

ОБ ОТКРЫТИИ СЛАБОРАДОНОВЫХ ВОД — ИНСКИЕ ИСТОЧНИКИ

Д.А. Новиков^{1,2}, Ю.Г. Копылова³, А.Ф. Сухорукова¹, Л.Г. Вакуленко^{1,2}, А.Н. Пыряев^{2,4},
А.А. Максимова¹, А.С. Деркачев¹, А.Н. Фаге¹, А.А. Хвашевская³, Ф.Ф. Дульцев¹,
А.В. Черных¹, М.С. Мельгунов⁴, П.Н. Калинин², С.А. Растигеев⁵

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

³Томский политехнический университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 30, Россия

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁵Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 11, Россия

В августе 2019 г. во время полевых работ, связанных с изучением радоновых вод Новосибирской городской агломерации, вдали от известных гранитных массивов были опробованы четыре нисходящих источника в долине р. Иня. В результате лабораторных исследований была установлена повышенная активность радона от 5 до 149 Бк/дм³. Определено, что воды — собственно пресные, HCO₃ Mg-Ca состава с величиной общей минерализации от 413 до 548 мг/дм³ и содержанием кремния 4.1—8.6 мг/дм³. Они характеризуются рН от нейтральных до слабощелочных (7.1—8.4), окислительной геохимической обстановкой с Eh +205.3...+231.8 мВ и содержанием O₂ раств. 6.24—12.26 мг/дм³. Выявлено преобладание в водах изучаемого района концентраций SO₄²⁻ над Cl⁻, видимо, за счет наличия сульфидов в составе водовмещающих отложений, в частности пирита, в покровных отложениях. Более чем 10-кратное пропорциональное превышение концентраций Са над Si в водах Инских источников свидетельствует о преимущественно карбонатном составе водовмещающих отложений.

Суммарная α -активность вод составляет 3—4 мБк/дм³, а β -активность 11—15 мБк/дм³. Установлено, что природные радионуклиды содержатся в водах источников в следующих пределах (мг/дм³): ²³⁸U от 2.83·10⁻³ до 4.13·10⁻³; ²³²Th от 2.39·10⁻⁶ до 1.16·10⁻⁵ и ²²⁶Ra от 3.83·10⁻¹⁰ до 4.93·10⁻¹⁰. ²³²Th/²³⁸U отношение в водах варьирует в интервале от 5.79·10⁻⁴ до 3.61·10⁻³, что является следствием окислительной геохимической обстановки, в которой торий не мигрирует. Уранизотопное отношение (γ) ²³⁴U/²³⁸U в водах изменяется от 2.6 до 3.2 при активности изотопов урана (мБк/дм³): ²³⁴U (117—124), ²³⁸U (38—48). Это указывает на более глубокую циркуляцию изученных вод по сравнению с водами Святого источника в с. Верх-Тула, в которых $\gamma = 1.3$, а активность ²³⁴U составляет 147, а ²³⁸U — 115 мБк/дм³.

По изотопному составу воды источников имеют инфильтрационное происхождение и характеризуются довольно узким распределением значений $\delta^{18}\text{O}$ (от -17.5 до -16.7 ‰) и δD (от -128.4 до -126.2 ‰). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ варьируют от -10.3 и -10.9 ‰ в источниках 3 и 2 до более легких -11.2 и -12.1 ‰ в источниках 1 и 4 соответственно. Это обусловлено большим участием поверхностных вод в питании источников 1 и 4, что также согласуется с материалами по $\delta^{18}\text{O}$ и δD , данными по радиоуглеродному датированию. Для вод источника 3 оцененный возраст водорастворенного углерода 1478 ± 81 лет — самый большой, в то время как для источника 4 только 651 ± 53 год, для источника 1 возраст оценен как современный. Уменьшение возраста водорастворенного углерода вплоть до современного указывает на увеличение вклада поверхностных вод в питание источников. Изотопный состав С и О кальцита водовмещающих пород характеризуется близкими значениями для большей части образцов: $\delta^{13}\text{C}$ варьирует в узких пределах — от -3.1 до -2.7 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ — от 17.2 до 18.4 ‰. Для сланца выветрелого облика отмечено облегчение изотопного состава по углероду (до -11.0 ‰) и по кислороду (до 13.9 ‰). Результаты изотопных исследований углерода в образцах пород, их органической составляющей и водах указывают на активный изотопный обмен в системе вода—порода—органическое вещество.

Радоновые воды, гидрогеохимия, радионуклиды, стабильные изотопы, радиоуглеродное датирование, генезис, фракционирование, Инские источники, Западная Сибирь

THE INSKIE SPRINGS: NEW INSIGHTS INTO LOW-RADON WATERS

D.A. Novikov, Yu.G. Kopylova, A.F. Sukhorukova, L.G. Vakulenko, A.N. Pyryaev, A.A. Maksimova, A.S. Derkachev,
A.N. Faguet, A.A. Khvashchevskaya, F.F. Dultsev, A.V. Chernykh, M.S. Mel'gunov, P.N. Kalinkin, S.A. Rastigeev

In August 2019, four descending (gravity) springs in the Inya River valley were sampled during the field works conducted within the study of low-radon waters of the Novosibirsk urban agglomeration in the area lying away from known granite massifs. Laboratory analyses have revealed enhanced radon activity concentrations (from 5 to 149 Bq/dm³). It has been established that these waters are fresh, of HCO₃ Mg-Ca chemical composi-

tion, and have a TDS value of 413 to 548 mg/dm³ and a silicon content of 4.1–8.6 mg/dm³. They are characterized by neutral to slightly alkaline pH (7.1–8.4) and oxidizing geochemical conditions with Eh from +205.3 to +231.8 mV and O₂ dissolv. = 6.24–12.26 mg/dm³. The revealed predominance of SO₄²⁻ over Cl⁻ concentrations in the waters of the study area was probably due to the presence of sulfides in the water-bearing sediments, in particular, pyrite in the surface sediments. More than tenfold proportional excess of Ca concentrations over Si in the Inskie spring waters indicates the predominantly carbonate composition of the water-bearing sediments. The gross α -activity of waters is 3–4 mBq/dm³, and gross β -activity is 11–15 mBq/dm³. Natural radionuclides are found in the spring waters within the following limits (mg/dm³): ²³⁸U, from 2.83 · 10⁻³ to 4.13 · 10⁻³; ²³²Th, from 2.39 · 10⁻⁶ to 1.16 · 10⁻⁵, and ²²⁶Ra, from 3.83 · 10⁻¹⁰ to 4.93 · 10⁻¹⁰. The value of the ²³²Th/²³⁸U ratio for the waters ranges from 5.79 · 10⁻⁴ to 3.61 · 10⁻³, as a result of the oxidative geochemical migration-arresting capability of thorium. The uranium isotope ratio (γ) ²³⁴U/²³⁸U varies from 2.6 to 3.2 for the waters, with the uranium isotope activity determined as 117–124 mBq/dm³ for ²³⁴U and 38–48 mBq/dm³ for ²³⁸U. This indicates shallow circulation of the studied waters as compared with those of the Svyatoi spring in Verkh-Tula Village, for which γ = 1.3; the ²³⁴U activity, 147 mBq/dm³; and the ²³⁸U activity, 115 mBq/dm³. By isotopic composition, the origin of the spring waters is assigned to the infiltration type, and they are characterized by relatively narrow distribution of $\delta^{18}\text{O}$ (from –17.5 to –16.7‰) and δD (from –128.4 to –126.2‰) values. The $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ values are from –10.3 and –10.9‰ in springs 3 and 2 and become lighter (–11.2 and –12.1‰) in springs 1 and 4, respectively. This is due to significant participation of surface waters in the recharge mechanism of springs 1 and 4, which is also consistent with the $\delta^{18}\text{O}$ and δD data and ¹⁴C dating. The estimated age of water-dissolved carbon is 1478 ± 81 years for the waters of spring 3 (the oldest), while it is found to be only 651 ± 53 years for spring 4 and is estimated as modern for spring 1. The reported decline in the age of water-dissolved carbon down to recent age is indicative of increased contribution of surface water to the spring recharge area. The C and O isotope compositions of calcite of the host aquifer rocks are characterized by close values for most of the samples: $\delta^{13}\text{C}$ varies within narrow limits (from –3.1 to –2.7‰), and $\delta^{18}\text{O}$ varies from 17.2 to 18.4‰. The isotopic composition becoming lighter for carbon (up to –11.0‰) and oxygen (up to 13.9‰) was noted for weathered schist samples. Results of the carbon isotope analysis of rock samples, their organic component, and water indicate an active isotopic exchange in the water–rock–organic matter system.

Radon waters, hydrogeochemistry, radionuclides, stable isotopes, radiocarbon dating, origin, fractionation, Inskie springs, West Siberia

ВВЕДЕНИЕ

В зависимости от особенностей, гидрогеологии в различных регионах Земли имеются условия для формирования широкого спектра активности радона (²²²Rn). Исследования по изучению распределения радона в природных водах ведутся многими научными коллективами в США, России, Болгарии, Германии, Китае и др. Активность радона в природных водах колеблется в широком интервале от 1 до 100 000 Бк/дм³ и более [Бондарева, 2006; Булатов и др., 2013; Tallini et al., 2013; Santos, Bonotto, 2014; Kies et al., 2015; Mirhosseini et al., 2015; Girault et al., 2016; Guo et al., 2018; и др.].

Новосибирск является единственным крупным городом России в окрестностях которого открыто урановое месторождение Пригородное [Машковцев и др., 2010; Долгушин, Царук, 2015], и присутствие U, Rn в водах носит природный характер. Распределение обусловлено наличием рассеянных радиоактивных минералов в гранитах и гранодиоритах одноименного массива, в которых содержания U достигают 13.8 г/т [Бабин и др., 2015]. В 1980–90-е годы в пределах Новосибирской городской агломерации (НГА) было открыто более десяти месторождений радоновых вод (Заельцовское, Горводолечебница, Тулинское и др.). Как показали результаты геолого-разведочных работ содержание радона (²²²Rn) в подземных водах НГА варьирует от 0.1 до 43764.6 Бк/дм³.

Выявленные месторождения к настоящему времени недостаточно описаны в научной литературе [Посохов, Толстихин, 1977; Вериго и др., 1979; Гусев, Вериго, 1984; Вараксин и др., 1998; Росляков и др., 2013]. Последние сведения приводятся в работах [Новиков и др., 2018, 2021, 2022; Novikov et al., 2021a, b]. В августе 2019 г. во время полевых работ, связанных с изучением радоновых вод НГА, были опробованы четыре нисходящих источника в долине р. Иня (рис. 1). В результате лабораторных исследований установлена повышенная активность Rn от 5 до 149 Бк/дм³. Источники были повторно опробованы в ноябре этого же года и позднее в 2020 г. Интересным фактом является то, что слаборадоновые Инские источники расположены вдали от известных гранитных массивов НГА. Поэтому целью настоящей работы являются детальные изотопно-геохимические исследования особенностей вод и водовмещающих пород Инских источников.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Непосредственно на месте отбора проб воды было выполнено определение рН, Eh, температуры, содержания растворенного O₂, HCO₃⁻ с помощью оборудования (Hanna HI9125, кислородомер АКПМ-1-02Л)

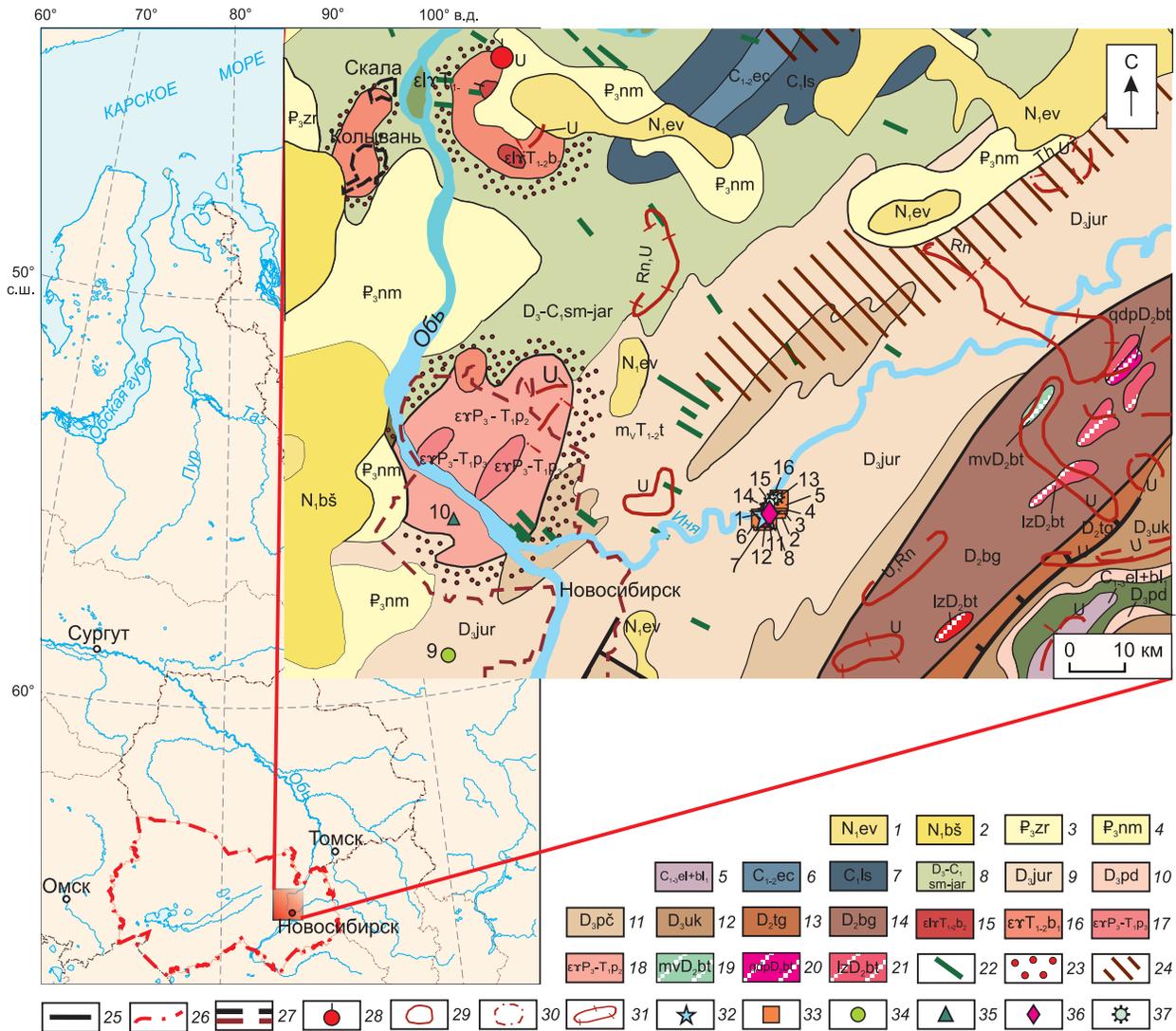


Рис. 1. Местоположение изученных объектов (1—16) в пределах Новосибирской городской агломерации (геологическая основа, по [Бабин и др., 2015]).

