

УДК 553.73(571/65)

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ СОДОВЫХ ВОД НА ВОДОСБОРНОЙ ПЛОЩАДИ ВЕРХНЕЙ КОЛЫМЫ

*Глотов В. Е.*

*ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт  
им. Н. А. Шило ДВО РАН, г. Магадан  
E-mail: geocol@neisri.ru*

В бассейне Верхней Колымы развиты преимущественно воды гидрокарбонатные и сульфатные с преобладанием в составе катионов щелочноземельных металлов. Гидрокарбонатные воды с катионами щелочных металлов ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ), которые выделяются как содовые, встречаются на локальных площадях в зонах разломов и контактов гранитных интрузий. Наименее минерализованы (не более  $100 \text{ мг/дм}^3$ ) они в сезонно-талом слое и таликах речных долин, но и здесь в отдельных очагах на отметке более  $1600 \text{ м}$  встречаются родники содовой воды с минерализацией более  $200 \text{ мг/дм}^3$ . Наиболее минерализованы (до  $3000 \text{ мг/дм}^3$ ) содовые воды в меловых угленосных отложениях в межгорных артезианских бассейнах. Намечена связь этих вод с зонами глубинных разломов. Предложен показатель существующего поступления глубинного углекислого газа в подземные воды, которым является резкое возрастание содержания растворенного углекислого газа и анионов угольной кислоты в водах на локальных участках в речных долинах. По наличию содовых вод с содержанием более  $600 \text{ мг/дм}^3$  в отдельных пробах сделан вывод об отнесении таких подземных вод к бальнеологическим. Предложено применение гидрогеохимических методов изучения роли глубинных разломов в формировании содовых вод и для возможного использования этих вод в лечебных целях, а также для предупреждения ряда заболеваний.

**Ключевые слова:** криолитозона, подземные содовые воды, гранитные интрузии, разломы, межгорные артезианские бассейны, потоки глубинного углекислого газа, бальнеологические воды.

DOI: 10.34078/1814-0998-2023-2-52-64

### ВВЕДЕНИЕ

Водосбор Верхней Колымы (ВК) находится, в основном, в пределах листов Р-55 и Р-56 Государственных геологических карт. Общая площадь по замыкающему створу в устье правого притока р. Балыгычан (пост Балыгычан) равна  $140 \text{ тыс. км}^2$  (Многолетние..., 1985). Здесь более 90 лет назад были открыты крупные россыпи золота и началось промышленное освоение северо-восточного региона России. Полученные при этом сведения о подземных водах до глубины около  $500 \text{ м}$  отражены в ряде обобщающих работ (Губкин, 1944; Калабин, 1960; Гидрогеология СССР, 1972), а также в объяснительных записках к геологическим картам масштаба  $1:1\,000\,000$  (Государственная..., 2008; 2016). Из названных работ и материалов Кадастра подземных вод Магаданской области следует, что подземные воды в основном пресные, гидрокарбонатного и сульфатного классов. По катионному

составу преобладают кальциевые, натриево- или магниевые-кальциевые. На этом фоне выделяются гидрокарбонатные воды с ионами щелочных металлов ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ). Такие воды известны как содовые вне зависимости от их общей минерализации (Алекин, 1948). Для них характерно отношение  $\frac{r\text{HCO}_3^-}{r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}} > 1$  (знак  $r$  означает, что содержание всех ионов приведено в эквивалентной форме, т. е.  $\text{мг-экв./дм}^3$ ). Внимание многих исследователей привлекают процессы их формирования как связанные с литогенезом и гипергенезом (Шварцев, 1978). Кроме того, содовые воды обладают лечебными свойствами, поэтому их скопления в недрах активно эксплуатируются (месторождения Железноводское, Ессентуки, Карлововарское и др.). На Северо-Востоке России подземные воды данного типа, закономерности их распространения и особенности практического использования не изучены.

Цель данной статьи – обобщить данные о подземных содовых водах в пределах наибо-

лее промышленно освоенного района Северо-Востока России, выявить особенности их формирования и распространения, оценить возможную бальнеологическую значимость.

*Научная актуальность* цели определяется ее соответствием Программе фундаментальных исследований в Российской Федерации на период 2021–2025 гг. по направлению 1.5.11.2 «Гидрогеология и ресурсы подземных вод».

*Практическая значимость* исследования связана с экономической целесообразностью хозяйственного использования нерудных полезных ископаемых (Гальцева, 2009).

*Методы и материалы исследования.* Основной метод – обобщение данных о химическом составе подземных вод в бассейне Верхней Колымы. Для выявления доли содовых вод применен график-квадрат Н. И. Толстихина. Результат каждого анализа на этом графике показан точкой, местоположение которой определено процент-эквивалентным (% мг-экв./дм<sup>3</sup>) содержанием групп анионов ( $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ), ( $\text{SO}_4^{2-} + \text{Cl}^-$ ) и катионов ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ), ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) (Справочник..., 1962).

Для работы использованы сведения о химическом составе воды, содержащиеся в учетных карточках буровых на воду скважин и родников в Кадастре подземных вод, составленных по отчетам о результатах гидрогеологических работ. Эти материалы хранятся в Магаданском филиале ФБУ ТФГИ Дальневосточного федерального округа (Грищенко, 2012). Данные об отчетах в аннотированной форме аккумулированы в библиографическом справочнике по состоянию изученности на 01.01.2004 (Глотов, Глотова, 2004). Эти данные, пользуясь текстовыми ссылками, можно использовать как указатель рукописных работ по подземным водам Магаданской области.

*Объектом исследования* являются географические, геологические, геокриологические и гидрогеологические факторы формирования подземных вод района.

*Предмет исследования* – подземные содовые воды (ПСВ).

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Основные черты географических факторов определяются расположением территории в горной стране на северных широтах (выше 60° с. ш.).

*Рельеф* ее сформировался в обстановке резко дифференцированных неотектонических движений (Смирнов, 2012). По мнению Н. А. Шилов, эти движения сопровождались врезанием речной сети, глубина которого в четвертичное время достигала 2000 м (Шилов, 1961). В результате на изучаемой территории воз-

никли резко расчлененные с альпинотипными формами рельефа высокогорные и среднегорные хребты и кряжи: Черского, Анначаг, Сарычева и др., выположенные Верхне-Колымское и Среднеканское низкогорья. Повсеместно, особенно в средне- и высокогорных районах, сохранились следы деятельности ледников – цирки, кары, трог, конечные морены (Глушкова, Смирнов, 2021).

*Реки всех порядков* бассейна Верхней Колымы наследуют тектонические разломы (Шилов, 1961). Питание рек снежно-дождевое, доля подземных вод менее 24 % (Глотов, 2002), речной сток в основном сезонный. Общая заозеренность не более 1 % (Ресурсы..., 1960).

*Климат* резко континентальный холодный. Среднегодовая температура воздуха от –11.3 до –8.4 °С. Длительность холодного периода до 7 мес., среднегодовое количество осадков – от 257 (пос. Аркагала) до 453 мм (пос. Оротукан). Такие условия благоприятны для сохранения многолетнемерзлых пород.

*Криолитозона* в бассейне Верхней Колымы сплошная. Мощность ее от 450–550 м на водоразделах до 120–180 м во впадинах и широких, до 2–3 км, речных долинах (Гидрогеология СССР, 1972).

В истории становления и развития криолитозоны были периоды очень холодного и сухого климата, когда глубина промерзания достигала величин, превышающих современные (криохроны), и периоды потепления и роста атмосферных осадков (термохроны) (Фотиев, 2013). В периоды зырянского и сартанского криохронов речные долины были заняты ледниками. Талики полностью перемерзали. При переходе от позднеплейстоценового криохрона к голоценовому термохрону около 12.5 тыс. л. оттаивание ледников привело к формированию современных водных потоков, что способствовало восстановлению таликов речных долин, в том числе сквозных, начали восстанавливаться зоны активного и замедленного водообмена (Глотов, 2020).

Сократилась мощность многолетнемерзлых пород. Поэтому все водоносные зоны, связанные с трещиноватыми породами, были модифицированы при замерзании воды в криохроны и оттаивания – в термохроны (Фотиев, 2013). Криогенная модификация способствовала распространению наиболее водообильных зон до глубины около 180 м, чаще всего 100–120 м. Эти процессы благоприятствовали развитию современного активного водообмена, прежде всего в таликах речных долин.

*Геологические факторы* и их гидрогеологическая значимость отражены в ряде статей (Глотов и др., 2018; Глотов, 2021), что дает основание для общего описания только тех, которые контроли-

руют распространение, условия залегания, питания и разгрузки ПСВ.

