; *2* – Eh; *3* – минерализация, мг/кг $H_2O$; *4–14* – содержания компонентов в воде (мг/кг $H_2O$): *4* – $Na^+$, *5* – $K^+$, *6* – $Ca^{2+}$, *7* – $NH_4^+$, *8* – $HSiO_3^-$, *9* – $SiO_2$, *10* – $HCO_3^-$, *11* – $CO_3^{2-}$, *12* – $HS^-$, *13* – $F^-$, *14* – $Cl^-$; *15–26* – твердая фаза (весовые %): *15* – гиббсит, *16* – рутил, *17* – каолинит, *18* – магнетит, *19* – пирит, *20* – клинохлор, *21* – аннит, *22* – кварц, *23* – сфен, *24* – мусковит, *25* – анкерит, *26* – анальцим; 27 – кальцит.

**Fig. 3**. Behavior of cations (*а*) and anions (*б*), depending on the degree of interaction in the 'water-argillite' system at T=45 °C and P=80 bar.

*1* – pH; *2* – Eh; *3* – mineralization of water (mg/kg); *4–14* – content of components in water (mg/kg): *4* – $Na^+$, *5* – $K^+$, *6* – $Ca^{2+}$, *7* – $NH_4^+$, *8* – $HSiO_3^-$, *9* – $SiO_2$, *10* – $HCO_3^-$, *11* – $CO_3^{2-}$, *12* – $HS^-$, *13* – $F^-$, *14* – $Cl^-$; *15–26* – solid phase (weight %): *15* – gibbsite, *16* – rutile, *17* – kaolinite, *18* – magnetite, *19* – pyrite, *20* – clinochlor, *21* – annite, *22* – quartz, *23* – sphene, *24* – muscovite, *25* – ankerite, *26* – analcime; 27 – calcite.

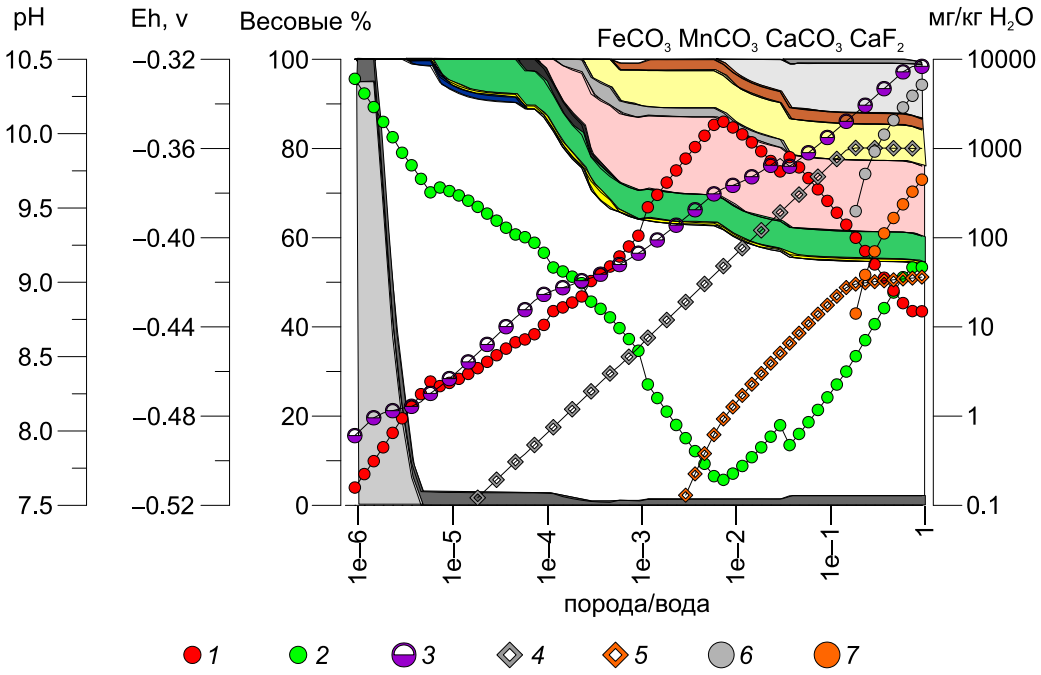



**Рис. 4.** Изменения содержаний азота и метана (растворенных и газообразных) в зависимости от степени взаимодействия в системе «вода – аргиллит» при T=45 °C и P=80 бар.

*1* – pH; *2* – Eh; *3* – минерализация, мг/кг $H_2O$; *4–7* – содержания компонентов в воде (мг/кг $H_2O$): *4* – $CH_{4\ (растворенный)}$, *5* – $N_{2\ (растворенный)}$, *6* – $CH_{4\ (газообразный)}$, *7* – $N_{2\ (газообразный)}$; обозначения твердой фазы приведены на рис. 3.

**Fig. 4**. Changes in the content of nitrogen and methane (dissolved and gaseous), depending on the degree of interaction in the 'water-argillite' system at T=45 °C and P=80 bar.

*1* – pH; *2* – Eh; *3* – mineralization of water, mg/kg; *4–7* – content of components in water (mg/kg): *4* – $CH_{4\ (dissolved)}$, *5* – $N_{2\ (dissolved)}$, *6* – $CH_{4\ (gaseous)}$, *7* – $N_{2\ (gaseous)}$. The legend for the solid phase is shown in Fig. 3.

раствором и образовавшейся здесь газовой фазой (рис. 4).

Сопоставление гидрохимических характеристик модельного раствора и природной метановой гидрокарбонатной натриевой воды из скважины в п. Жемчуг показало, что увеличение содержания в породе летучих приближает модель к реальным условиям. Однако до близости модельных растворов и природных вод еще далеко, поэтому были проведены расчеты с увеличенным количеством хлора в породе и уменьшенным содержанием фтора относительно их значений в работе [*Ronov et al., 1990*]. Это привело к формированию растворов, в которых значения величин этих компонентов стали сопоставимы с реальными. Что касается низких значений Eh и высоких pH и чрезмерно больших концентраций $CO_3^{2-}$ и $NH_4^+$, а также присутствия $HSiO_3^-$, то эти характеристики по-прежнему показывали, что модельные растворы не соответствуют составу реальных терм. Но так как состав модельных растворов соответствует пластовым условиям, а анализы природных терм получены в лабораторных (нормальных) условиях, то для корректности сопоставления было осуществлено приведение условий *in situ* к *in vitro*.

Модельный раствор, минерализация которого соответствует минерализации метановых терм, был помещен в нормальные условия с помощью резервуарной модели. Температура и давление изменялись по зависимости, соответствующей его подъему из условий водоносного горизонта на поверхность без взаимодействия с породой, т.е. по варианту движения по «трубе», как это и происходит в действительности при выводе метановых вод в п. Жемчуг. Давление изменялось от 80 до 1 бара, температура – от 45 до 25 °C. Система закрыта к атмосфере, за исключением последнего резервуара, в котором в одном случае закрытость сохраняется, в другом – он открывается к атмосфере.

Выяснилось, что подъем к поверхности азотно-метановой гидрокарбонатной натриевой воды с высоким содержанием аммония и карбонатных ионов приводит к изменению, а контакт с атмосферой – к преобразованию состава раствора. При подъеме раствора к поверхности, хотя и в небольших количествах, но формируется твердая фаза, представленная кальцитом, окисью кремния и каолинитом. При подъеме раствора понижается его щелочность, уменьшается минерализация, содер-

жание аммония, карбонатных, гидросиликатных ионов, метана и азота (рис. 5).

Особенно значительные изменения происходят при открытии раствора к атмосфере. Величина pH, минерализация, содержание гидрокарбонатных, карбонатных ионов и аммония соответствуют значениям их полевых или лабораторных определений. Увеличение количества гидрокарбонатных ионов происходит в результате преобразования карбонатных. Содержание кремния уменьшается из-за его выделения в твердую фазу. Гидросульфидные ионы окисляются, и в растворе появляются сульфаты. С понижением давления уменьшение метана и азота происходит за счет их перехода в газовую фазу, а при открытии раствора к атмосфере он дегазируется.

Таким образом, по мере движения от водоносного горизонта до поверхности происходит преобразование раствора без взаимодействия с породой за счет изменения температуры и давления. Решающие изменения происходят, когда раствор на выходе контактирует с атмосферой. Состав модельного раствора при этом становится адекватным результатам анализа метановых содовых вод. Прослеженные изменения состава раствора при его движении из пластовых условий к поверхностным приоткрывают завесу над тем, почему, как отмечалось выше, такие компоненты, как аммоний, сульфатные, гидрокарбонатные ионы и кремний, в различное время разными исследователями определяются в значимо отличных концентрациях либо не определяются вообще.

Выполненные расчеты показали, что состав метановых терм формируется при взаимодействии воды с вмещающими породами, но только лишь при условии присутствия в них в определенном количестве анионогенных летучих. Состав метановых терм в пластовых условиях имеет существенные отличия от результатов химических анализов. В пластовых условиях эти воды являются высокощелочными, содержат в высоких концентрациях аммоний и карбонатные ионы, сера присутствует в форме гидросульфидного иона, метан и азот находятся в растворенном состоянии.

### 3.2.2. Гидрогеохимические процессы формирования углекислых вод

Взаимодействие воды с шестью образцами карбонатных пород иркутной свиты по степени протекания гидрогеохимического процесса показало большое разнообразие составов формирующихся растворов. Их способность генерировать углекислоту изменяется в очень широких пределах. При температуре 200 °C и давлении 250 бар в различных образцах образуется от 0.003 до 4.000 г/кг $H_2O$ углекислоты. Минерализация растворов при величине отношения порода/вода, равной единице, изменяется от 0.8 до 3.0 г/кг $H_2O$ и более. Изменение температуры от 100 до 200 °C незначительно сказывается на изменении величины минерализации. Растворы с минерализацией до 0.3–0.4 г/кг $H_2O$ имеют гидрокарбонатный кальциевый состав. Растворы с большей минерализацией относятся к содовому типу, в составе которого бывает очень высокая доля калия.

Результаты проведенных расчетов показывают, что породы карбонатной толщи иркутной свиты могут генерировать углекислоту в количестве, сопоставимом с ее содержанием на месторождении углекислых вод Аршана. Однако ионно-солевой состав модельных растворов является содовым и не отвечает составу реальных углекислых вод, распространенных в этих отложениях.

Дальнейшее исследование формирования углекислых вод проводилось с помощью «проточной» резервуарной модели, которая построена с учетом реальных гидрогеологических условий. Месторождение представляет собой двухслойную толщу, в карбонатных породах которой происходит восходящая фильтрация углекислых вод из глубины к обрамлению (рис. 6). В подстилающей толще кристаллических сланцев, где распространены высоконапорные азотные термы, происходит их нисходящая фильтрация из области создания напора в Тункинских гольцах на глубину. На глубине порядка 3.0–3.5 км этот поток переходит в карбонатную толщу и, взаимодействуя с ней, распространяется в фундаменте впадины.

