

УДК 553.636:550.845

DOI: 10.24930/2500-302X-2025-25-5-1007-1022

Минерагения современного континентального карбонатообразования на территории Пермского края

Т. А. Уткина, Д. Е. Трапезников, И. И. Чайковский

Горный институт УрО РАН, 614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78А, e-mail: tatyanaak89@mail.ru

Поступила в редакцию 28.11.2024 г., принята к печати 14.01.2025 г.

Объект исследования. Месторождения и проявления известковых туфов и гажи, родниковые воды с повышенной минерализацией (более 1 г/дм³). **Цель.** Выявление особенностей минерагении континентального карбонатообразования. **Материалы и методы.** Анализ базы данных химического состава родниковых вод, составленной по результатам гидрогеологических съемок 1966–1992 гг. масштаба 1 : 200 000 на территории Пермского края и Каталога месторождений и проявлений полезных ископаемых Пермского края. Интерпретация цифровой модели рельефа для выявления неотектонических элементов. **Результаты.** Реконструирована минерагеническая модель континентального карбонатообразования, включающая: а) мобилизацию кальция подземными подами на поднятиях, сложенных карбонатно-сульфатными эвапоритами, и разгрузку подземных вод в прилегающих опускающихся блоках, благоприятных для медленного течения поверхностных вод; б) существенно хемогенное отложение субаэральных покровов известковых туфов на месте излияния родников, преимущественно биохимическое осаждение аквальных залежей гажи и торфогажи в обстановках озер, старин и меандрирующих рек, благоприятных для жизнедеятельности растений и живых организмов. **Выводы.** Проведено районирование месторождений гажи и родников на неотектонической основе, показан наибольший вклад сульфатных кальциевых вод в формирование залежей агрокарбонатов, рассчитано максимально возможное количество хемогенного и биогенного карбоната кальция, которое может осадиться из отдельных родников за 100 лет, составляющее 0.0001–1 млн т.

Ключевые слова: континентальное карбонатообразование, минерагения, гажа, geoхимия подземных вод, Пермский край

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-17-20007

Minerageny of modern continental carbonates in the Perm Region

Tatyana A. Utkina, Danil E. Trapeznikov, Ilya I. Chaikovskiy

Mining Institute, UB RAS, 78A Sibirskaya st., Perm 614007, Russia, e-mail: tatyanaak89@mail.ru

Received 28.11.2024, accepted 14.01.2025

Research subject. Deposits and occurrences of calcareous tufa, spring waters with a mineralization of more than 1 g/dm³. **Aim.** Identification of the minerageny features of continental carbonate formation. **Materials and methods.** An analysis of the chemical composition of spring waters database compiled on the basis of hydrogeological surveys conducted in 1966–1992 at a scale of 1:200 000 in the Perm Region and the Catalogue of Deposits and Occurrences of Minerals of the Perm Region. Interpretation of the digital elevation model to identify neotectonic elements. **Results.** A mineragenic model of continental carbonate formation was reconstructed, including: (a) mobilization of calcium by underground waters on lifted blocks composed of carbonate-and-sulphate evaporites and groundwater discharge in adjacent trough blocks favorable for the slow flow of surface water; (b) essentially chemical deposition of subaqueous calcareous tufa at the site of groundwater discharge mainly biochemical precipitation of aquatic calcareous tufa in the lake, oxbow lakes and meandering rivers, favorable for the activity of plants and living organisms. **Conclusions.** The zoning of calcareous tufa deposits on a neotectonic basis was carried out. The greatest contribution of sulphate calcium waters to the formation of calcareous tufa deposits was shown. The maximum possible quantity of chemogenic and biogenic calcium carbonate that can precipitate from individual springs in 100 years was calculated, amounting to 0.0001–1 million tons.

Keywords: continental carbonates, minerageny, geochemistry of groundwater, Perm Region

Funding information

The research was carried out within the framework of the project No. 24-17-20007 of the Russian Science Foundation

Для цитирования: Уткина Т.А., Трапезников Д.Е., Чайковский И.И.. (2025) Минерагения современного континентального карбонатообразования на территории Пермского края. *Литосфера*, 25(5), 1007–1022. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1007-1022>. EDN: FUASCZ

For citation: Utkina T.A., Trapeznikov D.E., Chaikovskiy I.I. (2025) Minerageny of modern continental carbonates in the Perm Region. *Lithosphere (Russia)*, 25(5), 1007–1022. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1007-1022>. EDN: FUASCZ

ВВЕДЕНИЕ

В Пермском крае известны многочисленные месторождения и проявления известкового туфа, гажи (нелитифицированного карбоната кальция) и торфогажи (смеси гажи и торфа), разведанные запасы которых оцениваются в 26 млн т, что составляет почти пятую часть от таковых в Российской Федерации. Faунистическими и радиологическими методами установлено (Кокаровцев, 1992), что они сформировались за последние 10–12 тыс. лет и являются продуктом значительного по масштабу современного процесса континентального карбонатообразования. Изучение карбонатных образований позволило показать, что их строение и структура зависят от фациальных обстановок. Так литифицированные известковые туфы отлагаются преимущественно в субаэральных обстановках родников (как, например, на водопаде Плакун Суксунского р-на), а рыхлые гажа и торфогажа – в аквальных. Данное положение находит подтверждение и в работах, посвященных изучению пресноводных карбонатов по всему миру (Pentecost, 2005; Perri et al., 2012; Auqué et al., 2014; Arenas-Abad, 2022; и др.).

Структурный анализ карбонатного материала месторождений гажи в Пермском крае показал, что его основная масса представлена пелитоморфным и кристаллическим кальцитом, кальцинированными растительными остатками, раковинами моллюсков и остракод, гирогонитами харовых водорослей (Кокаровцев, 1992). Изотопный состав кальцита ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -8.2\ldots-12.4\text{\textperthousand}$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 17.0\ldots8.6\text{\textperthousand}$) отражает биохимическую природу в отличие от обогащенных тяжелым изотопом углерода травертинов, сформировавшихся из горячих источников (Силаев и др., 2008; Чайковский, 2011). Важная роль водной растительности и микробиоты в формировании карбонатов подчеркивается и во многих современных работах: микроорганизмы способны абсорбировать из воды кальций даже тогда, когда она не насыщена для abiогенной садки карбонатов (Rogerson et al., 2008; Pedley et al., 2009; Каткова и др., 2019). В связи со слабой степенью литификации гажа и торфогажа активно использовались в качестве агрокарбонатов для известкования почв и в качестве комплексного удобрения как в СССР, так и за рубежом.

На образование континентальных карбонатов из холодных маломинерализованных вод существует две точки зрения. Согласно первой, отложение карбонатов происходит в результате насыщения воды карбонатом кальция в процессе проявившегося гидролиза алюмосиликатов в присутствии CO_2 биогенного генезиса (Shvartsev et al., 2007). Вторая гипотеза связывает осаждение пресноводных карбонатов с дегазацией растворенной угольной кислоты и обусловленным ею уменьшением раствори-

мости карбоната кальция (Кокаровцев, 1992; Перельман, Касимов, 1999). Изучение пресноводных карбонатов (Страхов, 1954; Каткова и др., 2019; Auqué et al., 2023; Fubelli, Dramis, 2023) позволило показать, что основными факторами континентального карбонатообразования являются теплый гумидный климат, благоприятный для биогенного осаждения извести (организмы с известковым скелетом, фотосинтезирующие растения и сульфатредуцирующие бактерии, создающие неустойчивый углекислотный режим), высококальциевые воды (сульфатного и сульфатно-хлоридного состава), а также опускание территории, обеспечивающее наличие медленно текущих рек и слабопроточных водоемов. Использование данных факторов дало возможность В.К. Кокаровцеву (1992) выделить на территории Пермского края перспективные площади, благоприятные для осаждения агрокарбонатов, однако закономерности их распространения выявлены не были. Для полного понимания любого процесса образования минерального месторождения необходимы данные о рудообразующей структуре, источнике вещества, механизмах его мобилизации и концентрирования (Овчинников, 1988).

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРМСКОГО КРАЯ

Процессы формирования химического состава подземных вод Пермского края, из которых возникают современные агрокарбонаты, обусловлены широким развитием в зоне активного водообмена кальцийсодержащих пород. Площадь их развития определяется тектоническим строением Пермского края, в пределах которого с запада на восток выделяются четыре крупные тектонические единицы: Восточно-Европейская платформа, Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская зона складчатости и Центрально-Уральское поднятие. В пределах первых двух геоструктур, кроме вскрывающихся на северо-западе нелитифицированных триасовых красноцветов и юрских морских песков, на земную поверхность выходят отложения нижней перми, представленные уржумскими и казанскими красноцветами, пестроцветами шешминского и глинисто-карбонатными породами соликамского горизонтов уфимского яруса, а также иренскими эвапоритами кунгурского яруса. Все кунгурские породы содержат гипсы (или ангидриты), доломиты и обнажаются на приподнятоей окраине Восточно-Европейской платформы (Пермский свод, Бымско-Кунгурская моноклиналь и Башкирская вершина), где за счет выветривания они преобразованы в остаточные карбонатные брекции (Горбунова и др., 1992).

В Западно-Уральской зоне складчатости на поверхность выходят преимущественно морские об-

разования: артинские, ассельские и сакмарские известняки и доломиты, каменноугольные известняки, девонские терригенные и карбонатные породы, силурийские и ордовикские известняки. Центрально-Уральское поднятие с поверхности сложено вендинскими и рифейскими терригенными и метаморфизованными породами с незначительным объемом карбонатных пород.

Таким образом, тектоническая история региона предопределила неравномерное распределение пород, которые могут выступать в качестве источника кальция подземных вод. На востоке Пермского края это типично морские скальные ордовикско-нижнепермские известняки Западно-Уральской зоны складчатости и Центрально-Уральского поднятия, а на юге края – более склонные к выщелачиванию нижнепермские эвапоритовые карбонатно-сульфатные толщи с пористыми и пелитоморфными известняками и доломитами.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для количественной оценки масштаба современного карбонатообразования и оценки минерагенического потенциала родниковых вод региона использовался комплекс гидрохимических индексов (насыщения воды карбонатом и сульфатом кальция, агрессивной способности подземных вод к сульфатным породам, коэффициент концентрирования).