В соответствии с представлениями Н. А. Горячева (1995), бассейн Верхней Колымы расположен в пределах Яно-Колымской коллизионной зоны столкновения структур Индигиро-Олойского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского континента. В составе зоны выделяют террейны, сложенные в пределах колымской водосборной площади палеозойскими карбонатными, терригенными и вулканогенными породами; пермскими, триасовыми и юрскими отложениями (глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, реже конгломераты). Песчаники и сланцы часто пиритизированы, прорваны дайками и разнообразными интрузивами (от габбро-перидотита до гранит-порфиров) позднеюрско-мелового возраста. Вулканические и вулкан-терригенные

породы мезозойского и кайнозойского возраста развиты по всей изучаемой площади. Наиболее мощные их покровы слагают Охотско-Чукотский вулканогенно-плутонический пояс (Государственная..., 2008; 2016).

Важную гидрогеологическую роль в Яно-Колымской коллизионной зоне играют крупные разломы: Аргатасский, Улахан, Чай-Юрьинский и др. (Соцкая и др., 2022).

Вдоль крупных разломов в позднем мезозое и в кайнозое были заложены впадины, выполненные терригенными континентальными отложениями: Аркагагинская, Сеймчано-Буюндинская, Омсукчанская, Колымо-Буюндинская и др.

Гидрогеологические условия района работ связаны с его геологическим строением (рис. 1).

В речных долинах сформировались потоки грунтовых вод (ПГВ), гидродинамически связан-

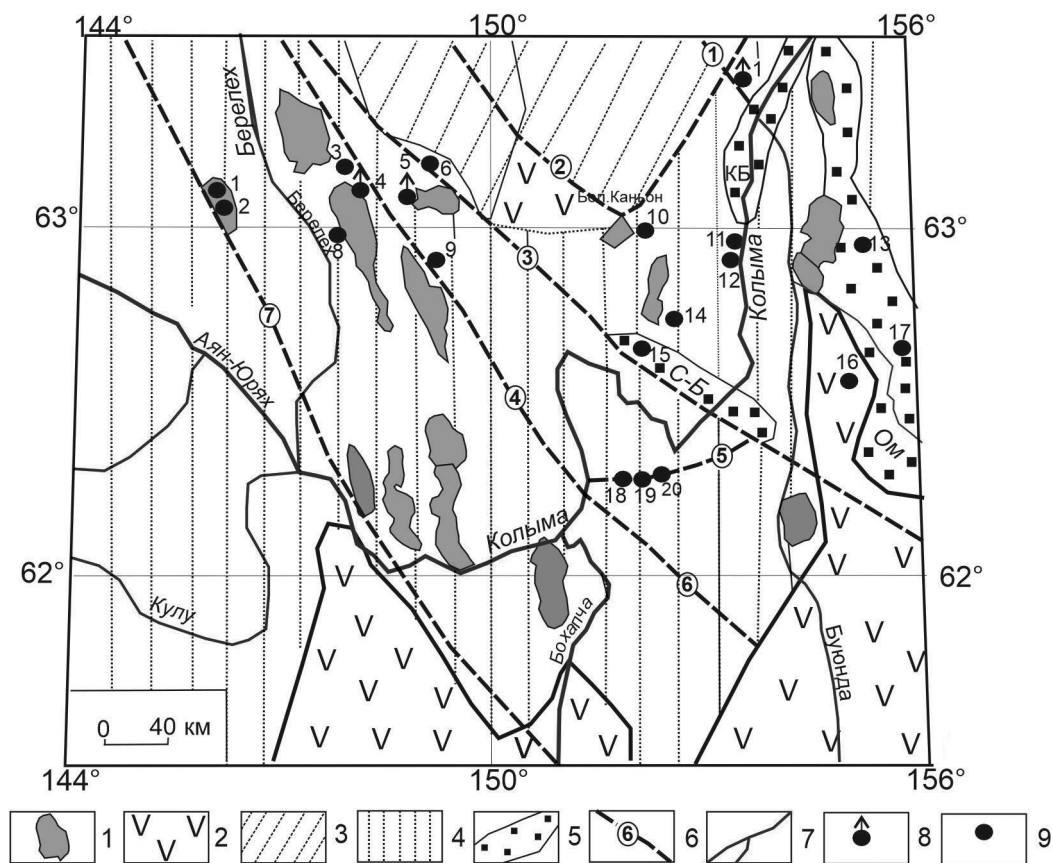


Рис. 1. Структурно-гидрогеологическая схема бассейна Верхней Колымы: 1–5 – гидрогеологические структуры на базе: 1 – гранитоидных батолитов, 2 – вулканогенных покровов, 3 – палеозойских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений, 4 – позднепалеозойских и мезозойских осадочных отложений, 5 – при-разломных впадин (А – Аркагагинская, Ом – Омсукчанская, С-Б – Сеймчано-Буюндинская, КБ – Колымо-Буюндинская); 6 – разломы (1 – Лабазненский, 2 – Арга-Тасский, 3 – Улаханский, 4 – Дебинский, 5 – Правый Оротуканский, 6 – Умарский, 7 – Чай-Урьинский); 7 – главные реки; 8, 9 – презентабельные объекты содовых вод, их номера по тексту: 8 – источники, 9 – скважины.

Fig. 1. Structural-hydrogeological scheme of the Upper Kolyma basin: 1–5 – hydrogeological structures based on: 1 – intrusive batholiths, 2 – volcanogenic covers, 3 – Paleozoic carbonate and terrigenous-carbonate deposits, 4 – Late Paleozoic and Mesozoic sedimentary deposits, 5 – near-fault depressions (А – Arkagala, Ом – Omsukchan, С-Б – Seimchan-Buyunda, КБ – Kolyma-Buyunda); 6 – faults (1 – Labaznaya, 2 – Arga-Tas, 3 – Ulakhan, 4 – Debin, 5 – Pravyy Orotukan, 6 – Umar, 7 – Chay-Urya); 7 – main rivers; 8, 9 – presentable objects of soda waters, their numbers in the text: 8 – sources, 9 – wells.



ные с поверхностными водотоками. Интрузивные массивы и покровы монокристаллических пород соответствуют гидрогеологическим массивам (ГГМ), водоносность которых обеспечивается гипергенной трещиноватостью, трещиноватых и дробленых породами в зонах разломов (трещинные и локально-трещинные воды). На базе терригенных и карбонатно-терригенных образований палеозойского и мезозойского возраста, катагенез которых не превышает начальные стадии регионального метаморфизма, возникли адмассивы (АдМ). Они сходны с ГГМ, но дополнительно их водоносность связана с трещиноватостью пород в зонах кливажа, надвигов и приконтактных зонах интрузий (пластово-трещинные воды).

Артезианские бассейны (АБ) образовались в приразломных впадинах, выполненных континентальными терригенными, часто угленосными, породами позднемелового и кайнозойского возраста. Их катагенетическая преобразованность от начального до среднего уровня мезокатагенеза, что обеспечивает поровую, порово-трещинную и трещинно-пластовую водоносность.

О распространении ПСВ в выделенных структурах можно судить по данным геологических и

гидрогеологических съемок, бурения и опробования скважин различного назначения.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гидрогеохимические характеристики подземных вод Верхне-Колымского водосбора рассматриваем по основным типам гидрогеологических структур.

А. *Потоки грунтовых вод* включают водоносные горизонты сезонно-талого слоя и аллювиальных русловых отложений в таликах речных долин.

В общем количестве опробованных водных объектов, включая воды атмосферных осадков, ПСВ от ультрапресных до пресных достаточно редки. Они встречаются примерно в 7–8 % источников и скважин глубиной до 10 м (рис. 2).

Воды гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, натриево-кальциевые и кальциево-магниевые. Преобладают воды пресные, но встречаются и слабосоленые с минерализацией до 5 г/дм<sup>3</sup>. Последние отмечены в зоне гидротермальных месторождений, обогащенных сульфидами (бассейн руч. Дегдекан) (Абрамов и др., 2010), а также на площадях развития палеозойских карбонатно-терригенных отложений.

ПСВ распространены локально, они пресные, но превосходят по величине минерализации атмосферные и большую часть подземных вод сезонно-талого слоя в 5–10 раз. Наиболее представительные пробы приведены в табл. 1.

Обращаем внимание на родник в истоках руч. Ишим, который питается водами таяния снежника в днище кара в условиях активного водообмена. Минерализация его многократно выше, чем талой воды. Разгрузка подмерзлотных вод на таких высоких отметках при сплошном характере криолитозоны невозможна. Следовательно, есть приток углекислого газа, который, растворяясь в талой воде, повышает ее выщелачивающую способность и минерализацию. Видимо, с этим процессом связаны и ПСВ на других объектах.

Гидрогеологические массивы и адмассивы объединены в общую группу структур, сложенных консолидированными породами. Практически все гидрогеологические скважины в этих структурах глубиной до 500 м пробурены в долинах рек.