Расчетная температура на глубине формирования углекислых вод принята равной 200 °C. По данным [*Lysak, 1968, 1988*], геотермический градиент в осадочной толще, прилегающей к фундаменту, равен 6–7 °C/100 м, поэтому температура пород на глубине 3.0–3.5 км может не только достичь 200 °C, но и превысить эту величину. Давление принято гидростатическим. Для верхней части (800 м) нисходящей и восходящей ветви модели температура и давление соответствуют установленным в работе [*Kashina, 1971*], для промежуточных резервуаров они рассчитаны интерполяцией. С 1-го по 9-й резервуар формирование воды происходит в кристаллических сланцах, с 10-го по 19-й – в карбонатной толще.

На рисунке 7 показано изменение pH, Eh, минерализации и вторичных минеральных образований в резервуарной модели. В нисходящей ветви вторичные минеральные образования соответствуют аутигенным фазам при формировании азотных терм, получающимся в результате взаимодействия воды с гранитом, по степени протекания гидрогеохимического процесса на месторождении азотных

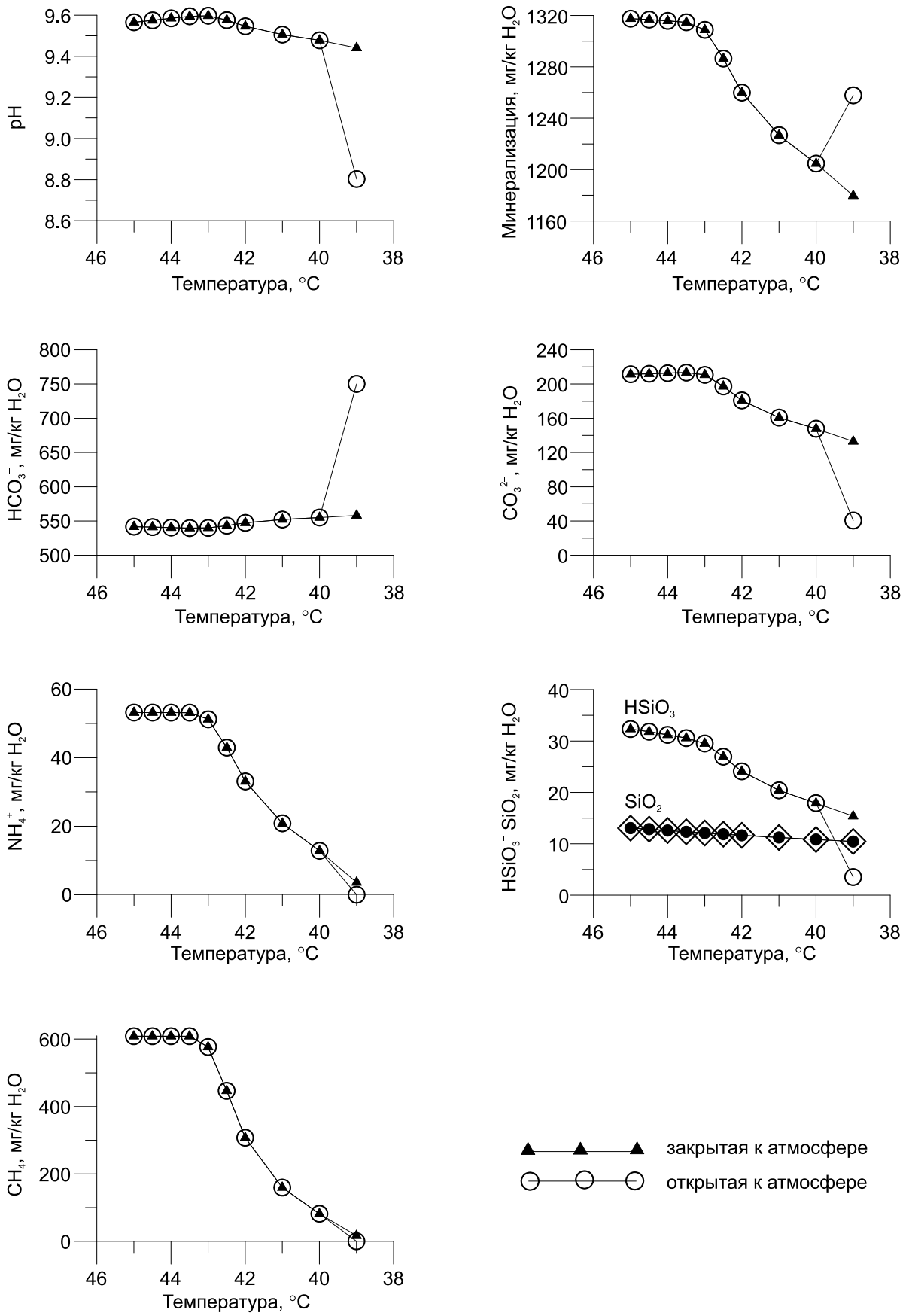



**Рис. 5.** Изменение гидрогеохимических характеристик раствора с аморфным углеродом при подъеме воды из условий водоносного горизонта на поверхность.

**Fig. 5**. Variations in the hydrogeochemical characteristics of the solution with amorphous carbon when water rises from the conditions of the aquifer to the surface.

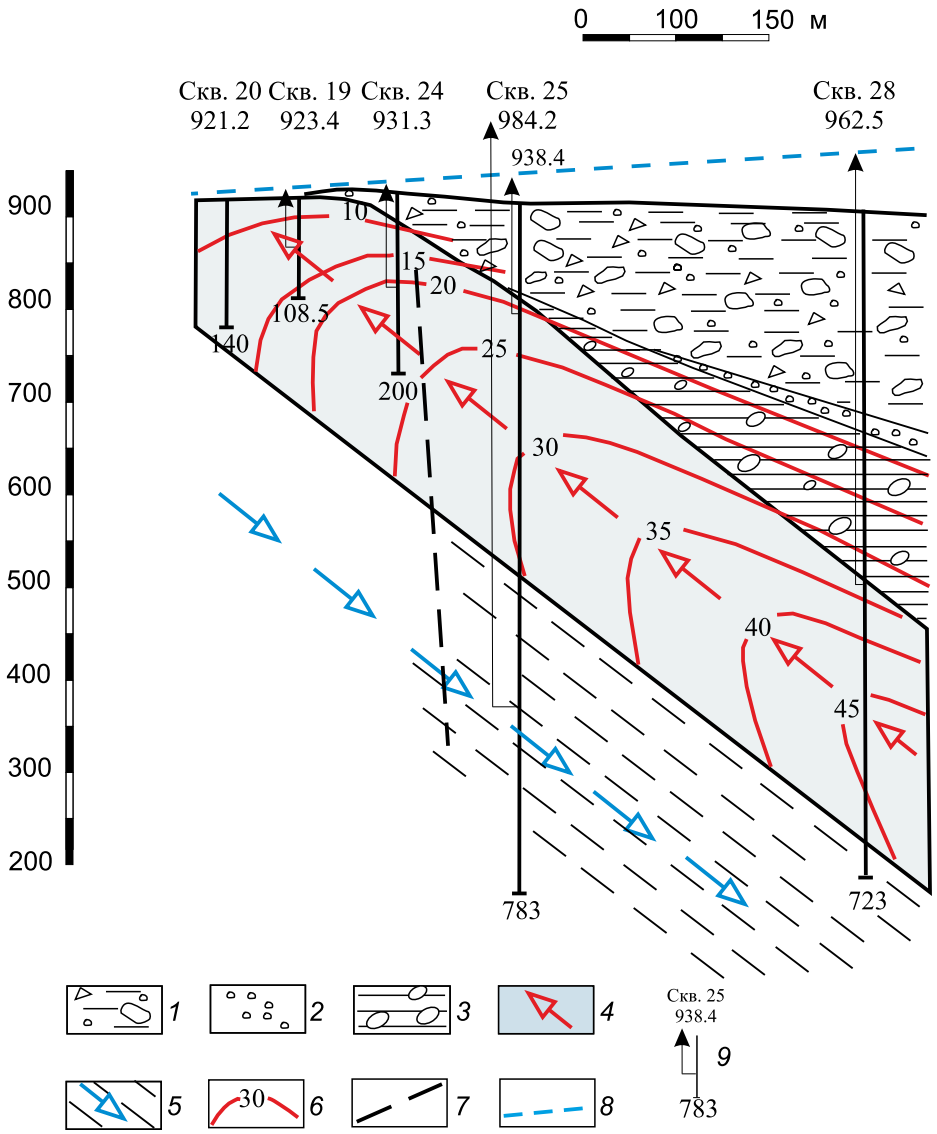



**Рис. 6.** Гидродинамическая схема Аршанского месторождения углекислых вод (с использованием материалов М.А. Кашиной [*Kashina, 1971*]).

*1–3* – кайнозойские образования: *1* – валунно-галечные отложения, *2* – дресвяно-галечные отложения, *3* – глины с включением гальки и валунов; *4–5* – протерозойские образования: *4* – восходящий поток углекислых вод в карбонатных отложениях иркутной свиты, *5* – нисходящий поток азотных вод в метаморфических сланцах ильчирской свиты; *6–9* – прочие обозначения: *6* – изотерма, *7* – предполагаемое тектоническое нарушение, *8* – пьезометрический уровень подземных вод, *9* – скважина, цифры: вверху ее номер и абсолютная отметка уровня подземных вод, внизу – глубина скважины; стрелка показывает глубину вскрытия подземных вод.

**Fig. 6.** Hydrodynamic scheme of the Arshan deposit of carbonic waters (including the data from [*Kashina*, *1971*]).

*1–3* – Cenozoic formations: *1* – boulder-pebble deposits, *2* – gruss–gravel deposits, *3* – clay with the inclusions of pebbles and boulders; *4–5* – Proterozoic formations: *4* – ascending flow of carbonic water in the carbon deposits of the Irkut suite, *5* – descending flow of nitrogen-rich water in the metamorphic schists of the Ilchir suite; *6–9* – other symbols: *6* – isotherm, *7* – assumed tectonic faults, *8* – piezoelectric level of groundwater, *9* – borehole (numbers at the top – borehole number and the absolute groundwater level; numbers at the bottom – borehole depth); arrows show the depth of groundwater opening.

терм Нилова Пустынь [*Pavlov, Chudnenko, 2013b*]. На восходящей ветви появились флюорит, кальцит, доломит, каолинит и графит, которые являются геохимическими барьерами для составляющих их элементов. При переходе раствора из алюмосиликатных пород в карбонатные стабилизируются кислотно-щелочные условия, повышается роль окислительных процессов и понижаются его восстановительные свойства, активнее увеличивается минерализация.