Стратиграфические подразделения: 1 — евсинская свита (N₁ev); 2 — бещеульская свита (N₁bš); 3 — журавльская свита (P₃zr); 4 — новомихайловская свита (P₃nm); 5 — елбашинская свита и нижнебалахонская подсерия, объединенные (C_{1,2}el-bl₁); 6 — евсеевский горизонт (C_{1,2}ec); 7 — лагерносадская (милытющинская) толща (C₁ls); 8 — саламатовская и ярская толщ, нерасчлененные (D₃ — C₁sm-jar); 9 — юргинская свита (D₃jur); 10 — подонинская свита (D₃pd); 11 — пачинская свита (D₃uk); 12 — тогучинская свита (D₂tg); 13 — буготакская свита (D₂bg); барлакский гранит-лейкогранитовый мезоабиссальный комплекс: 15 — вторая фаза, монцолейкограниты и лейкограниты биотитовые среднезернистые, реже монцограниты биотитовые и амфибол-биотитовые (εγT_{1,2}b₂); 16 — первая фаза, монцолейкограниты и лейкограниты биотитовые среднезернистые, реже монцограниты биотитовые и амфибол-биотитовые (εγT_{1,2}b₁); приобский монцодиорит-граносиенит-гранитовый мезоабиссальный комплекс: 17 — вторая фаза, монцограниты, граносиениты, граниты, гранодиориты амфиболовые среднезернистые, порфирировидные с директивной текстурой (εγP₃ — T₁p₂); 18 — третья фаза, монцограниты биотитовые мелкозернистые (εγP₃ — T₁p₃); буготакско-тогучинский риодацит-базальтовый комплекс: 19 — силлы и штоки долеритов, габродолеритов (mvD₂bt); 20 — силлы и штоки кварцевых диорит-порфиров (qdpD₂bt); 21 — силлы и штоки кварцевых диорит-порфиров риодацитов и риолитов (lzD₂bt); 22 — дайки; 23 — контактовые роговики и ороговикованные породы; 24 — позднемеловая—эоценовая кора выветривания; 25 — разломы; границы: 26 — административная Новосибирской области, 27 — административные п. Скала, п. Кольвань, г. Новосибирск, 28 — месторождение урана Пригородное; литогеохимические площадные ореолы: 29 — в рыхлых отложениях, 30 — в коренных породах, 31 — гидрохимические ореолы; геохимические разновидности вод: 32 — порово-пластовые грунтовые воды покровных существенно карбонатных отложений (группа I): 1 — колодец; 33 — воды зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных по составу водовмещающих пород (группа II): Инские источники: 2 — источник 1; 3 — источник 2; 4 — источник 3; 5 — источник 4; 6 — скважина в СНТ «Лесная стрелка-1»; 7 — скважина на полигоне СГУПС; 8 — скважина в СНТ «Лесная стрелка-2»; 34 — воды зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных по составу водовмещающих пород (группа III): 9 — Святой источник, с. Верх-Тула; 35 — трещинно-жилльные воды гранитоидов (группа IV): 10 — скважина Тулинского месторождения; 36 — поверхностные воды (группа V): 11 — р. Шебаниха; 12 — р. Крутиха; 37 — поверхностные воды в условиях антропогенного влияния (группа VI): 13 — р. Иня, напротив источника 4; 14 — р. Иня, левый берег, 200 м вверх по течению от устья Крутихи; 15 — р. Иня, левый берег, 700 м вниз по течению от устья Шебанихи; 16 — р. Иня, левый берег, 100 м вниз по течению от устья Крутихи.

и полевой гидрогеохимической лаборатории. Измерение содержаний ^{222}Rn в водах проводилось на комплексе «Альфарад плюс» в лаборатории гидрогеологии осадочных бассейнов Сибири ИНГГ СО РАН. Последующее определение химического состава 31 пробы вод методами титриметрии, ионной хроматографии, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП) проводилось в ПНИЛ гидрогеохимии ИШПР ТПУ (аналитики О.В. Чеботарева, Н.В. Бублий, А.С. Погуца, В.В. Куровская, К.Б. Кривцова, Л.А. Ракул). Точность используемых в анализе методов находится в диапазоне от 8 до 26 % и зависит от минерализации вод и содержания в них компонентов.

Определение значений $\delta^{18}\text{O}$, δD и $\delta^{13}\text{C}$ выполнялось в Аналитическом центре МИИ ИГМ СО РАН на изотопном масс-спектрометре FinniganTM MAT 253, снабженном приставками пробоподготовки H/Device, Flash EA 1112 и GasBench II. Изотопный состав кислорода и углерода в воде и растворенном неорганическом углероде — DIC (Dissolved inorganic carbon), а также в породах, содержащих карбонатные минералы (кальцит, сидерит и др.), определялся в соответствии с методиками [Epstein, Mayeda, 1953; Nelson, 2000; Górká et al., 2011; Evans et al., 2016] с применением приставки пробоподготовки GasBench II. Изотопный состав углерода в органическом материале, выделенном из карбонатсодержащих пород путем их травления в 5 % HCl, определяли с применением приставки пробоподготовки Flash EA 1112 по методике [Ogawa et al., 2010]. Все измерения проводились относительно материалов сравнения IAEA (International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria): NBS-18 и NBS-19 — при измерениях $\delta^{13}\text{C}$ в водах, а также $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ — в карбонатах; VSMOW2, SLAP2 и GISP — при измерениях δD и $\delta^{18}\text{O}$ в водах; NBS-22, IAEA-CH-7 и USGS-24 — при измерениях $\delta^{13}\text{C}$ в органическом веществе [<https://nucleus.iaea.org/sites/ReferenceMaterials/Pages/Stable-Isotopes.aspx>]. Погрешность измерений не превышала 0.1 ‰ при анализе изотопного состава углерода, 0.2 ‰ — кислорода и 2 ‰ — водорода.

Данные по общей α - и β - активности вод, а также активностях ^{234}U , ^{238}U , ^{226}Ra и ^{228}Ra получены после предварительной радиохимической пробоподготовки на альфа-спектрометре ALPHA-ENSEMBLE-8 (Ametek, ORTEC, США); гамма-спектрометрической системе, скомпонованной на базе колодезного коаксиального HPGe ППД с низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA фирмы EURISYS MEASURES (Франция) и альфа-бета-радиометре для измерений малых активностей УМФ-2000 с кремниевым детектором (НПО «Доза», Россия). Радиоуглеродное датирование ($\delta^{14}\text{C}$) вод было выполнено на уникальной научной установке «Ускорительный масс-спектрометр ИЯФ СО РАН» в ЦКП ИЯФ СО РАН.

Полученные результаты химико-аналитических исследований приведены в таблицах 1—3.

Впервые выполнены комплексные исследования водовмещающих пород (известковый туф отобран в ручье, в 10 м ниже одного из источников, остальные образцы — непосредственно в местах выходов источников) с применением методов поляризационной и сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным спектрометром, рентгеноструктурного, ИСП-МС, изотопии С и О.

Полевые геофизические исследования проводились методом сопротивлений в модификации электротомографии с использованием аппаратно-программного комплекса «Скала-48» разработки ИНГГ СО РАН. Конфигурация электроразведочной установки: электроразведочные косы с постоянным шагом между выводами для подключения электродов, равным 5 м, 48 электродов, протокол измерений, используемый в работе, — Шлюмберже, 529 отсчетов, максимальная глубина исследования в приведенной конфигурации — 45 м. Первичные данные обрабатывались с использованием программы RiPP версии 1.12, контроль качества данных выполнялся по коэффициенту вариации (Q): кондиционными считались данные, где $Q < 1$. Кроме того, производилась оценка кривых зондирования на предмет значительных отклонений отдельных точек измерения от общего тренда.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрогеологическая характеристика исследуемого района. Изучаемая территория охватывает западную окраину Алтае-Саянской складчатой области, в пределах Колывань-Томской складчатой системы (КТСС), и относится к Новосибирской складчатой зоне [Бабин и др., 2015]. Изучаемые источники расположены в долине р. Иня, рядом с железнодорожной станцией «Геодзическая», в 35 километрах от г. Новосибирск (см. рис. 1).

Бассейн р. Иня представляет собой денудационно-аккумулятивную равнину, которая расчленена речными долинами Ини и ее притоков, глубоко врезаемыми и вскрывающими в своих бортах не только рыхлые четвертичные отложения, но и породы палеозойского возраста. Исследуемые объекты (группа Инские источники) в геоморфологическом отношении расположены на пойменной террасе левого берега Ини, где она относительно узкая (до 50 м). Ее поверхность имеет абсолютные отметки 85—90 м (рис. 2). Пойма отделяется от второй надпойменной террасы, развитой на этом берегу, крутым обрывистым уступом высотой до 18 м.

В гидрогеологическом разрезе можно выделить два водоносных комплекса (сверху вниз): 1 — четвертичных отложений, который включает в себя водоносные горизонты пойменной, второй надпой-

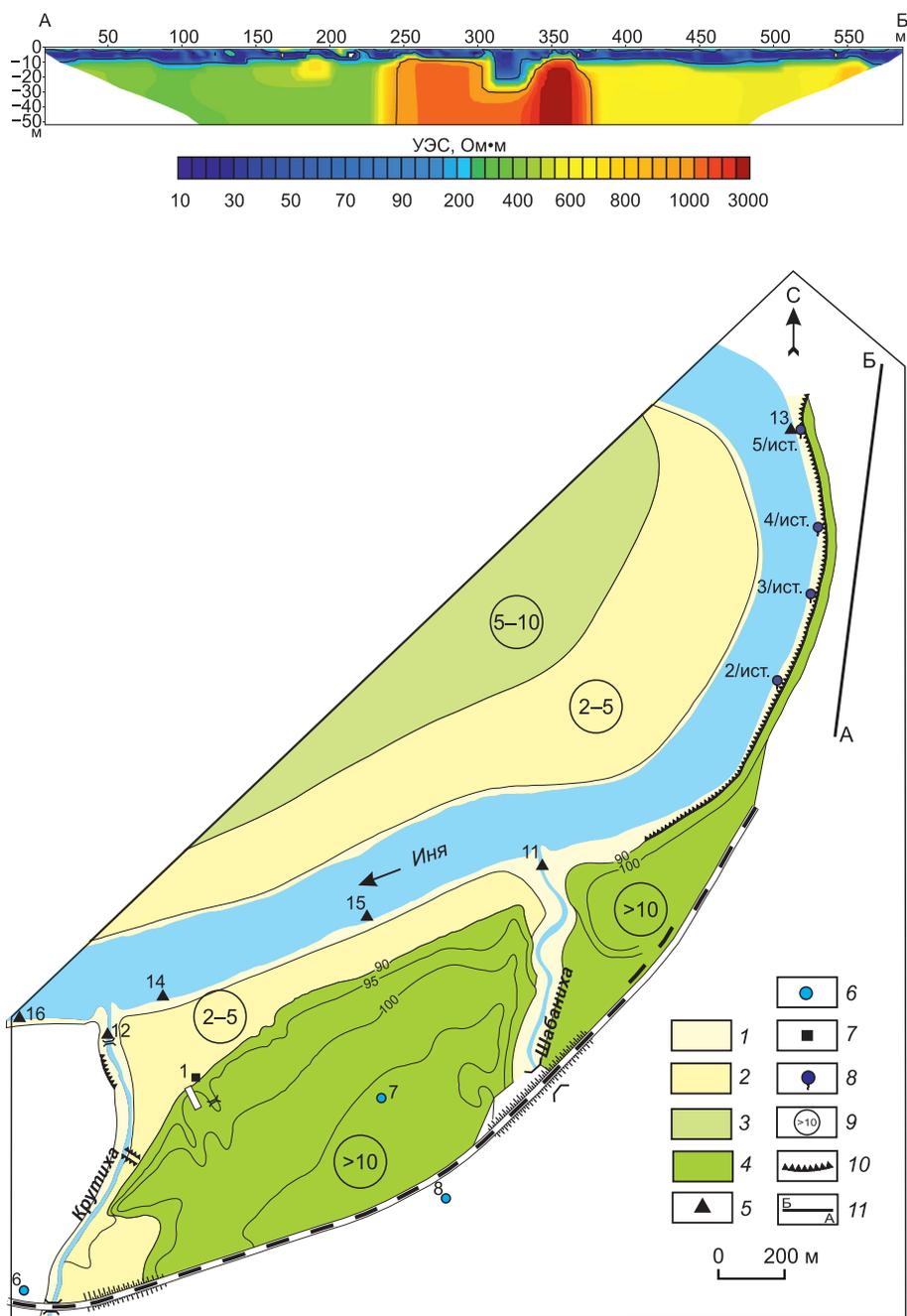


Рис. 2. Местоположение изученных объектов в долине р. Инья.