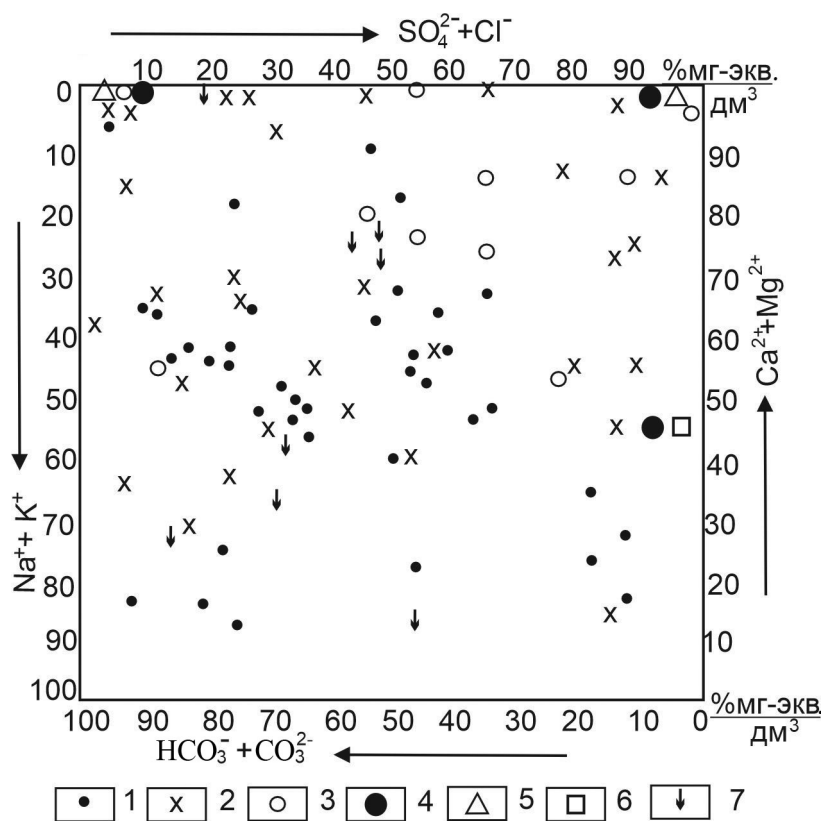


Рис. 2. Химический состав подземных вод ПГВ: общая минерализация, мг/дм<sup>3</sup> (1–6): 1 – до 100, 2 – 101–600; 3 – 601–1000; 4 – 1001–3000; 5 – 3001–5000; 6 – > 5000; 7 – атмосферные осадки.

Fig. 2. Chemical composition of groundwater in groundwater flows: total mineralization, mg/dm<sup>3</sup> (1–6): 1 – to 100; 2 – 101–600; 3 – 601–1000; 4 – 1001–3000; 5 – 3001–5000; 6 – > 5000; 7 – precipitation.

Таблица 1. Состав содовых подземных вод в ПГВ (по материалам И. В. Паршукова и др., 1987 г.; П. И. Демченко, 1965 г.; И. Г. Шабарина, 1976 г.)

Table 1. Composition of soda groundwater in groundwater flows (after I. V. Parshukov et al., 1987; P. I. Demchenko, 1965; I. G. Shabarin, 1976)

| № п/п и на рис. 1 | Водный объект, его координаты; дата опробования     | Абс. отметка, м; местоположение   | Геологическая характеристика                               | Формула химического состава                    |
|-------------------|-----------------------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| 1/4               | Родник; 63°15' с. ш., 148°21' в. д., июль 1967 г.   | 1602; исток руч. Ишим             | Массив Чьорге, развалы гранитных глыб                      | $M0.21 \frac{HCO_3 88}{(Na + K)43Ca42} pH 8$   |
| 2/5               | Родник; 63°17' с. ш., 148°36' в. д., июль 1987 г.   | 901; подножье склона долины ручья | Массив, развалы гранитных глыб                             | $M0.15 \frac{HCO_3 87}{(Na + K)98} pH 7.1$     |
| 3/7               | Родник; 63°25' с. ш., 152°21' в. д., август 1966 г. | 380; долина руч. Морозный         | Тектонический контакт $J_2$ и $D_1$ ; галька, щебень $Q_4$ | $M0.26 \frac{HCO_3 92}{(Na + K)64Ca25} pH 6.2$ |
| 4/11              | Родник; 62°51' с. ш., 153°39' в. д., август 1973 г. | 200; пойма р. Колыма              | Зона субмеридион. разлома; галечник $Q_4$                  | $M0.24 \frac{HCO_3 90}{(Na + K)85Ca12} pH 6.5$ |
| 5/12              | Скважина; 62°51' с. ш., 152°29' в. д., июль 1974 г. | 205; пойма р. Колыма              | Зона разлома Улахан; галечник $Q_4$                        | $M0.18 \frac{HCO_3 98}{(Na + K)95} pH 7.8$     |

На представленном графике-квадрате (рис. 3) заметно, что преобладающим распространением в сквозных таликах и в примыкающих к ним подмерзлотных зонах пользуются воды гидрокарбонатного и сульфатного классов кальциевой или магниевой-кальциевой группы, что подтверждает сделанные ранее заключения.

Если гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные воды преимущественно пресные, с минерализацией до 1000 мг/дм<sup>3</sup>, то воды сульфатного класса, в том числе и гидрокарбонатно-сульфатные, могут иметь общую минерализацию 5000 мг/дм<sup>3</sup> и выше. Они повсеместно приурочены к пиритизированным породам или зонам гидротермальной сульфидной минерализации.

ПСВ вскрыты скважинами на локальных участках в трещиноватых магматических породах, в графитизированных (черных) сланцах, в пиритизированных песчаниках и сланцах триасового и юрского возраста (табл. 2). Общая минерализация их от ультрапресных до слабо солоноватых.

Локальность проявлений ПСВ можно показать на примере результатов поисков месторождений пресных подземных вод в долине р. Оротукан.

Можно полагать, что сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые воды, инфильтруясь вниз по уклону долины, в очаге разгрузки углекислого газа приобрели повышенную выщелачивающую способность. Не исключено,

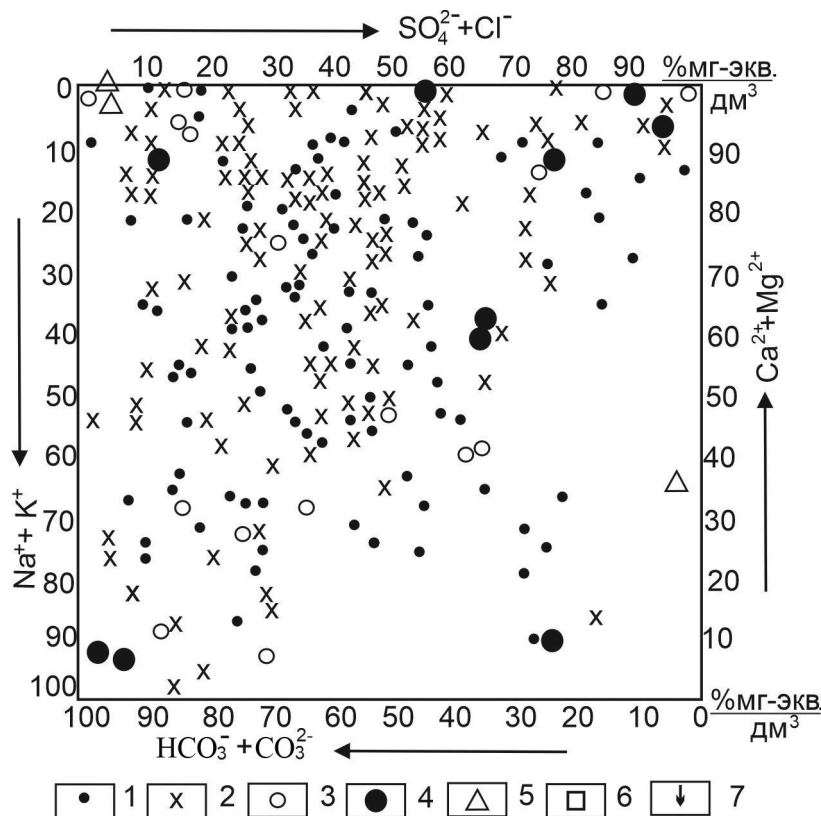


Рис. 3. Химический состав подземных вод ГГМ и АдМ. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 3. Chemical composition of underground waters in hydrogeological massifs and admassifs. For Legend, see Fig. 2.

Таблица 2. Данные о подземных содовых водах в ГГМ и АдМ Верхней Колымы (П. И. Лыгин, 1968 г.; В. И. Михеев, И. Г. Шабарин, 1978 г.; И. В. Паршуков, 1995 г.; Т. Ю. Щитникова, 1990 г.; Г. Ю. Фейгин, С. П. Киселев, 1980 г.)