С перемещением раствора в карбонатные породы содержание щелочных элементов в растворе

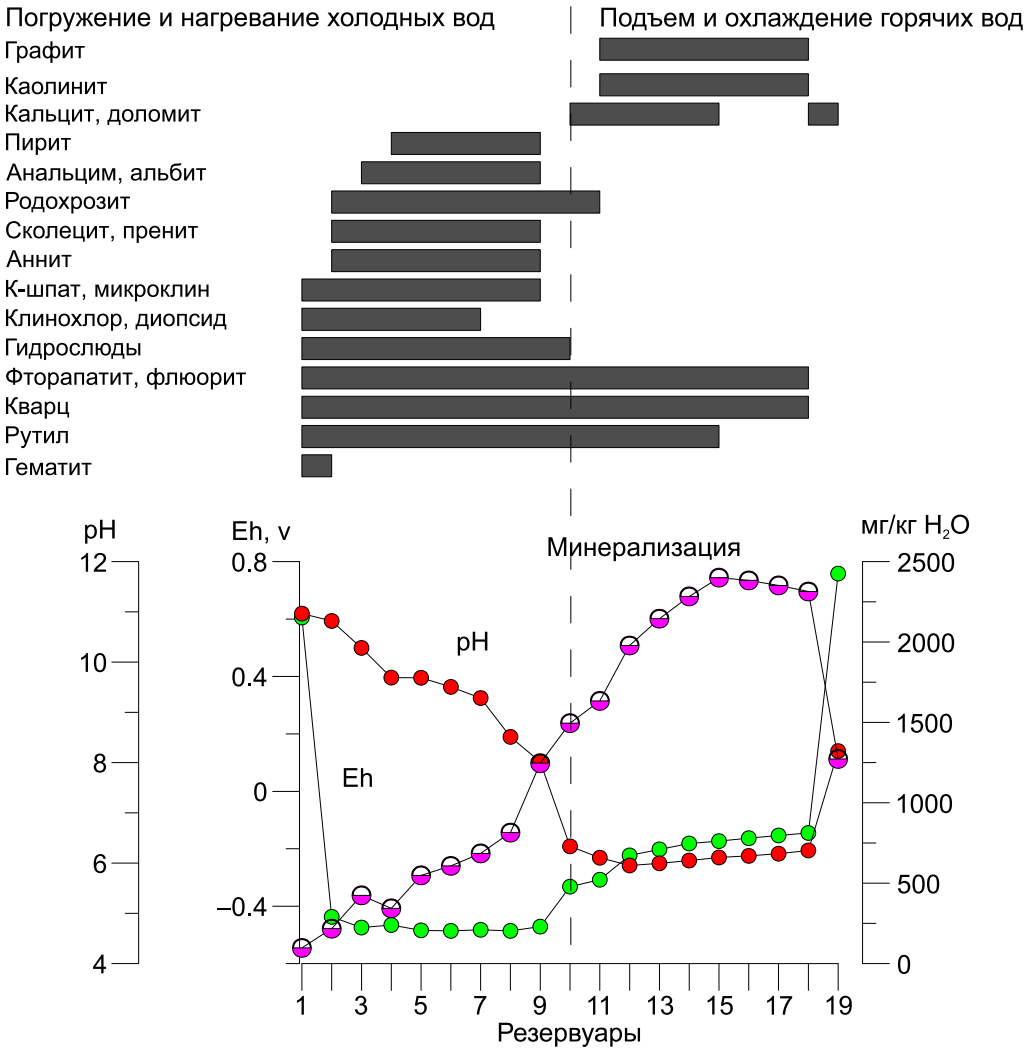



**Рис. 7.** pH, Eh, минерализация и вторичные минеральные образования в резервуарной модели взаимодействия «вода – кристаллический сланец – известняк».

**Fig. 7**. pH, Eh, mineralization and secondary mineral formations in the reservoir model showing the interaction in the "water – crystalline shale – limestone" system.

стабилизируется с некоторым понижением калия и минерализация увеличивается в основном за счет щелочных земель, главным образом кальция (рис. 8). Таким образом, приближение условий моделирования к реальной ситуации позволило даже в условиях равновесия получить высокие концентрации щелочно-земельных элементов, чего не было достигнуто ранее в моделях по степени протекания процесса.

Взаимодействие азотных терм сульфатного состава с карбонатными породами приводит к их преобразованию в углекислые термы гидрокарбонатного состава (рис. 9). Дальнейшее взаимодействие раствора с карбонатными породами сопровождается преобразованием его состава, сформировавшегося на предыдущих этапах. Количество серы, поступившее в раствор при взаимодействии воды с кристаллическими сланцами, сохраняется, но изменяется форма ее нахождения. Сульфатные ионы полностью трансформируются в гидросульфидный ион и сероводород. По мере подъема раствора к поверхности происходит обратная трансформация, которая завершается полным окислением сульфидных форм и восстановлением исходного количества сульфатов.

В растворе присутствует представительный набор комплексных соединений (рис. 10). Формы и количество комплексных соединений отражают общий ход процесса изменения взаимодействия воды от алюмосиликатных пород к карбонатным. Доминирование гидросиликатов и сульфатов натрия в растворах кристаллических сланцев сменяется преобладанием сульфатов и гидрокарбонатов кальция и магния в растворах карбонатных пород.

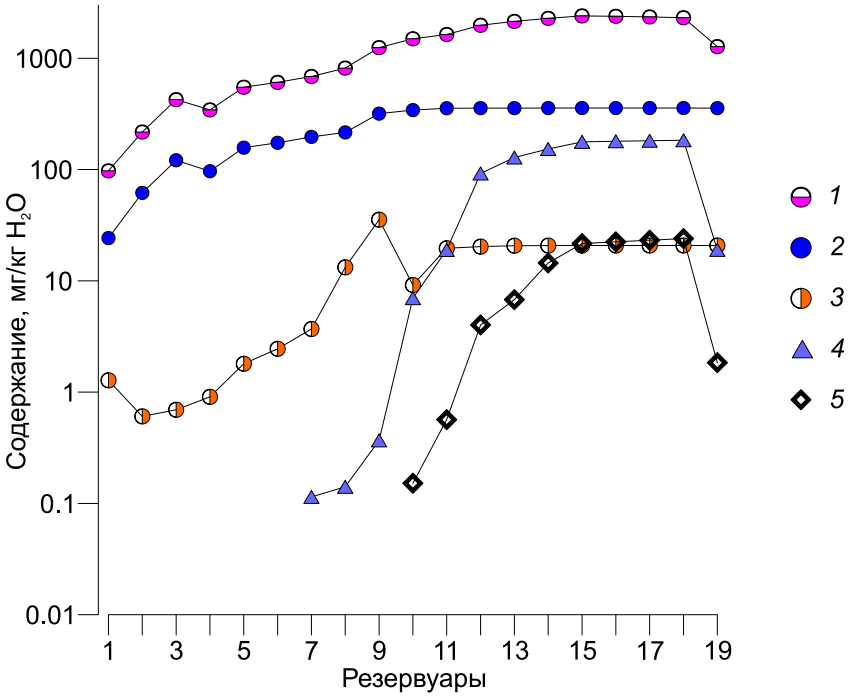



**Рис. 8.** Изменение минерализации и катионов в модельном растворе «вода – кристаллический сланец – известняк» (мг/кг $H_2O$).

*1* – минерализация; *2* – натрий; *3* – калий; *4* – кальций; *5* – магний.

**Fig. 8**. Variations in mineralization and cations in the model solution "water – crystalline shale – limestone" (mg/kg of $H_2O$).

*1* – mineralization; *2* – sodium; *3* – potassium; *4* – calcium; *5* – magnesium.

Активизация окислительных процессов приводит к восстановлению исходного количества сульфатов натрия.

Сопоставление состава модельных растворов с реальными углекислыми водами показывает следующее. При близких значениях величин минерализации модельных растворов и природных углекислых вод концентрации в них анионов и углекислоты практически равны. Что же касается катионов, то здесь равенство наблюдается только у калия. В модельном растворе содержание натрия в четыре раза выше, а кальция в два с половиной и магния в шесть раз ниже, чем в природных углекислых водах.

Такое расхождение говорит об определенном несоответствии модели природной ситуации. Прежде всего, оно обусловлено далеким от полноты представительством шести образцов на трехсот-

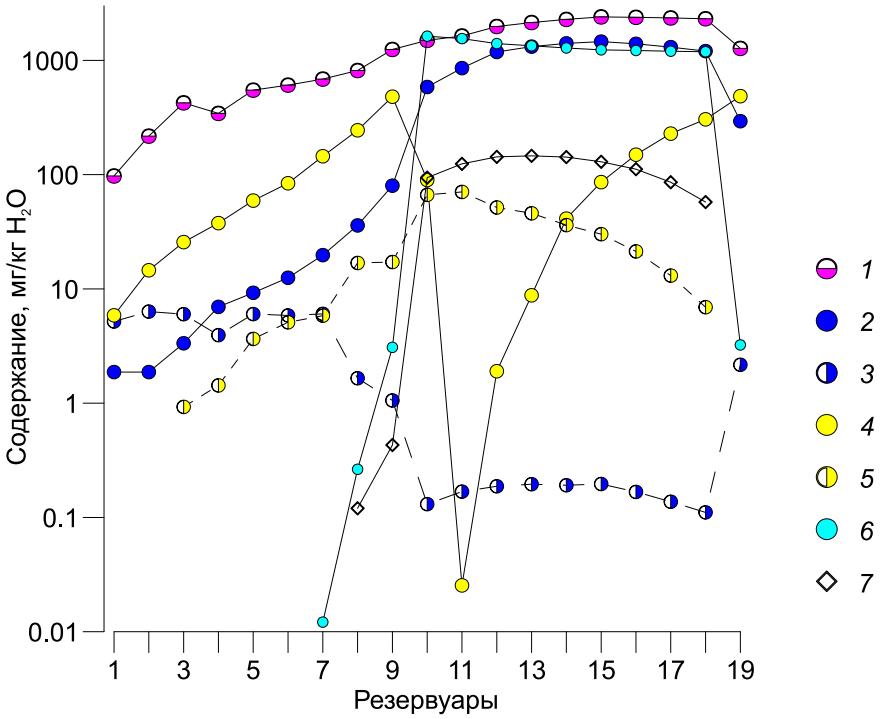



**Рис. 9.** Изменение минерализации, анионов и растворенных газов в модельном растворе «вода – кристаллический сланец – известняк» (мг/кг $H_2O$).

*1* – минерализация; *2* – $HCO_3^-$; *3* – $CO_3^{2-}$; *4* – $SO_4^{2-}$; *5* – $HS^-$; *6* – $CO_2$; *7* – $H_2S$.

**Fig. 9**. Variations in mineralization, anions and dissolved gases in the model solution "water – crystalline shale – limestone" (mg/kg of $H_2O$).

*1* – mineralization; *2* – $HCO_3^-$; *3* – $CO_3^{2-}$; *4* – $SO_4^{2-}$; *5* – $HS^-$; *6* – $CO_2$; *7* – $H_2S$.

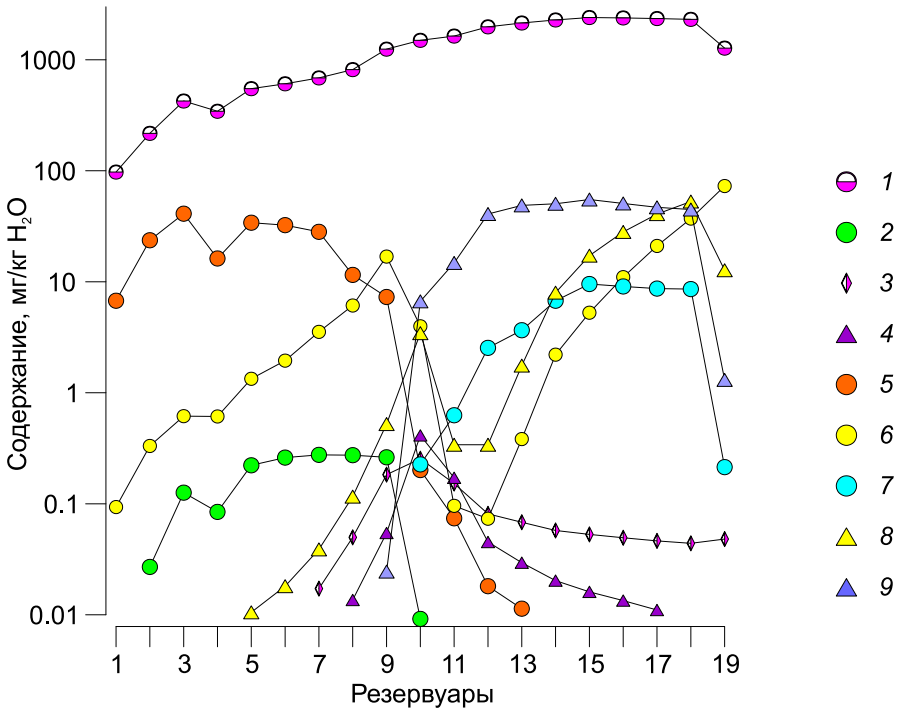



**Рис. 10.** Изменение минерализации и комплексных соединений в модельном растворе «вода – кристаллический сланец – известняк» (мг/кг $H_2O$).