В качестве основы гидрохимических исследований послужили анализы родниковых вод, выполненные в рамках гидрогеологических съемок масштаба 1 : 200 000 листов Р-40-XXVII, XXVIII, Р-40-XXXI, XXXII, Р-40-XXXIII, XXXIV, О-40-I–O-40-IV, О-40-VII–O-40-X, О-40-XIII–O-40-XVI, О-40-XIX–O-40-XXII, О-40-XXV–O-40-XXVIII, О-40-XXXI–O-40-XXXIV, проводимых под руководством В.И. Мошковского (1965, 1968, 1970, 1972, 1973 гг.), Е.А. Иконникова (1966, 1969, 1972, 1978, 1981 гг.), Е.А. Боброва (1966 г.), В.А. Поповцева (1968 г.), Г.Н. Беляева (1971 г.), С.В. Заякина (1974 г.), А.Г. Мелехова (1975 г.), И.М. Синицына (1976, 1977, 1978 гг.), А.В. Ревина (1985, 1988 гг.), В.П. Куликова (1992 г.). Вся имеющаяся информация по параметрам подземных вод родников собрана в единый банк гидрохимических данных.

В зависимости от степени минерализации подземных вод (по В.И. Вернадскому) родники классифицированы на пресные (слабоминерализованные) с минерализацией до 1 г/дм³ (12 710 источников), солоноватые – 1–10 г/дм³ (300) и соленые – 10–50 г/дм³ (8). Для дальнейшей обработки использовались только анализы родниковых вод с солоноватыми и солеными водами, в которых определены основные катионы и анионы (Ca²⁺, Mg²⁺, (Na⁺ + K⁺), HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻), имеется информация по pH, дебиту и температуре.

Для оценки уровня накопления (концентрирования) элементов в воде использовался коэффициент концентрирования (K_k), определяемый по формуле:

$$K_k = C_i / C_\phi,$$

где C_i – концентрация ионов в воде, мг/д³; C_φ – фоновое содержание этого элемента, мг/д³. При расчете за фоновые концентрации были приняты данные по среднему составу подземных вод выщелачивания умеренного климата (Shvartsev, 2008).

При расчете степени насыщения подземных вод сульфатом кальция использовалась методика Скиллмена – Мак-Дональда – Стиффа (Skillman et al., 1969; Бриков, Маркин, 2018), в основе которой лежат определение равновесной концентрации сульфата кальция, находящейся в зависимости от ионной силы и температуры раствора, и сравнение ее с фактической концентрацией сульфата кальция в воде. Равновесная концентрация (S, мг-экв/дм³) рассчитывалась по формуле:

$$S = 1000 \sqrt{X^2 + 4 \cdot \text{ПР}_{\text{CaSO}_4}^{\text{I}} - X},$$

где X – избыточная концентрация, равная абсолютной величине разности между концентрациями катиона и аниона, моль/дм³; ПР_{CaSO₄}^I – произведение растворимости сульфата кальция в зависимости от ионной силы и температуры раствора.

Кроме того, для подземных вод рассчитан индекс насыщения раствора (SI) сульфатом кальция, позволяющий оценить возможность его выпадения в осадок (при SI ≤ 0 осадок не образуется, при SI > 0 осадкообразование возможно):

$$\text{SI}_{\text{CaSO}_4} = \lg \frac{[\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{SO}_4^{2-}] \cdot (f^\pm)^2}{\text{ПР}_{\text{CaSO}_4}^{\text{I}}},$$

где [Ca²⁺], [SO₄²⁻] – концентрации ионов, моль/дм³; ПР – произведение растворимости; f[±] – коэффициенты активности ионов.

Для прогноза выпадения в осадок карбоната кальция использовалось эмпирическое уравнение Ланжелье (Langelier, 1936), позволяющее рассчитать индекс насыщения воды карбонатом кальция:

$$\text{SI}_{\text{CaCO}_3} = \text{pH} - \text{pH}_s = \text{pH} - (pK_2' - p \cdot \text{ПР}_{\text{CaCO}_3} + pa_{\text{Ca}^{2+}} + pa_{\text{HCO}_3^-}),$$

где pH – фактическое значение водородного показателя воды; pH_s – значение водородного показателя воды, находящейся в равновесии с твердым CaCO₃ при данных концентрациях Ca²⁺ и HCO₃⁻; K₂' – константа диссоциации угольной кислоты второй ступени; ПР_{CaCO₃} – произведение растворимости CaCO₃; a_{Ca²⁺} – активность кальция; a_{HCO₃⁻} – активность гидрокарбонат-иона; p означает отрицательный десятичный логарифм величины, стоящей под знаком.

Для подземных вод родников с SI > 0 произведен расчет максимального количества сульфата

и карбоната кальция, которое может выделяться в осадок, по следующим формулам (Бриков, Маркин, 2018):

$$M_{CaSO_4} \text{ (в мг/дм}^3\text{)} = 500 \cdot M_w \cdot ([Ca^{2+}] + [SO_4^{2-}]) - \sqrt{([Ca^{2+}] - [SO_4^{2-}])^2 + 4 \cdot PR_{CaSO_4} / (f^\pm)^2};$$

$$M_{CaCO_3} \text{ (в мг/дм}^3\text{)} = 500 \cdot M_w \cdot ([Ca^{2+}] + [HCO_3^-]) - \sqrt{([Ca^{2+}] - [HCO_3^-])^2 + 4 \cdot PR_{CaCO_3} / (f^\pm)^2},$$

где M_w – молекулярная масса соединения; $[Ca^{2+}]$, $[SO_4^{2-}]$, $[HCO_3^-]$ – концентрации ионов, моль/дм³; PR – произведение растворимости; f^\pm – коэффициенты активности ионов.

Поскольку углекислое дыхание растений и бактериальная сульфатредукция создают благоприятные условия для осаждения карбоната кальция даже в кислой среде (Mercedes-Martín et al., 2020), был произведен расчет максимального количества карбоната кальция, которое может выпасть в осадок биохимически. К нему приравнивался весь кальций (гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный), оставшийся после химической садки.

Для выявления структурно-тектонического и литологического контроля родников, проявлений и месторождений агрокарбонатов проводилось сопоставление с тектоническими и неотектоническими элементами, полями развития карстующихся пород, которые могут выступать в качестве источника кальция подземных вод. Контуры структур приведены в соответствии с тектоническим районированием Пермского края (Проворов, 1973), поля развития карстующихся пород заимствованы у К.А. Горбуновой с соавторами (1992). Неотектонические элементы (линеаменты и знаки перемещения блоков) выделены нами при интерпретации цифровой модели рельефа, подготовленной по материалам космической радарной съемки (сайт Viewfinderpanoramas.org).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гидрохимическая характеристика родниковых вод

Использование классификации О.А. Алекина (1953) позволило выделить три класса подземных и подниковых вод: гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные (рис. 1а). В пределах классов по преобладающему катиону выделены три группы (кальциевые, магниевые и натриево-калиевые), статистическая характеристика которых приведена в табл. 1. В пределах Пермского края среди подземных вод родников с минерализацией более 1 г/дм³ магниевая группа отсутствует в гидрокарбонатном и хлоридном классах.

Класс – гидрокарбонатные воды. Здесь по преобладающему катиону выделены две группы: кальциевые и натриево-калиевые (см. рис. 1б). По характеру выхода на поверхность они относятся к нисходящим (безнапорным) родникам, за исключением единичных восходящих в группе кальциевых.

Гидрокарбонатные кальциевые воды характеризуются нейтральной средой и минерализацией 998.6–1347.9 мг/дм³. Коэффициенту концентрирования свойственны повышенные значения для SO_4^{2-} ($Me = 7.23$) и Ca^{2+} (13.31), тогда как уровень накопления HCO_3^- (1.30), Cl^- (1.31), Mg^{2+} (0.49) и $Na^+ + K^+$ (1.51) близок к фоновому либо ниже него. Воды характеризуются увеличенной растворяющей способностью к ангидриту, о чем свидетельствуют отрицательные значения SI (-0.5...-1.1) и низкая насыщенность сульфатом кальция – до 3.83%.

Расчет степени насыщения вод карбонатом кальция показал, что для большинства вод (80% родников) $SI > 0$, что говорит о возможности выпадения карбоната кальция в осадок: максимально возможное количество хемогенного карбоната кальция, которое может осадиться за 100 лет из одного родника, составляет 1.8–47.1 тыс. т. Более высокие значения предполагаются для биогенного карбоната (1.2–51.6 тыс. т).

Гидрокарбонатные натриево-калиевые воды разгружаются лишь в трех родниках, характеризуются нейтральными значениями pH. Отмечен широкий диапазон значений коэффициентов концентрации для HCO_3^- (0.71–4.49), Ca^{2+} (0.06–6.79) и SO_4^{2-} (0.66–16.21), тогда как показатели K_k для Cl^- и Mg^{2+} варьируют в более узком диапазоне и близки к фоновым (K_k для Cl^- равен 0.67–1.32, для Mg^{2+} – 0.31–1.27). Во всех случаях воды отличаются очень высокими показателями коэффициента концентрации для $Na^+ + K^+$ – 10.14–58.13, что позволяет говорить об интенсивном выщелачивании этих элементов из водовмещающих пород. О существенной растворяющей способности вод к ангидриту свидетельствует как низкая насыщенность сульфатом кальция (до 3.53 %), так и отрицательные значения SI_{CaCO_3} . Полученные результаты отражают крайне низкий минерагенический потенциал гидрокарбонатных натриево-калиевых вод.

Класс – сульфатные воды (см. рис. 1в). Источники сульфатных подземных вод являются нисходящими (48.01%), восходящими (44.04) и смешанными (7.95%).

Сульфатные кальциевые воды характеризуются широким диапазоном значений pH: на долю слабокислых (6.0–6.4) приходится 1.44% источников, нейтральных (6.5–7.5) – 83.03%, слабощелочных (7.6–8.5) – 15.53%. Различия в химическом составе вод обусловили и широкий диапазон вариации значений рассчитанных коэффициентов концентрирования для HCO_3^- , $Na^+ + K^+$, Cl^- и Mg^{2+} (0.87–2.03).