Table 2. Data on underground soda waters in hydrogeological massifs and admassifs of the Upper Kolyma (P. I. Lygin, 1968; V. I. Mikheev, I. G. Shabarin, 1978; I. V. Parshukov, 1995; T. Yu. Shchitnikova, 1990; G. Yu. Feigin, S. P. Kiselev, 1980)

| № п/п   | Местоположение скважины, ее координаты; глубина, м; абс. отметка устья, м; мощность ММП, м; интервал водоносности пород | Геологическая характеристика вскрытых пород; дата опробования; водопроницаемость (q), л/с·м                                                                             | Формула химического состава, содержание карбонатных ионов, мг/дм <sup>3</sup>                          |
|---------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1/10    | Долина р. Судар, 62°59' с. ш., 152°05' в. д.; 216; 315; ММП – 145; 145–216                                              | Сланцы, песчаники Т <sub>3</sub> ; слабо трещиноватые; 11–13.07.1975; q – 0.005                                                                                         | $M1 \frac{HCO_3^{94}}{(Na + K)^{98}} pH 8;$<br>$HCO_3^- = 682, CO_3^{2-} = 24$                         |
| 2/15    | Долина р. Сеймчан, 62°45' с. ш., 152°31.59' в. д.; 250; 320; ММП – 137; 137–250                                         | Переслаивание алевролитов и песчаников, Т; слабо трещиноватые; 2–10.09.1978; q – 0.009                                                                                  | $M0.8 \frac{(HCO_3 + CO_3)^{95}}{(Na + K)^{63}Ca^{25}Mg^{12}} pH 7.2$<br>$HCO_3^- = 572$               |
| 3/6     | Пойма р. Мальдяк, 62°58' с. ш., 148°00' в. д.; 300; 707; ММП – 194; 194–300                                             | Сланцы, алевролиты, песчаники J <sub>2</sub> ; 4–5.07.1987; q = 0.015                                                                                                   | $M0.19 \frac{HCO_3^{86}SO_4^{12}}{(Na + K)^{87}Ca^{10}} pH 7.2$<br>$HCO_3^- = 124$                     |
| 4/3     | Долина р. Правая Табога; 63°11' с. ш., 148°09' в. д.; 200; 800; ММП – 179; 179–200                                      | Песчаники, алевролиты, сланцы, J <sub>2</sub> пересекаемые диоритовой дайкой; 04.1990; q = 0.29                                                                         | $M0.36 \frac{HCO_3^{80}}{(Na + K)^{78}Ca^{19}} pH 6.6$<br>$HCO_3^- = 320$                              |
| 5/16    | Месторождение Дукал, пойма руч. Неожиданный, устье; 62°31' с. ш., 155°02' в. д.; 192; 625; ММП – 58; 71–192             | Гранодиориты крепкие, трещиноватые; 16–19.02.1976; q = 0.54                                                                                                             | $M0.08 \frac{HCO_3^{87}Cl^{13}}{(Na + K)^{45}Ca^{42}} pH 7.4$                                          |
| 6/б. н. | Долина руч. Горячий ключ; 61°08' с. ш., 152°28' в. д.; 404; 720; сквозной талик; фильтр в инт. 270–404                  | Глыбы, валуны, галька до глубины 24 м, ниже глинистые сланцы, песчаники J <sub>2</sub> ; пересекают андезиты K <sub>2</sub> и зоны трещиноватости; 01.03.1967; q = 0.02 | $M0.33 \frac{(HCO_3 + CO_3)^{81}}{(Na + K)^{98}} pH 7.5$<br>T = 8.5°C; $HCO_3^- = 116; CO_3^{2-} = 14$ |

что в пределах этого очага развита альбитовая минерализация, поэтому воды стали содовыми. Ниже по уклону ионы щелочных металлов расходовались на образование глинистых минералов. Минерализация воды уменьшилась, среди катионов стали вновь преобладать щелочные земли. Процессы выщелачивания плагиоклазов и полевых шпатов с образованием глинистых минералов и ПСВ хорошо изучены (Шварцев, 1978; Абдрахимов, Попов, 2010; Шварцев и др., 2011; Лепокурова, 2018). Аналогичные изменения катионного состава гидрокарбонатных вод мы выявили в долине р. Ясная (правый приток р. Оротукан), изучая материалы гидрогеологического поисково-разведочного бурения в долине среднего течения этой реки по отчету О. Е. Абрамович, И. В. Паршукова, С. В. Верхотурова за 1986 г. Здесь при поисках месторождения питьевых вод вдоль русла реки в сквозном талике отрезке длиной около 2 км пробурено 9 скважин, большей частью глубиной 60 м. Вскрытые воды минерализации

ей от 0.1 до 0.42 г/дм<sup>3</sup> содержат  $HCO_3^-$  от 9.8 до 210 мг/дм<sup>3</sup>. При этом скважины с наибольшим содержанием компонентов растворения углекислого газа и соответственно минерализацией находятся между объектами с меньшими содержаниями ионов угольной кислоты.

Артезианские бассейны по особенностям строения и возрасту осадочного чехла разделены на две группы.

К бассейнам первой группы отнесены Омсукчанский и Аркагагинский, выполненные угленосными отложениями мелового возраста. По степени катагенетической преобразованности угли Омсукчанского бассейна относятся к тощим, что свидетельствует о литификации пород до среднего уровня мезокатагенеза (МК<sub>3</sub>). Поэтому подземные воды здесь приурочены к трещинно-пластовым слоям и локально-трещинным зонам, связанным с разломами. В Аркагагинском бассейне угли преобразованы до длиннопламенных и газовых, т. е. до уровня перехода от начальных стадий катагенеза к

Таблица 3. Состав подземных вод в долине р. Оротукан (по материалам Т. Ю. Щитниковой, 1990 г.)

Table 3. Composition of groundwater in the Orotukan River valley (after T. Yu. Shchitnikova, 1990)

| № п/п и рис. 1 | Местоположение скважины, ее глубина, м; интервал опробования (от – до), м | Геологическая характеристика вскрытых пород                                           | Формула химического состава, содержание ионов, мг/дм <sup>3</sup>                                                                   |
|----------------|---------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1/18           | Долина р. Оротукан в 2.88 км выше пос. Оротукан; 98; 6–98                 | Песчаники, алевролиты Т <sub>3</sub> ; трещиноватые, сульфидизированные черные сланцы | $M0.27 \frac{HCO_3 66 SO_4 30}{Ca 95} pH 7.2;$<br>$HCO_3^- = 142, Cl = 5.6; SO_4^{2-} = 50$                                         |
| 2/19           | Там же, в 0.78 км ниже по течению реки; 98; 5–98                          | Туфы порфириров, туфопесчаники пиритизированные Т <sub>3</sub>                        | $M0.36 \frac{HCO_3 80 SO_4 18}{(Na + K) 78 Ca 19 Mg 13} pH 6.6;$<br>$HCO_3^- = 319.6, Cl = 4.3; SO_4^{2-} = 55;$<br>$Fe^{2+} = 1.1$ |
| 3/20           | Там же, в 0.65 км ниже скв. 2 по течению реки; 200; 94–200                | Черные сланцы, песчаники пиритизированные, алевролиты Т <sub>3</sub>                  | $M0.18 \frac{HCO_3 61 SO_4 32}{Ca 46 Mg 35 (Na + K) 19} pH 7;$<br>$HCO_3^- = 120, Cl = 8.5; SO_4^{2-} = 50$                         |

средней (МК<sub>2</sub>, МК<sub>2-3</sub>). На этом уровне развита водоносность порово-трещинно-пластовая и локально-трещинная.

В целом для бассейна первой группы характерно широкое развитие дизъюнктивной тектоники.

Бассейны второй группы выполнены континентальными осадками олигоцен-четвертичного возраста. Данные о подземных водах есть по Сеймчано-Буюндинской, Верхне-Берелёхской, Момонтайской группам (Глотов, 2009). Наиболее

крупная из них (примерно 5 тыс. км<sup>2</sup>) Сеймчано-Буюндинская, в пределах которой выявлено Эльгинское месторождение бурых углей (Попов, 1983). Во всех бассейнах развита сплошная криолитозона, прорванная сквозными таликами под руслами рек и непромерзающими озерами. Обобщенные данные о составе подмерзлотных и вод сквозных таликов приведены на графике-квадрате (рис. 4).

Видно, что эти данные отличаются от гидрогеохимических показателей в гидрогеологических

массивах и адмассивах большей долей распространения гидрокарбонатных натриевых вод. В табл. 4 приведены наиболее репрезентативные сведения о ПСВ в артезианских бассейнах.