*1* – минерализация; *2* – NaOH; *3* – NaCl; *4* – NaF; *5* – $NaHSiO_3$; *6* – $NaSO_4^-$; *7* – $Mg(HCO_3)^+$; *8* – $CaSO_4$; *9* – $CaHCO_3^+$.

**Fig. 10**. Variations in mineralization and complex compounds in the model solution "water – crystalline shale solution – limestone" (mg/kg of $H_2O$).

*1* – mineralization; *2* – NaOH; *3* – NaCl; *4* – NaF; *5* – $NaHSiO_3$; *6* – $NaSO_4^-$; *7* – $Mg(HCO_3)^+$; *8* – $CaSO_4$; *9* – $CaHCO_3^+$.

метровую толщу карбонатных пород, способность которой генерировать углекислоту, как было отмечено выше, изменяется в очень широком интервале значений. Выбор управляющих параметров (температура, давление, количество взаимодействующей породы) сделан с определенными допущениями. В этом направлении необходимо проведение дополнительных исследований, которые выходят за рамки данной работы. В целом, выполненные расчеты показывают, что формирование ионно-солевого и газового состава углекислых вод происходит внутри системы «вода–порода» и не требует привлечения каких-либо компонентов из внешних источников, в том числе и таких, как четвертичный вулканизм. Последний может выступать в роли дополнительного источника тепла.

## 4. Обсуждение

Выполненные расчеты достаточно определенно раскрывают источники вещества и гидрогеохимические процессы формирования азотных, метановых и углекислых вод. Как азотные, так и метановые и углекислые воды Тункинской впадины являются результатом взаимодействия воды с вмещающими их породами. Состав водовмещающих пород, касающийся петрогенных элементов, изучен достаточно хорошо. Однако, как было показано выше, состав формирующихся растворов определяется не просто присутствием, но и соответствующим количеством анионогенных летучих. Их изученность является слабым звеном не только геохимии рассматриваемого региона, но и современной геохимии и гидрогеохимии в целом, которые оперируют в основном средними (кларковыми) концентрациями этих элементов в породах. Если углерод и фтор еще как-то отражаются в результатах геохимических исследований, то сера и хлор обделены вниманием почти полностью. Важное значение анионогенных летучих и их влияние на формирование состава растворов в гранитах показаны в работе [*Pavlov, Chudnenko, 2013a*].

Широкое распространение холодных железистых вод обусловлено не только химическим, но и фракционным составом водовмещающих пород, определяющим интенсивность водообмена. Тепловые и гидрогеохимические аномалии в зоне интенсивного водообмена свидетельствуют о разгрузке глубинных вод по периферии впадины.

Содержание органического вещества в осадочной толще Тункинской впадины многократно выше, чем принятое в расчете (1 %) на данном этапе работы, и достигает 5–8 % [*Logachev, 1958*]. Это позволяет сделать обоснованное предположение о возможности формирования газовой фазы в значительном объеме даже при величине минерализации термальных вод на уровне значений, которые установлены на данное время. Однако если принять во внимание то, что неизученной осталась более чем километровая глубокозалегающая толща пород, то это предположение приобретает высокую степень вероятности.

Широкое распространение в фундаменте впадины углекислых, а в осадочных отложениях метановых вод, отделенных друг от друга водоупорными

глинистыми отложениями, указывает на существование двух самостоятельных, несвязанных или с чрезвычайно затрудненной гидравлической связью водонапорных систем. Комплексное сопоставление гидродинамических параметров и гидрохимических характеристик Тункинской впадины с хорошо изученными гидродинамическими условиями плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины [*Kolodiy, 1966*] дает основание сделать вывод о существовании в глубоких горизонтах осадочных пород Тункинской впадины современной седиментационной водонапорной системы с хорошо выраженным элизионным типом водообмена.

В отличие от метановых вод, которые имеют стабильные характеристики, гидродинамика холодных и горячих углекислых вод с одинаковой амплитудой, достигающей 10 м, отражает динамику инфильтрационных вод как в годовом, так и в многолетнем разрезе. Граница между пресными и углекислыми водами чрезвычайно подвижна не только в историческом аспекте [*Pavlov et al., 1995*], но и в современных условиях. Особенно наглядно это проявляется при проведении опытно-фильтрационных работ, когда контур «пресные–минеральные воды» смещается в сторону опытной скважины тем больше, чем выше ее производительность. Из этого следует то, что пресные и минеральные воды известняков представляют собой единую гидродинамическую систему.

Толща карбонатных пород является мощным накопителем и регулятором стока поверхностных и подземных вод. Карстовые родники, расположенные выше естественного выхода минеральных вод, отличаются высокой степенью зарегулированности стока. Кроме того, в пределах площади месторождения наблюдается увеличение расхода р. Кынгарга, которое составляет от 1.5 м$^3$/с в начале до 0.4 м$^3$/с в конце лимитирующего периода. Это свидетельствует не только о сильной тектонической раздробленности карбонатной толщи Тункинским и Кынгаргским разломами, но и о ее высокой закарстованности.

По мере продвижения горячих углекислых вод к поверхности в результате охлаждения и разбавления уменьшается их минерализация без изменения химического состава. При этом интенсивно протекают процессы вторичной минерализации, которые хорошо прослежены при документации керна разведочных и эксплуатационных скважин. Это приводит к снижению фильтрационных свойств пород в верхней части разреза (см. табл. 1).

Распространение углекислых вод в фундаменте впадины связано с сетью разломов, через которые осуществляется фильтрация. Разломная сеть впадины, особенно та ее часть, которая скрыта под осадками, исследуется разными методами. В последнее время появилась схема разломов, которые, наряду с другими методами, изучались с помощью электроразведки [*Lunina et al., 2009*]. Отдавая должное данной интерпретации блокового строения впадины, особенно в той ее части, где нарушение проходит через всю впадину, соединяя северный борт и южный, отметим следующее. Хорошо известно, а в работе [*Stepanov, 1989*] достаточно подробно проанализировано, что далеко не через каждое нарушение сплошности пород осуществляется фильтрационный процесс. Выявленные древние (травертины) и современные очаги разгрузки углекислых вод и их проявления на глубине лучше соотносятся со схемой сети разломов, приведенной в работе [*Levi et al., 1992*], которая и показана на рисунке 1.

Выявление существования двух различных водонапорных систем, в которых формирование ресурсов и состава подземных вод происходит независимыми, принципиально различными путями, требует ответа на ряд вопросов, прежнее решение которых основывалось на восходящем потоке глубинных флюидов. Существует два принципиально различных взгляда на распределение концентраций гелия в подземных водах. Значительная часть исследователей придерживается концепции, согласно которой распределения концентраций гелия отражают восходящий глубинный фильтрационный поток, связанный с мантией. Эта точка зрения наиболее полно рассматривается в работах [*Golubev et al., 1970, 1974; Yanitsky, 1974*], которые, основываясь на представлениях мантийного генезиса гелия, идут гораздо дальше и считают, что генерирование гелия осадочной толщей на фоне потока из фундамента не проявлено. Хотя эти исследования проводились по профилям большой протяженности, пересекающим различные крупные геологические структуры, концентрации гелия определялись главным образом в естественных выходах подземных вод и в неглубоких, преимущественно эксплуатационных на воду, скважинах.

Детальные исследования глубинных распределений концентраций гелия по всей мощности осадочной толщи, вплоть до фундамента, в водовмещающих комплексах отложений Южного Мангышлака, Северного Устюрта и Московской синеклизы выявили следующее: концентрации гелия в подземных водах изученных структур обеспечиваются гелиеобразованием внутри осадочных толщ, а его поступление из фундамента ничтожно [*Ivanov et al., 1978*].

Результаты изучения изотопного состава гелия в подземных флюидах также показали, что разделяемое многими исследователями традиционное представление о выносе гелия из мантии автоном-

ными потоками летучих компонентов не подтверждается. Этот вывод основан на корреляции изотопных составов атмофильного гелия и литофильного стронция, выявленной в продуктах новейшей вулканической и гидротермальной деятельности [*Polyak et al., 1979*].

Продолжительные наблюдения за концентрацией растворенного гелия были проведены в углекислых и метановых термах Тункинской впадины. Строгость подхода обязывает учитывать, что это не все количество гелия, которое можно определить только в результате суммирования его частей в растворе и в газовой фазе, но общую картину эти наблюдения раскрывают достаточно определенно. Наименьшая газонасыщенность углекислых вод равна 527 мл/л (табл. 2), а концентрация гелия в них изменяется от $5.3\times10^{-4}$ до $8.8\times10^{-4}$ мл/л. Газонасыщенность метановых вод на порядок ниже углекислых, но содержание гелия в них изменяется от $40\times10^{-4}$ до $100\times10^{-4}$ мл/л.

Таким образом, концентрация гелия в метановых термах более чем на порядок выше, чем в углекислых водах Аршана и Жемчуга, поэтому, если даже допустить наличие восходящего потока глубинных флюидов, несущих гелий, то в первую очередь он должен был бы аккумулироваться в углекислых термах. Эти данные совершенно определенно показывают, что гелий в метановых водах был генерирован внутри осадочной толщи. Что касается мантийной «метки», то четкий ответ на этот вопрос дан исследователями, занимающимися изучением изотопного состава гелия: «Наблюдаемые в этом образце (*метановые воды Жемчуга*) концентрации и соотношения сравнительно просто можно объяснить, если предположить, что газ образовался среди осадочных пород, сохранивших свою «метку» мантийного генезиса» [*Lomonosov et al., 1976*]. Именно это предположение подтверждается результатами полевых и лабораторных исследований и моделированием [*Pavlov, Chudnenko, 2011*].

Развитие представлений оценки распределения теплового поля Байкальской рифтовой зоны происходило от устойчивого представления только кондуктивной формы переноса тепла [*Lysak, Zorin, 1976*] к конвективно-кондуктивной [*Golubev, 2007*]. Однако, как показали дальнейшие исследования, на фоне выявленных региональных закономерностей выделяются площади, где восходящая фильтрация отсутствует и на небольшой глубине формируется высокотемпературный резервуар термальных вод [*Golubev, Pavlov, 2008*].