Стратиграфические подразделения: 1 — нижняя пойменная терраса; 2 — верхняя пойменная терраса; 3 — I надпойменная терраса; 4 — II надпойменная терраса. Изученные объекты: 5 — поверхностные воды; 6 — скважины; 7 — колодец; 8 — источники нисходящие; 9 — глубина залегания уровня грунтовых вод, м; 10 — обрыв; 11 — линия геофизического профиля А—Б. Нумерация водопунктов соответствует нумерации на рис. 1 и табл. 1.

менной террасы р. Инья и краснодубровской свиты (L, l-Шkd); 2 — обводненные зоны региональной трещиноватости пород палеозойского возраста (D₃jur). Четвертичные отложения образуют осадочный чехол, расчлененный речными долинами, в которых аккумулируются аллювиальные отложения. Водоносный горизонт пойменной террасы залегает на палеозойском основании и представлен песками различных фракций, гравием, прослоями супесей и суглинков, а его мощность не превышает 3—5 м. Водоносный горизонт второй надпойменной террасы сложен тонко-, мелкозернистыми песками мощностью до 20 м. Водоносный горизонт краснодубровской свиты представлен относительно мощной (в среднем

80—90 м) толщей лессовидно-озерных отложений: супесями, суглинками, лессами, песками, а также карбонатными глинами желтого и бурого цветов. Часто встречаются горизонты палеопочв.

Палеозойский фундамент сложен породами верхнего девона, смятыми в складки нескольких порядков, оси которых простираются на северо-восток согласно структурам КТСС. Изучаемый участок расположен в замковой зоне крупной опрокинутой синклинали, осложненной складками второго порядка. Наиболее молодым образованием этого периода на изучаемой территории является водоносный горизонт юргинской свиты (D_3^{jur}), представляющий собой пересекающиеся зоны региональной трещиноватости экзогенной и тектонической природы. Породы свиты выходят на дневную поверхность вдоль левого берега Ини. Источники разгружаются из данного водоносного горизонта, который представлен в основном глинистыми, реже известково-глинистыми сланцами. Мощность свиты изменяется в пределах 1500—1600 м.

Результаты интерпретации полевых геофизических работ уточнили гидрогеологическое строение исследуемого участка до глубины 45 м. Геоэлектрическая модель, полученная в результате инверсии полевых данных в программе Res2DInv, показала наличие относительно низкоомной зоны (диапазон значений УЭС 30—70 Ом·м, см. рис. 2). С учетом информации о геологическом строении исследуемой территории, а также по аналогии с другими данными, полученными методом электротомографии в изучаемом районе, выделенная низкоомная зона может быть проинтерпретирована как слой рыхлых отложений, представленных суглинками, подошва слоя залегает на глубине 10—25 м. Далее, опять же с учетом данных о геологическом строении района и других электроразведочных работах в его пределах, идет зона региональной трещиноватости палеозойского возраста (широкий диапазон значений УЭС от 200 до 4000 Ом·м). Как видно из геоэлектрической модели, по горизонтали палеозойский фундамент представлен тремя зонами — относительно проводящей (зеленая область, значения УЭС 200—400 Ом·м), непроводящей (красно-оранжевая область, значения УЭС 1000—4000 Ом·м) и слабопроводящей (желтая область, значения УЭС 600—800 Ом·м). Отмечается аномалия низких сопротивлений на отметке 325 м. Подобные аномалии, согласно выполненным в рамках других работ численным экспериментам, являются индикатором наличия зоны тектонического нарушения ниже видимой на геоэлектрической модели отметки 20—25 м. Таким образом, на основе выполненного ранее моделирования было выдвинуто предположение, что наблюдаемая аномалия приурочена к ослабленной трещиноватой зоне между источниками № 2 и 3. Высокоомный объект, обнаруживаемый далее по профилю исследования, может быть обусловлен дайкой спессартитов, кварцевых монцодиорит-порфириров, широко развитых в изучаемом районе.

Изотопно-геохимические особенности вмещающих пород. Водовмещающие отложения впервые макроскопически описаны в составе верхней части верхнедевонской инской формации, так называемых «шиферных слоев». Опубликованных материалов по результатам более детальных минералого-петрографических и геохимических исследований по указанному объекту нет.

Изученные породы (D_3^{jur}) представлены глинистыми, редко известково-глинистыми сланцами темно-серого (до черного), иногда серого (более светлые разновидности выветрелого облика) цвета, с небольшой примесью алевритового, песчано-алевритового материала (от первых до 15 %) и тонкомикрокристаллического кальцита (первые проценты, иногда до 35—40 %) (рис. 3, а—в). В разной степени проявлены тонкодисперсное ОВ и пирит. Отмечаются редкие включе-

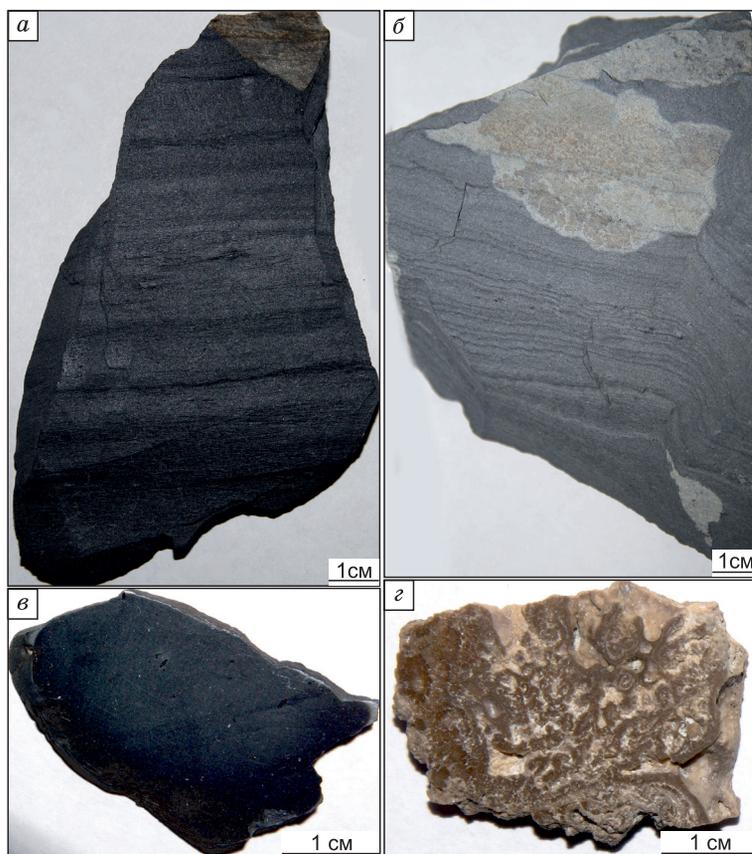


Рис. 3. Образцы вмещающих пород Инских источников.

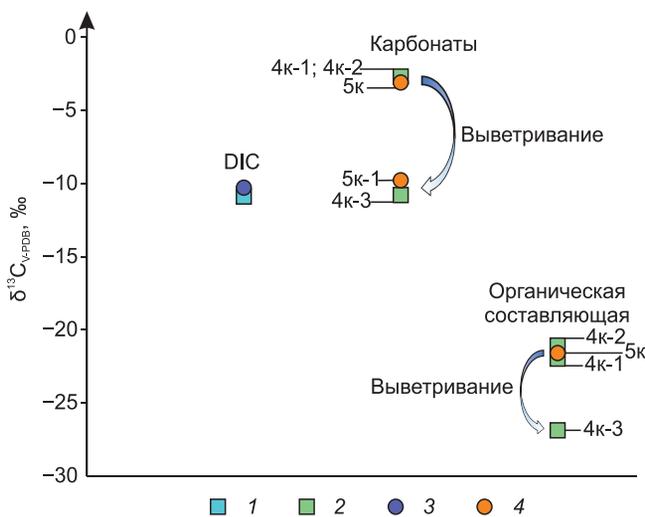


Рис. 4. Изотопный состав углерода в системе вода—порода—органическое вещество в Инских источниках.

ния оксидов-гидроксидов железа и пятнистое ожелезнение пород вдоль плоскостей сколов. Характерны субслоистые и наклонные тонкие трещинки, выполненные кальцитом. По результатам рентгеноструктурного анализа, в составе сланцев преобладающая глинистая часть представлена хорошо окристаллизованной слюдой мусковитового типа и, вероятно, парагонитом (от 25 до 45 %), Mg-, иногда Fe-Mg хлоритом (5—20 %), установлены также кварц (20—35 %), полевые шпаты (10—25 %), кальцит (5—15 %). В качестве незначительных примесей отмечают-

ся сидерит (?), пирит, пирротин, псиломелан (?), гранат, амфибол, цеолит (филлипсит). Среди терригенной примеси встречен циркон, обогащенный Hf, Th и Се.

Второй тип вмещающих пород представлен известняком (известковым туфом) светлым, коричнево-серым, участками белесым, сильнопористым, натечной текстуры, микритовым, участками яснокристаллическим, с неравномерно распределенной незначительной примесью мелкоалевритового материала (см. рис. 3, з). По результатам электронно-микроскопических исследований в составе примеси установлены альбит, калиевый полевой шпат, кварц, амфибол, апатит, эпидот, рутил, титанит, ильменит, магнетит, хлорит. Кальцит в почковидных микритовых образованиях имеет чистый состав, а в яснокристаллических участках в нем появляется небольшая примесь Mg. В известково-глинистом сланце в кальците отмечена примесь Fe, Mg, Mn, Sr.

Результаты ИСП-МС (сланцы) по 25 элементам-примесям показали близкие значения к средним содержаниям в верхней части земной коры [Григорьев, 2009]. Несколько снижено содержание Ва (303—351 г/т) по сравнению с земной корой (510 г/т) и Та — 0.69—0.84 г/т (1.4 г/т). Для образца выветрелого сланца характерно существенное снижение (в 3—5 раз) содержания большинства элементов, свидетельствующее об активном проявлении процессов выщелачивания на отдельных участках разреза. Лишь содержание U не претерпевает заметного изменения и в целом незначительно снижено — 1.47—2.1 г/т (2.5 г/т в верхней части земной коры).

Результаты исследований изотопного состава углерода в карбонатсодержащих образцах пород, их органической составляющей в сравнении со значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ для вод Инских источников приведены на рис. 4. В неизмененных породах концентрация изотопа ^{13}C выше относительно выветрелых пород. В последних легче становится изотопный состав не только углерода (от -2.7 ‰ в образцах 4к-1, 4к-2 и -3.1 ‰ в обр. 5к до -10.8 и -9.8 ‰ в образцах 4к-3 и 5к-1), но и кислорода (от 18.4, 17.2 и 18.3 ‰ в образцах 4к-1, 4к-2 и 5к до 13.8 и 15.0 в образцах 4к-3 и 5к-1). Проявление таких изменений в породах указывает на активный изотопный обмен в системе вода—порода—органическое вещество. Выявлена близость значений $\delta^{13}\text{C}$ для DIC и карбонатов выветрелых пород. Так, для вод источника 2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} = -10.9$ ‰, а для выветрелой породы (пр. 4к-3) $\delta^{13}\text{C} = -10.8$ ‰. В источнике 3 эти различия выше: -10.3 ‰ в DIC против -9.8 ‰ в выветрелой породе. Реакции равновесного изотопного обмена в углеродной неорганической системе при переходе атмосферный $\text{CO}_2 \rightarrow \text{DIC} \rightarrow$ твердый карбонат [Hoefs, 2018] приводят к обогащению углерода тяжелым изотопом ^{13}C . В нашем случае это утяжеление нивелировано. Вероятной причиной малости различия в значениях $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах, DIC и органическом веществе может выступать длительность процесса изотопного обмена в системе вода—порода. Кроме того, насыщению карбонатной составляющей пород легким изотопом ^{12}C могло способствовать активное участие биоты (бактериальной и вегетативной активности). В пользу этого свидетельствуют данные по изотопному составу углерода в органической составляющей пород. Из рисунка 4 видно, что самым отрицательным значениям $\delta^{13}\text{C}$ соответствует органическая составляющая обр. 4к-3 (-26.9 ‰ относительно -22.0, -21.1 и -21.4 для нерастворимых в 5 % HCl осадков минимально измененных пород). Это свидетельствует о более активном накоплении органических остатков, богатых легким изотопом ^{12}C , в пр. 4к-3 и дальнейшем их преобразовании в угольную кислоту, участвующую в выветривании пород.

Геохимия природных вод. Разделение данных на однородные геохимические совокупности по процессам формирования состава с оценкой интенсивности их проявления выполнено на основе соотношения химических элементов в водах. Коэффициенты Ca/Na, Ca/Mg, Ca/Si, Mg/Si, Na/Si использова-

ны для оценки особенностей обогащения вод за счет процессов гидролиза алюмосиликатов и конгруэнтного растворения карбонатов; $SO_4/Cl \gg 1$ и $rNa/rCl \gg 1$ — гидролиза алюмосиликатов и окисления сульфидных минералов; пропорциональное увеличение значений $SO_4/Cl = 1$, $rNa/rCl \geq 1$, $Ca/Na > 0$ — испарительного концентрирования.