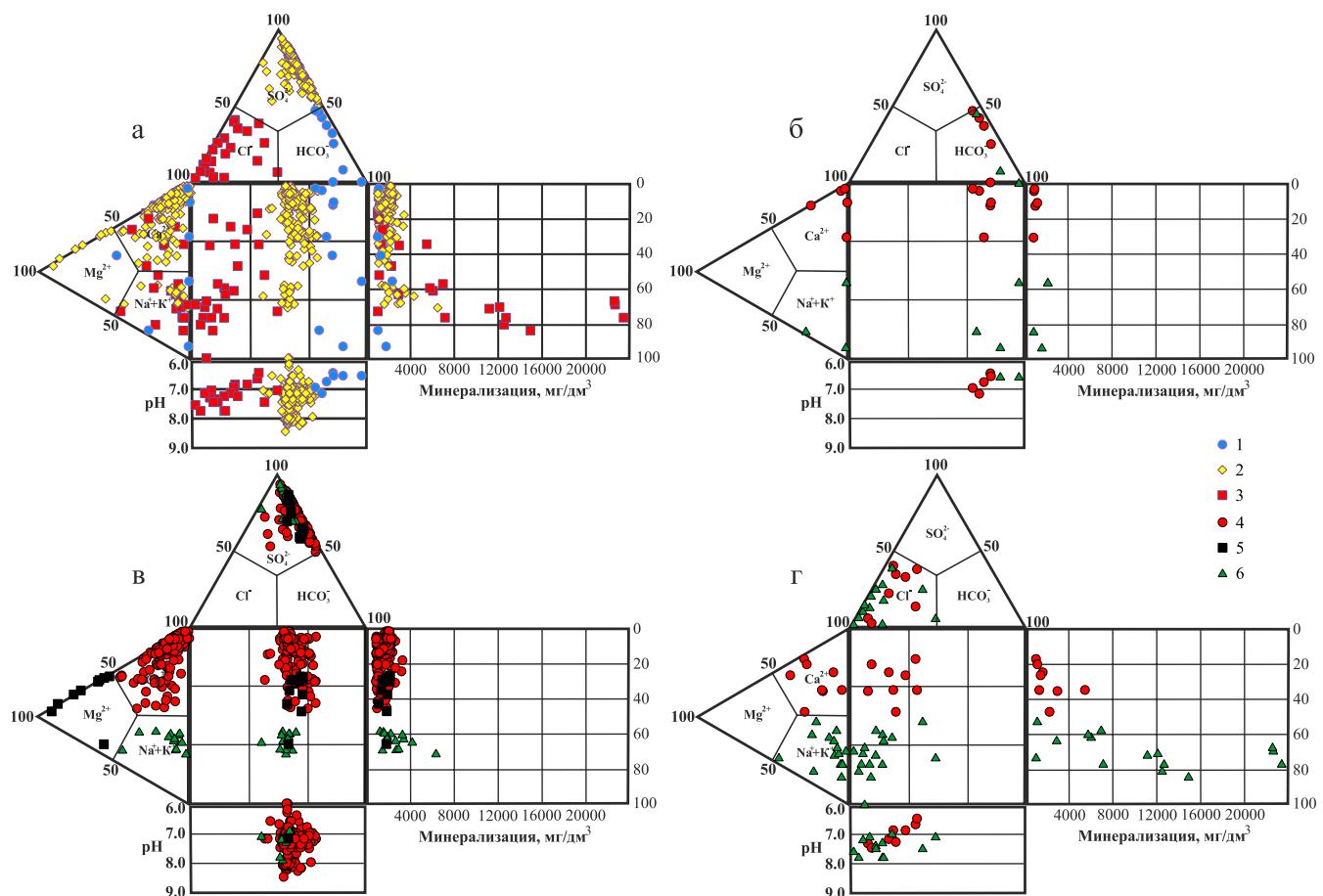


Рис. 1. Положение точек состава исследуемых вод на расширенной диаграмме С.А. Дурова (1948).

а – общая; б–г – для классов по преобладающему аниону (б – гидрокарбонатный, в – сульфатный, г – хлоридный). Цифрами обозначены классы (1 – гидрокарбонатный, 2 – сульфатный, 3 – хлоридный) и группы по преобладающему катиону (4 – кальциевая, 5 – магниевая, 6 – натриево-калиевая).

Fig. 1. Position of the points of the composition of the studied underground waters on the extended Durov's plot (1948).

а – general; б–г – for classes by the predominant anion (б – hydrocarbonate, в – sulphate, г – chloride). The numbers indicate the classes (1 – hydrocarbonate and carbonate, 2 – sulphate, 3 – chloride) and groups by the predominant cation (4 – calcium, 5 – magnesium, 6 – sodium-and-potassium).

Значения $K_{\text{к}} \text{SO}_4^{2-}$ и Ca^{2+} существенно выше – 18.74–114.99 и 1.04–16.73 соответственно.

Расчет растворяющей способности подземных вод по отношению к ангидритам показал, что практически все сульфатные кальциевые воды (исключением являются воды семи источников – 2.75%) характеризуются отрицательными значениями SI, что говорит об их агрессивной природе и невозможности выпадения CaSO_4 в осадок: насыщенность сульфатом кальция не превышает 18.87%. Более сложная картина отмечается в отношении карбонатов кальция: отрицательные значения SI присущи только 20.9%, тогда для остальных вод $SI > 0$. Полученные данные о максимальном возможном количестве карбоната кальция, ко-

торый может осаждаться за 100 лет из одного родника, составляют 0.01–41.3 тыс. т ($M_e = 2.4$ тыс. т). Более высокие медианные значения получены для биогенного карбоната кальция (3.7 тыс. т).

Сульфатные магниевые воды характеризуются нейтральной средой. Воды данной группы имеют выдержаный химический состав, о чем свидетельствуют относительно низкие значения коэффициентов концентрации для всех компонентов, кроме ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$). Воды отличаются высоким уровнем концентрирования компонентов: медианные значения $K_{\text{к}}$ (HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$) изменяются от 0.51 до 3.79; SO_4^{2-} – 50.55; Mg^{2+} – 12.79. Несмотря на такие высокие показатели, практически для всех проб получены отрицательные значения

Таблица 1. Основные статистические показатели подземных вод родников**Table 1.** Main statistical indicators of groundwater springs

Параметр	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Нижняя квартиль	Верхняя квартиль	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %
Класс – гидрокарбонатные воды; группа – кальциевые (n = 5)								
HCO ₃ ⁻ , мг/дм ³	408.2	288.0	240.0	768.8	288.0	456.0	217.7	53.3
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	131.2	131.6	0	225.0	119.6	179.6	84.4	64.3
Cl ⁻ , мг/дм ³	35.2	20.8	10.4	106.4	13.9	24.4	40.2	114.2
Ca ²⁺ , мг/дм ³	408.4	509.6	225.5	528.0	262.0	517.0	151.0	37.0
Mg ²⁺ , мг/дм ³	15.4	8.0	3.0	45.5	3.2	17.0	17.8	115.9
Na ⁺ +K ⁺ , мг/дм ³	130.6	40.0	6.9	363.3	38.4	204.6	151.4	115.9
Минерализация, мг/дм ³	1 131.9	1 098.8	998.6	1 347.9	1 046.8	0.1	136.0	12.0
pH	6.82	6.8	6.5	7.2	6.6	7.0	0.3	4.2
Температура, °C	6.9	7.0	4.0	10.5	4.5	8.4	2.7	39.4
Дебит, дм ³ /с	9.3	5.0	0.1	20.0	1.5	20	9.9	106.4
Насыщенность CaSO ₄ , %	2.2	2.4	0	3.8	1.6	3.1	1.5	0.7
SI _{CaSO₄}	-0.8	-0.7	-1.1	-0.5	-0.8	-0.6	0.2	0.3
SI _{CaCO₃}	0.1	0	-0.2	0.5	-0.1	0.2	0.3	3.1
CaCO ₃ хемоген., т/100 лет	21 553.9	18 607.7	1 859.8	47 140.5	6 047.3	34 114.3	20 890.1	1.0
CaCO ₃ биоген., т/100 лет	25 386.0	24 324.2	1 253.3	51 660.4	9 776.5	39 933.7	22 727.8	0.9
Класс – гидрокарбонатные воды; группа – натриево-калиевые (n = 3)								
HCO ₃ ⁻ , мг/дм ³	522.9	414.0	158.7	996.0	286.3	705.0	429.2	82.1
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	102.3	12.0	0	295.0	6.0	153.5	167.0	163.2
Cl ⁻ , мг/дм ³	16.4	17.4	10.7	21.0	14.0	19.2	5.3	32.1
Ca ²⁺ , мг/дм ³	97.7	30.9	2.2	260.0	16.5	145.4	141.3	144.6
Mg ²⁺ , мг/дм ³	10.7	5.8	5.1	21.0	5.5	13.4	9.0	84.2
Na ⁺ + K ⁺ , мг/дм ³	953.1	1 047.5	269.0	1 542.7	658.3	1 295.1	642.1	67.4
Минерализация, мг/дм ³	1 674.1	1 674.1	1 022.2	2 326.0	1 391.5	2 043.4	922.0	55.1
pH	6.6	6.6	6.6	6.6	6.6	6.6	0	0
Температура, °C	7.0	7.0	6.0	8.0	6.5	7.5	1.0	14.3
Дебит, дм ³ /с	3.4	4.0	0.2	6.0	2.1	5.0	2.9	86.7
Насыщенность CaSO ₄ , %	1.2	0.1	0	3.5	0.1	1.8	2.0	164.2
SI _{CaSO₄}	-2.9	-2.9	-3.0	-2.8	-3.0	-2.8	0.2	5.9
SI _{CaCO₃}	-1.2	-1.5	-2.3	0	-1.9	-0.7	1.2	101.2
CaCO ₃ хемоген., т/100 лет	*H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.
CaCO ₃ биоген., т/100 лет	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.	H.O.
Класс – сульфатные воды; группа – кальциевые (n = 254)								
HCO ₃ ⁻ , мг/дм ³	266.3	252.6	91.5	537.0	231.8	292.8	62.7	23.5
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	1 048.6	1 199.8	341.1	2 092.8	751.4	1 296.1	335.1	32.0
Cl ⁻ , мг/дм ³	19.6	13.8	0.3	283.0	6.9	20.9	31.0	158.5
Ca ²⁺ , мг/дм ³	414.1	466.9	39.9	640.6	290.6	528.7	145.0	35.0
Mg ²⁺ , мг/дм ³	35.2	33.5	0.6	160.5	22.4	44.0	19.4	55.1
Na ⁺ + K ⁺ , мг/дм ³	73.1	45.8	0.2	420.1	23.6	99.9	76.5	104.7
Минерализация, мг/дм ³	1 857.0	2 012.5	1 002.7	3 410.8	1 462.2	2 190.2	449.5	24.2
pH	7.3	7.2	6.0	8.5	7.0	7.5	0.4	5.6
Температура, °C	5.5	5.2	2.6	18.0	5.0	6.0	1.7	31.8
Дебит, дм ³ /с	13.5	1.5	0.1	500.0	0.3	8.0	42.6	316.4
Насыщенность CaSO ₄ , %	7.9	7.8	3.7	18.9	7.0	8.3	2.1	26.0
SI _{CaSO₄}	-0.3	-0.3	-1.1	0.1	-0.4	-0.2	0.2	67.0
SI _{CaCO₃}	0.3	0.3	-1.0	1.4	0.1	0.6	0.4	131.4
CaCO ₃ хемоген., т/100 лет	19 865.2	2 375.6	11.7	41 339.1	640.0	14 186.7	52 160.1	262.6
CaCO ₃ биоген., т/100 лет	35 503	3 717.9	0.01	1 510 800	637.9	17 444.3	131 239.0	369.7