Существует определенная неоднозначность в оценках структуры фильтрационных потоков в фундаменте и в осадочных отложениях впадины, рассмотренных выше и принятых в качестве рабочих гипотез исследователями геотермического поля. При изучении геотермических условий большое внимание уделяется восходящему потоку термальных вод из фундамента в дно впадины [*Doronina, Efimov, 1970; Lysak, 1988*]. Именно этим авторы объясняют резкое различие геотермических параметров в глубоких скважинах Р–1 и 2–О. Установлено [*Lyalko, Mitnick, 1978*], что даже незначительные скорости фильтрации воды по вертикали вызывают ощутимую нелинейность на графиках изменения температуры в зависимости от глубины. Вогнутый характер термограмм свидетельствует о нисходящей, а выпуклый – о восходящей фильтрации.

Форма термограмм скважин Р–1 и 2–О [*Lysak, 1968*] показывает их хорошо выраженную вогнутость. В скважине Р–1 вогнутость прослеживается до глубины 500 м, а в 2–О – до 1200 м, после чего термограммы приобретают характер, близкий к линейному. Выше отмечалась невозможность фильтрации из фундамента в осадочную толщу. В рассматриваемом разрезе напор прогрессивно увеличивается с глубиной и депрессионные зоны не выявлены, поэтому нисходящая фильтрация здесь тем более невозможна. Явно выраженное сильное охлаждение значительной части разреза осталось незамеченным предыдущими исследователями. Более того, факты присутствия мерзлых пород на большой глубине, установленные в результате бурения, были признаны сомнительными и отвергнуты.

Анализ геотермического поля Тункинской впадины на основе сравнения средних величин теплового потока в районе Аршана и в центральной ее части привел к важному выводу о том, что многочисленные вулканические аппараты, расположенные в этом районе и вблизи него, оказывают лишь опосредованное влияние на интенсивность теплового поля [*Lysak, 1988*]. Выше было отмечено, что и углекислота поступает не из вулканических аппаратов (внешних источников), а генерируется внутри карбонатной толщи с участием органического вещества. Это позволяет сделать вывод о том, что органическое вещество карбонатных пород формирует установленный состав органических компонентов углекислых вод [*Shpeyzer et al., 1970*]. Изучение органического вещества и состава карбонатных пород позволит с помощью моделирования выявить возможность генерации тепла внутри карбонатной толщи, как это происходит на экзогенной термальной аномалии горы Янган-Тау [*Shtilmark, 1960*].

Развитие во впадине островной многолетней мерзлоты мощностью до 200 м признается всеми исследователями. Однако В.П. Солоненко [*Solonenko, 1960*] и А.П. Булмасовым [*Bulmasov, 1963*], по ре-

зультатам глубокого бурения и данным геофизических исследований под толщей талых грунтов мощностью от 45–50 м до 440–500 м, был выделен второй слой мерзлоты до глубины 900–1100 м. Этот тип феноменальной мерзлоты по типу впадины, где он был установлен, предлагалось назвать байкальским [*Solonenko, 1960*]. Поскольку ни происхождение, ни тем более сохранение мерзлоты на таких глубинах не находило объяснения с позиций теории ее образования и повышенных геотермических условий впадины, установленное явление, несмотря на то, что подобное строение геотермических разрезов известно в Западной Сибири [*Porkhaev, 1964*], было подвергнуто острой критике, вплоть до выражения недоверия фактическим данным бурения и геофизических исследований [*Efimov, Dukhin, 1966; Nekrasov, Lee, 1967*], и забыто. Однако результаты современной интерпретации материалов электроразведочных работ, выполненных в середине прошлого века, с использованием программ математического моделирования и инверсии, а также географических информационных систем, показали их высокую эффективность в уточнении блокового строения тектонических структур Байкальской рифтовой зоны, осложненных присутствием многолетней мерзлоты [*Epov et al., 2007*].

Модель образования многолетнемерзлых пород под влиянием термобарических изменений природных газов, предложенная в работе [*Bgatov, Largin, 1990*], и рассмотренные выше гидрогеологические условия Тункинской впадины позволяют вернуться к данному вопросу. Образование метана внутри впадины в количестве, обеспечивающем формирование газовой фазы, создает условия для его восходящей фильтрации. Не останавливаясь на деталях и тонкостях этого далеко не простого процесса, отметим, что именно на строении поля метана в слое грунта мощностью 1 м была оконтурена зона разлома и выбрано место заложения скважины Г–1, которая вскрыла разлом и вывела углекислые термы.

При фильтрации метана из сформировавшейся газовой фазы из-за перепада давлений в результате дроссельного эффекта образуются мерзлые породы. В работе [*Bgatov, Largin, 1990*] приводятся интересные примеры, где в зоне разлома в тектонически активной области температура пород изменяется не в геологическом времени, и даже не в представительном многолетнем разрезе, а регулярно в течение года. В летний период она достигает –12 °С, а зимой повышается до +17 °С, что никак не объясняется температурным режимом атмосферы.

Возможность формирования мерзлых пород в процессе дросселирования фильтрующегося газа подтверждает установленное в Тункинской впадине [*Solonenko, 1960; Bulmasov, 1963*] присутствие пород с отрицательной температурой и объясняет их формирование в данных геотермических условиях. Более того, охлажденная часть разреза на термограммах скважин Р–1 и 2–О соответствует интервалам глубин выделенных слоев мерзлоты. Слоистое строение мерзлых пород даже в 200-метровой толще отложений Тункинской впадины подтверждено данными режимных наблюдений ИЗК СО РАН. Таким образом, взаимодействие воды с вмещающими породами, содержащими органическое вещество, обеспечивает формирование свободного газа, фильтрация которого может приводить к образованию и сохранению как островной, так и слоистой мерзлоты.

Существует ряд гипотез, в которых авторы пытаются объяснить происхождение песчаного массива Бадар как изометричной антиклинальной [*Lamakin, 1935*], криогенной [*Bulmasov, 1963*] структуры или бескорневого куполообразного антиклинального поднятия [*Ufimtsev et al., 2009*]. В последнее время его происхождение связывается с деятельностью грязевого вулкана [*Isaev, 2007, 2016*]. Кроме Бадара, этот автор с грязевулканической деятельностью связывает происхождение Еловского массива, поскольку на его вершине имеются формы, которые интерпретируются как кратер и жерло, в которых выделяется свободный газ азотного состава с высокой (0.1 %) концентрацией гелия.

В отличие от преимущественно морфологических признаков, по которым происхождение Еловского массива связывается с грязевулканической деятельностью, для Бадар имеются представительные структурные, литологические, физико-геологические данные, а также результаты геофизических исследований и определения ископаемой фауны. Это позволяет проследить его строение на достаточно большую глубину. На Бадаре хорошо выделяются слои с наклоном от вершины к основанию, подчеркивающие его антиклинальное строение [*Lamakin, 1935*]. Однако эта форма характерна лишь для верхней части массива. Геофизическими исследованиями установлено, что с глубины 150 м залегание слоев изменяется на горизонтальное, а еще глубже структура приобретает форму синклинали, амплитуда которой увеличивается с глубиной [*Bulmasov, 1963*]. Буровыми работами выявлены, а геофизическими исследованиями прослежены мерзлые породы, мощность которых в своде структуры максимальна и равна 600 м и уменьшается до нуля к ее периферии. Выявление под песчаным массивом мощного слоя мерзлых пород было принято за причину его формирования [*Bulmasov, 1963*].

Рассмотренная выше возможность генерации метана внутри впадины в количестве, способном

формировать газовую фазу, дает основание предположить не только его фильтрацию, приводящую к появлению пород с отрицательной температурой, но и проявления грязевулканической деятельности. Избыточное давление флюидов в рассматриваемой толще пород может возникать не только в результате формирования газовой фазы, но и в процессе фазовых преобразований глинистых минералов в гидрослюды с выделением большого количества воды, которая переводит породы в состояние плывунов. Вероятность этого процесса подтверждается как реальным высоким (на 50 % и более) содержанием в разрезе верхнего олигоцена агрегатов слюдисто-глинистого состава [*Mazilov et al., 1993*], так и результатами моделирования, где наряду с высоким содержанием каолинита и слюды (см. рис. 3) формируется вода в свободной фазе.

Уплотнение глин и перемещение дополнительного количества воды в песчаный коллектор приводит к образованию зон разуплотнения, формированию сверхвысоких пластовых давлений и превращению песка в плывун [*Kholodov, 2001*]. Разница поровых давлений в глинах и песчаниках может достигать такой величины, которая приводит к гидроразрывам, а в условиях повышенной сейсмичности в результате появления трещин разжиженный песок либо инъецируется в трещины, формируя песчаные дайки и горизонты с включениями, либо достигает поверхности. Вынос колоссального количества слаболитифицированных, способных переходить в плывунное состояние пород с большой глубины, в результате грязевулканической деятельности, приводит к интенсивному проседанию вышележащих слоев. Вблизи жерла вулкана в депрессионную воронку слои погружаются на большую глубину. Такое залегание пород, вмещающих продукты грязевулканической деятельности, хорошо изучено на действующих и погребенных грязевых вулканах [*Ivanchuk, 1974; Kholodov, 2002; и др.*]. Изменение антиклинальной структуры Бадара с глубиной на синклинальную, установленное геофизическими методами [*Bulmasov, 1963*], подтверждается данными бурения. На глубине 180–190 м среди песков обнаружены мощные прослои торфа. По наблюдениям Н.А. Флоренсова, проведенным непосредственно на скважине, торф содержит совершенно неразложившиеся остатки зеленых мхов современного облика [*Solonenko, 1960*].

Формирование осадков днища Тункинской впадины относится ко времени устойчивого похолодания [*Logachev, 1958; Florensov, 1960*]. В разрезе песков в центральной части Бадара найдены остатки теплолюбивой фауны [*Shibanova, 1996*], присутствие которых противоречит ранее сделанным выводам. Если рассматривать эти отложения как результат выноса из глубины в процессе грязевулканической деятельности песчаных отложений танхойской свиты, сформированных в теплый период, то наличие теплолюбивой фауны в этой части разреза является не опровержением формирования верхних слоев пород впадины в холодный период, а дополнительным подтверждением данного процесса.

Таким образом, результат комплексного сопоставления различных сторон единого процесса дает основание предполагать масштабное проявление грязевого вулканизма в Тункинской впадине.

## 5. Заключение

Анализ гидрогеологических условий Тункинской впадины выявил их особо сложное строение как в разрезе, так и по площади. Впервые на рассматриваемой территории выявлены две независимые водонапорные системы, формирование ресурсов и состава подземных вод в которых происходит принципиально различными путями. В глубоких горизонтах осадочной толщи подземные воды имеют седиментационный генезис и находятся на стадии элизионного (эксфильтрационного) водообмена. В результате выделения воды в процессе превращения глинистых минералов в гидрослюды происходит переход подземных вод из уплотняющихся глинистых толщ в песчаные горизонты. Это приводит к формированию зон разуплотнения, плывунов и сверхвысоких пластовых давлений.