Надо отметить, что в угленосных бассейнах развиты и гидрокарбонатно-сульфатные, и сульфатные воды, образование которых связано с выщелачиванием пиритизированных осадочных мезозойских пород в фундаментах впадин и/или зонах гидротермальной минерализации. Например, в Аркагалинском бассейне на участке «Знатный» вскрыты подмерзлотные воды, состав которых определяется формулой

$$M7.9 \frac{SO_4 99}{(Na+K) 65 Ca 28} pH 5.4 \text{ (Глотов, Глотова, 1999).}$$

Но и сульфатные воды на локальных участках содержат ионы угольной кислоты до 500 мг/дм<sup>3</sup>. Максимально насыщены углями бассейны в приобортовых зонах (Попов, 1983). К этим зонам тяготеют и наиболее минерализованные ПСВ.

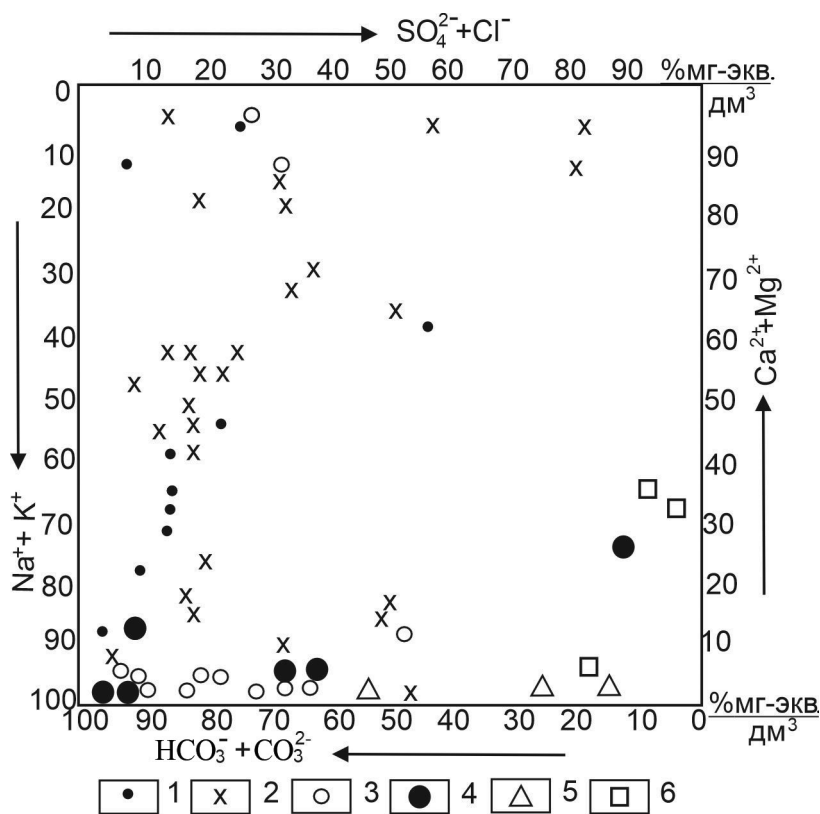


Рис. 4. Условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 4. For Legend, see Fig. 2.



Таблица 4. Состав и условия залегания содовых вод артезианских бассейнов (данные В. И. Михеева и др., 1970 г.; Н. Ф. Романчи, В. Ф. Ковалева, 1982 г.; В. Ф. Ковалева, Н. В. Ковалевой, 1983 г.; В. Е. Глотова, 2009 г.)

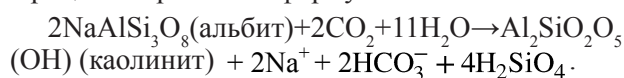
Table 4. Composition and occurrence conditions of soda waters in artesian basins (data by V. I. Mikheeva et al., 1970; N. F. Romanchi, V. F. Kovalev, 1982; V. F. Kovalev, N. V. Kovaleva, 1983; V. E. Glotov, 2009)

| № п/п                               | Местоположение скважины, ее координаты; глубина, м; абс. отметка устья, м; мощность ММП, м; интервал опробования (от – до), м | Геологическая характеристика пород в интервале опробования; удельный дебит при откачке (q), л/с·м | Формула химического состава, содержание анионов, мг/дм³                                                                          |
|-------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Омсулчанский бассейн</i>         |                                                                                                                               |                                                                                                   |                                                                                                                                  |
| 1                                   | Окраина пос. Галимый, 62°22' с. ш., 155°52' в. д.; 785.4; 270; ММП – 75; 75 – –270                                            | Алевролиты, песчаники, угли К <sub>1</sub> ; q – 0.06                                             | $M0.75 \frac{(HCO_3 + CO_3)99}{(Na + K)100}$ pH 8.4;<br>$HCO_3^- = 549, Cl = 4.3; CO_3^{2-} = 72;$<br>$SO_4^{2-} = 4$            |
| 2                                   | Со льда оз. Сольвейг, 62°51' с. ш., 155°52' в. д.; 705; 170; ММП – 57; 57–170                                                 | Алевролиты, угли; q – 0.082                                                                       | $M1.3 \frac{(HCO_3 + CO_3)97}{(Na + K)98}$ pH 8.2;<br>$HCO_3^- = 1172, Cl = 1.8; CO_3^{2-} = 132;$<br>$SO_4^{2-} = 35$           |
| <i>Аркагалинский бассейн</i>        |                                                                                                                               |                                                                                                   |                                                                                                                                  |
| 3/1                                 | Тал-Юряхский участок, долина р. Аркагала, 63°17' с. ш., 146°40' в. д.; 867; 178; ММП – 73; 73–152                             | Алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли; К <sub>2</sub> ; q – 0.07                                 | $M1.4 \frac{HCO_3 99}{(Na + K)98}$ pH 8;<br>$HCO_3^- = 1643.2, Cl = 1; SO_4^{2-} = 1;$<br>$SiO_2 = 51.7$                         |
| 4/2                                 | Кадыкчанский участок, пос. Арэк, 63°02' с. ш., 147°02' в. д.; 781; 389; ММП – 212; 217–389                                    | Песчаники, алевролиты, угли трещиноватые; К <sub>2</sub> ; q – 0.012                              | $M2.83 \frac{(HCO_3 + CO_3)99}{(Na + K)99}$ pH 8.1;<br>$HCO_3^- = 2178, Cl = 10; CO_3^{2-} = 384$                                |
| <i>Сеймчано-Буюндинский бассейн</i> |                                                                                                                               |                                                                                                   |                                                                                                                                  |
| 5                                   | Эльгенский участок, междуречье; 62°40' с. ш., 152°07' в. д.; 200; 192; ММП – 140; 140–192                                     | Пески, глина, бурые угли; N <sub>2</sub> ; q = 0.08                                               | $M2.7 \frac{(HCO_3 + CO_3)99}{(Na + K)88}$ pH 8.2;<br>$HCO_3^- = 814.4, Cl = 1;$<br>$CO_3^{2-} = 91; SO_4^{2-} = 8; SiO_2 = 100$ |
| <i>Момонтайский бассейн</i>         |                                                                                                                               |                                                                                                   |                                                                                                                                  |
| 6                                   | В 600 м от берега оз. Момантай; 63°33' с. ш., 148°18' в. д.; 1138,2; 177; ММП – 149; 149–177                                  | Пески, галечники, глина, валуны; N <sub>2</sub> – Q; q = 0.05                                     | $M0.5 \frac{HCO_3 85}{(Na + K)55Ca27Mg18}$ pH 7.8;<br>$HCO_3^- = 392, Cl = 6.4; SO_4^{2-} = 27$                                  |

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Процессы формирования подземных содовых вод в зонах активного (свободного) и замедленного (затрудненного) водообмена достаточно хорошо изучены. Из работ С. Л. Шварцева (1978), С. Л. Шварцева и др. (2011), Р. Ф. Абдрахимова и В. Г. Попова (2010), О. Е. Лепокуровой (2018), развивших более ранние представления по данной проблеме, следует, что анионы угольной кислоты ( $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ ) являются продуктом растворения  $CO_2$  атмосферного, биохимического, термометаморфического, мантийного проис-

хождения и растворения карбонатов щелочных земель. Насыщение подземных вод катионами, прежде всего  $Na^+$  происходит при углекислотном выщелачивании (гидролизе) полевых шпатов. Процесс выражается формулой:



Поскольку полевые шпаты образуют два изоморфных ряда минералов: альбит – ортоклаз ( $NaAlSi_3O_8 - KAlSi_2O_8$ ) и альбит – анортит ( $CaAl_2Si_2O_8$ ), при углекислом выщелачивании образуются воды гидрокарбонатного класса со смешанным составом катионов ( $Na^+$ ,  $K^+$ ,



$\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ )\*. По результатам анализов обширного фактического материала по подземным водам от тропических широт до умеренных С. Л. Шварцев (1982) пришел к выводу, что формирование содовых вод происходит не на всех этапах выветривания алюмосиликатов, а лишь при благоприятных для этого условиях, прежде всего при насыщении подземных вод кальцием, достигаемого при общей минерализации воды больше 600 мг/дм<sup>3</sup> и  $\text{pH} > 7.4$ . Тогда  $\text{Ca}^{2+}$  соединяется с  $\text{HCO}_3^-$  с образованием  $\text{CaCO}_3$ , который выпадает в осадок, а натрий накапливается в воде. Для осуществления этого процесса вода должна находиться в горных породах строго определенное время. Если вода покинет породу раньше, то  $\text{HCO}_3^-$  выносится с  $\text{Ca}^{2+}$  и будут формироваться воды сульфатного класса кальциево-натриевой группы (Шварцев, 1996). По изложенной схеме содовые воды образуются на определенном этапе преобразования гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод.