К первой разновидности (I) порово-пластовых грунтовых вод покровных существенно карбонатных отложений относятся воды колодца, находящегося на полигоне СГУПС. Они умеренно пресные, с величиной общей минерализации 339 мг/дм³, SO_4 - HCO_3 Mg-Ca состава (табл. 1, рис. 5). Геохимические параметры среды отвечают окислительной обстановке с величиной pH 7.2; Eh + 205 мВ; $O_{2\text{раств.}}$ 5.6 мг/дм³ и содержанием кремния 0.3 мг/дм³. Воды характеризуются следующими значениями геохимических коэффициентов (рис. 6): Ca/Na 10.6; Ca/Mg 7.3; Ca/Si 261.2; Mg/Na 1.4; Mg/Si 35.7; Na/Si 24.6; Si/Na 0.04; rNa/rCl 0.9 и SO_4/Cl 3.2, что указывает на накопление в них магния и кальция.

Вторая геохимическая разновидность (II) вод зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных по составу водовмещающих пород представлена Инскими источниками и скважинами полигона СГУПС и двух СНТ Лесная стрелка-1 и -2. Воды нейтральные и слабощелочные (pH = 7.1—8.4) HCO_3 Mg-Ca состава с величиной общей минерализации от 389 до 561 мг/дм³ и содержанием кремния от 4.1 до 8.6 мг/дм³ (см. табл. 1, рис. 5). Характеризуются окислительной геохимической обстановкой с Eh от +195 до +232 мВ, содержанием $O_{2\text{раств.}}$ от 3.6 до 12.3 мг/дм³. По отношениям Ca/Na 12.9; Ca/Mg 5.8; Ca/Si 13.4; Mg/Na 2.4; Mg/Si 2.5; Na/Si 1.1; Si/Na 1.0; rNa/rCl 2.0 и SO_4/Cl 2.6 (см. рис. 6) в водах также активно идут процессы концентрирования магния и кальция.

Третья разновидность (III), имеющая одноименное название с предыдущей геохимической группой, представлена водами фонового состава (Святой источник в с. Верх-Тула). Воды отличаются более высокой минерализацией, варьирующей от 587 до 695 мг/дм³, слабовосстановительными условиями геохимической среды с Eh от -64 до -45 мВ и низкими содержаниями $O_{2\text{раств.}}$ от 0.5 до 2.0 мг/дм³. Они нейтральные и слабощелочные (pH 7.4—7.6) HCO_3 Mg-Ca и HCO_3 Na-Mg-Ca состава. Геохимические коэффициенты Ca/Na 2.7; Ca/Mg 2.9; Mg/Na 1.0 и Si/Na 0.2 по сравнению со второй разновидностью снижаются (см. рис. 6), а Ca/Si 14.7; Mg/Si 5.6; Na/Si 5.5; rNa/rCl 26.0 и SO_4/Cl 5.1 возрастают, и помимо магния и кальция в водах накапливается натрий.

К четвертой геохимической группе (IV) относятся трещинно-жильные воды гранитоидов Тулинского месторождения минеральных радоновых вод. Они имеют SO_4 - HCO_3 Na-Mg-Ca состав и отличаются более высокой минерализацией 720—910 мг/дм³ и содержанием кремния 6.4—8.6 мг/дм³ (см. табл. 1).

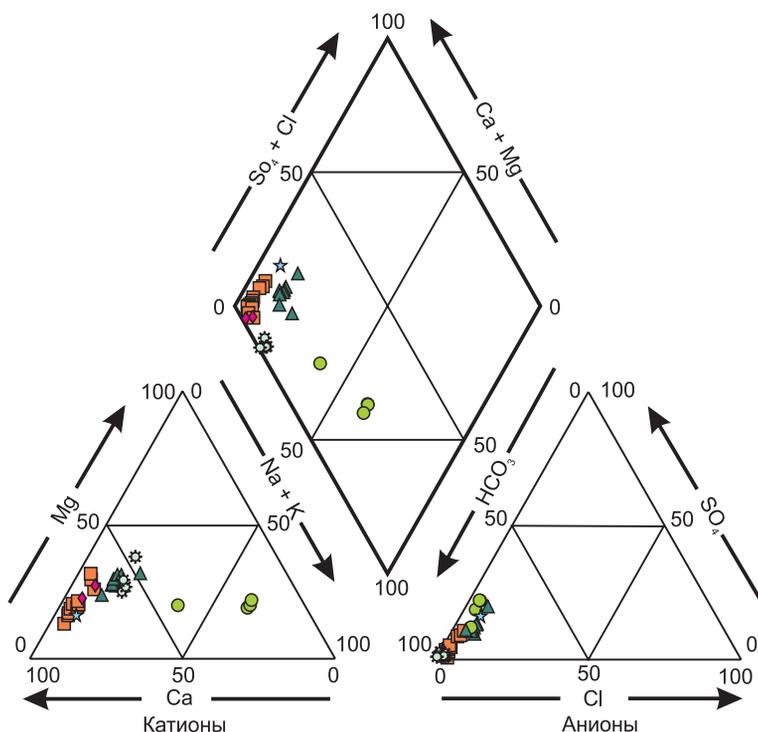


Рис. 5. Диаграмма Пайпера состава природных вод Инских источников и ряда гидрогеохимических эталонов Новосибирской городской агломерации.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

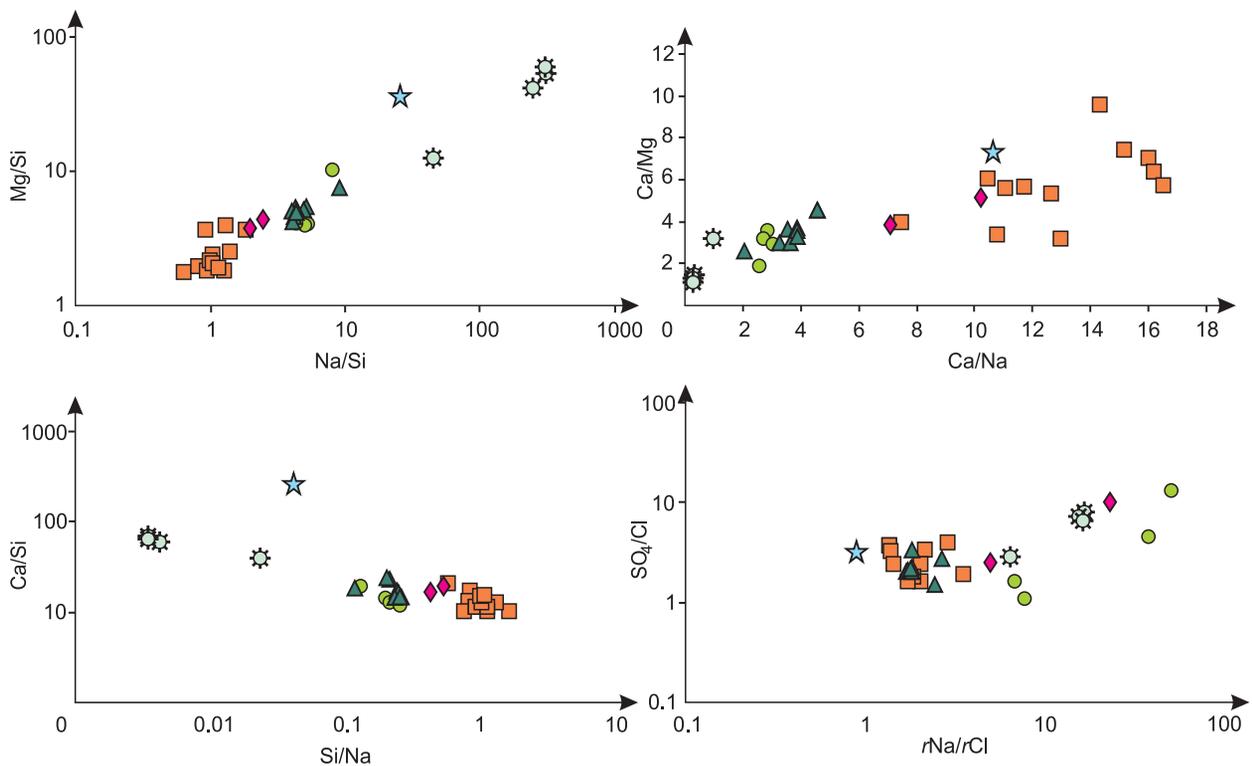


Рис. 6. Геохимическая типизация природных вод по коэффициентам Mg/Si — Na/Si , Ca/Mg — Ca/Na , Ca/Si — Si/Na и SO_4/Cl — rNa/rCl .

Воды характеризуются околонейтральными и слабощелочными pH (7.4—7.7), окислительной геохимической обстановкой с Eh от +169 до +250 мВ, содержанием $O_{2\text{раств.}}$ от 2.9 до 7.4 мг/дм³. В водах Тулинского месторождения по геохимическим коэффициентам (см. рис. 6) (Ca/Na 3.6; Ca/Mg 3.4; Ca/Si 16.9; Mg/Na 1.1; Mg/Si 5.0; Na/Si 4.8; Si/Na 0.2; rNa/rCl 1.9 и SO_4/Cl 2.1) выявлены равные условия для накопления натрия и магния.

Две последние группы включают поверхностные воды р. Инья и ее притоков — Шибаниха и Крутиха (см. рис. 2). Пятая геохимическая разновидность (V) объединяет в себе воды рек Шибаниха и Крутиха. Они имеют HCO_3 Mg-Ca состав, величину общей минерализации от 340 до 415 мг/дм³ и содержание кремния 3.4—3.9 мг/дм³. Воды отличаются слабощелочными pH (8.3—8.4), окислительной геохимической обстановкой с Eh от +207 до +220 мВ и содержанием $O_{2\text{раств.}}$ от 7.7 до 7.8 мг/дм³. Геохимические коэффициенты вод притоков р. Инья, составляющие (см. рис. 6): Ca/Na 8.6; Ca/Mg 4.5; Ca/Si 18.0; Mg/Na 1.9; Mg/Si 4.1; Na/Si 2.1; Si/Na 0.5; rNa/rCl 14.1 и SO_4/Cl 6.3, указывают на активное накопление кальция за счет процессов взаимодействия воды с существенно карбонатными породами.

К шестой разновидности (VI) относятся воды р. Инья. Они отличаются SO_4 - HCO_3 Ca-Mg-Na составом с величиной общей минерализации от 561 до 688 мг/дм³ и содержанием кремния 0.4—1.4 мг/дм³ (см. табл. 1, рис. 5). Воды характеризуются преимущественно щелочными pH (8.5—8.6), окислительной геохимической обстановкой с Eh от +186 до +204 мВ и содержанием $O_{2\text{раств.}}$ от 7.3 до 8.5 мг/дм³. Геохимические коэффициенты Ca/Na 0.4; Ca/Mg 1.7; Mg/Na 0.2; Si/Na 0.01 и rNa/rCl 13.7 снижаются по сравнению с пятой группой (рис. 6), а Ca/Si 58.7; Mg/Si 42.0 и Na/Si 222.2 возрастают, отношение SO_4/Cl 6.2 имеет сопоставимые значения. Изученные воды р. Инья характеризуются накоплением натрия в условиях антропогенного загрязнения.

Анализ геохимических коэффициентов свидетельствует о преобладании в водах района концентраций SO_4^{2-} над Cl^- за счет наличия сульфидов в составе водовмещающих отложений (пирита в покровных отложениях). Превышение концентраций Na^+ над концентрациями Cl^- свидетельствует о преобладании процессов гидролиза алюмосиликатов над антропогенным загрязнением вод. Развитие первого проявляется в близких пропорциональных соотношениях Na и Mg при преобладании концентраций Ca, чему способствуют процессы растворения карбонатных пород и кальциевых разностей алюмосиликатов. Более чем 10-кратное пропорциональное превышение концентраций Ca над Si в водах Инских источников свидетельствует о наличии карбонатных пород с малой долей алюмосиликатов в составе водовмеща-

Таблица 1. Химический состав Инских источников и ряда гидрогеохимических этаонов Новосибирской городской агломерации