В фундаменте впадины как пресные, так и минеральные воды имеют инфильтрационное происхождение. Они представляют единую гидродинамическую систему, развитие которой определяется динамикой инфильтрационных вод в области питания в Тункинских гольцах. На различных гипсометрических уровнях гидрогеологического разреза одновременно происходит нисходящее движение азотных и восходящее – углекислых терм. В фундаменте впадины от ее северного борта до южного широко распространены углекислые воды, связанные с сетью активных в современный период разломов и разломных узлов. По периферии впадины происходит разгрузка углекислых вод, которая проявляется на поверхности, либо на различных стратиграфических уровнях локализуется в осадочных породах.

Количественное изучение физико-химических процессов взаимодействия воды с породами, вмещающими азотные, метановые и углекислые воды, выявило, что ионно-солевой и газовый состав этих вод формируется внутри системы «вода–порода». Более сложный путь формирования состава у углекислых вод, которые проходят вначале в алюмосиликатных породах стадию азотных терм и затем,

при взаимодействии с карбонатными породами, становятся углекислыми. Именно состав пород определяет формирование и распространение различных типов гидротерм в пределах единого гидрогеохимического разреза. Установлено, что состав термальных вод в пластовых условиях имеет существенные отличия от данных химических анализов тех же вод, поднимающихся в приповерхностные горизонты, полученных в лабораторных условиях.

С участием углекислых вод активно протекают карстовые процессы. В глубокой части разреза происходит интенсивное растворение пород, в приповерхностной – их цементация с уменьшением фильтрационных свойств и на поверхности – отложение травертинов. Направленность этого процесса обусловила отсутствие поверхностных карстовых форм.

При взаимодействии воды с осадочными породами формирующаяся газовая фаза может вызывать различные эффекты. В одном случае это может быть фильтрация метана, сопровождающаяся дроссельным эффектом и образованием пород с отрицательной температурой, имеющих островное или слоистое строение, в том числе на больших глубинах. В другом – может вызвать грязевый вулканизм, с формированием структур, характерных для данного рода процессов. Вынос огромного количества пород с большой глубины с формированием крупных массивов на поверхности позволяет предположить возможность проседания поверхности впадины дополнительно к ее опусканию в результате собственно тектонических процессов.

Таким образом, выполненное исследование показывает, что в сложных гидрогеологических условиях «миссия» подземных вод не ограничивается только ролью наполнителя вмещающих пород или посредника между различными геосферами. В системе «вода – порода» они являются тем деятельным агентом, который инициирует, направляет и осуществляет многие геологические процессы.

## 6. Литература / References


*Berman R.G.,* 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $Na_2O$–$K_2O$–CaO–MgO–FeO–$Fe_2O_3$–$Al_2O_3$–$SiO_2$–$TiO_2$–$H_2O$–$CO_2$. *Journal of Petrology* 29 (2), 445–522. https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445.

*Bgatov V.I., Largin A.F.*, 1990. The origin of permafrost rocks. *Sovetskaya Geologiya* (*Soviet Geology*) (8), 102–108 (in Russian) [*Бгатов В.И., Ларгин А.Ф.* Происхождение многолетнемерзлых пород // *Советская геология*. 1990. № 8. С. 102–108].

*Borisenko I.M., Zamana L.V.*, 1978. Mineral Waters of the Buryatian ASSR. Buryatian Publishing House, Ulan-Ude, 163 p. (in Russian) [*Борисенко И.М., Замана Л.В.* Минеральные воды Бурятской АССР. Улан-Удэ: Бурятское книжное издательство, 1978. 163 с.].

*Bulmasov A.P.*, 1963. Structures and gravity anomalies of cryogenic origin in Pribaikalie. *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) (2), 75–85 (in Russian) [*Булмасов А.П.* Структуры и аномалии силы тяжести криогенного происхождения в Прибайкалье // *Геология и геофизика*. 1963. № 2. С. 75–85].

*Chudnenko K.V.*, 2010. Thermodynamic Modeling in Geochemistry: Theory, Algorithms, Software, Applications. Academic Publishing House Geo, Novosibirsk, 287 p. (in Russian) [*Чудненко К.В.* Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010. 287 с.].

*Crane K., Hecker B., Golubev V.,* 1991. Heat flow and hydrothermal vents in Lake Baikal, USSR. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 72 (52), 585–589. https://doi.org/10.1029/90EO00409.

*Didenkov Y.N., Bychinsky V.A., Lomonosov I.S.*, 2006. The possible existence of an endogenous source of fresh waters in rift settings. *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) 47 (10), 1098–1102.

*Doronina M.A., Efimov A.I.* (Eds.), 1970. Hydrogeology of the USSR. Volume XXII. Buryatian ASSR. Nedra, Moscow, 432 p. (in Russian) [Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР / Ред. М.А. Доронина, А.И. Ефимов. М.: Недра, 1970. 432 с.].

*Efimov A.I., Dukhin I.E.*, 1966. Maximum depths of the occurrence of permafrost rocks. *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) (7), 92–97 (in Russian) [*Ефимов А.И., Духин И.Е.* Максимальные глубины залегания многолетнемерзлых горных пород // *Геология и геофизика*. 1966. № 7. С. 92–97].

*Epov M.I., Nevedrova N.N., Sanchaa A.M.*, 2007. A geoelectrical model of the Barguzin basin in the Baikal Rift Zone. *Russian Geology and Geophysics* 48 (7), 626–641. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.06.001.

*Florensov N.A.*, 1960. Mesozoic and Cenozoic Basins of the Baikal Region. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow–Leningrad, 258 p. (in Russian) [*Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.].

*Gavrikova S.N., Zharikov V.A.*, 1984. Geochemical features of granitization of Archean granulite rocks in the Eastern Transbaikalia. *Geokhimiya* (*Geochemistry*) (1), 26–49 (in Russian) [*Гаврикова С.Н., Жариков В.А.* Геохимические особенности гранитизации архейских гранулитовых пород в Восточном Забайкалье // *Геохимия*. 1984. № 1. С. 26–49].

*Golubev V.A.*, 2007. Conductive and Convective Heat Loss in the Baikal Rift Zone. Geo, Novosibirsk, 218 p. (in Russian) [*Голубев В.А.* Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 218 с.].

*Golubev V.A., Pavlov S.Kh.*, 2008. A shallow high-temperature reservoir of thermal waters in the Proval Bay region, Lake Baikal. *Doklady Earth Sciences* 418 (1), P. 87–90. https://doi.org/10.1134/S1028334X08010194.

*Golubev V.S., Eremeev A.I., Yanitsky I.N.*, 1974. Analysis of models of helium migration in the lithosphere. *Geokhimiya* (*Geochemistry*) (7), 1067–1075 (in Russian) [*Голубев В.С., Еремеев А.И., Яницкий И.Н.* Анализ моделей миграции гелия в литосфере // *Геохимия*. 1974. № 7. С. 1067–1075].

*Golubev V.S., Osipov Yu.G., Yanitsky I.N.,* 1970. Some features of the migration of helium in the permeable systems in the upper crust. *Geokhimiya* (*Geochemistry*) (11), 1341–1348 (in Russian) [*Голубев В.С., Осипов Ю.Г., Яницкий И.Н.* Некоторые особенности миграции гелия в проницаемых системах верхней части земной коры // *Геохимия*. 1970. № 11. С. 1341–1348].

*Holland T.J.B., Powell R.*, 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O$–$Na_2O$–CaO–MgO–MnO–FeO–$Fe_2O_3$–$Al_2O_3$–$TiO_2$–$SiO_2$–C–$H_2$–$O_2$. *Journal of Metamorphic Geology* 8 (1), 89–124. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1990.tb00458.x.

*Isaev V.P.,* 2007. 'Mud' volcanoes in the basins of the Baikal rift system. In: Geology and minerals of East Siberia. ISU Publishing House, Irkutsk, p. 133–137 (in Russian) [*Исаев В.П.* «Грязевые» вулканы впадин Байкальской рифтовой системы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2007. С. 133–137].

*Isaev V.P.*, 2016. Petroleum Prospects of Intermountain Depressions in Buryatia. GEO, Novosibirsk, 165 p. (in Russian) [*Исаев В.П.* Перспективы нефтегазоносности межгорных впадин Бурятии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2016. 165 с.].

*Ivanchuk P.P.,* 1974. The Role of Hydrovolcanism in the Formation of Gas-Condensate and Gas-Oil Deposits. Nedra, Moscow, 172 p. (in Russian) [*Иванчук П.П.* Роль гидровулканизма в формировании газоконденсатных и газонефтяных месторождений. М.: Недра, 1974. 172 с.].

*Ivanov V.V., Medoviy V.I., Dobrovolskaya V.I.,* 1978. Fields of helium concentrations in sedimentary strata. *Sovetskaya Geologiya* (*Soviet Geology*) (2), 31–40 (in Russian) [*Иванов В.В., Медовый В.И., Добровольская В.И.* Поля концентраций гелия в осадочных толщах // *Советская геология*. 1978. № 2. С. 31–40].

*Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C.,* 1992. SUPCRT92: software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of mineral, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bars and 0° to 1000 °C. *Computers & Geosciences* 18 (7), 899–947. https://doi.org/10.1016/0098-3004(92)90029-Q.

*Kapchenko L.N., Grozdova T.P.*, 1997. To the issue of the origin of Lake Baikal water. *Vodnye Resursy* (*Water Resources* ) 24 (5), 634–638 (in Russian) [*Капченко Л.Н., Гроздова Т.П.* К вопросу о происхождении вод оз. Байкал // *Водные ресурсы*. 1997. Т. 24. № 5. С. 634–638].

*Karpov I.K.*, 1981. Physico-Chemical Modeling Using Computers in Geochemistry. Nauka, Novosibirsk, 247 p. (in Russian) [*Карпов И.К.* Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.].

*Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A.*, 1997. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations, conditions of equilibria, and numerical algorithms. *American Journal of Science* 297 (8), 767–806. https://doi.org/10.2475/ajs.297.8.767.

*Kartsev A.A., Abukova L.A.*, 1998. Petroleum hydrogeology at the present stage. *Izvestia VUZov, Neft i Gas* (*News of Higher Educational Institutions*, *Oil and Gas*) (4), 12–17 (in Russian) [*Карцев А.А., Абукова Л.А.* Нефтегазовая гидрогеология на современном этапе // *Известия ВУЗов. Нефть и газ.* 1998. № 4. С. 12–17].

*Kashina M.A.*, 1971. Carbonic thermal water of the Arshan mineral water deposit. In: Geology and Minerals of East Siberia. Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the USSR Acad. Sci., Irkutsk, p. 114–117 (in Russian) [*Кашина М.А.* Углекислые термы Аршанского месторождения минеральных вод // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971. С. 114–117].

*Kholodov V.N.*, 2001. On the nature of mud volcanoes. *Priroda* (*Nature*) (11), 46–58 (in Russian) [*Холодов В.Н.* О природе грязевых вулканов // *Природа.* 2001. № 11. С. 46–58].

*Kholodov V.N.*, 2002. Mud volcanoes, their distribution regularities and genesis: communication 1. Mud volcanic provinces and morphology of mud volcanoes. *Lithology and Mineral Resources* 37 (3), 197–209.

*Kipfer R., Aeschbach-Hertig W., Hofer M., Hohmann R., Imboden D.M., Baur H., Baur H., Golubev V., Klerkx J.*, 1996. Bottomwater formation due to hydrothermal activity in Frolikha Bay, Lake Baikal, Eastern Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (6), 961–971. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00448-3.