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

Параметр	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Нижняя квартиль	Верхняя квартиль	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %
Класс – сульфатные воды; группа – магниевые (n = 9)								
HCO ₃ ⁻ , мг/дм ³	469.4	578.3	219.9	707.0	280.0	634.0	207.5	44.2
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	949.8	920.0	614.0	1 488.0	919.0	943.0	227.4	23.9
Cl ⁻ , мг/дм ³	47.7	50.0	3.5	92.0	28.0	64.0	31.3	65.6
Ca ²⁺ , мг/дм ³	155.4	145.0	5.5	302.0	65.6	251.0	104.6	67.3
Mg ²⁺ , мг/дм ³	214.7	211.0	34.4	326.0	198.0	261.0	82.5	38.4
Na ⁺ + K ⁺ , мг/дм ³	26.7	13.6	2.3	119.6	3.2	32.2	38.0	142.5
Минерализация, мг/л	1 863.8	1 983.0	1 242.8	2 287.2	1 562.9	2 039.3	355.4	19.1
pH	7.2	7.2	7.2	7.2	7.0	7.0	0	0
Температура, °C	5.9	6.0	4.5	10.0	5.0	6.0	1.6	27.4
Дебит, дм ³ /с	13.8	10.0	0.2	40.0	1.0	25.0	14.4	104.2
Насыщенность CaSO ₄ , %	10.5	7.0	6.0	30.9	6.3	10.8	8.0	76.4
SI _{CaSO₄}	-0.9	-0.7	-1.7	-0.4	-1.0	-0.6	0.04	50.3
SI _{CaCO₃}	-0.3	-0.2	-1.6	0.3	-0.6	0.2	0.6	201.4
CaCO ₃ хемоген., т/100 лет	33 697.6	19 041.8	395.6	81 655.4	9 718.7	50 348.6	42 566.2	126.3
CaCO ₃ биоген., т/100 лет	490.4	9.9	0.3	2 164.3	0.6	277.1	943.2	192.3
Класс – сульфатные воды; группа – натриево-калиевые (n = 14)								
HCO ₃ ⁻ , мг/дм ³	235.7	228.8	79.3	366.0	205.1	277.6	77.6	32.9
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	1 434.5	1 300.2	669.6	2 368.6	1 030.3	1 897.8	562.4	39.2
Cl ⁻ , мг/дм ³	56.7	23.0	10.6	447.7	14.2	34.1	114.0	200.8
Ca ²⁺ , мг/дм ³	139.8	105.1	22.0	545.3	92.2	150.6	125.5	89.8
Mg ²⁺ , мг/дм ³	27.9	24.3	9.7	68.0	21.0	27.9	15.3	55.0
Na ⁺ + K ⁺ , мг/дм ³	905.0	631.0	321.8	4 347.0	454.7	858.2	1 021.8	112.9
Минерализация, мг/дм ³	2 799.7	2 560.0	1 367.5	6 462.8	1 826.8	3 325.7	1 356.4	48.4
pH	7.3	7.2	6.9	7.9	7.2	7.2	0.3	3.9
Температура, °C	4.7	5.0	3.5	7.0	4.0	5.9	1.7	36.0
Дебит, дм ³ /с	3.7	0.8	0.15	40.0	0.3	1.4	10.5	285.3
Насыщенность CaSO ₄ , %	16.4	17.1	7.8	24.2	12.1	20.3	5.2	31.6
SI _{CaSO₄}	-0.7	-0.6	-1.4	-0.2	-0.8	-0.5	0.3	42.76
SI _{CaCO₃}	-1.4	-0.4	-8.1	0.4	-0.7	-0.3	2.7	191.35
CaCO ₃ хемоген., т/100 лет	23 589.7	23 589.7	519.5	46 660.0	12 054.6	35 124.8	32 626.2	138.3
CaCO ₃ биоген., т/100 лет	8 969.7	1.25	0.01	125 126.8	0.5	11.6	33 432.4	372.7
Класс – хлоридные воды; группа – кальциевые (n = 8)								
HCO ₃ ⁻ , мг/дм ³	225.2	233.3	134.2	292.9	212.7	245.5	46.2	20.5
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	460.9	369.0	27.6	1 685.5	136.7	438.4	528.5	114.7
Cl ⁻ , мг/дм ³	798.8	653.3	298.4	1 676.9	395.7	1 011.9	535.1	67.0
Ca ²⁺ , мг/дм ³	268.9	217.9	79.4	689.4	170.2	273.1	190.3	70.8
Mg ²⁺ , мг/дм ³	55.5	59.8	7.3	97.3	32.4	75.7	30.1	54.3
Na ⁺ + K ⁺ , мг/дм ³	337.3	161.3	29.2	1 132.9	75.8	507.1	381.3	113.0
Минерализация, мг/дм ³	2 147.0	1 527.0	1 005.9	5 469.8	1 264.4	2 423.5	1 489.3	69.4
pH	7.0	7.1	6.5	7.5	6.9	7.3	0.3	4.9
Температура, °C	5.1	5.0	4.0	7.4	4.0	5.6	1.2	23.3
Дебит, дм ³ /сек	5.8	3.1	0.11	25.0	1.1	5.1	8.3	143.4
Насыщенность CaSO ₄ , %	4.0	4.0	0.4	10.2	1.3	5.0	3.3	81.5
SI _{CaSO₄}	-0.9	-1.0	-1.8	0	-1.3	-0.7	0.5	57.5
SI _{CaCO₃}	-0.2	-0.3	-0.9	0.3	-0.4	0.1	0.4	170.7
CaCO ₃ хемоген., т/100 лет	13 641.7	6 929.8	1 676.9	32 318.4	4 303.4	19 624.1	16 386.4	120.1
CaCO ₃ биоген., т/100 лет	15 138.0	12 685.0	0.1	103 412.0	81.3	4 828.2	34 878.7	237.0

Таблица 1. Окончание**Table 1.** Ending

Параметр	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Нижняя квартиль	Верхняя квартиль	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации, %
Класс – хлоридные воды; группа – натриево-калиевые (n = 15)								
HCO ₃ ⁻ , мг/дм ³	376.7	268.5	158.6	2 065.6	241.1	285.3	469.2	124.6
SO ₄ ²⁻ , мг/дм ³	1 198.7	1 080.7	20.0	2 781.1	440.9	1 968.0	902.1	75.3
Cl ⁻ , мг/дм ³	5 202.6	4 650.9	109.2	13 198.1	2 054.2	6 644.1	4 219.4	81.1
Ca ²⁺ , мг/дм ³	398.3	310.6	12.4	1 044.1	185.6	465.5	312.6	78.5
Mg ²⁺ , мг/дм ³	94.1	79.0	28.7	298.0	50.5	103.5	70.7	75.2
Na ⁺ + K ⁺ , мг/дм ³	3 589.9	3 539.0	288.7	8 014.9	1 616.7	4 852.2	2 557.7	71.2
Минерализация, мг/дм ³	10 860.6	11 163.2	1 015.1	23 402.8	5 901.2	13 801.7	7 515.0	69.2
pH	7.3	7.4	6.0	7.8	7.1	7.6	0.5	6.6
Температура, °C	5.7	5.0	4.5	15.0	4.5	6.0	3.8	66.7
Дебит, дм ³ /с	3.9	0.6	0.05	21.0	0.3	5.5	6.1	155.8
Насыщенность CaSO ₄ , %	7.3	5.1	0.2	17.4	3.1	10.5	5.4	73.3
SI _{CaSO₄}	-0.8	-0.6	-3.2	0	-1.1	-0.3	0.8	96.1
SI _{CaCO₃}	-0.8	0.2	-7.2	1.0	-0.4	0.4	2.6	327.0
CaCO ₃ хемоген., т/100 лет	5 832.4	5 355.6	212.9	12 623.1	1 331.7	9 985.9	5 081.7	87.1
CaCO ₃ биоген., т/100 лет	7 303.3	355.3	0	47 420.5	10.2	3 550.9	14 359.7	196.6

* Н. о. – в связи с недостаточной представительностью анализов статистическая обработка не проводилась.

* H. o. – due to the lack of representativeness of the analyses, statistical processing was not performed.

индекса насыщения по отношению к сульфатам и карбонатам. Исключение составили три пробы с SI_{CaCO₃} > 0: максимально возможное количество карбоната кальция, которое может осесть за 100 лет из отдельного родника, составляет 0.40–81.66 тыс. т. Расчет максимального количества биогенного карбоната кальция показал более низкие величины – до 2.2 тыс. т.

Сульфатные натриево-калиевые воды являются нейтральными (лишь в одном случае pH = 7.9). Воды данной группы значительно варьируют по химическому составу, что отражается на минерализации (1 367.5–6 462.8 мг/дм³) и коэффициентах концентрирования. Однако их более высокие медианные значения (минерализация – 2 560.0 мг/дм³; K_к(HCO₃⁻, Cl⁻, Ca²⁺ и Mg²⁺) – 1.03–2,47; K_к(SO₄²⁻) – 71.44; K_к(Na⁺ + K⁺) – 23.77) позволяют говорить о более высоком уровне накопления элементов, чем в сульфатных кальциевых и сульфатных магниевых водах. Несмотря на это, они характеризуются отрицательными значениями индексов насыщения по отношению как к сульфатам, так и карбонатам кальция. Положительные величины SI_{CaCO₃} зафиксированы только в двух пробах, в том числе той, которая отличается слабощелочной средой: максимально возможное количество карбоната кальция, которое может выпасть в осадок за 100 лет из отдельного родника, составило 0.52–46.66 тыс. т. До-

ля потенциально возможного биогенного карбоната кальция невелика – полученные медианные значения составляют 1.25 тыс. т за 100 лет с одного родника.

Класс – хлоридные воды (см. рис. 1г). Хлоридные воды по характеру выхода на поверхность подразделяются на нисходящие (21.7%) и восходящие (78.3%).

Хлоридные кальциевые воды – нейтральные со значительными вариациями химического состава, что отражается на уровне накопления элементов: K_к(HCO₃⁻) – 0.60–1.32 (Me = 1.05); K_к(Mg²⁺) – 0.44–5.90 (3.62); K_к(Ca²⁺) – 2,07–18.00 (5.69); K_к(Na⁺ + K⁺) – 1.10–42.69 (6.08); K_к(SO₄²⁻) – 1.51–92.61 (20.27) и K_к(Cl⁻) – 18.77–105.47 (41.08). Низкий уровень насыщения сульфатом кальция (до 10.16%), отрицательные значения SI_{CaCO₃} и SI_{CaSO₄} говорят о высокой агрессивности вод к сульфатам и карбонатам кальция. Положительные значения SI_{CaCO₃} отмечены для трех проб воды, однако полученное количество карбоната кальция, которое может образоваться, невелико – 1.68–32.32 тыс. т из отдельного родника за 100 лет. Расчет потенциально возможного биогенного карбоната кальция показал гораздо более высокие оценки – до 103.4 тыс. т.

