

## ГЕОХИМИЯ РАССОЛОВ И НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (Сибирская платформа)

Д.А. Новиков<sup>1,5</sup>, А.В. Ильин<sup>2</sup>, В.А. Каширцев<sup>1,5</sup>, А.В. Черных<sup>1</sup>, А.Н. Пыряев<sup>3,5</sup>,  
Ф.Ф. Дульцев<sup>1</sup>, А.А. Максимова<sup>1</sup>, И.Н. Зуева<sup>4</sup>, О.Н. Чалая<sup>4</sup>

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

<sup>2</sup>Вилуйская геолого-разведочная экспедиция АК «АЛРОСА», 678170, Мирный, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>4</sup>Институт проблем нефти и газа СО РАН, 677890, Якутск, ул. Октябрьская, 1, Россия

<sup>5</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Приводятся результаты изучения геохимии рассолов и нефтепроявлений кимберлитовой тр. Удачная. Месторождение алмазов, как и все интрузивные тела Далдыно-Алаakitского алмазоносного района, является своеобразной криогидрогеологической микроструктурой, имеющей отличия от вмещающих осадочных пород, а также других алмазных трубок Якутской алмазоносной провинции. До разведанных глубин на месторождении в разрезе рудных тел выделяются две обводненные зоны, которые соотносятся с верхне- и среднекембрийскими водоносными комплексами. В пределах рудных тел и вмещающих пород распространены преимущественно кислые рассолы (средние значения pH = 5.5) с величиной общей минерализации от 94.3 до 391.3 г/дм<sup>3</sup> Cl Ca и Cl Ca-Na состава. С глубиной происходит рост общей минерализации и содержания основных солеобразующих компонентов до горизонта –365 (абс. м), где она достигает 391 г/дм<sup>3</sup>, ниже наблюдается инверсия гидрогеохимического поля, где на горизонте –650 (абс. м) ее величина составляет 253 г/дм<sup>3</sup>. Минерализация Cl Ca, Cl Ca-Na, Cl Ca-Mg и Cl Ca-Mg-Na рассолов верхнекембрийского комплекса изменяется в пределах от 102.9 до 192.9 г/дм<sup>3</sup>, а значения pH от 4.9 до 6.2, составляя в среднем 5.6. Среди микрокомпонентов наиболее высокие средние концентрации (мг/дм<sup>3</sup>) установлены у: Br<sub>1292.8</sub> > S<sub>875.7</sub> > Sr<sub>453.7</sub> > Fe<sub>79.7</sub> > Li<sub>53.4</sub> > B<sub>32.7</sub> > I<sub>13.3</sub> > Si<sub>10.8</sub> > Mn<sub>6.4</sub> > Se<sub>3.6</sub> > Rb<sub>2.3</sub>. Значения генетических коэффициентов варьируют в широком интервале. Так, rNa/rCl коэффициент колеблется от 0.18 до 0.31; rCa/rMg от 1.03 до 3.6; Ca/Cl от 0.2 до 0.3, а интегрированный показатель метаморфизации S (по С.Л. Шварцеву) изменяется от 193 до 277. Среднекембрийский комплекс содержит более минерализованные рассолы и значительно шире охарактеризован фактическим материалом. В нем распространены рассолы Cl Ca, Cl Ca-Na, Cl Ca-Mg и Cl Na-Mg состава с величиной общей минерализации от 94.3 до 391.3 г/дм<sup>3</sup>. В рассолах высокими средними концентрациями характеризуются следующие микрокомпоненты (мг/дм<sup>3</sup>): Br<sub>2224.9</sub> > Sr<sub>1024.9</sub> > S<sub>500.1</sub> > B<sub>202.9</sub> > Li<sub>147.1</sub> > Fe<sub>97.0</sub> > I<sub>33.2</sub> > Rb<sub>11.4</sub> > Si<sub>9.6</sub> > Se<sub>9.5</sub> > Mn<sub>3.6</sub> > Ni<sub>1.7</sub>. В сравнении с вышезалегающими среднекембрийские рассолы отличаются более широкой вариацией отношения rNa/rCl от 0.14 до 0.34; rCa/rMg от 0.66 до 9.71; Ca/Cl от 0.03 до 0.45. Степень метаморфизации рассолов также значительно выше, что отмечается не только по отношениям rNa/rCl и rCa/rMg, но и по показателю S, который изменяется в интервале от 278 до 316.