*Kissin I.G., Pinneker E.V., Yasko V.G.*, 1982. Underground hydrosphere and seismic processes. In: Fundamentals of Hydrogeology (Geological activity and the history of water in the Earth interior). Nauka, Novosibirsk, p. 57–78 (in Russian) [*Киссин И.Г., Пиннекер Е.В., Ясько В.Г.* Подземная гидросфера и сейсмические процессы // Основы гидрогеологии (геологическая деятельность и история воды в земных недрах). Новосибирск: Наука, 1982. С. 57–78].

*Klerkx J., Golubev V., Kipfer R.,* 1993. Preliminary investigation of the hydrothermal site of Frolikha Bay (Lake Baikal). In: Musée royal de l'Afrique Centrale, Repp enn. 1991–1992. Department de Géologie et de Mineralogie, Musée royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgium, p. 73–81.

*Kolodiy V.V.,* 1966. Hydrodynamic and paleohydrodynamic conditions of the Pliocene sediments in the West-Turkmen depression. *Sovetskaya Geologiya* (*Soviet Geology*) (2), 50–62 (in Russian) [*Колодий В.В.* Гидродинамические и палеогидродинамические условия плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины // *Советская геология*. 1966. № 2. С. 50–62].

*Lamakin V.V.*, 1935. Past relief formation in the Tunka Pribaikalie. *Zemlevedeniye* 37 (1), 1–26 (in Russian) [*Ламакин В.В.* Прошлое рельефообразования в Тункинском Прибайкалье // *Землеведение*. 1935. Т. 37. Вып. 1. С. 1–26].

*Lavrushin V.Y., Polyak B.G., Kamenskii I.L.*, 1999. Helium Isotopic Composition in Thermomineral Fluids of the Transbaikal Region. *Lithology and Mineral Resources* 34 (2), 123–133.

*Levi K.G., Melnikov A.I., Miroshnichenko A.I. et al.,* 1992. The map of activity of Baikal. In: 29th International Geological Congress, Kioto, Japan, p. 127.

*Logachev N.A.,* 1958. Cenozoic continental deposits in the depression of the Baikal type. *Izvestia AN SSSR, Geological series* (4), 18–29 (in Russian) [*Логачев Н.А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // *Известия АН СССР, серия геологическая*. 1958. № 4. С. 18–29].

*Lomonosov I.S.,* 1974. Geochemistry and the Formation of Modern Hydrotherms in the Baikal rift zone. Nauka, Novosibirsk, 166 p. (in Russian) [*Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.].

*Lomonosov I.S.*, *Mamyrin B.A., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N.,* 1976. Isotopic composition of helium and argon in some hydrotherms of the Baikal rift zone. *Geokhimiya* (*Geochemistry*) (11), 1743–1746 (in Russian) [*Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н.* Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // *Геохимия*. 1976. № 11. С. 1743–1746].

*Lomonosov I.S., Pisarsky B.I., Khilko S.D.*, 1977. The role of neotectonics in the formation of hydrothermal water in the Mongolo-Baikal orogenic belt. In: The role of riftogenesis in the Earth's geological history. Nauka, Novosibirsk, p. 164–168 (in Russian) [*Ломоносов И.С., Писарский Б.И., Хилько С.Д.* Роль неотектоники в формировании гидротерм Монголо-Байкальского орогенического пояса // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 164–168].

*Lopatin M.N.*, 2015. Variations in the concentrations of dissolved radon in groundwater of the Southern Pribaikalie during the preparation and realization of earthquake foci. In: The structure of the lithosphere and Geodynamics. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 108–109 (in Russian) [*Лопатин М.Н.* Вариации концентраций растворенного радона в подземных водах Южного Прибайкалья при подготовке и реализации очагов землетрясений // Строение литосферы и геодинамика. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2015. С. 108–109].

*Lunina O.V., Gladkov A.S., Nevedrova N.N.*, 2009. Rift Basins in Pribaikal'e: Tectonic Structure and Development History. Academic Publishing House "Geo", Novosibirsk, 316 p. (in Russian) [*Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. 316 с.].

*Lyalko V.I., Mitnick M.M.*, 1978. The Study of Heat and Material Transfer Processes in the Earth's Crust. Naukova Dumka, Kiev, 147 p. (in Russian) [*Ляльо В.И., Митник М.М.* Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наукова Думка, 1978. 147 с.].

*Lysak S.V.*, 1968. Geothermal Conditions and Thermal Water in the Southern Part of East Siberia. Nauka, Moscow, 120 p. (in Russian) [*Лысак С.В.* Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М.: Наука, 1968. 120 с.].

*Lysak S.V.*, 1988. Heat Flow in Continental Rift Zones. Siberian Division, Nauka, Novosibirsk, 200 p. (in Russian) [*Лысак С.В.* Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1988. 200 с.].

*Lysak S.V., Kashina M.A.*, 1976. Geothermal conditions for the formation and distribution of thermal water in the Tunka artesian basin. In: Materials of the 6th meeting on groundwater of Siberia and the Far East. Irkutsk–Khabarovsk, p. 38–39 (in Russian) [*Лысак С.В., Кашина М.А.* Геотермические условия формирования и распространения термальных вод в Тункинском артезианском бассейне // Материалы 6-го совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск–Хабаровск, 1976. С. 38–39].

*Lysak S.V., Pisarsky B.I.,* 1999. Evaluation of the heat flow by helium isotopes in the gas composition of groundwater in the Baikal rift zone and surrounding areas. *Vulkanologiya i Seismologiya* (*Volcanology and Seismology*) (3), 45–55 (in Russian) [*Лысак С.В., Писарский Б.И.* Оценка теплового потока по изотопам гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // *Вулканология и сейсмология.* 1999. № 3. С. 45–55].

*Lysak S.V., Zorin Yu.A.*, 1976. Geothermal Field of the Baikal Rift Zone. Nauka, Moscow, 90 p. (in Russian) [*Лысак С.В., Зорин Ю.А.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука. 1976. 90 с.].

*Martynova M.A., Grachev A.F.*, 1983. Modern concepts of the evolution of the hydrosphere composition. In: Problems of hydrogeochemistry and industrial brines. Nauka i Tekhnika, Minsk, p. 16–22 (in Russian) [*Мартынова М.А., Грачев А.Ф.* Современные представления об эволюции состава гидросферы // Проблемы гидрогеохимии и промышленные рассолы. Минск: Наука и техника, 1983. С. 16–22].

*Mazilov V.N., Kashik S.A., Lomonosova T.K.,* 1993. Oligocene deposits in the Tunka depression (Baikal rift zone). *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) 34 (8), 81–87 (in Russian) [*Мазилов В.Н., Кашик С.А., Ломоносова Т.К.* Олигоценовые отложения Тункинской впадины (Байкальская рифтовая зона) // *Геология и геофизика*. 1993. Т. 34. № 8. С. 81–87].

*Melnik Yu.P.*, 1972. Thermodynamic Constants for Analyzing the Conditions for the Formation of Iron Ores. Guidebook. Naukova Dumka, Kiev, 96 p. (in Russian) [*Мельник Ю.П.* Термодинамические константы для анализа условий образования железных руд. Справочник. Киев: Наукова Думка, 1972. 96 с.].

*Myatiev A.N.*, 1946. The effect of a water well in the groundwater pressure basin. *Izvestiya AN SSSR* (3), 48–62 (in Russian) [*Мятиев А.Н.* Действие колодца в напорном бассейне подземных вод // *Известия АН СССР*. 1946. № 3. С. 48–62].

*Nekrasov I.A., Lee G.E.*, 1967. Permafrost rocks of the Tunka depression. In: I.A. Nekrasov (Ed.), Geocryological conditions of Transbaikalia and Pribaikalie. Nauka, Moscow, p. 78–90 (in Russian) [*Некрасов И.А., Ли Г.Е.* Многолетнемерзлые породы Тункинской впадины // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья / Ред. И.А. Некрасов. М.: Наука, 1967. С. 78–90].

*Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V.*, 2011. Physicochemical aspects of the formation of nitrogen thermal water in the 'water – granite' system. *Bulletin of Irkutsk State University, Earth Sciences Series* (2), 172–189 (in Russian) [*Павлов С.Х., Чудненко К.В.* Физико-химические аспекты формирования азотных терм в системе «вода – гранит» // *Известия Иркутского государственного университета, серия Науки о Земле.* 2011. № 2. С. 172–189].

*Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V.,* 2013a. Formation of nitrogen-rich hot springs: modeling physicochemical interactions in a water–granite system. *Geochemistry International* 51 (12), 981–993. https://doi.org/10.1134/S0016702913120069.

*Pavlov S.Kh., Chudnenko K.V.*, 2013b. Physicochemical interactions in the 'water – rock' system in the conditions for the formation of nitrogen thermal water. *Proceedings of the Siberian Department of the Section of Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, Exploration and Development of Mineral Deposits* (1), 82–95 (in Russian) [*Павлов С.Х., Чудненко К.В.* Физико-химические взаимодействия в системе «вода–порода» в условиях формирования азотных терм // *Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений.* 2013. № 1. С. 82–95].

*Pavlov S.Kh., Karpov I.K., Chudnenko K.V.*, 2008. Water–carbon interaction under the conditions of complete and metastable thermodynamic eauilibrium. *Water Resources* 35 (4), 435–445. https://doi.org/10.1134/S0097807808040064.

*Pavlov S.Kh., Pinneker E.V., Pisarsky B.I.,* 1995. Carbonic waters in the Tunka Depression (East Sayan). *Geologiya i Geofizika* (*Russian Geology and Geophysics*) 36 (9), 28–35 (in Russian) [*Павлов С.Х., Пиннекер Е.В., Писарский Б.И.* Углекислые воды Тункинской впадины (Восточный Саян) // *Геология и геофизика*. 1995. Т. 36. № 9. С. 28–35].

*Pinneker E.V.*, 1969. Thermal water in the Sayan-Tuva highlands. In: Issues of hydrogeology and hydrogeochemistry. Materials of the Commission for the study of groundwater in Siberia and the Far East, vol. IV. Irkutsk, p. 93–123 (in Russian) [*Пиннекер Е.В.* Термальные воды Саяно-Тувинского нагорья // Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. Материалы Комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. IV. Иркутск, 1969. С. 93–123].

*Pinneker E.V., Pisarskiy B.I., Lomonosov I.S., Koldysheva R.Ya., Didenko A.A., Sherman S.I.,* 1968. Hydrogeology of Baikal Region. Nauka, Moscow, 170 p. (in Russian) [*Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Ломоносов И.С., Колдышева Р.Я., Диденко А.А., Шерман С.И.* Гидрогеология Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 170 с.].

*Pinneker E.V., Pissarskiy B.I., Pavlova S.E.,* 1995. Helium isotopic data for the ground waters in the Baikal rift zone. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 31 (1), 97–106. https://doi.org/10.1080/10256019508036255.

*Pinneker E.V., Yasko V.G., Shkandriy B.O.*, 1985. Results of the study of hydrogeological earthquake precursors in the Baikal rift zone. In: G.M. Varshal (Ed.), Hydrogeochemical precursors of earthquakes. Nauka, Moscow, p. 259–265 (in Russian) [*Пиннекер Е.В., Ясько В.Г., Шкандрий Б.О.* Результаты изучения гидрогеологических предвестников землетрясений в Байкальской рифтовой области // Гидрогеохимические предвестники землетрясений / Ред. Г.М. Варшал. М.: Наука, 1985. С. 259–265].