Хлоридные натриево-калиевые воды являются наиболее минерализованными из всех описанных групп: воды семи источников (46.7%) относятся к солоноватыми с минерализацией 1 129.27–

7 132.44 мг/дм³), а остальные (53.3%) – соленым (11 163.19–23 402.78 мг/дм³). По значению pH – нейтральные (73.3%) и слабощелочные (26.7%). Несмотря на существенные флуктуации общей минерализации и отдельных компонентов, хлоридные натриево-калиевые воды отличаются крайне высоким уровнем концентрирования основных ионов: медианное значение $K_{\text{K}} \text{Mg}^{2+}$ равно 4.79, Ca^{2+} – 8.11, SO_4^{2-} – 59.38, $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ – 133.35, Cl^- – 292.51. Исключением является HCO_3^- , для которого $K_{\text{K}} = 0.71$ –9.30 ($\text{Me} = 1.21$). Расчет индекса насыщения позволил показать высокую растворяющую способность вод по отношению к сульфатам кальция: насыщенность – до 17.4%. Положительные значения $\text{SI}_{\text{CaCO}_3}$ получены для половины проб, а наибольшее количество карбоната кальция, которое может выпасть в осадок за 100 лет из отдельного родника, составило 0.21–12.62 тыс. т ($\text{Me} = 5.36$ тыс. т). Количество максимально возможного биогенного карбоната кальция существенно ниже – медианные значения составили 0.34 тыс. т за 100 лет с одного родника.

В целом минерализация исследованных источников постепенно возрастает от гидрокарбонатных (999.0–2 326.0 мг/дм³) к сульфатным (1 002.0–6 462.8) и хлоридным (1 006.0–23 403.0 мг/дм³), как и доля восходящих вод, что может отражать увеличение глубины их формирования. Все изученные родники относятся к холодным 2.6–18.0 °C, а их debit составляет 0.1–40.0 дм³/с (редко до 500 дм³/с для сульфатно-кальциевых вод). Общая продуктивность родниковых вод в отношении биогенного и хемогенного карбоната кальция для всех классов подземных вод относительно близка и равняется от 100 т до 1 млн т за 100 лет. Количество возможного осаждаемого биогенного карбоната кальция в 48.9% случаев превышает долю хемогенного (1.1–5.0 раз) (рис. 2).

Структурный и литологический контроль родников с солоноватыми и солеными водами

Анализ пространственного положения исследуемых родников на тектонической схеме Пермского края (Проворов, 1973) с нанесенной площадью выхода карстующихся пород на земную поверхность (Горбунова и др., 1992) позволил показать, что они распределены крайне неравномерно по площади (рис. 3).

Родники с гидрокарбонатным составом воды отмечены на четырех участках. На Колвинской седловине и Пермском своде они тяготеют к терригенно-карбонатным породам уфимского и сульфатам кунгурского ярусов. Третий участок связан с кунгурскими карбонатными карстовыми брекчиями Бымско-Кунгурской моноклинали, а четвертый – известняками верхнего девона на восточной окраине Западно-Уральской зоны складчатости.

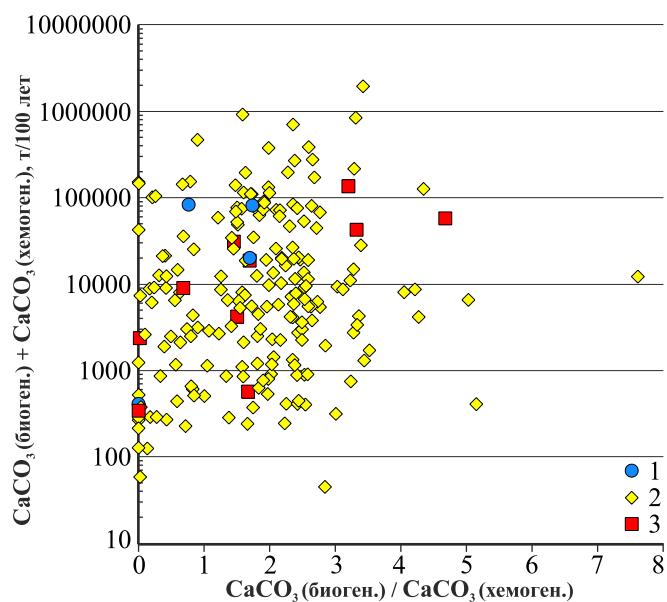


Рис. 2. Соотношение количества прогнозного осаждаемого карбоната кальция из родниковых вод и отношения биогенного и хемогенного осадка.

Цифрами обозначены классы вод: 1 – гидрокарбонатные, 2 – сульфатные, 3 – хлоридные.

Fig. 2. The ratio of the quantity of predicted precipitated calcium carbonate from spring waters and the ratio of biogenic and chemogenic sediment.

The numbers indicate the classes of water: 1 – hydrocarbonate, 2 – sulphate, 3 – chloride.

Родники с сульфатным составом подземных вод образуют три субмеридиональные зоны. Наиболее малочисленная западная, представленная кальциевыми и натриево-калиевыми водами, приурочена к терригенным породам Бабкинской седловины и Пермского свода. Центральная зона с кальциевым и магниевым составом вод совпадает с полем карстующихся сульфатно-карбонатных пород Башкирской вершины, Бымско-Кунгурской моноклинали и Пермского свода. Восточная, наиболее протяженная, полоса родников с кальциевыми и натриевыми водами локализована в пределах Предуральского краевого прогиба и, вероятно, связана с погребенными под терригенными комплексами уфимского возраста сульфатными и хлоридными эвапоритами, обнажающимися на Колвинской седловине.

Большинство источников с хлоридными натриевыми водами локализовано вдоль краевых частей Соликамской и Верхнепечорской впадин, где расположены кунгурские соляные залежи Верхнекамского и Верхнепечорского месторождений. Более редкие хлоридные кальциевые воды разгружаются в центре и по периферии Соликамской впадины, на Башкирском своде.

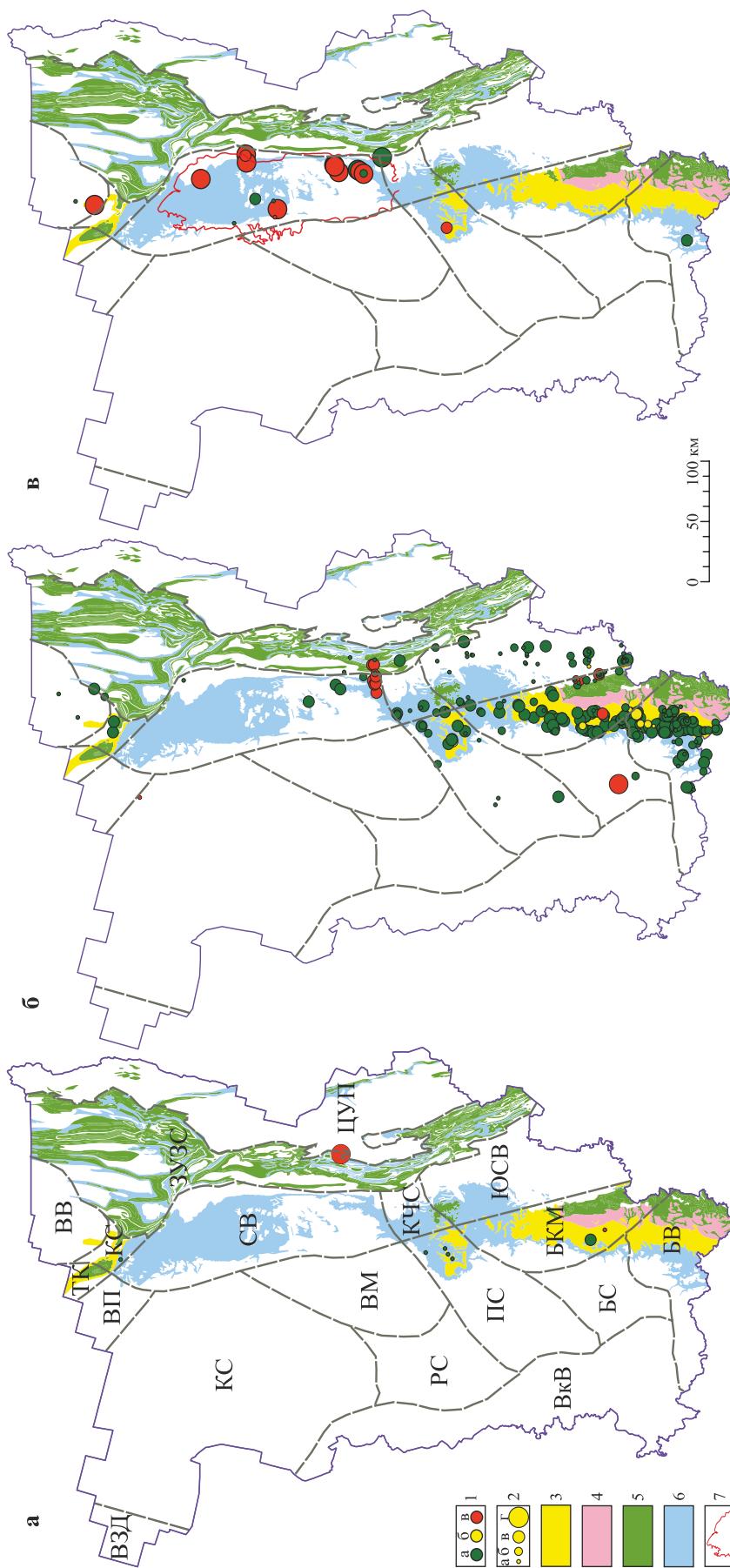


Рис. 3. Положение источников гидрокарбонатных (а), сульфатных (б) и хлоридных (в) солоноватых и соленных вод на тектонической схеме Пермского края.
 1 – катионный состав (а – кальциевый, б – магниевый, в – магниево-калиевый); 2 – минерализация (а – 1000–1500, б – 1500–2000, в – 2000–4000, г – 4000–25000 мг/дм³);
 3–6 – площадь выхода на земную поверхность карстующихся пород (Горбунова и др., 1992) (3 – контур кунгурской соляной толщи Верхнекамского месторождения, 4 – сульфатных, 5 – карбонатных, 6 – терригенно-карбонатных); 7 – контур кунгурской соляной толщи Верхнекамского месторождения. Буквами показаны тектонические структуры по В.М. Приворотову (1973): Восточно-Европейской платформы (ВЭД – Вычегодская трога, PC – Камский прогиб, PC – Ракшинская седловина, BM – Бытимская моноклиналь, BKB – Верхнекамская моноклиналь, BCK – Бытимско-Кунгурская моноклиналь, BC – Бабкинская седловина, BB – Башкирская впадина, CS – Пермский свод, ПС – Пермский свод, BCK – Юрюзано-Сылвенская впадина, KЧС – Косвинско-Чусовская седловина, CB – Соликамская впадина, KC – Колвинская седловина, BB – Верхнечорская впадина, ВВ – Верхненефтьевская впадина, ВП – Колвинская зона складчатости (ЗУЭС) и Центрально-Уральское поднятие (ЦУП)).