Вместе с тем Р. Ф. Абдрахимов и В. Г. Попов (2010) экспериментально показали, что подземные воды при любом виде водообмена, независимо от минерализации и химического состава, всегда неравновесны по отношению к первичным силикатам, но равновесны по отношению к образующимся вторичным минералам (каолинит, оксиды и гидроксиды железа и алюминия), растворимость которых много ниже исходных минералов. Их образование связано с поступлением в водный объект углекислого газа.

Материалы о ПСВ на водосборной площади Верхней Колымы дают основание считать, что закономерности распространения их в грунтовых потоках, в гидрогеологических массивах и адмассивах в условиях активного водообмена можно объяснить с позиции Р. Ф. Абдрахимова и В. Г. Попова. Вместе с тем подмерзлотные воды в артезианских бассейнах формируются в условиях замедленного водообмена. Формирование в них содовых вод согласуется с выводами С. Л. Шварцева (1978).

Выявленная фрагментарность распространения ПСВ в бассейне Верхней Колымы во всех гидрогеологических структурах со сплошным развитием криолитозоны показывает, что обе наиболее теоретически разработанные теории формирования таких вод нуждаются в обосновании источников и режима поступления  $\text{CO}_2$  в воду. Атмосферный углекислый газ, ввиду его малой концентрации, участвует в происхождении ультрапресных ПСВ с содержанием  $\text{HCO}_3^-$  до 10–20 мг/дм<sup>3</sup>. Биохимические источники мо-

гут играть существенную роль в формировании содовых вод артезианских бассейнов с угленосными осадочными чехлами, но в горных районах криолитозоны их роль очень мала из-за отсутствия или слабого развития почвенного покрова на склонах речных долин. Исследовавший данный вопрос А. А. Пугачев сделал заключение, что «...деструкция опада в ландшафтах горных тундр характеризуется очень низкими темпами» и «...растительность не играет существенной роли в формировании состава природных вод» (Пугачев, 2002).

Органическое вещество глинистых сланцев верхоянского комплекса осадков представлено высшими антракосилитами, по составу близкими к графиту, не окисляемыми в приповерхностных физико-химических условиях (Романова и др., 2013).

Наиболее вероятным источником углекислого газа для образования анионов угольной кислоты ( $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ ) является глубинный  $\text{CO}_2$ , поступающий к дневной поверхности по трещинам в зонах разлома или в приконтактных зонах гранитных интрузий. Существование постоянного поступления  $\text{CO}_2$  мантийного или термометаморфического происхождения в приповерхностные литосферные слои на Дальнем Востоке России доказано гидрогеохимическими и изотопными данными (Челноков, Харитонов, 2008; Харитонов, 2013). Именно притоком глубинного углекислого газа можно объяснить относительно высокую минерализацию (более 200 мг/дм<sup>3</sup>) воды сезонно-талого слоя в истоках руч. Ишим в приконтактной зоне гранитного массива Чьорго на отметке более 1600 м (см. табл. 1), а также в источниках содовых вод на склонах речных долин на абс. отметках более 900 м. Во всех случаях такие выходы ПСВ являются вкраплениями на фоне распространения подземных вод гидрокарбонатного кальциевого или натриево-кальциевого составов. В сквозных и надмерзлотных таликах возможна разгрузка ПСВ глубоких горизонтов в потоки ультрапресных грунтовых вод. Примером разгрузки глубинных ПСВ в приповерхностные горизонты является известный Тальский термальный источник, в воде которого содержание ( $\text{rHCO}_3^- + \text{rCO}_3^{2-}$ ) в 7 раз больше суммы ионов ( $\text{rCa}^{2+} + \text{rMg}^{2+}$ ), а щелочных металлов больше щелочных земель в 14 раз (Гидрогеология..., 1972).

При внедрении в зону активного водообмена газообразного углекислого газа происходит образование ионов угольной кислоты:  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$ . Растворенный в воде ион водорода вытесняет из полевошпатовых минералов ионы щелочных ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) или щелочноземельных ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) металлов. Следовательно, основной признак внедрения  $\text{CO}_2$  из зон разломов в воды потоков подземных

\*Источниками  $\text{Mg}^{2+}$  являются доломит  $\text{Ca}(\text{Mg})\text{CO}_3$ , магнезиевые силикаты, в т. ч. оливин  $(\text{MgFe})_2(\text{SiO}_4)_4$ , диопсид  $(\text{CaMg})(\text{Si}_2\text{O}_6)$  и др.

вод свободного водообмена в условиях Верхней Колымы – резкое увеличение содержания гидрокарбонат-иона, анизотропность гидрогеохимического поля. При преобладании в породах натриевых или калиево-натриевых плагиоклазов формируются гидрокарбонатные натриево-калиевые (содовые) воды. При преобладании натриево-кальциевых или кальциевых плагиоклазов их взаимодействие с углекислой водой приводит к формированию гидрокарбонатных кальциевых вод. Но в обоих случаях необходим приток глубинной углекислоты.

При любом варианте вскрытие ПСВ скважинами при гидрогеологических работах указывает на развитие пород, обогащенных натриевым или калий-натриевым плагиоклазом. Можно допустить и существование скрытых зон березитизации. Процессу содообразования способствует и сорбция  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  глинистыми минералами, т. к. энергия их поглощения больше, чем у одновалентных  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$  (Шварцев, 1978).

Несколько иной процесс формирования содовых вод происходит в артезианских угленосных бассейнах. Как известно, ископаемые угли окисляются по формуле  $\text{C} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2$ . В водоносных угольных пластах образующийся углекислый газ поступает в воду, активизируя процесс гидролиза плагиоклазов во вмещающих породах с образованием содовых вод. В толще многолетнемерзлых пород этот процесс приобретает иной вид. Как впервые установлено О. Б. Максимовым (1949), в многолетнемерзлом состоянии угли также окисляются. Возможно, кислород аккумулировался при промерзании отложений, возможна и современная его диффузия из атмосферы. Но при отсутствии жидкой воды окисление углей происходит не до конца с образованием  $\text{CO}_2$ , а прекращается на промежуточной стадии с образованием регенерированных гуминовых и низкомолекулярных карбоновых кислот, в том числе уксусной и щавелевой, которые накапливаются в угольных пластах. При сокращении мощности ММП в голоцене эти кислоты растворяются в воде, окисляясь до  $\text{CO}_2$ , которая участвует в процессе гидролиза. В условиях криогенно затрудненного водообмена осуществляется сорбция катионов щелочных земель в глинах, перекрывающих пласты углей, происходит обогащение гидрокарбонатных вод ионами натрия. Данная схема хорошо объясняет появление содовых вод в наших угленосных бассейнах. Допускаем, что очаговое распространение подмерзлотных содовых вод и тяготение этих очагов к зонам разломов, ограничивающих бассейны, указывают и на глубинное происхождение части углекислого газа. Об этом свидетельствуют факты обнаружения содовых вод в бассейнах с осадочным чехлом из терригенных континентальных пород при от-

сутствии скоплений органического материала (Момонтайский АБ).

Таким образом, особенности распространения содовых подземных вод в гидрогеологических структурах на водосборной площади бассейна Верхней Колымы позволяют предполагать современное поступление глубинного углекислого газа к дневной поверхности по зонам разломов и контактам гранитных интрузий с осадочной толщей. Возможен подток  $\text{CO}_2$  по зонам разломов и в артезианские бассейны.