№ на рис. 1	Координаты		Дата отбора	рН	Ел, мВ	O ₂ , мг/дм ³	ПО	Элемент, мг/дм ³						M _c , мг/дм ³	Химический тип**			
	с. ш.	в. д.						HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺			Na ⁺	K ⁺	Si
1	55°00'00"	83°22'10"	27.08.2019	7.24	+205.3	5.65	2.7	205	35.4	11.1	0.1	67	9.2	6.3	2.3	0.3	339	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Ca
Порово-пластовые грунтовые воды покровных существенно карбонатных отложений (I группа)																		
Воды зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных по составу водовмещающих пород (II группа)																		
2*	55°00'20"	83°22'60"	27.08.2019	7.52	+226.4	7.19	0.34	283	13.4	5.5	14.1	82	12.8	5.1	0.4	6.5	421	HCO ₃ Mg-Ca
2*	54°58'50"	82°59'45"	07.11.2019	7.55	+222.4	11.21	0.70	330	7.6	4.6	15.3	84	14.6	5.1	0.6	8.2	447	»
3*	55°00'20"	83°23'00"	27.08.2019	7.39	+231.8	7.79	0.50	317	15.9	4.7	12.0	94	9.8	6.6	0.4	5.4	460	»
4*	55°00'30"	83°23'05"	27.08.2019	8.31	+212.8	8.02	0.37	273	10.5	4.4	7.4	72	13.4	5.7	0.4	5.6	389	»
4*	55°00'30"	83°23'05"	07.11.2019	8.38	+205.3	12.26	0.34	299	6.0	3.1	9.0	77	13.8	7.0	0.6	7.6	413	»
4*	55°00'30"	83°23'05"	24.06.2020	7.15	+211.2	7.90	5.10	354	13.4	3.4	11.4	82	25.6	6.3	0.5	7.0	502	»
5*	55°00'35"	83°23'10"	27.08.2019	7.10	+225.3	6.24	1.50	290	31.6	8.4	7.4	86	15.3	7.4	0.3	4.1	447	SO ₄ -HCO ₃ Mg-Ca
5*	55°00'35"	83°23'10"	07.11.2019	7.16	+209.8	7.42	0.50	390	12.0	7.3	14.6	100	16.5	9.6	0.5	8.6	536	HCO ₃ Mg-Ca
5*	55°00'35"	83°23'10"	24.06.2020	7.13	+214.0	5.69	0.51	354	32.0	9.7	14.5	92	27.0	8.6	0.9	6.9	548	»
6	54°59'50"	83°21'55"	27.08.2019	7.44	+195.5	5.30	0.11	348	4.6	7.1	0.1	80	20.1	10.8	2.1	7.9	478	»
7	55°00'05"	83°44'10"	24.06.2020	7.38	+204.2	3.62	0.51	373	30.8	8.2	8.8	109	14.6	7.2	0.7	7.2	553	»
8	54°59'55"	83°22'40"	24.06.2020	7.42	+210.0	5.07	0.86	397	10.7	5.9	5.0	112	15.9	7.0	0.6	7.3	561	»
		Среднее значение		7.49	+214.1	7.31	0.90	334	15.7	6.0	10.0	89	16.6	7.2	0.6	6.9	479	—
Воды зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных по составу водовмещающих пород (III группа)																		
9	54°52'50"	82°47'10"	03.06.2019	7.44	-44.8	0.54	1.70	512	11.9	7.2	1.5	80	42.0	31.9	1.1	4.1	686	HCO ₃ Mg-Ca
9	54°52'50"	82°47'10"	27.06.2019	7.50	-64.0	1.06	0.36	445	5.0	1.1	1.6	80	27.5	27.0	1.5	6.6	587	»
9	54°52'50"	82°47'10"	23.06.2020	7.52	-50.7	1.21	1.18	503	14.3	1.1	2.3	100	28.1	36.0	1.7	6.9	695	HCO ₃ Na-Mg-Ca
9	54°52'50"	82°47'10"	07.07.2020	7.57	-55.2	1.96	2.40	470	7.5	6.8	1.7	90	28.1	34.2	1.5	7.0	650	»
		Среднее значение		7.51	-53.7	1.19	1.41	483	9.7	4.1	1.7	88	31.4	32.3	1.5	6.2	655	—
Трещино-жильные воды гранитоидов (IV группа)																		
10	54°59'00"	82°52'40"	13.05.2019	7.75	+191.0	5.98	0.65	537	67.0	32.1	53.0	141	40.5	36.8	2.4	8.6	910	HCO ₃ Na-Mg-Ca
10	54°59'00"	82°52'40"	30.05.2019	7.50	+250.0	3.48	1.43	586	52.0	36.0	30.0	112	45.8	56.1	2.2	6.4	890	»
10	54°59'00"	82°52'40"	27.06.2019	7.50	+169.1	2.86	0.12	530	54.0	28.0	57.0	148	33.5	32.7	2.2	6.8	828	SO ₄ -HCO ₃ Na-Mg-Ca
10	54°59'00"	82°52'40"	01.08.2019	7.42	+197.3	3.65	1.00	460	96.0	29.9	48.9	112	39.0	35.1	2.2	8.1	774	»
10	54°59'00"	82°52'40"	03.09.2019	7.58	+231.1	6.75	0.64	482	47.4	18.0	—	108	31.0	31.1	2.1	7.7	720	»
10	54°59'00"	82°52'40"	09.10.2019	7.47	+197.8	6.65	0.12	530	54.0	28.0	57.0	148	33.5	32.7	2.2	6.5	828	»
10	54°59'00"	82°52'40"	12.11.2019	7.57	+197.5	7.37	0.34	561	54.5	28.7	48.2	121	37.8	31.4	2.1	7.5	807	»
10	54°59'00"	82°52'40"	11.12.2019	7.60	+190.6	7.25	—	522	57.3	29.0	59.2	115	40.0	32.2	2.4	8.2	799	»
10	54°59'00"	82°52'40"	21.01.2020	7.60	+212.8	6.85	—	500	61.0	29.0	59.3	130	36.6	34.0	2.1	8.3	852	»
		Среднее значение		7.55	+204.1	5.65	0.61	523	60.4	28.7	51.6	126	37.5	35.8	2.2	7.6	823	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
					Поверхностные воды (V группа)													
11	55°00'13"	83°22'40"	24.06.2020	8.35	+220.2	7.83	1.44	305	5.0	0.5	0.0	75	14.6	7.4	0.9	3.9	415	HCO ₃ Mg-Ca
12	55°00'10"	83°22'50"	24.06.2020	8.41	+207.5	7.66	1.47	244	6.2	2.5	2.0	56	14.6	7.9	0.6	3.4	340	»
	Среднее значение			8.38	+213.9	7.75	1.46	275	5.6	1.5	1.0	66	14.6	7.7	0.8	3.6	378	—
					Поверхностные воды в условиях антропогенного влияния (VI группа)													
13	55°00'30"	83°23'10"	30.08.2019	8.65	+192.6	8.32	5.04	386	77.0	11.7	—	31	21.4	124.1	2.1	0.5	665	SO ₄ +HCO ₃ Ca-Mg-Na
14	55°00'00"	83°22'10"	30.08.2019	8.64	+186.2	8.35	5.04	383	92.0	12.5	0.1	29	22.6	124.9	2.0	0.4	672	»
15	55°00'10"	83°22'20"	30.08.2019	8.63	+191.6	8.51	6.34	390	95.0	11.7	0.1	27	25.0	127.2	2.0	0.4	688	»
16	54°59'60"	83°21'50"	24.06.2020	8.46	+203.7	7.27	2.11	354	43.0	15.2	1.4	58	18.3	63.5	1.7	1.4	561	»
	Среднее значение			8.59	+193.5	8.11	4.63	378	76.7	12.8	0.5	36	21.8	109.9	1.9	0.7	646	—

Примечание. Прочерк — отсутствие данных; ПО — перманганатная окисляемость в мг/дм³; М — минерализация.

* Инские источники.

** Название химического типа дано по классификации С.А. Шукарева (в формулу добавлены макрокомпоненты с содержанием > 10 %-экв).

ющих отложений. В отличие от этих вод, в Святом источнике с. Верх-Тула концентрации Са только вдвое превышают концентрации Na при соизмеримых отношениях Na и Mg к Si. В поверхностных водах наблюдается снижение концентраций Si при превышении над ним концентраций Са, Mg и Na от 18 до 4 и 2 раз соответственно. В антропогенно-нагруженном участке р. Иня (около источников) отмечается резкое преобладание Na над другими катионами. Содержание органических веществ по значениям перманганатной окисляемости (легко окисляющаяся органика) составляет от 1.44 до 1.47 мг/дм³ в изученных притоках р. Иня и увеличивается почти втрое в водах антропогенно-нагруженного ее участка.

На спектрах распределения химических элементов (рис. 7, а) отмечаются пики содержаний (мг/дм³): Si до 8.61, Fe до 0.81, Sr до 0.54, Br до 0.06, I до 0.01 и U до 0.004. С увеличением общей минерализации растут концентрации (мг/дм³): Si с 4.14 до 8.61, Sr с 0.35 до 0.54, Fe с 0.06 до 0.18, Li с 0.006 до 0.009, Cr с 0.001 до 0.003, Zn с 0.0003 до 0.0015, Cu с 0.0001 до 0.0005 и снижаются: Mn с 5.3·10⁻³ до 5.2·10⁻⁵, Ga с 4.0·10⁻⁵ до 1.6·10⁻⁶, Se с 9.9·10⁻⁴ до 7.0·10⁻⁵, Mo с 5.3·10⁻⁴ до 2.3·10⁻⁴ и Cd с 1.2·10⁻⁵ до 2.9·10⁻⁷.

Для оценки степени накопления в водах Инских источников химических элементов были рассчитаны коэффициенты концентрации, которые отражают отношение содержаний элементов в воде к кларку осадочного слоя [Григорьев, 2009] и коэффициенты водной миграции (по А.И. Перельману) [Перельман, 1975]. В изучаемых водах не установлено значимых величин концентрирования. Можно отметить, что по коэффициентам концентрации к накоплению в водной среде стремятся Br (0.016), I (0.016), Se (0.012), Rh (0.006), Ru (0.002), U (0.001), Sr (0.001) и B (0.001) (см. рис. 7, б). Полученные данные хорошо соотносятся с рассчитанными коэффициентами водной миграции (см. рис. 7, в). Так, в условиях окислительной геохимической обстановки Инских источников Se, Br и I обладают очень сильной миграционной способностью, B, Sr и U сильной, Li, Sc, As, Mo, Pd, Sb и Hg средней, а Be, Al, Si, P, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Y, Zr, Cd, In, Sn, Cs, Ba, Ta, W, Tl, Pb и Th слабой (инертной).

Радиохимия природных вод. Суммарная α-активность вод Инских источников составляет 3—4 мБк/дм³, а β-активность 11—15 мБк/дм³. Активность ²²²Rn изменяется в диапазоне от 5 до 149 Бк/дм³ (см. табл. 2), наименьшая характеризует воды источника 3, а наибольшая — 4. Установлено, что природные радионуклиды содержатся в следующих пределах (мг/дм³): ²³⁸U от 2.83·10⁻³ до 4.13·10⁻³ (см. рис. 7, а—в); ²³²Th от 2.39·10⁻⁶ до 1.16·10⁻⁵ и ²²⁶Ra от 3.83·10⁻¹⁰ до 4.93·10⁻¹⁰. ²³²Th/²³⁸U отношение в водах варьирует в интервале от 5.79·10⁻⁴ до 3.61·10⁻³ (рис. 8, е), а в породах 1.20—5.71 при среднем 3.98. Это следствие окислительной геохимической обстановки, в условиях которой уран мигрирует (см. рис. 8, а—в), а торий — нет [Баранов, Титаева, 1973; Геологический словарь..., 1973]. В целом для исследуемого региона наблюдается рост содержаний урана с величиной общей минерализации природных вод (см. рис. 8, з).

Постоянство ²³⁸U/²³⁵U экспериментально доказано практически для всех природных объектов, тогда как отношение четных изотопов урана ²³⁴U/²³⁸U в природных водах сильно варьирует [Osmond, Gowart, 1976; Чалов и др., 1979]. Поэтому в практике гидрогеологических исследований используют ве-

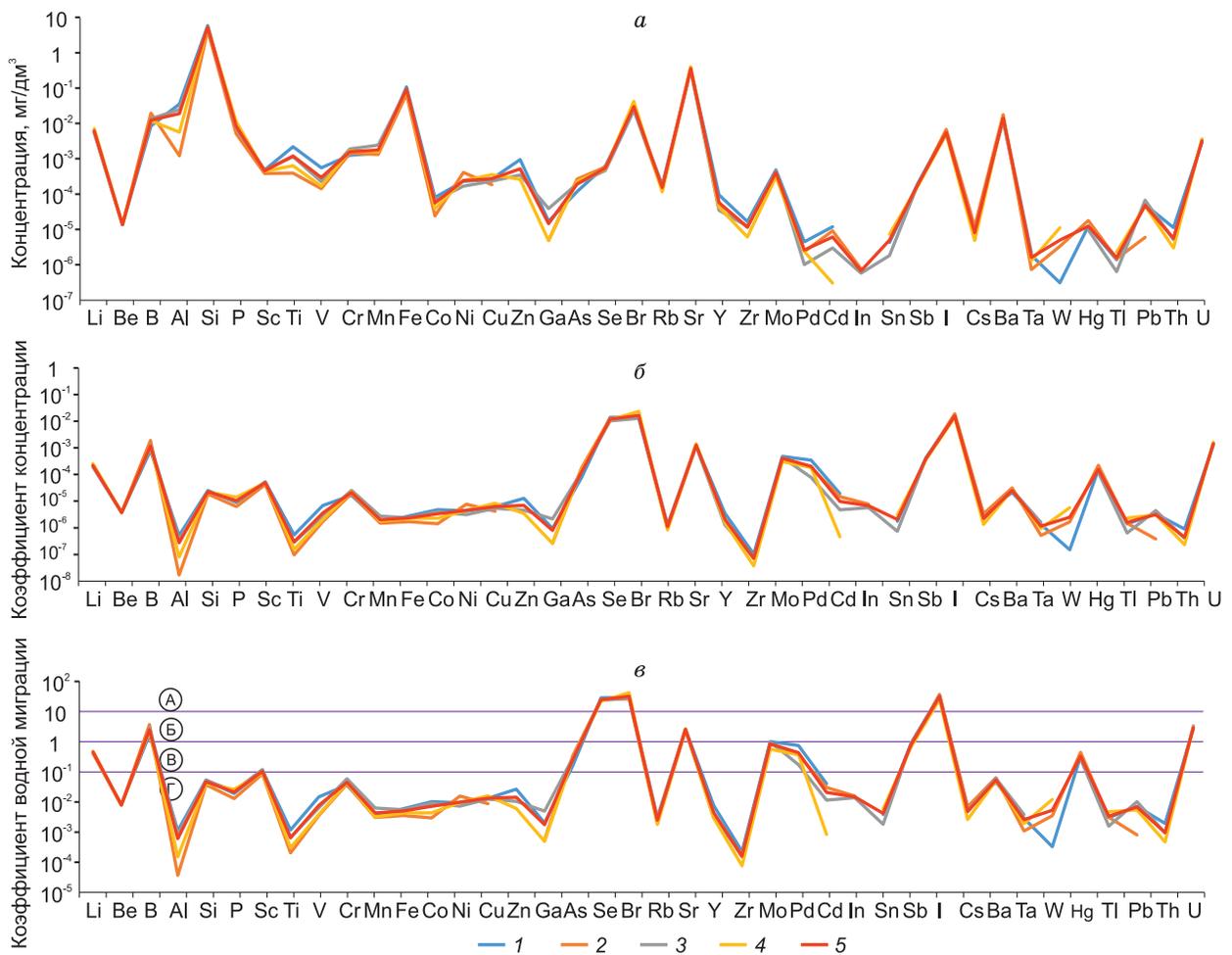


Рис. 7. Спектры распределения микрокомпонентов в водах и породах Инских источников (*а*), коэффициентов концентрации (*б*) и ряды миграции микрокомпонентов в водах (*в*).