Fig. 3. The location of the sources of hydrocarbonate (а), sulphate (б) and chloride (в) underground waters on the tectonic scheme of the Perm Region.

1 – cationic composition (а – calcium, б – magnesium, в – sodium-and-potassium); 2 – mineralization (а – 1000–1500, б – 1500–2000, в – 2000–4000, г – 4000–25000 mg/dm³);
 3–6 – the area of karst rocks outcrop on the earth's surface (Gorbunova et al., 1992) (3 – residual carbonate breccias, 4 – carbonate, 5 – terrigenous-and-carbonate);
 7 – contour of the Kungurian salts of the Verkhnekamskoye deposit. The letters indicate tectonic structures according to V.M. Provorov (1973): East-European Platform (ВЭД – Vyatka Dislocation Zone, KC – Kama Arch, ВП – Vychedda Trough, PC – Rakshinskaia Saddle, BM – Visim Monocline, BKB – Upper Kama Depression, ПС – Permian Arch, BCK – Bymsko-Kungurskaya Monocline, BC – Babkinskaya Monocline, BB – Bashkir Ridge (TK), Timan Ridge (BCK), Cis-Ural Foredeep (ЮСВ – Yuryuzano-Sylvenskaya Depression, КЧС – Kosvinsko-Chusovskaya Saddle, CB – Solikamsk Depression, KC – Kolvinskaya Saddle, BB – Upper Pechora Depression), West Ural Fold Zone (ЗУЭС), and Central Ural Uplift (ЦУП)).

Характеристика месторождений гажи и их связь с родниками и неотектоническими элементами

На государственном учете запасов (по данным Роснедр на 2024 г.) числятся 112 проявлений, 72 мелких и 1 среднее месторождение гажи с запасами 20–500 тыс. т и 11 225 тыс. т соответственно. Залежи перекрыты осадками незначительной мощности (0.1–4.2 м), а их тела имеют пластообразное, линзовидное, реже карманообразное сечение. Длина не превышает 7.1 км, ширина – 2.5 км, а мощность – 5.2 м (табл. 2).

Гистограмма распределения запасов месторождений описывается типичным геометрическим за-

коном (рис. 4а), а длина залежей – логнормальным (рис. 4б), показывающим, что основная часть (68%) карбоната кальция осаждается на расстоянии 250–2 000 м от источника (свыше 7 100 м садка не происходит вообще). Соотношение длины и ширины залежей (рис. 4в) позволяет выделить три группы тел: ленточные, эллиптические и изометричные, которые могут быть сопоставлены с речными, старицами и озерными обстановками осадконакопления соответственно.

Анализ пространственного положения проявлений и месторождений агрокарбонатов на неотектонической карте Пермского края (рис. 5) показал их

Таблица 2. Основные морфометрические параметры залежей гажи

Table 2. Main morphometric parameters of calcareous tufa deposits

Значение	Мощность торfov, м	Длина, м	Ширина, м	Мощность, м	Длина/ширина
Минимальное	0.10	220.0	40.0	0.4	1.2
Максимальное	4.20	7 100.0	2 500.0	5.2	21.4
Мода	0.40	1 000.0	200.0	1.2	1.2

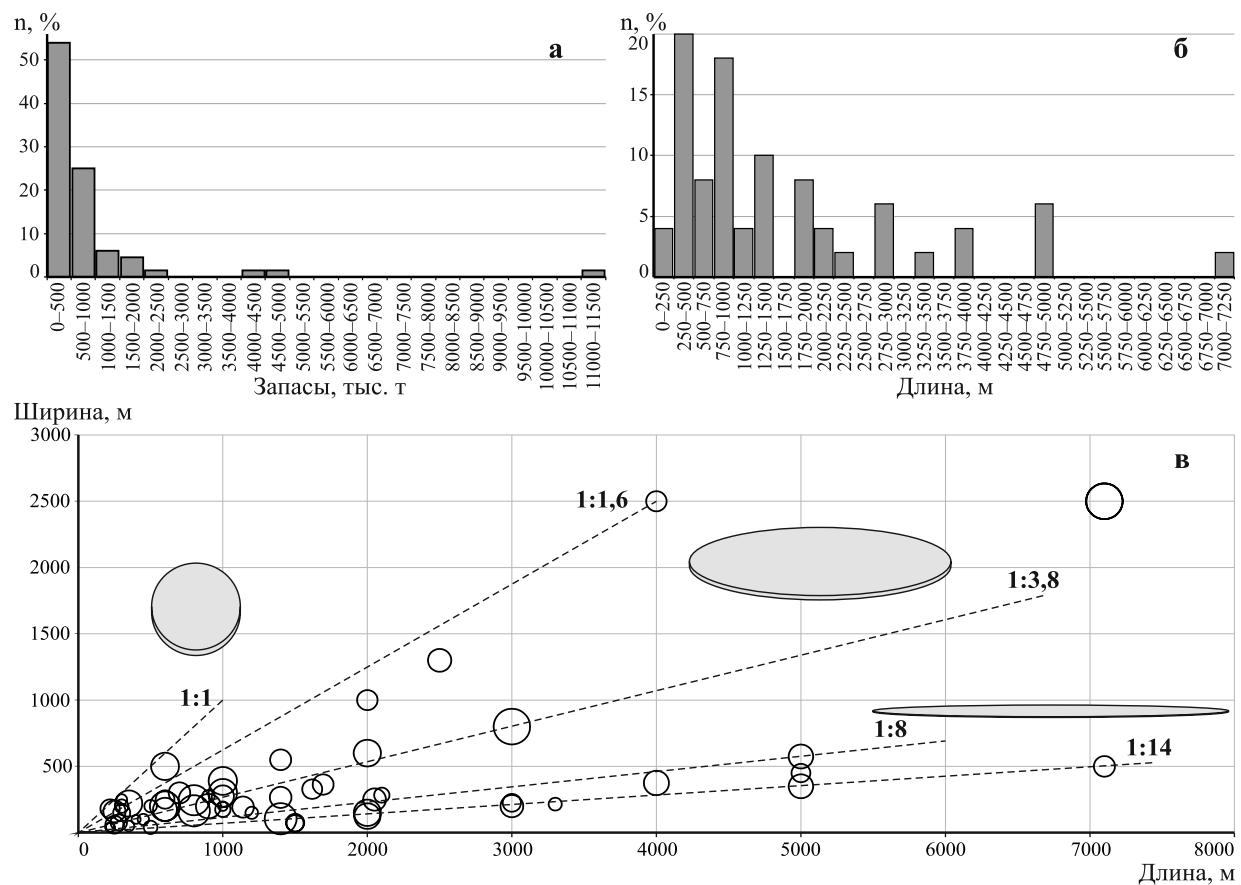


Рис. 4. Гистограммы распределения месторождений гажи по запасам (а), длине (б) и соотношение размеров залежей (в).

Размер кружков показывает мощность залежей, варьирующую от 0.4 до 5.2 м.

Fig. 4. Histograms of the distribution of calcareous tufa deposits by reserves (a), length (b) and the ratio of the deposit sizes (b).

The circle's size shows the deposits thickness varying from 0.4 to 5.2 m.

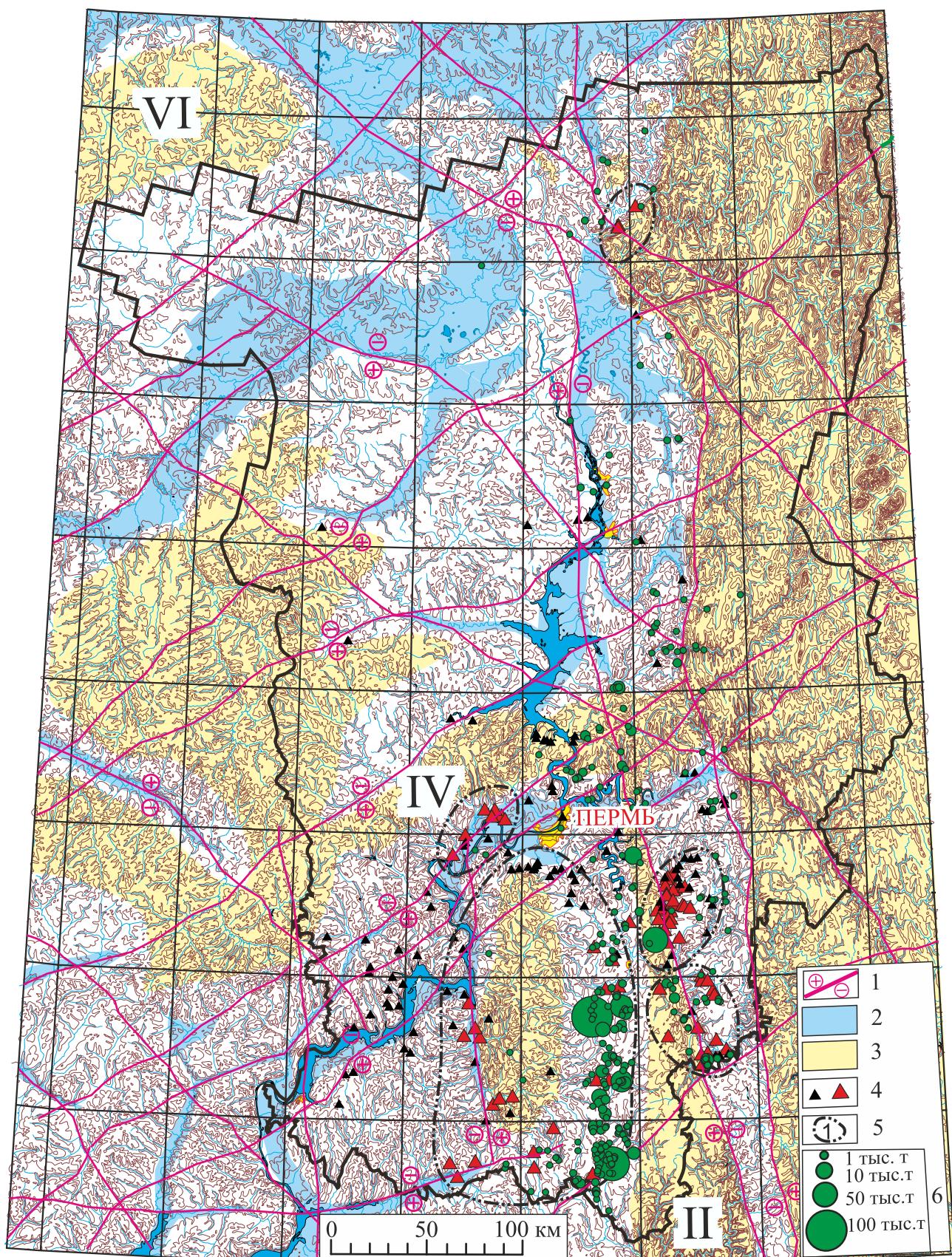


Рис. 5. Минерагеническая карта с элементами прогноза и неотектоники.