Бальнеологическая значимость выявленных очаговых скоплений холодных содовых вод не изучена. По литературным данным (Питьевые..., 2015), к бальнеологическим относятся воды с содержанием  $\text{HCO}_3^- > 600 \text{ мг/дм}^3$ . Такому требованию соответствуют воды, выявляемые в адмассивах и в угленосных артезианских бассейнах – Омсукчанском, Аркагалинском, Сеймчано-Буюндинском. По отдельным анализам можно сказать, что биологически активными в этих водах являются  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SiO}_2$ . Слабощелочные воды с минерализацией менее  $3 \text{ г/дм}^3$  рекомендованы к употреблению при проблемах желудочно-кишечного тракта, сахарном диабете и панкреатите. Подземные воды Омсукчанского и Аркагалинского АБ перспективны для производства столовых минеральных вод для внутриобластного потребления и для вывоза на внутренние отечественные рынки. В этих целях необходимо дополнительно изучить указанные воды в специализированных учреждениях, например, в Томском институте бальнеологии и физиотерапии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненного исследования установлено, что:

по отношению основных компонентов солевого состава подземных вод (в мг-экв./дм<sup>3</sup>):

$\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}} > 1$  и  $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ , определяющему отнесение подземных вод гидрокарбонатного класса к содовым, охарактеризованные выше воды распространены во всех типах гидрогеологических структур на площади бассейна Верхней Колымы. Воды пресные и солоноватые (до  $3 \text{ г/дм}^3$ );

характерно очаговое распространение этих вод и их возможная связь с притоком глубинного углекислого газа по зонам разломов и контактам магматических интрузий с осадочными породами. По этому признаку определен показатель современного существования потоков глубинного углекислого газа в зонах разломов. Для геологических условий Верхней Колымы это повышение содержания суммы растворенного углекислого газа и анионов угольной кислоты, возрас-

тание общей минерализации подземной воды на локальном участке;

в артезианских угленосных бассейнах в формировании содовых вод большую роль сыграли процессы неполного окисления углей в толще многолетнемерзлых пород с последующим голоценовым сокращением этой толщи, окислением растворенных в воде регенерированных гуминовых и низкомолекулярных карбоновых кислот до углекислого газа. Не исключаем связи содовых вод с зонами глубинных разломов, ограничивающих бассейны;

намечена практическая бальнеологическая значимость содовых вод.

Генетическая роль потоков глубинного углекислого газа в формировании подземных содовых вод открывает новую возможность использования гидрогеохимических и газогеохимических данных для изучения зон глубинных разломов. Теоретически и практически важны результаты изучения особенностей формирования и существования гидрогазогеохимических приповерхностных полей в зонах глубинных разломов для выявления их современной неотектонической активности и связи этой активности с орогенезом и землетрясениями. Эти же особенности можно использовать для поисков новых проявлений бальнеологических подземных вод.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит Л. П. Глову за помощь в подборе материалов и подготовке статьи к публикации, а также рецензентов за замечания, которые позволили улучшить содержание статьи.

### ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахимов Р. Ф., Попов В. Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. Уфа : Гилем, 2010. 420 с.
- Абрамов В. Д., Вавичкин А. Ю., Щипанский А. А., Апанасенко Д. С. Криогидрогеохимические условия золоторудного месторождения Дегдекан // Разведка и охрана недр. 2010. № 10. С. 52–56.
- Алекин О. А. Общая гидрохимия. Ленинград : Гидрометеиздат, 1948. 207 с.
- Гальцева Н. В. Предпосылки и перспективы реструктуризации экономики Магаданской области. Москва : КомКнига, 2009. 320 с.
- Гидрогеология СССР. Т. 26. Северо-Восток СССР / ред. О. Н. Толстихин. Москва : Недра, 1972. 297 с.
- Глотов В. Е. Гидрогеология осадочных бассейнов Северо-Востока России. Магадан : Кордис, 2009. 232 с.
- Глотов В. Е. Районирование Северо-Востока России по степени участия подземных вод в формировании общего речного стока // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике / отв. ред. В. Е. Глотов, Н. В. Ухов. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 182–202.
- Глотов В. Е. Формирование подземных вод в позднечетвертичное время на Северо-Востоке России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2020. № 2. С. 22–33.
- Глотов В. Е. Гидрогеологические отличия геодинамически разных террейнов // Науки о Земле и недропользование. 2021. Т. 44, № 2. С. 134–141.
- Глотов В. Е., Глотова Л. П. Мерзлотно-гидрогеологические условия разработки подмерзлотных запасов угля Аркаалинского каменноугольного бассейна // Колыма. 1999. № 4. С. 41–45.
- Глотов В. Е., Глотова Л. П. Ресурсы пресных подземных вод Магаданской области : библиографический справочник (по состоянию изученности на 01.01.2004). Магадан : Кордис, 2004. 181 с.
- Глотов В. Е., Глотова Л. П., Ушаков М. В. Связь стока горных рек криолитозоны с геологической историей дренируемых террейнов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2018. № 2. С. 25–30. DOI: 10.14/S0869780318040026.
- Глушкова О. Ю., Смирнов В. Н. Реконструкция масштабов и морфологических особенностей плейстоценовых оледенений на Северо-Востоке России // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2021. № 2. С. 50–67. DOI/10.34078/1814-0998-2021-2-50-67.
- Горячев Н. А. Геология мезозойских золотокварцевых жильных поясов северо-востока Азии. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 210 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55 – Сусуман : объяснительная записка. Санкт-Петербург : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 426 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 – Сеймчан : объяснительная записка. Санкт-Петербург : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.
- Гриценко В. А. История возникновения геологических фондов, проблемы их существования и перспективы их развития // Информационно-аналитический сборник о работе окружного семинара по вопросу функционирования системы фондов геологической информации в Дальневосточном федеральном округе. Москва : ФГУНПП «Росгеолфонд», 2012. Вып. 11. С. 15–22.
- Губкин Н. В. Очерк гидрогеологии части Охотско-Колымского края // Колыма. 1944. № 6. С. 19–27.
- Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. Магадан : ВНИИ-1, 1960. 470 с. (Труды ВНИИ-1; т. 28).
- Лепокурова О. Е. Содовые подземные воды юга Кузбасса: изотопно-химические особенности и условия формирования // Геохимия. 2018. № 9. С. 904–919.
- Максимов О. Б. Выветривание каменных углей в зоне вечной мерзлоты // Материалы по геологии Северо-Востока СССР. Магадан : Советская Колыма, 1949. Вып. 6. С. 81–88.
- Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. РСФСР. Вып. 17. Бассейны Колымы и рек Магаданской области. Ленинград : Гидрометеиздат, 1985. 430 с.
- Питьевые минеральные воды в лечебно-профилактических и реабилитационных программах. Кли-



нические рекомендации / разработчики: М. Ю. Герасименко, В. М. Филимонов, Т. Р. Филимонова, О. К. Мугачева, П. В. Астахов. Москва : Минздрав РФ, 2015. 20 с.

Попов Г. Г. Уголь // Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Полезные ископаемые / ред. П. В. Бабкин, М. Е. Городинский. Москва : Недра, 1983. С. 113–149.

Пугачев А. А. Влияние растительности на формирование химического состава поверхностных вод // Факторы формирования общего стока малых горных рек в Субарктике. Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 167–175.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 19. (Северо-Восток). Ленинград : Гидрометеиздат, 1960. 282 с.

Романова А. С., Брюханова Н. Н., Будяк А. Е. Рассеянное углеродистое вещество в золоторудном месторождении Дегдекан // Известия Сибирского отделения РАЕН. Секция наук о Земле. 2013. № 2 (43). С. 52–58.

Смирнов В. Н. Верхояно-Чукотская область новейшего горообразования: зональность и основные этапы формирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 5. С. 610–620.

Соцкая О. Т., Семьшев Ф. И., Малиновский М. А., Альшевский А. В., Ливач А. Э., Горячев Н. А. Пирит

зон сульфидизации терригенных комплексов Яно-Колымского орогенного пояса (Северо-Восток России) : генерации, типизации, минеральные ассоциации // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2022. № 1. С. 14–30.

Справочник гидрогеолога / под общ. ред. М. Е. Альтовского. Москва : Госгеолтехиздат, 1962. 646 с.

Фотиев С. М. Подземные воды криогенной области Земли // Криосфера Земли. 2013. Т. 17, № 2. С. 41–50.

Харитонов Н. А. Углекислые минеральные воды северо-востока Азии: происхождение и эволюция : автореф. ... докт. геол.-мин. наук. Томск, 2013. 47 с.

Челноков Г. А., Харитонов Н. А. Углекислые минеральные воды юга Дальнего Востока / отв. ред. В. В. Кулаков. Владивосток : Дальнаука, 2008. 185 с.

Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Москва : Недра, 1978. 288 с.

Шварцев С. Л., Домрачев Е. В., Рассказов Н. М. Геохимия и формирование содовых вод Кузбасса // Известия Томского политехнического университета. 2011. Т. 318, № 1. С. 128–134.

Шило Н. А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы их формирования. Магадан : ВНИИ-1, 1961. 136 с.

Поступила в редакцию 20.03.2023.

Поступила после доработки 17.04.2023.