Интенсивность миграции: А — очень сильная, Б — сильная, В — средняя, Г — слабая; 1—4 — номера источников соответственно, 5 — среднее.

личину γ , равную отношению удельных активностей A_{234}/A_{238} в исследуемых образцах. При ненарушенном радиоактивном равновесии $\gamma = 1$, если в системе имеется избыток ^{234}U , то $\gamma > 1$, а при его недостатке $\gamma < 1$. Уранизотопное отношение (γ) $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в Инских источниках варьирует в интервале от 2.6 до 3.2, при активности изотопов урана (мБк/дм³): ^{234}U (117—124), ^{238}U (38—48). Это свидетельствует о более глубокой циркуляции этих вод по сравнению с водами Святого источника в с. Верх-Тула, в которых $\gamma = 1.3$, и активность ^{234}U составляет 147 мБк/дм³, а ^{238}U — 115.

Активность изотопов радия в водах источников варьирует у ^{226}Ra от 14 до 18, а у ^{228}Ra от 5.7 до 7.4 мБк/дм³. Ранее, в работе [Chau et al., 2016], установлена связь химического состава вод и процессов десорбции/адсорбции естественных радионуклидов в системе вода—порода. Отношение $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ в HCO_3 Mg-Са водах Инских источников составляет 2.37—2.45 и находится на одном уровне с данными [Chau et al., 2016]. Как показали результаты изучения водовмещающих пород гамма-спектрометрическим методом, активность ^{238}U (^{226}Ra) в глинистых сланцах варьирует от 15.6 до 31.5 Бк/кг, а ^{232}Th от 19.6 до 27.2 Бк/кг. Минимальная активность ^{238}U (^{226}Ra) и ^{232}Th характеризует известковые туфы, где она не превышает 9 и 4 Бк/кг соответственно. U/Th отношение изменяется от 0.68 до 1.60 в сланцах и равно 2.28 — в туфах. Таким образом, $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ в водах источников хорошо совпадает с U/Th отношением в известковых туфах, подтверждая их родство.

Изотопный состав вод и DIC ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$), радиоуглеродное ($\delta^{14}\text{C}$) датирование природных вод. Из представленных данных табл. 3 видно, что все три величины, характеризующие стабильные изотопы в изученных водах, варьируют в широком диапазоне значений: $\delta^{18}\text{O}$ — от -18.9 до -14.4 ‰, δD — от -139.4 до -112.8 ‰ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ — от -14.0 до -6.6 ‰. Почти все полученные пары значений $\delta^{18}\text{O}$

Таблица 2. Радионуклидный состав Инских источников и ряда гидрогеохимических эталонов Новосибирской городской агломерации

№ на рис. 1	Дата отбора	Рад. фон, мкР/ч	Элемент, мг/дм ³			Активность, мБк/дм ³								$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{226}\text{Ra}}{^{228}\text{Ra}}$
			²³⁸ U	²³² Th	²²⁶ Ra	Об-щее «α»	Об-щее «β»	²³⁸ U	²³⁴ U	²²⁶ Ra	²²⁸ Ra	²²² Rn в воде				
												от	до			
I группа																
1	27.08.2019	26	5.4·10 ⁻³	2.8·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	42	54	0.0005	—	—
II группа																
2	27.08.2019	11	3.2·10 ⁻³	Не обн.	3.83·10 ⁻¹⁰	—	11	41	117	14	5.9	66	112	—	2.8	2.37
2	07.11.2019	11	3.2·10 ⁻³	1.2·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	92	105	0.0036	—	—
3	27.08.2019	15	2.8·10 ⁻³	Не обн.	3.83·10 ⁻¹⁰	4	15	38	122	14	5.7	47	56	—	3.2	2.46
4	27.08.2019	10	3.6·10 ⁻³	»	4.93·10 ⁻¹⁰	3	11	48	124	18	7.4	8	20	—	2.6	2.43
4	07.11.2019	10	3.9·10 ⁻³	5.2·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	7	11	0.0013	—	—
4	24.06.2020	10	4.2·10 ⁻³	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	5	6	—	—	—
5	27.08.2019	18	4.0·10 ⁻³	3.6·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	65	90	0.0009	—	—
5	07.11.2019	18	4.1·10 ⁻³	2.4·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	95	149	0.0006	—	—
5	24.06.2020	18	3.6·10 ⁻³	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	130	142	—	—	—
6	27.08.2019	16	3.6·10 ⁻³	2.6·10 ⁻⁶	6.76·10 ⁻⁹	9	44	40	463	247	88	40	52	0.0007	11.7	2.81
7	24.06.2020	14	2.8·10 ⁻³	1.7·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	75	97	0.0060	—	—
8	24.06.2020	16	2.3·10 ⁻³	9.5·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	100	130	0.0042	—	—
III группа																
9	03.06.2019	11	5.3·10 ⁻³	8.0·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	8	16	0.0015	—	—
9	27.06.2019	11	7.1·10 ⁻³	Не обн.	2.46·10 ⁻¹⁰	327	20	115	147	9	7	16	20	—	1.3	1.29
9	23.06.2020	11	5.6·10 ⁻³	2.4·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	17	22	0.0043	—	—
9	07.07.2020	11	7.3·10 ⁻³	1.8·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	11	12	0.0024	—	—
IV группа																
10	13.05.2019	13	1.7·10 ⁻²	1.1·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0006	—	—
10	30.05.2019	13	1.7·10 ⁻²	2.6·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	173	182	0.0002	—	—
10	27.06.2019	13	1.7·10 ⁻²	Не обн.	4.93·10 ⁻¹⁰	891	80	196	706	18	20	218	283	—	3.6	0.90
10	01.08.2019	13	1.7·10 ⁻²	1.6·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0009	—	—
10	03.09.2019	13	1.6·10 ⁻²	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	229	247	0.0001	—	—
10	09.10.2019	13	1.5·10 ⁻²	»	—	—	—	—	—	—	—	260	338	—	—	—
10	12.11.2019	13	1.5·10 ⁻²	3.4·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	172	218	0.0002	—	—
10	11.12.2019	13	1.5·10 ⁻²	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	214	217	—	—	—
10	21.01.2020	13	1.6·10 ⁻²	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V группа																
11	24.06.2020	11	1.5·10 ⁻³	–2.5·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	24.06.2020	10	2.4·10 ⁻³	1.5·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0065	—	—
VI группа																
13	30.08.2019	8	2.6·10 ⁻³	1.8·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0071	—	—
14	30.08.2019	10	2.4·10 ⁻³	9.9·10 ⁻⁶	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0042	—	—
15	30.08.2019	11	2.4·10 ⁻³	1.4·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.0059	—	—
16	24.06.2020	11	2.2·10 ⁻³	1.9·10 ⁻⁵	—	—	—	—	—	—	—	5	6	0.0088	—	—

Примечание. Не обн. — меньше предела обнаружения; прочерк — нет данных.

и δD в исследованных водах хорошо согласуются с глобальной линией метеорных вод (GMWL) [Craig, 1961], что указывает на их метеорное (инфильтрационное) происхождение (рис. 9).

Для вод Инских источников характерно довольно узкое распределение значений δ¹⁸O (от –17.5 до –16.7 ‰) и δD (от –128.4 до –126.2 ‰), они обогащены легкими изотопами ¹⁶O и H относительно поверхностных вод (пробы № 26—31) и занимают промежуточное положение по значениям δ¹⁸O и δD между поверхностными и подземными водами скважин (пробы № 11—13). Воды источников 2 и 3 не-

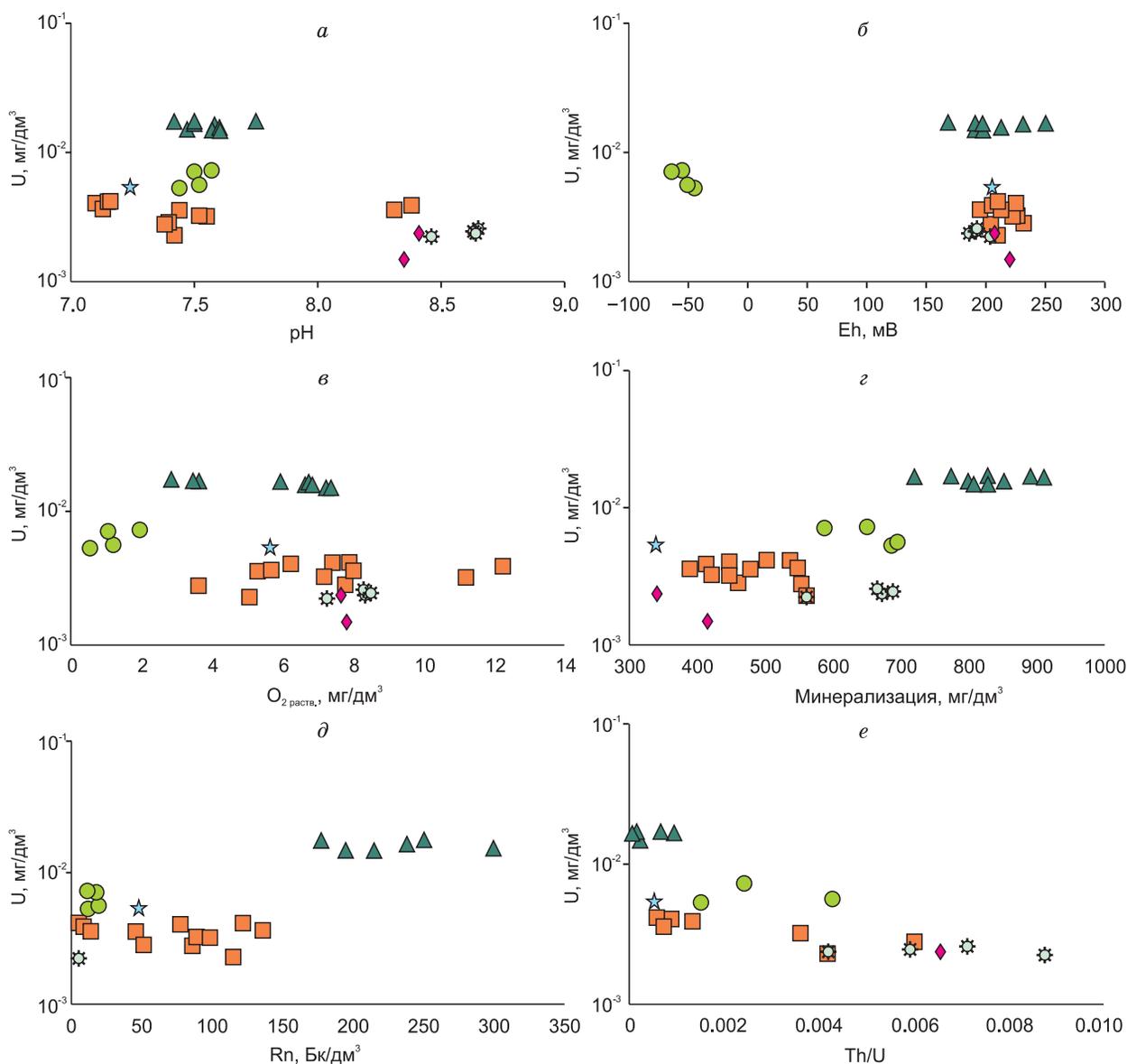


Рис. 8. Зависимость содержания урана от pH (а), Eh (б), содержания O_2 раств. (в), общей минерализации (г), активности радона (д) и отношения Th/U (е).

Усл. обозн. см. на рис. 1.

сколько обогащены легкими изотопами H и ^{16}O . Тем не менее близость значений $\delta^{18}O$ и δD для вод всех источников и скважин позволяет предположить их общее питание.

Значения $\delta^{13}C_{DIC}$ в водах Инских источников по аналогии с $\delta^{18}O$ и δD несколько различаются в отдельных выходах на дневную поверхность. Значения $\delta^{13}C_{DIC}$ варьируют от -10.3 и -10.9 ‰ в источниках 3 и 2 до более легких -11.2 и -12.1 ‰ в источниках 1 и 4 (рис. 10, а). Это обусловлено большим участием поверхностных вод в питании последних двух, что также согласуется с данными по $\delta^{18}O$ и δD . Значения $\delta^{13}C_{DIC}$ определяются вероятными источниками углерода. Концентрация DIC в водах варьирует от 2356 до 6736 мкмоль/дм³, что в сотни раз превышает расчетное значение содержания углекислоты, поглощаемой водами из атмосферы [Das et al., 2005]. Поэтому основным источником DIC в водах следует рассматривать почвенную углекислоту [Cerling et al., 1991; Das et al., 2005; Mora, Blaser, 2020], насыщение которой проявляется интенсивней для небольших низкоскоростных потоков с крупными площадями водосбора с активной биогенной/вегетативной деятельностью [Deirmendjian et al., 2019]. Значения $\delta^{13}C_{DIC}$ определяются соотношением диффузионного и биогенного источников, а также доступностью органического вещества, силикатных и карбонатных пород, открытых для процессов вывет-

Таблица 3.