1 – линеаменты, проявившиеся в новейшее время и знак относительного перемещения блоков вдоль них; 2, 3 – области погружения (2) и подъема (3); 4 – проявления известкового туфа и гажи, месторождения гажи; 5 – границы минерагенических районов и их номер (1 – Тулвинский, 2 – Краснокамский, 3 – Суксунский, 4 – Березовский, 5 – Колвинский); 6 – прогнозное количество хемогенного карбоната кальция, отлагающегося из источников за 100 лет. Римскими цифрами показаны области неотектонического подъема: I – Нео-Урала, II – Уфимского плато, III – Тулвинской возвышенности, IV – Оханской возвышенности, V – Верхнекамской возвышенности, VI – Северных увалов.

Fig. 5. Minerogenic map with forecast and neotectonics elements.

1 – lineaments that appeared in recent times and the sign of relative displacement of blocks along them; 2, 3 – areas of subsidence (2) and uplift (3); 4 – manifestations and deposits of calcareous tufa; 5 – boundaries of mineragenic regions and their numbers (1 – Tulvinsky, 2 – Krasnokamsky, 3 – Suksunsky, 4 – Berezovsky, 5 – Kolvinsky); 6 – forecast quantity of chemogenic calcium carbonate deposited from springs water over 100 years. Roman numerals show areas of neotectonic uplift: I – Neo-Urals, II – Ufa Plateau, III – Tulva Upland, IV – Okhan Upland, V – Verkhnekamsk Upland, VI – Northern Ridges.

структурную позицию и пространственную близость с родниками с солоноватыми и солеными водами. Преобладающая часть месторождений и проявлений гажи и родников локализована по периферии неотектонических поднятий (Уфимского плато, Тулвинской и Оханской возвышенностей и Нео-Урала), где на земную поверхность или вблизи нее выведены сульфатно-карбонатные и карбонатные толщи Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба. Характер распределения месторождений агрокарбонатов позволил выделить пять минерагенических полей (Тулвинское, Краснокамское, Суксунское, Березовское и Колвинское), в пределах которых проведена оценка запасов (табл. 3). Расстояние от водораздела возвышенности до места разгрузки подземных вод на земную поверхность и месторождений гажи составляет 20.0–50.0 км, что позволяет принимать данное расстояние в качестве пути подземного стока, необходимого для насыщения подземных вод кальцием.

Полученные данные позволяют реконструировать процесс континентального карбонатообразования на территории Пермского края (рис. 6). В качестве областей мобилизации рудного вещества выступают возвышенности шириной 20.0–50.0 км, сложенные растворимыми кальцийсодержащими породами, которые по периферии обрамлены областями погружения, благоприятными для медленного течения поверхностных вод. Проходя через

массив пород, инфильтрованные воды насыщаются кальцием, который выпадает в виде карбонатов как в непосредственной близости от места разгрузки в виде плащеобразных отложений известковых туфов, так и на расстоянии (до 7.0 км) от него в речных (реже старичных и озерных) обстановках с максимумом отложения в районе 0.25–2.00 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Основная часть проявлений и месторождений голоценовых агрокарбонатов приурочена к южной части Предуральского краевого прогиба и претерпевшей неотектонический подъем восточной окраине Восточно-Европейской платформы, в пределах которых на земную поверхность (Уфимского плато, Оханская возвышенность) или в зону аэрации (Тулвинская возвышенность) выведены карбонатно-сульфатные толщи кунгурского возраста. Они, как и родники подземных вод с повышенной минерализацией (более 1 г/дм³), локализованы в зонах неотектонического опускания вокруг поднятий, что позволяет говорить о формировании грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков через массивы эвапоритовых пород. Исключением из данного положения является группа проявлений гажи на юге Оханской возвышенности, которая может быть связана с менее минерализованными водами. Таким образом, минерагенически поднятия выступают в качестве областей мо-

Таблица 3. Структура запасов месторождений гажи Пермского края и их распределение по рудным полям

Table 3. Reserve's structure of calcareous tufa deposits in Perm Region and their distribution by ore fields

Провинция	Область	Поле	Количество месторождений	Запасы, тыс. т			
				A1 + B1 + C1	C2	Прогнозные и авторские	Суммарные
Восточно-Европейская	Среднерусская	Тулвинское	21	6 362	4 603	66	11 031
		Краснокамское	7	763	2 871	720	4 354
	Предуральская	Суксунское	13	9 857	10 608	0	20 465
		Березовское	28	2 196	11 304	0	13 500
Уральская		Колвинское	3	0	636	115	751

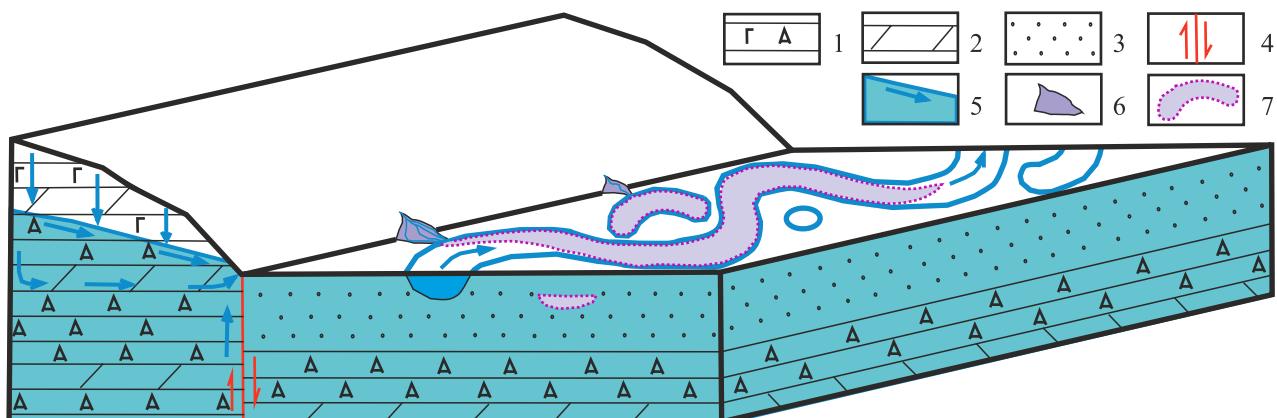


Рис. 6. Принципиальная схема формирования карбонатных отложений в районе развития эвапоритовых комплексов.

1 – гипсовая и ангидритовая породы; 2 – доломитовая порода; 3 – рыхлые депрессионные отложения; 4 – сбросы и направление относительного перемещения блоков; 5 – грунтовые воды и направления их движения; 6 – плащеобразные отложения известковых туфов; 7 – шлейф отложений гажи.

Fig. 6. Schematic diagram of the carbonate deposits formation in the evaporite area.

1 – gypsum and anhydrite rocks; 2 – dolomite rocks; 3 – loose depression deposits; 4 – faults and direction of relative movement of blocks; 5 – groundwater and directions of its movement; 6 – cloak-like deposits of calcareous tufa; 7 – loose calcareous tufa deposits.

билизации “рудного” вещества, а области погружения вокруг них – областями отложения.

2. В пределах Восточно-Европейской платформы солоноватые и соленые воды характеризуются гидрокарбонатным (кальциевым) и сульфатным (кальциевым, магниевым и натриево-калиевым) составом. В Предуральском краевом прогибе распределение вод по классам и группам более сложное: наличие соляных толщ в Соликамской и Верхнепечорской впадинах определило существенно хлоридный натриевый состав, а в Юрзано-Сылвенской впадине, Колвинской и Косьвинско-Чусовской седловинах – сульфатный кальциевый и реже сульфатный натриевый. Проявления хлоридных кальциевых и гидрокарбонатных натриево-калиевых вод единичны, и закономерности их развития пока не выявлены.

3. Основная масса подземных вод родников с минерализацией более $1 \text{ г}/\text{дм}^3$ относится к группе сульфатных (89.9%), среди которых преобладает класс кальциевых (91.7%). Реже отмечаются родники с хлоридными (7.5%) и гидрокарбонатными (2.6%) водами. Все они являются агрессивными по отношению к сульфатам кальция. Расчет показал, что наибольшим минерагеническим потенциалом в отношении хемогенного карбоната кальция обладают сульфатные кальциевые и гидрокарбонатные кальциевые воды, где осаждение возможно в 79.1 и 80.0% родников и может достигать 41.3 и 47.1 тыс. т за 100 лет из одного родника соответственно. Осаджение хемогенного кар-

боната кальция из вод других классов ниже (из сульфатных магниевых в 33.3% случаев, сульфатных натриево-калиевых – 14.3, хлоридных кальциевых – 37.5, хлоридных натриево-калиевых – 46.6%), а из гидрокарбонатных натриево-калиевых – невозможно. Осаждение биогенного карбоната кальция предполагается из вод всех родников, а в 48.9% случаев оно может превышать долю хемогенного в 1.1–8.0 раз. Общая продуктивность подземных вод в отношении биогенного и хемогенного карбоната кальция для отдельных родников составляет 0.0001–1 млн т / 100 лет, а для всех родников Пермского края с минерализацией более $1 \text{ г}/\text{дм}^3$ – 12.2 млн т, что отражает огромные масштабы выщелачивания и возможного последующего отложения карбоната кальция.