## DISTRIBUTION AND FORMATION OF UNDERGROUND SODA WATERS IN THE UPPER KOLYMA CATCHMENT AREA

V. E. Glotov

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute n. a. N. A. Shilo, FEB RAS, Magadan

In the Upper Kolyma basin, mostly hydrocarbonate and sulfate waters are distributed with a predominance of alkaline earth metal cations in the composition. Hydro-carbonates with alkali metal cations ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ), distinguished as soda, are found only in local areas in fault zones and those of granite intrusion contacts. They are the least mineralized (no more than  $100 \text{ mg/dm}^3$ ) in the seasonally thawed layer and river valley *taliks*, but even there, in separate foci at the elevation of above 1600 m, soda water springs with the mineralization exceeding  $200 \text{ mg/dm}^3$  occur. Soda waters in Cretaceous coal-bearing deposits within intermountain artesian basins are the most mineralized (up to  $3000 \text{ mg/dm}^3$ ). The association of these waters with deep fault zone has been assumingly traced. The sharp increase of the dissolved carbon dioxide and the carbonic acid anions in waters at local river valley sites is offered as the indicator of the current ingress of carbon dioxide into underground waters. Soda waters with mineralization exceeding  $600 \text{ mg/dm}^3$ , contained in some samples, are referred to balneal. Hydrogeochemical methods are proposed for further study of the role of deep faults in soda waters formation as well as for the possible use of them for curing and preventing diseases.

**Keywords:** cryolithozone, underground soda waters, granite intrusions, faults, intermountain artesian basins, deep carbon dioxide.

## REFERENCES

Abdrakhimov, R. F., Popov, V. G., 2010. Geochemistry and Formation of Underground Waters in the Southern Urals. Ufa, Gilem [In Russian].

Abramov, V. D., Vavichkin, A. Yu., Shchipansky, A. A., Apanasenko, D. S., 2010. Cryohydrogeochemi-

cal Conditions at the Degdekan Gold Deposit, *Prospect and Protection of Mineral Resources*. 10, 52–56 [In Russian].

Alekin, O. A., 1948. General Hydrochemistry. Leningrad, Gidrometeoizdat [In Russian].



- Chelnokov, G. A., Kharitonova, N. A., 2008. Carbonated Mineral Waters in the South of the Far East, Ed. V. V. Kulakov. Vladivostok, Dalnauka [In Russian].
- Galtseva, N. V., 2009. Preconditions and Prospects for Restructuring the Economy of Magadan Oblast. Moscow, KomKniga [In Russian].
- Gerasimenko, M. Yu., Filimonov, V. M., Filimonova, T. R., Mugacheva, O. K., Astakhov, P. V., 2015. Drinking Mineral Waters in Treatment, Prophylactic, and Rehabilitation Programs. Clinical Guidelines. Moscow, RF Ministry of Health Protection [In Russian].
- Glotov, V. E., 2020. Formation of Groundwater in the Late Quaternary in the North-East of Russia, *Bulletin NESCFEB RAS*. 2, 22–33 [In Russian].
- Glotov, V. E., 2021. Hydrogeological Differences of Geodynamically Different Terranes, *Earth Sciences and Subsoil Use*. 44, 2, 134–141 [In Russian].
- Glotov, V. E., 2009. Hydrogeology of Sedimentary Basins in the North-East of Russia. Magadan, Kordis [In Russian].
- Glotov, V. E., 2002. Zoning of Russia's North-East by the Degree of Groundwater Participation in the Total River Flow Formation, Factors of the Total Flow Formation in the Subarctic Small Mountain Rivers. Eds. V. E. Glotov, N. V. Ukhov. Magadan, NEISRI FEB RAS, 182–202 [In Russian].
- Glotov, V. E., Glotova, L. P., 1999. Permafrost-Hydrogeological Conditions for the Development of Subpermafrost Coal Reserves of the Arkagala Coal Basin, *Kolyma*. 4, 41–45 [In Russian].
- Glotov, V. E., Glotova, L. P., 2004. Resources of Fresh Underground Waters of Magadan Oblast: Bibliographic Reference Book (as of 01.01.2004). Magadan, Kordis [In Russian].
- Glotov, V. E., Glotova, L. P., Ushakov, M. V., 2018. Relationship between the Runoff of Mountain Rivers in the Permafrost Zone and the Geological History of Drained Terranes, *Geokologiya*. 2, 25–30. DOI: 10.14/S0869780318040026 [In Russian].
- Glushkova, O. Yu., Smirnov, V. N., 2021. Reconstruction of Scales and Morphological Features of Pleistocene Glaciations in Russia's North-East, *Bulletin NESCFEB RAS*. 2, 50–67. DOI/10/34078/1814-0998-2021-2-50-67 [In Russian].
- Goryachev, N. A., 1995. Geology of the Mesozoic Gold-Quartz Vein Belts in Northeast Asia. Magadan, NEISRI FEB RAS [In Russian].
- Grishchenko, V. A., 2012. History of the Geological Funds Emergence, Problems of Their Existence, and Prospects for Their Development, *Informational and Analytical Collection on the Work of the Regional Seminar on the Functioning of the Geological Information Fund System in the Far Eastern Federal District*. Moscow, Rosgeolfond, 11, 15–22 [In Russian].
- Gubkin, N. V., 1944. Essay on the Hydrogeology of a Part of the Okhotsk-Kolyma Territory, *Kolyma*. 6, 19–27 [In Russian].
- Hydrogeologist's Handbook, 1962. Ed. M. E. Altovskiy. Moscow, Gosgeoltekhizdat [In Russian].
- Hydrogeology of the USSR, 1972. Vol. 26. North-East of the USSR, Ed. O. N. Tolstikhin. Moscow, Nedra [In Russian].
- Fotiyeve, S. M., 2013. Underground Waters of the Cryogenic Region of the Earth, *Cryosphere of the Earth*. 17, 2, 41–50 [In Russian].
- Kalabin, A. I., 1961. Permafrost and Hydrogeology of the North-East of the USSR. Magadan, VNII, VNII-1 Proceedings. 28 [In Russian].
- Kharitonova, N. A., 2013. Carbonic Mineral Waters in Northeast Asia: Origin and Evolution. Avtoref. Dis. ... Doktora Geol.-Mineral. Nauk. Tomsk [In Russian].
- Lepokurova, O. E., 2018. Soda Underground Waters in the South of Kuzbass: Isotope-Chemical Features and Conditions of Formation, *Geochemistry International*. 9, 904–919 [In Russian].
- Long-term Data on the Regime and Resources of Land Surface Waters, 1985. Vol. 1. RSFSR. Is. 17. Basins of the Kolyma and Rivers of Magadan Oblast. Leningrad, Gidrometeoizdat [In Russian].
- Maksimov, O. B., 1949. Weathering of Hard Coals in the Permafrost Zone, *Materials on the Geology of the North-East of the USSR*. Magadan, Soviet Kolyma, 6, 81–88 [In Russian].
- Popov, G. G., 1983. Coal, *Geology of the USSR*. Vol. XXX. North-East of the USSR. Minerals, Eds. P. V. Babkin, M. E. Gorodinsky. Moscow, Nedra, 113–149 [In Russian].
- Pugachov, A. A., 2002. Influence of Vegetation on the Formation of the Surface Waters Chemical Composition, Factors of the Total Runoff Formation in Small Mountain Rivers in the Subarctic. Magadan, NEISRI FEB RAS, 167–175 [In Russian].
- Resources of Surface Waters in the USSR, 1960. Vol. 19, North-East. Leningrad, Gidrometeoizdat [In Russian].
- Romanova, A. S., Bryukhanova, N. N., Budyak, A. E., 2013. Dispersed Carbonaceous Matter in the Degdekan Gold Deposit, *Proceedings of the Siberian Branch of the Russian Academy of Natural Sciences. Earth Sciences Section*. 2 (43), 52–58 [In Russian].
- Shvartsev, S. L., 1978. Hydrogeochemistry of the Hypergenesis Zone. Moscow, Nedra [In Russian].
- Smirnov, V. N., 2012. Verkhoyansk-Chukotka Region of Recent Mountain Building: Zoning and Main Stages of Formation, *Russian Geology and Geophysics*. 53, 5, 610–620 [In Russian].
- Sotskaya, O. T., Semyshev, F. I., Malinovskiy, M. A., Alshevskiy, A. V., Livach, A. E., Goryachev, N. A., 2022. Pyrite of the Sulfidization Zones of Terrigenous Complexes in Yana-Kolyma Orogenic Belt (North-East Russia): Generations, Typochemistry, Mineral Associations. 1, 14–30 [In Russian].
- State Geological Map of the Russian Federation, 2008. Scale 1:1 000 000 (Third Generation). Series Verkhoyansk-Kolyma. Sheet P-56 – Seymchan. Explanatory Note. St. Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory [In Russian].
- State Geological Map of the Russian Federation, 2016. Scale 1:1 000 000 (Third Generation). Series Verkhoyansk-Kolyma. Sheet P-55 – Susuman. Explanatory Note. St. Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory [In Russian].