Изотопный состав и радиоуглеродный возраст природных вод

№ на рис. 1	№ пробы	Дата отбора	HCO ₃ ⁻ , мкмоль/дм ³	δ ¹³ C _{VDPDB}	Δδ ¹³ C	δD _{VSMOW}	ΔδD	δ ¹⁸ O _{VSMOW}	Δδ ¹⁸ O	Возраст по δ ¹⁴ C, лет	Ошибка датировки +/- лет
				‰							
I группа											
1	1	27.08.2019	2356	-13.6	0.2	-124.3	0.7	-16.4	0.1	—	—
II группа											
2	2	27.08.2019	3253	-11.2	0.1	-126.5	0.5	-16.9	0.1	Современный	—
2	3	07.11.2019	3793	-12.6	0.2	-126.2	1.2	-16.8	0.1		—
3	4	27.08.2019	3644	-10.9	0.1	-127.1	0.1	-16.9	0.1	—	—
4	5	27.08.2019	3138	-10.3	0.1	-128.4	0.1	-17.1	0.1	1478	81
4	6	07.11.2019	3437	-11.2	0.2	-128.0	2.0	-17.1	0.1	—	—
4	7	24.06.2020	4069	-12.5	0.0	-127.9	1.8	-17.5	0.2	—	—
5	8	27.08.2019	3333	-12.1	0.1	-127.5	0.3	-16.7	0.1	651	53
5	9	07.11.2019	4483	-13.1	0.2	-126.5	0.4	-16.7	0.1	—	—
5	10	24.06.2020	4069	-13.0	0.0	-126.6	1.7	-16.8	0.2	—	—
6	11	27.08.2019	4000	-11.4	0.1	-135.1	1.2	-17.9	0.1	—	—
7	12	24.06.2020	4287	-11.9	0.0	-130.1	0.6	-17.5	0.2	—	—
8	13	24.06.2020	4563	-12.0	0.0	-129.5	0.4	-17.4	0.2	—	—
III группа											
9	14	03.06.2019	5885	-14.0	0.1	-139.4	1.8	-18.9	0.4	—	—
9	15	27.06.2019	5115	-12.8	0.0	-136.8	0.7	-18.3	0.3	4518	93
IV группа											
10	17	13.05.2019	6172	-13.2	0.1	-113.7	1.0	-15.4	0.1	—	—
10	18	30.05.2019	6736	-13.1	0	-114.2	0.4	-15.2	0.3	—	—
10	19	27.06.2019	6092	-12.5	0.1	-113.6	0.1	-15.3	0.3	2663	144
10	20	01.08.2019	5287	-13.3	0.1	-112.8	0.5	-15.1	0.1	—	—
10	21	03.09.2019	5540	-9.9	0.2	-113.7	0.8	-15.2	0.1	—	—
10	22	09.10.2019	6092	-10.8	0.2	-113.8	1.4	-15.3	0.1	—	—
10	23	12.11.2019	6448	-11.3	0.2	-114.2	0.3	-15.2	0.1	—	—
10	24	11.12.2019	6000	-12.0	0.0	-112.9	0.1	-15.3	0.1	—	—
10	25	21.01.2020	5747	-11.9	0.1	-114.1	1.1	-15.5	0.1	—	—
V группа											
11	26	24.06.2020	3506	-12.4	0.0	-123.0	1.5	-16.9	0.1	—	—
12	27	24.06.2020	2805	-10.9	0.2	-118.6	1.7	-16.1	0.1	—	—
VI группа											
13	28	30.08.2019	4437	-6.6	0.1	-113.7	—	-14.4	0.1	—	—
14	29	30.08.2019	4402	-7.0	0.1	-114.2	1.0	-14.4	0.1	—	—
15	30	30.08.2019	4483	-6.9	0.1	-113.7	0.4	-14.4	0.1	—	—
16	31	24.06.2020	4069	-9.4	0.2	-117.9	1.1	-15.6	0.1	—	—

ривания и изотопного обмена [Cerling, 1984; Das et al., 2005; Polsemaere et al., 2012; Diermendjian et al., 2019]. При исключительно диффузионном источнике почвенной углекислоты, наследующей изотопный состав углерода атмосферного CO₂ (-7.9 ‰ [https://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/iadv/]), с учетом эффекта фракционирования при переходе углекислоты в водорастворенную форму CO_{2aq} (ε_{T-ж} при 20 °C составляет 1.0—1.2 ‰ [Zhang et al., 1995; Szaran, 1998; Das et al., 2005]), ожидаемое значение δ¹³C_{DIC} (при указанных условиях DIC ~ CO_{2aq}) для грунтовых вод должно составлять -9 ‰. Значения δ¹³C_{DIC} для вод источников указывают на участие биогенной углекислоты в формировании DIC — он обогащен легким изотопом ¹²C. Полученные значения δ¹³C_{DIC} источников близки к таковым для вод р. Шибаниха и значительно отличаются от вод р. Иня. Видимо, р. Шибаниха дренирует водоносный горизонт, который разгружается и в Инских источниках, что подтверждается величинами геохимических коэффициентов (см. рис. 5).

Гипотезу подпитки вод Инских источников поверхностными водами подтверждают данные по возрастам водорастворенного углерода, полученного методом радиоуглеродного анализа. Для вод ис-

Рис. 9. Изотопный состав δD и $\delta^{18}O$ вод Инских источников и ряда гидрогеохимических эталонов НГА.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

точника 3 оцененный возраст водорастворенного углерода 1478 ± 81 год — самый большой, в то время как для источника 4 — только 651 ± 53 года, для источника 1, где вклад поверхностных вод — максимален, возраст DIC оценен как современный (рис. 10, б). Уменьшение возраста DIC вплоть до современного указывает на увеличение вклада поверхностных вод в питание источников.

Значения $\delta^{18}O$, δD и $\delta^{13}C_{DIC}$ для пр. № 28, отобранной из р. Инья, составили -14.4 , -113.7 и -6.6 ‰ соответственно. Установлено обеднение ее вод легким изотопом ^{16}O , приводящее к кислородному сдвигу отвечающей ей точки на зависимости $\delta D = f(\delta^{18}O)$ до $+1.1$ ‰ относительно GMWL (см. рис. 9), что является следствием активного испарения вод [Chafouq et al., 2018; Wu et al., 2019; Newman et al., 2020]. Значения $\delta^{13}C_{DIC}$ для вод р. Инья обусловлены в основном выветриванием растворенной углекислотой преимущественно карбонатных пород [Das et al., 2005; Mora, Blaser, 2020], для которых характерны значения $\delta^{13}C$, близкие к 0 ‰ [Keith, Weber, 1964; Clark, Fritz, 1997; Hoefs, 2018] и даже положительные [Santos et al., 2013], что согласуется со значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ для карбонатов на изучаемой территории.

Поскольку Инские источники проявили себя как радоновые, особый интерес представляло их сравнение с единственным эксплуатирующимся месторождением радоновых вод НГА — Тулинским. Для проб, отобранных с мая 2019 г. по январь 2020 г. на Тулинском месторождении, значения $\delta^{18}O$ и δD варьируют в диапазоне (от -15.5 до -15.1 ‰ для $\delta^{18}O$ и от -114.2 до -112.8 ‰ для δD), что говорит о

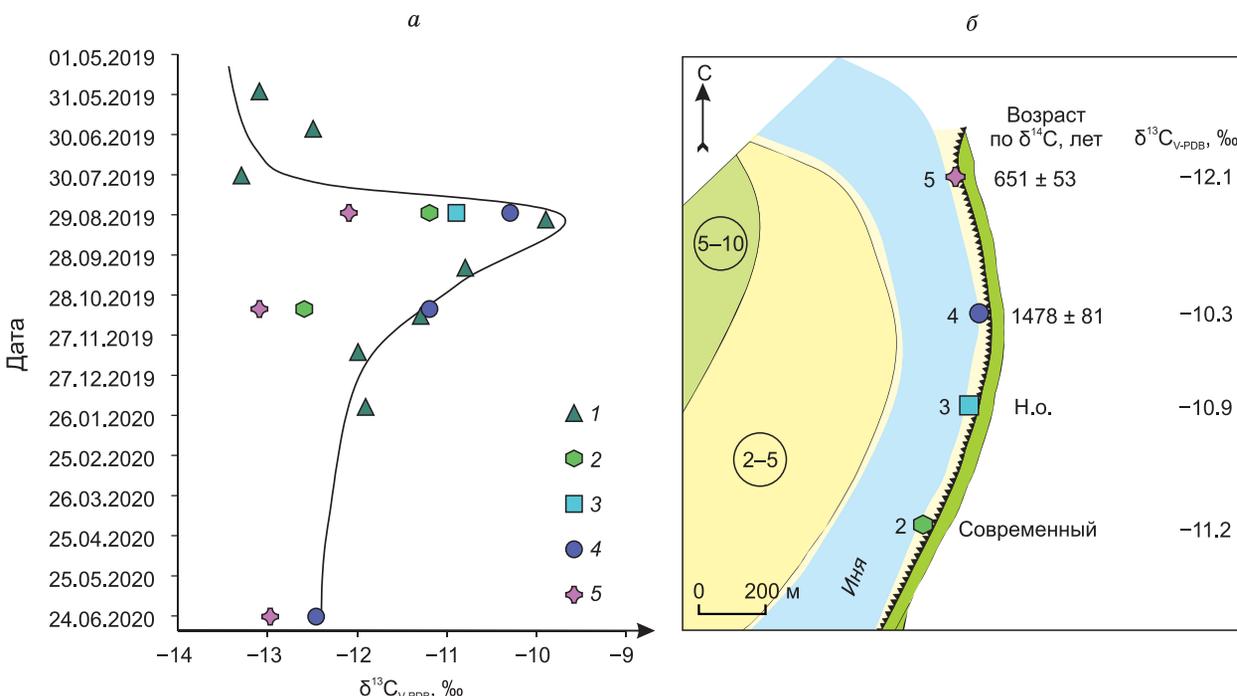
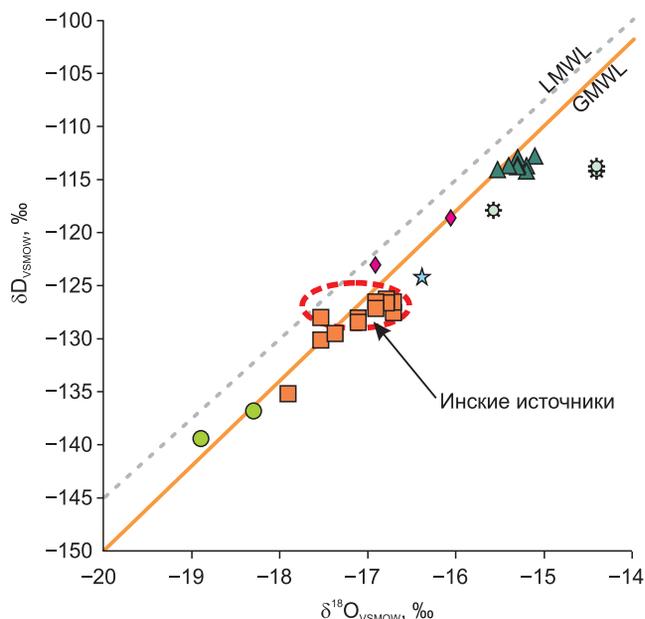


Рис. 10. Сравнение сезонной вариации значений $\delta^{13}C_{DIC}$ для вод Инских источников и Тулинского месторождения минеральных радоновых вод (а); радиоуглеродный возраст Инских источников (б).

Усл. обозн. см. на рис. 2. Н.о. — не определен.

независимости его питания от кратковременных изменений изотопного состава метеорных вод, что характерно для вод глубоких водоносных горизонтов, где наблюдается активное перемешивание вод до их разгрузки, а изотопный состав соответствует усредненному за сезон. Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ для вод Тулинского месторождения изменяются за период наблюдений от -13.3 до -9.9 ‰ (см. рис. 10, а) и имеют вид экстремальной зависимости от времени с пиком положительных значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, приходящимся на август 2019 г. Предполагается участие метеорных и паводковых вод в переносе почвенной углекислоты в воды Тулинского месторождения при инфильтрации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Водовмещающие породы представлены двумя литотипами: первые — глинистыми, редко известково-глинистыми сланцами, а вторые — известняками (известковыми туфами). Кальцит в почковидных микритовых образованиях соответствует стехиометрическому составу, а в яснокристаллических участках в нем появляется небольшая примесь Mg. В известково-глинистом сланце в кальците отмечена примесь Fe, Mg, Mn и Sr. В составе терригенной примеси установлены апатит, эпидот, хлорит, циркон и другие минералы — концентраторы Th, Zr, Hf, Ce и др. Изотопный состав C и O кальцита пород характеризуется близкими значениями: $\delta^{13}\text{C}$ варьирует в узких пределах — от -3.1 до -2.7 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ — от 17.2 до 18.4 ‰. Лишь для образца глинистого сланца выветрелого облика отмечено облегчение изотопного состава как по углероду (до -11.0 ‰), так и по кислороду (до 13.9 ‰). Результаты изотопных исследований углерода в образцах пород, их органической составляющей в сравнении со значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ для вод Инских источников указывают на активный изотопный обмен в системе вода—порода—органическое вещество.