4. Допускается, что седimentация карбонатного материала начинается сразу в месте излияния подземных вод за счет снижения давления углекислого газа (субаэральные покровы известковых туфов). Поскольку благоприятными для жизнедеятельности растений и живых организмов являются более спокойные остановки ручьев, медленно текущих рек и озер, предполагается, что основным механизмом осаждения здесь является биохимическая садка карбоната кальция (субаквальные залежи гажи). Соотношение длины (до 7 км) и ширины (до 2 км) залежей агрокарбонатов дает основание считать, что осадконакопление происходило в долинах меандрирующих рек.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А. (1953) Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 296 с.
- Бриков А.В., Маркин А.Н. (2018) Нефтепромысловая химия: практическое руководство по борьбе с образованием солей. М.: Де'Либри, 335 с.
- Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. (1992) Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 200 с.
- Дуров С.А. (1948) Классификация природных вод и графическое изображение их состава. Докл. АН СССР, 1, 87-90.
- Каткова В.И., Митюшева Т.П., Тетерьюк Б.Ю. (2019) Особенности минерализации рдестов реки Вымь (Республика Коми). Изв. Коми НЦ УрО РАН, 1(37), 69-75. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2019-1-69-75>
- Кокаровцев В.К. (1992) Ресурсы и геология голоценовых агрокарбонатов Пермского Предуралья. Екатеринбург: Уралгеология, 216 с.
- Овчинников Л.Н. (1988) Образование рудных месторождений. М.: Недра, 255 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. (1999) Геохимия ландшафта. М.: МГУ, 610 с.
- Проворов В.М. (1973) Основные черты тектоники нижнепермских отложений и ее связь с глубинным строением Среднего Приуралья. Нижнепермские отложения Камского Предуралья: Тр. ВНИГНИ, вып. 118, 28-48.
- Силаев В.И., Чайковский И.И., Митюшева Т.П., Хазов А.Ф. (2008) Современные карбонатные минерализации на испарительных и седиментационно-дигенетических изотопно-geoхимических барьерах. Сыктывкар: Геопринт, 68 с.
- Страхов Н.М. (1954) Образование осадков в современных водоемах. М.: АН СССР, 792 с.
- Чайковский И.И. (2011) Современное биогенное минералообразование в бассейне реки Шаквы. Вестн. Перм. НЦ, 1, 4-8.
- Arenas-Abad C. (2022) A multi-scale approach to laminated microbial deposits in non-marine carbonate environments through examples of the Cenozoic, north-east Iberian Peninsula, Spain. *Deposit. Record*, 8(1), 67-101. <https://doi.org/10.1002/dep2.145>
- Auqué L.F., Arenas C., Osácar M.C., Pardo G., Sancho C., Vazques-Brbez M. (2014) Current tufa sedimentation in a changing-slope valley: The River Añamaza (Iberian Range, NE Spain). *Sediment. Geol.*, 303, 26-48. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.01.008>
- Auqué L.F., Osácar M.C., Arenas C., Cukrov N., Lojen S., Sancho C. (2023) Controls on Mg/Ca Ratios in Recent Stromatolites: Insights from Fluvial Systems in the Iberian Range (Spain). *Minerals*, 13(1), 57. <https://doi.org/10.3390/min13010057>
- Brikov A.V., Markin A.N. (2018) Oilfield Chemistry: A Practical Guide to Combating Salt Formation. Moscow, De'Libri Publ., 335 p. (In Russ.)
- Чайковский И.И. (2011) Modern biogenic mineral formation in the Shakva River basin. *Vestn. Perm. NTs*, 1, 4-8. (In Russ.)
- Durov S.A. (1948) Classification of natural waters and graphic representation of their composition. *Dokl. AN SSSR*, 1, 87-90. (In Russ.)
- Fubelli G., Dramis F. (2023) Calcareous Tufa: Deposition and Erosion during Geological Times. *Appl. Sci.*, 13(7), 4410. <https://doi.org/10.3390/app13074410>
- Langelier W.F. (1936) The analytical control of anticorrosion water treatment. *J. Amer. Water Works Assoc.*, 28(10), 1500-1521. <https://doi.org/10.1002/j.1551-8833.1936.tb13785.x>
- Mercedes-Martín R., Rao A., Rogerson M., Sánchez-Román M. (2020) Effects of salinity, organic acids and alkalinity on the growth of calcite spherulites: Implications for evaporitic lacustrine sedimentation. *Deposit. Record*, 8(1), 143-164. <https://doi.org/10.1002/dep2.136>
- Pedley H.M., Rogerson M., Middleton R. (2009) Freshwater calcite precipitates from in vitro mesocosm flume experiments: a case for biomediation of tufas. *Sedimentology*, 56(2), 511-527. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00983.x>
- Pentecost A. (2005) Travertine. Berlin: Springer, 445 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756806002822>
- Perri E., Manzo E., Tucker M.E. (2012) Multi-scale study of the role of the biofilm in the formation of minerals and fabrics in calcareous tufa. *Sediment. Geol.*, 263-264, 16-29. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.10.003>
- Rogerson M., Pedley H.M., Wadhawan J.D., Middleton R. (2008) New insights into biological influence on the geochemistry of freshwater carbonate deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72(20), 4976-4987. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.030>
- Shvartsev S.L. (2008) Geochemistry of Fresh Groundwater in the Main Landscape Zones of the Earth. *Geochim. Int.*, 46, 1285-1398. <https://doi.org/10.1134/S0016702908130016>
- Shvartsev S.L., Lepokurova O.E., Kopylova Yu.G. (2007) Geochemical mechanisms of travertine formation from fresh waters in southern Siberia. *Rus. Geol. Geophys.*, 48(8), 659-667. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.07.003>
- Skillman H.L., McDonald J.P., Stiff H.A. (1969) A Simple, Accurate, Fast Method for Calculating Calcium Sulfate Solubility in Oilfield Brine. American Petroleum Institute, 906-14-I.

REFERENCES

- Alekin O.A. (1953) Hydrochemistry Fundamental. Lenin-grad, Gidrometizdat Publ., 296 p. (In Russ.)
- Arenas-Abad C. (2022) A multi-scale approach to laminated microbial deposits in non-marine carbonate environments through examples of the Cenozoic, north-east Iberian Peninsula, Spain. *Deposit. Record*, 8(1), 67-101. <https://doi.org/10.1002/dep2.145>
- Auqué L.F., Arenas C., Osácar M.C., Pardo G., Sancho C., Vazques-Brbez M. (2014) Current tufa sedimentation in a changing-slope valley: The River Añamaza (Iberian Range, NE Spain). *Sediment. Geol.*, 303, 26-48. <http://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.01.008>
- Auqué L.F., Osácar M.C., Arenas C., Cukrov N., Lojen S., Sancho C. (2023) Controls on Mg/Ca Ratios in Recent Stromatolites: Insights from Fluvial Systems in the Iberian Range (Spain). *Minerals*, 13(1), 57. <https://doi.org/10.3390/min13010057>
- Brikov A.V., Markin A.N. (2018) Oilfield Chemistry: A Practical Guide to Combating Salt Formation. Moscow, De'Libri Publ., 335 p. (In Russ.)
- Чайковский И.И. (2011) Modern biogenic mineral formation in the Shakva River basin. *Vestn. Perm. NTs*, 1, 4-8. (In Russ.)
- Durov S.A. (1948) Classification of natural waters and graphic representation of their composition. *Dokl. AN SSSR*, 1, 87-90. (In Russ.)
- Fubelli G., Dramis F. (2023) Calcareous Tufa: Deposition and Erosion during Geological Times. *Appl. Sci.*, 13(7), 4410. <https://doi.org/10.3390/app13074410>
- Gorbunova K.A., Andreychuk V.N., Kostarev V.P., Maksimovich N.G. (1992) Karst and caves of the Perm Region.

- Perm, Izd-vo Perm. un-ta, 200 p. (In Russ.)
- Katkova V.I., Mityusheva T.P., Teteryuk B.Yu. (2019) Features of pondweeds mineralization of the Vy'm River (Komi Republic). *Izv. Komi NTs UrO RAN*, **1**(37), 69-75. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2019-1-69-75>
- Kokarovets V.K. (1992) Resources and geology of Holocene agrocarbonates of the Permian Cis-Urals. Ekaterinburg, Uralgeologiya Publ., 216 p. (In Russ.)
- Langelier W.F. (1936) The analytical control of anticorrosion water treatment. *J. Amer. Water Works Assoc.*, **28**(10), 1500-1521. <https://doi.org/10.1002/j.1551-8833.1936.tb13785.x>
- Mercedes-Martín R., Rao A., Rogerson M., Sánchez-Román M. (2020) Effects of salinity, organic acids and alkalinity on the growth of calcite spherulites: Implications for evaporitic lacustrine sedimentation. *Deposit. Record*, **8**(1), 143-164. <https://doi.org/10.1002/dep2.136>
- Ovchinnikov L.N. (1988) Formation of ore deposits. Moscow, Nedra Publ., 255 p. (In Russ.)
- Pedley H.M., Rogerson M., Middleton R. (2009) Freshwater calcite precipitates from in vitro mesocosm flume experiments: a case for biomediation of tufas. *Sedimentology*, **56**(2), 511-527. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00983.x>
- Pentecost A. (2005) Travertine. Berlin, Springer, 445 p. <https://doi.org/10.1017/S0016756806002822>
- Perel'man A.I., Kasimov N.S. (1999) Landscape Geochemistry. Moscow, MGU, 610 p. (In Russ.)
- Perri E., Manzo E., Tucker M.E. (2012) Multi-scale study of the role of the biofilm in the formation of minerals and fabrics in calcareous tufa. *Sediment. Geol.*, **263-264**, 16-29. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.10.003>
- Provorov V.M. (1973) The main features of the tectonics of the Lower Permian deposits and its connection with the deep structure of the Middle Urals. *Nizhnepermskiye otlozheniya Kamskogo Predural'ya: Tr. VNIGNI*, vyp. 118, 28-48. (In Russ.)
- Rogerson M., Pedley H.M., Wadhawan J.D., Middleton R. (2008) New insights into biological influence on the geochemistry of freshwater carbonate deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**(20), 4976-4987. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.030>
- Shvartsev S.L. (2008) Geochemistry of Fresh Groundwater in the Main Landscape Zones of the Earth. *Geochim. Int.*, **46**, 1285-1398. <https://doi.org/10.1134/S0016702908130016>
- Shvartsev S.L., Lepokurova O.E., Kopylova Yu.G. (2007) Geochemical mechanisms of travertine formation from fresh waters in southern Siberia. *Rus. Geol. Geophys.*, **48**(8), 659-667. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.07.003>
- Silaev V.I., Chaikovskiy I.I., Mityusheva T.P., Khazov A.F. (2008) Modern carbonate mineralizations on evaporative and sedimentation-diagenetic isotope-geochemical barriers. Syktyvkar, Geoprint Publ., 68 p. (In Russ.)
- Skillman H.L., McDonald J.P., Stiff H.A. (1969) A Simple, Accurate, Fast Method for Calculating Calcium Sulfate Solubility in Oilfield Brine. American Petroleum Institute, 906-14-I.
- Strakhov N.M. (1954) Formation of sediments in modern basin. Moscow, AN SSSR, 792 p. (In Russ.)