*Polyak B.G.*, 2000. Helium isotopes in underground fluids of the Baikal rift and its framing areas (to the geodynamics of continental rifting). *Russian Journal of Earth Sciences* 2 (2), 109–133 (in Russian) [*Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // *Российский журнал наук о Земле*. 2000. Т. 2. № 2. С. 109–133].

*Polyak B.G., Lavrushin V.Yu., Kamensky I.L.*, 1998. Mantle helium in the mineral springs of Transbaikalia. In: Proceedings of the 15th symposium on the geochemistry of isotopes, November 24–27, 1998, GEOKHI RAS, Moscow, p. 199–200 (in Russian) [*Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Каменский И.Л.* Мантийный гелий в минеральных источниках Забайкалья // Материалы XV симпозиума по геохимии изотопов, 24–27 ноября 1998 г. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 199–200].

*Polyak B.G., Prasolov E.M., Buachidze G.I., Kononov V.I., Mamyrin B.A., Surovtseva L.I., Khabarin L.V., Yudenich V.S.*, 1979. Isotope composition of He and Ar in the fluids of the Alpine-Apennine region and its relation to volcanism. *Doklady AN SSSR* 247 (5), 1220–1225 (in Russian) [*Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И., Кононов В.И., Мамырин Б.А., Суровцева Л.И., Хабарин Л.В., Юденич В.С.* Изотопный состав Не и Ar во флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // *Доклады АН СССР*. 1979. Т. 247. № 5. С. 1220–1225].

*Polyak B.G., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N., Kozlovtseva S.V., Kononov V.I., Khutorskoy M.D.*, 1992. Helium isotopes in the fluids of the Baikal rift zone. *Izvestiya AN SSSR, Geological series* (10), 18–33 (in Russian) [*Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н., Козловцева С.В., Кононов В.И., Хуторской М.Д.* Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // *Известия АН СССР, серия геологическая.* 1992. № 10. С. 18–33].

*Porkhaev G.V.*, 1964. Thermophysics of Freezing and Thawing Soils. Nauka, Moscow, 197 p. (in Russian) [Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов / Ред. Г.В. Порхаев. М.: Наука, 1964. 197 с.].

*Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechel'nitsky V.V., Gileva N.A.* 2015. Creating the Kultuk polygon for earthquake prediction: variations of ($^{234}U/^{238}U$) and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in groundwater from active faults at the western shore of Lake Baikal. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (4), 519–553 (in Russian) [*Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А.* Разработка Култукского сейсмо-прогностического полигона: вариации ($^{234}U/^{238}U$) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // *Геодинамика и тектонофизика*. 2015. Т. 6. № 4. С. 519–553]. https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0192.

*Reid R.C., Prausnitz J.M., Sherwood T.K.,* 1977. The Properties of Gases and Liquids. McGraw-Hill Book Company, New York, 629 p.

*Rice E.W., Baird R.B., Eaton A.D., Clesceri L.S.* (Eds.), 2012. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. Washington, DC: American Public Health Association, American Water Works Association, and Water Environment Federation, 1496 p.

*Robie R.A., Hemingway B.S.,* 1995. Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298.15 K and 1 bar ($10^5$ Pascals) pressure and at higher temperatures. U.S. Geological Survey Bulletin 2131. Washington, 461 p.

*Ronov A.B., Yaroshevsky A.A., Migdisov A.A*., 1990. The Chemical Structure of the Earth's Crust and the Balance of the Main Elements. Nauka, Moscow, 182 p. (in Russian) [*Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.].

*Semenov R.M., Smekalin O.P.,* 2011. The large earthquake of 27 August 2008 in Lake Baikal and its precursors. *Russian Geology and Geophysics* 52 (4), 405–410. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.03.003.

*Seminsky A.K., Tugarina M.A.*, 2013. Specific features of radon distribution in groundwater of the Baikal region. In: *Geology, exploration and survey of mineral resources and geological research methods*. Irkutsk State Technical University, Irkutsk, p. 133–137 (in Russian) [*Семинский А.К., Тугарина М.А.* Особенности распределения радона в подземных водах Байкальского региона // *Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований*. Иркутск: ИрГТУ, 2013. С. 133–137].

*Seminsky K.Zh., Seminsky A.K.,* 2016. Radon in groundwaters in the Baikal region and Trans-baikalia: variations in space and time. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (3), 477–493 (in Russian) [*Семинский К.Ж., Семинский А.К.* Радон в подземных водах Прибайкалья и Забайкалья: пространственно-временные вариации // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 3. С. 477–493]. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0218.

*Shabynin L.L.*, 2004. Hydrogeological Conditions of the BAM Severomuisk Tunnel. Publishing House of the Irkutsk State Technical University, Irkutsk, 94 p. (in Russian) [*Шабынин Л.Л.* Гидрогеологические условия Северомуйского тоннеля БАМ. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004. 94 с.].

*Shabynin L.L., Naidich V.I., Zulyar N.G.*, 1988. The influence of weak earthquakes on the groundwater regime. In: Investigations in search of earthquake precursors in Siberia. Nauka, Novosibirsk, p. 131–137 (in Russian) [*Шабынин Л.Л., Найдич В.И., Зуляр Н.Г.* Влияние слабых землетрясений на режим подземных вод // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 131–137].

*Shanks W., Callender E.,* 1992. The thermal springs in the Lake Baikal. *Geology* 20 (6), 495–497. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0495:TSILB>2.3.CO;2.

*Shibanova I.V.*, 1996. New data on freshwater mollusks of loose sediments in the Tunka depression. In: Earth Crust-1996. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 138–139 (in Russian) [*Шибанова И.В.* Новые данные о пресноводных моллюсках рыхлых отложений Тункинской впадины // Земная кора-1996. Иркутск: ИЗК СО РАН, С. 138–139].

*Shock E.L., Sassani D.C., Willis M.,* 1997. Inorganic species in geologic fluids: Correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueuos ions and hydroxide complexes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (5), 907–950. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00339-0.

*Shpeyzer G.M., Ganovicheva G.M., Pisarsky B.I.*, 1970. Organic matter in carbonic water of the Arshan-Tunka resort. In: Hydrochemical materials. Vol. 53. Methods of chemical analysis and the processes of natural water self-purification. Leningrad, p. 28–32 (in Russian) [*Шпейзер Г.М., Гановичева Г.М., Писарский Б.И.* Органические вещества в углекислых водах курорта Аршан-Тункинский // Гидрохимические материалы. Т. 53. Методы химического анализа и процессы самоочищения природных вод. Л., 1970. С. 28–32].

*Shtilmark V.V.*, 1960. Exogenous thermal anomaly of the Yangan-Tau Mountain in the Western Trans-Urals. In: Problems of hydrogeology. Gosgeoltekhizdat, Moscow, p. 310–314 (in Russian) [*Штильмарк В.В.* Экзогенная термальная аномалия горы Янган-Тау в Западном Зауралье // Проблемы гидрогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 310–314].

*Solonenko V.P.*, 1960. Essays on Engineering Geology of East Siberia. Irkutsk Publishing House, Irkutsk, 88 p. (in Russian) [*Солоненко В.П.* Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960. 88 с.].

*Stepanov V.M.*, 1989. Introduction to Structural Hydrogeology. Nedra, Moscow, 229 p. (in Russian) [*Степанов В.М.* Введение в структурную гидрогеологию. М.: Недра, 1989. 229 с.].

*Tkachuk V.G., Tolstikhin N.I.* (Eds.), 1961. Mineral Water in the Southern Part of Eastern Siberia. Vol. 1. Publishing House of the USSR Acad. Sci., Moscow–Leningrad, 346 p. (in Russian) [Минеральные воды южной части Восточной Сибири / Ред. В.Г. Ткачук, Н.И. Толстихин. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. 346 с.].

*Ufimtsev G.F., Shchetnikov A.A., Filinov I.A.*, 2009. Neotectonic inversions in the Baikal rift system. *Russian Geology and Geophysics* 50 (7), 618–627. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.12.006.

*Vetshtein V.E., Lomonosov I.S., Milyuk G.A., Pinneker E.V.*, 1973. The reasons for the geographical distribution of oxygen-18 and deuterium in the thermal waters of the Sayan-Baikal mountainous country. *Izvestiya AN SSSR, Geographic series* (5), 122–127 (in Russian) [*Ветштейн В.Е., Ломоносов И.С., Милюк Г.А., Пиннекер Е.В.* Причины географического распределения кислорода-18 и дейтерия в термальных водах Саяно-Байкальской горной страны // *Известия АН СССР, серия географическая*. 1973. № 5. С. 122–127].

*Vinogradov A.P.*, 1962. The average contents of chemical elements in the main types of igneous rocks of the crust. *Geokhimiya* (*Geochemistry*) (7), 555–571 (in Russian) [*Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–571].

*Votintsev K.K., Galaziy G.I.*, 1985. About the role of deep groundwater in the formation of the Baikal water quality. *Vodnye Resursy* (*Water Resources* ) (6), 26–29 (in Russian) [*Вотинцев К.К., Галазий Г.И.* О роли глубинных подземных вод в формировании качества воды Байкала // *Водные ресурсы*. 1985. № 6. С. 26–29].

*Yanitsky I.N.*, 1974. On the mechanism of the formation of helium-containing gases. *Sovetskaya Geologiya* (*Soviet Geology*) (11), 53–66 (in Russian) [*Яницкий И.Н.* О механизме формирования гелиеносных газов // *Советская геология*. 1974. № 11. С. 53–66].

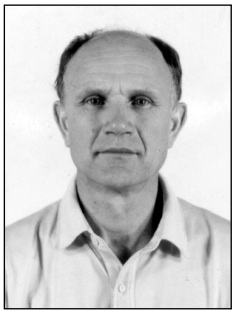
*Yoshida N., Kalmychkov G., Geletyi W.*, 1998. Origin of methane and helium in the BDP-96 core from Lake Baikal. In: Joint International Symposium on Lake Baikal. Yokohama, p. 117.

**Сергей Харитонович Павлов,** канд. геол.-мин. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: spavlov@crust.irk.ru

**Sergei Kh. Pavlov,** Candidate of Geology and Mineralogy
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: spavlov@crust.irk.ru

**Константин Вадимович Чудненко,** докт. геол.-мин. наук
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия
e-mail: chud@igc.irk.ru

**Konstantin V. Chudnenko,** Doctor of Geology and Mineralogy
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of RAS
1A Favorsky street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: chud@igc.irk.ru



**Владимир Артемьевич Голубев,** докт. геол.-мин. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: golubev@crust.irk.ru

**Vladimir A. Golubev,** Doctor of Geology and Mineralogy
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: golubev@crust.irk.ru

**Алексей Июльевич Оргильянов**
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: aiorgil@crust.irk.ru

**Aleksei I. Orgilyianov**
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: aiorgil@crust.irk.ru

**Прокопий Сократович Бадминов**
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: prokop_sbad@mail.ru

**Prokopiy S. Badminov**
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: prokop_sbad@mail.ru

**Ирина Георгиевна Крюкова**
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
e-mail: irig@crust.irk.ru

**Irina G. Kryukova**
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
e-mail: irig@crust.irk.ru