Воды Инских источников собственно пресные HCO_3 Mg-Ca состава с величиной общей минерализации от 413 до 548 мг/дм³ и содержанием Si^{4+} 4.1 — 8.6 мг/дм³. Они характеризуются pH от нейтральных до слабощелочных (7.1 — 8.4), окислительной геохимической обстановкой с Eh $+205.3$ — $+231.8$ мВ и содержанием O_2 раств. 6.24 — 12.26 мг/дм³. Средние величины геохимических коэффициентов у вод составляют: Ca/Na 12.9 ; Ca/Mg 5.7 ; Ca/Si 13.4 ; Mg/Na 2.5 ; Mg/Si 2.5 ; Na/Si 1.1 ; Si/Na 1.0 ; $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}}$ 2.0 и SO_4/Cl 2.7 . Имеющиеся данные позволяют их относить к геохимической разновидности вод зоны региональной трещиноватости карбонатно-терригенных по составу водовмещающих пород, в которых активно идут процессы накопления магния и кальция.

Суммарная α -активность вод составляет 3 — 4 мБк/дм³, а β -активность 11 — 15 мБк/дм³. Активность ^{222}Rn варьирует от 5 до 149 Бк/дм³. Установлено, что природные радионуклиды содержатся в водах в диапазоне (мг/дм³): ^{238}U от $2.83 \cdot 10^{-3}$ до $4.13 \cdot 10^{-3}$; ^{232}Th от $2.39 \cdot 10^{-6}$ до $1.16 \cdot 10^{-5}$ и ^{226}Ra от $3.83 \cdot 10^{-10}$ до $4.93 \cdot 10^{-10}$. $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ отношение в водах варьирует от $5.79 \cdot 10^{-4}$ до $3.61 \cdot 10^{-3}$. Уранизотопное отношение (γ) $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах изменяется от 2.6 до 3.2 , при активности изотопов урана (мБк/дм³): ^{234}U (117 — 124), ^{238}U (38 — 48). Это указывает на неглубокую циркуляцию этих вод.

Воды источников имеют инфильтрационное происхождение: $\delta^{18}\text{O}$ (от -17.5 до -16.7 ‰) и δD (от -128.4 до -126.2 ‰). Значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ варьируют от -10.3 и -10.9 ‰ в источниках 3 и 2 до более легких значений в -11.2 и -12.1 ‰ в источниках 1 и 4 соответственно. Это обусловлено большим участием поверхностных вод в питании последних двух источников, что также согласуется с материалами по $\delta^{18}\text{O}$ и δD , данными по возрастам водорастворенного углерода, определенного методом радиоуглеродного анализа. Для вод источника 3 оцененный возраст водорастворенного углерода 1478 ± 81 год — самый большой, в то время как для источника 4 — только 651 ± 53 года, для источника 1 — возраст оценен как современный, с наибольшим вкладом поверхностных вод (см. рис. 10, б). Уменьшение возраста DIC вплоть до современного указывает на увеличение вклада поверхностных вод в питание источников.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Министерства науки и высшего образования РФ № FWZZ-2022-0014 и № FSWW-0022-2020.

ЛИТЕРАТУРА

Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В., Долгушин С.С., Ветров Е.В., Кораблева Т.В., Бодина Н.А., Светлова Н.А., Федосеев Г.С., Хилько А.П., Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Лоскутов И.Ю., Михаревич М.В., Пихутин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 — Новосибирск. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015, 392 с. + 4 вкл.

Баранов В.И., Титаева Н.А. Радиогеология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, 124 с.

Бондарева Г.Л. Радоновые воды Пятигорского и Бештаугорского месторождений // Геология, география и глобальная энергия, 2006, № 11, с. 89—90.

Булатов А.А., Копылова Ю.Г., Джабарова Н.К., Рычкова К.М., Аракчаа К.Д., Хвашевская А.А., Гусева Н.В., Пашагин А.В. Новые сведения о составе радоновых вод (Шивелигское месторождение) // Курортная база и природные лечебно-оздоровительные местности Тувы и сопредельных регионов, 2013, № 1, с. 154—161.

Вараксин Ю.Н., Свиридов В.Г., Росляков Н.А., Афанасьев А.Т., Вавилихин Г.А., Васильев И.П., Виниченко В.И., Леонов А.Н., Марус А.И., Михантьева Л.С., Нестеренко Г.В., Самсонов Г.Л., Сердюк З.Я. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. II. Полезные ископаемые. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998, 254 с.

Вериго Е.К., Быкова В.В., Гусев В.К. Заельцовское месторождение радоновых вод (Новосибирское Приобье) // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири, 1979, вып. 14, с. 47—51.

Геологический словарь: в 2-х томах. М., Недра / Под ред. К.Н. Паффенгольца, Л.И. Боровикова, А.И. Шамойда, И.И. Краснова, В.И. Марченко, Т.И. Осыко, Д.В. Рундквиста, Е.Т. Шаталова. 1973, 272 с.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург, УрО РАН, 2009, 383 с.

Гусев А.И. Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска. Томск: Изд-во ЗСГГГТ, 1934, 101 с.

Гусев В.К., Вериго Е.К. Радоновые воды Колывань-Томской складчатой зоны, их использование и охрана // Изменение природных условий под влиянием деятельности человека, 1984, с. 99—107.

Долгушин А.П., Царук И.И. Урановорудный потенциал Центрально-Сибирского региона // Разведка и охрана недр, 2015, № 10, с. 28—34.

Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М., ВИМС, 2010, 850 с.

Новиков Д.А., Сухорукова А.Ф., Корнеева Т.В. Гидрогеология и гидрогеохимия Заельцовско-Мочищенского проявления радоновых вод (юг Западной Сибири) // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 4, с. 1255—1274.

Новиков Д.А., Сухорукова А.Ф., Корнеева Т.В., Каменова-Тотцева Р.М., Максимова А.А., Деркачев А.С., Дульцев Ф.Ф., Черных А.В. Гидрогеология и гидрогеохимия месторождения радоновых вод «Каменское» (г. Новосибирск) // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов, 2021, т. 332, № 4, с. 192—208, doi: 10.18799/24131830/2021/04/3162.

Новиков Д.А., Дульцев Ф.Ф., Максимова А.А., Пыряев А.Н., Фаге А.Н., Хвашевская А.А., Деркачев А.С., Черных А.В. Первые результаты комплексных изотопно-гидрогеохимических исследований Новобибеевского проявления радоновых вод // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2022, т. 333, № 1, с. 57—72.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., Высшая школа, 1975, 342 с.

Посохов Е.В., Толстухин Н.И. Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические). Л., Недра, 1977, 240 с.

Росляков Н.А., Жмодик С.М., Пахомов В.Г. Естественные радионуклиды в геологической среде Новосибирской области // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: материалы IV Международной конференции. Томск, Изд-во Томск. политех. ун-та, 2013, с. 461—464.

Чалов П.И., Тузова Т.В., Тихонов А.И., Меркулова К.И., Светличная Н.А. Неравновесный уран как индикатор при изучении процессов формирования и циркуляции подземных вод // Геохимия, 1979, № 10, с. 1499—1507.

Cerling T.E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 71, p. 229—240.

Cerling T.E., Solomon, D.K., Quade J., Bowman J.R. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide // Geochim. Cosmochim. Acta, 1991, v. 55, p. 3403—3405.

Chafouq D., Mandour A.El., Elgettafi M., Himi M., Chouikri I., Casas A. Hydrochemical and isotopic characterization of groundwater in the Ghis-Nekor plain (northern Morocco) // J. African Earth Sci., 2018, v. 139, p. 1—13.

Chau N.D., Kopeć M., Nowak J. Factors controlling ^{226}Ra , ^{228}Ra and their activity ratio in groundwater — an application in Polish Carpathian mineral waters // Geol. Geophys. Environ., 2016, v. 42 (3), p. 337—351.

Clark I.D., Fritz P. Environmental isotopes in hydrogeology. Boca Raton, CRC Press, Lewis Publishers, 1997, 328 p.

Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science, 1961, v. 133, p. 1702—1703.

Das A., Krishnaswami S., Bhattacharya S.K. Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: Sources of DIC and their magnitudes // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 236 (1—2), p. 419—429.

Deirmendjian L., Anschutz P., Morel C., Mollier A., Augusto L., Loustau D., Cotovicz L.C., Jr Buquet D., Lajaunie K., Chaillou G, Voltz B., Charbonnier C., Poirier D., Abril G. Importance of the vege-

tation-groundwater-stream continuum to understand transformation of biogenic carbon in aquatic systems — a case study based on a pine-maize comparison in a lowland sandy watershed (Landes de Gascogne, SW France) // *Sci. Total Environ.*, 2019, v. 661, p. 613—629.

Epstein S., Mayeda T. Variation of ^{18}O content of waters from natural sources // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1953, v. 4, p. 213—224.

Evans M.N., Selmer K.J., Breeden III B.T., Lopatka A.S., Plummer R.E. Correction algorithm for online continuous flow $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ carbonate and cellulose stable isotope analyses // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2016, v. 17, p. 3580—3588.

Górka M., Sauer P.E., Lewicka-Szczebak D., Jędrysek M.-O. Carbon isotope signature of dissolved inorganic carbon (DIC) in precipitation and atmospheric CO_2 // *Environ. Pollut.*, 2011, v. 159 (1), p. 294—301.

Guo H., Zhao W., Li H., Xiu W., Shen J. High radionuclides in groundwater of an inland basin from Northwest China: Origin and fate // *ACS Earth Space Chem.*, 2018, v. 2 (11), p. 1137—1144.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. 8th edition. Springer textbooks in Earth sciences, geography and environment. Springer International Publishing AG, part of Springer Nature, 2018, 460 p.

Keith M.L., Weber J.N. Isotopic composition and environmental classification of selected limestone and fossils // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964, v. 28, p. 1787—1816.

Kies A., Hengesch O., Tosheva Z., Nawrot A. P., Jania J. Overview on radon measurements in Arctic glacier waters // *The Cryosphere Discuss.*, 2015, v. 9, p. 2013—2052.

Mirhosseini S.M., Negarestani A., Moattar F., Karbassi A.R. Water chemistry and radon concentrations of thermal springs in Bastak area, south of Persia // *J. Radioanal. Nucl. Chem.*, 2015, v. 304, p. 1085—1092.

Mora G., Blaser L. Effect of catchment lithology on dissolved inorganic carbon budgets in suburban streams of Baltimore, Maryland, during rainfall minima // *Geosci. J.*, 2020, v. 24 (1), p. 85—96.

Nelson S.T. A simple, practical methodology for routine VSMOW/SLAP normalization of water samples analyzed by continuous flow methods // *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 2000, v. 14, p. 1044—1046.

Newman C.P., Poulson S.R., Hanna B. Regional isotopic investigation of evaporation and water—rock interaction in mine pit lakes in Nevada, USA // *J. Geochem. Explor.*, 2020, v. 210, article 106445.

Novikov D.A., Dultsev F.F., Sukhorukova A.F., Maksimova A.A., Chernykh A.V., Derkachov A.S. Monitoring of radionuclides in the natural waters of Novosibirsk, Russia // *Groundwater for Sustainable Development*, 2021a, v. 15 (11), Article 100674, doi: 10.1016/j.gsd.2021.100674.

Novikov D.A., Dultsev F.F., Kamenova-Totzeva R.M., Korneeva T.V. Hydrogeological conditions and hydrogeochemistry of radon waters in the Zaeltsovsky-Mochishche zone of Novosibirsk, Russia // *Environmental Earth Sciences*, 2021b, v. 80 (216), doi: 10.1007/s12665-021-09486-w.

Ogawa N.O., Nagata T., Kitazato H., Ohkouchi N. Ultra-sensitive elemental analyzer/isotope ratio mass spectrometer for stable nitrogen and carbon isotope analyses // *Earth, life, and isotopes* / Eds. N. Ohkouchi, I. Tayasu, K. Koba. Kyoto University Press, 2010, p. 339—353.

Osmond J.K., Gowart J.B. The theory and uses of natural uranium isotopic variations in hydrology // *At. Energy Rev.*, 1976, v. 144, p. 621—679.

Polsenaere, P., Abril, G. Modelling CO_2 degassing from small acidic rivers using water pCO_2 , DIC and $\delta^{13}\text{C}$ -DIC data // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, v. 91, p. 220—239.

Santos R.V., dos Santos E.J., de Souza Neto J.A., Carmona L.C.M., Sial A.N., Mancini L.H., Santos L.C.M.L., Nascimento G.H., Mendes L.U.S., Anastácio E.M.F. Isotope geochemistry of Paleoproterozoic metacarbonates from Itatuba, Borborema Province, Northeastern Brazil: evidence of marble melting within a collisional suture // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 380—389.

Santos T.O., Bonotto D.M. ^{222}Rn , ^{226}Ra and hydrochemistry in the Bauru Aquifer System, São José do Rio Preto (SP), Brazil // *Appl. Radiat. Isot.*, 2014, v. 86, p. 109—117.

Szaran J. Carbon isotope fractionation between dissolved and gaseous carbon dioxide // *Chem. Geol.*, 1998, v. 150, p. 331—337.

Tallini M., Parisse B., Petitta M., Spizzico M. Long-term spatio-temporal hydrochemical and ^{222}Rn tracing to investigate groundwater flow and water—rock interaction in the Gran Sasso (central Italy) carbonate aquifer // *Hydrogeol. J.*, 2013, v. 21, p. 1447—1467.

Wu H., Wu J., Song F., Abuduwaili J., Saparov A.S., Chen X., Shen B. Spatial distribution and controlling factors of surface water stable isotope values ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) across Kazakhstan, Central Asia // *Sci. Total Environ.*, 2019, v. 678, p. 53—61.

Zhang J., Quay P.D., Wilbur D.O. Carbon isotope fractionation during gas—water exchange and dissolution of CO_2 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59 (1), p. 107—114.

<https://nucleus.iaea.org/sites/ReferenceMaterials/Pages/Stable-Isotopes.aspx>

<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/dv/iadv/>

*Поступила в редакцию 2 февраля 2021 г.,
принята в печать 25 ноября 2021 г.*