Изучен состав стабильных изотопов ( $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ ) рассолов и растворенного в них неорганического углерода ( $\delta^{13}C$ ). Предполагается седиментационно-метаморфический генезис изученных вод. Их изотопный состав отражает климатические условия времени захоронения с вероятным вкладом изотопного обмена кислородом с водовмещающими породами. Значения  $\delta^{13}C$  растворенной в водах углекислоты позволяет сделать вывод о ее биогенном происхождении. Механизм биогенного изотопного обмена углерода определяется соотношением метаногенных и SMT-процессов. Проведенный анализ изотопных отношений  $^{87}Rb/^{86}Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  исследованных рассолов показал, что воды кембрийских отложений соответствуют изотопному составу древнего океана.

На масс-хроматограммах фракций насыщенных углеводородов (УВ) выделяются, по крайней мере, два индивидуальных типа нефтей и мальт. Третья разновидность представлена смещением первых двух в процессе одновременных этапов миграции, а четвертая — из зоны контакта, изменена при эксплозии кимберлитов. Самым распространенным является первый «постэксплозивный» тип нафтидов, близкий по всем геохимическим параметрам к нефтям Непско-Ботубинской антеклизы и, в частности, нефтям Мирнинского свода. Нефти второго (доэксплозивного) типа приурочены лишь к удачинской свите в интервале глубин 1130—1430 м.

*Гидрогеология, геохимия рассолов, геохимия нефтепроявлений, степень метаморфизации, стабильные изотопы, нефтегазоносность, кимберлитовая тр. Удачная, Сибирская платформа, Арктика*

© Д.А. Новиков✉, А.В. Ильин, В.А. Каширцев, А.В. Черных, А.Н. Пыряев, Ф.Ф. Дульцев, А.А. Максимова, И.Н. Зуева, О.Н. Чалая, 2022

✉e-mail: NovikovDA@ipgg.sbras.ru

DOI: 10.15372/GiG2020205

## GEOCHEMISTRY OF BRINES AND OIL OCCURRENCES IN THE UDACHNAYA KIMBERLITE PIPE (Siberian Platform)

D.A. Novikov, A.V. Ilin, V.A. Kashirtsev, A.V. Chernykh, A.N. Pyryaev,  
F.F. Dultsev, A.A. Maksimova, I.N. Zueva, O.N. Chalaya

Results of a geochemical study of brines and oil occurrences in the Udachnaya kimberlite pipe are presented. Like other intrusions in the Daldyn–Alakit diamondiferous region, this diamond deposit is a unique cryohydrogeologic microstructure differing from the host sedimentary rocks and other diamond pipes of the Yakutian diamond-bearing province. Two waterlogged zones distinguished in the section of orebodies at the explored depths of the deposit correspond to the upper and middle Cambrian aquifers. Predominantly acidic (average pH = 5.5) Cl–Ca and Cl–Ca–Na brines with TDS from 94.3 to 391.3 g/dm<sup>3</sup> are widespread within the orebodies and host rocks. The brine mineralization and contents of major salt-forming components increase with depth, to the horizon at the –365 m elevation, where TDS reaches 391 g/dm<sup>3</sup>, while below, at the –650 m level with noted hydrogeochemical-field inversion, TDS is 253 g/dm<sup>3</sup>. The mineralization of Cl–Ca, Cl–Ca–Na, Cl–Ca–Mg, and Cl–Ca–Mg–Na brines in the upper Cambrian rocks varies from 102.9 to 192.9 g/dm<sup>3</sup>, and the pH values, from 4.9 to 6.2, averaging 5.6. Among the microcomponents, the highest average concentrations (mg/dm<sup>3</sup>) are found for Br<sub>1292.8</sub> > S<sub>875.7</sub> > Sr<sub>453.7</sub> > Fe<sub>79.7</sub> > Li<sub>53.4</sub> > B<sub>32.7</sub> > I<sub>13.3</sub> > Si<sub>10.8</sub> > Mn<sub>6.4</sub> > Se<sub>3.6</sub> > Rb<sub>2.3</sub>. The values of genetic coefficients vary widely: The  $r_{Na/rCl}$  coefficient ranges from 0.18 to 0.31;  $r_{Ca/rMg}$ , from 1.03 to 3.60;  $Ca/Cl$ , from 0.2 to 0.3; and the integrated metamorphism index S (according to S.L. Shvartsev) varies from 193 to 277. The middle Cambrian rock complex, containing more saline brines, has been examined in much more detail. It hosts Cl–Ca, Cl–Ca–Na, Cl–Ca–Mg, and Cl–Na–Mg brines with TDS from 94.3 to 391.3 g/dm<sup>3</sup> and high average concentrations (mg/dm<sup>3</sup>) of microcomponents: Br<sub>2224.9</sub> > Sr<sub>1024.9</sub> > S<sub>500.1</sub> > B<sub>202.9</sub> > Li<sub>147.1</sub> > Fe<sub>97.0</sub> > I<sub>33.2</sub> > Rb<sub>11.4</sub> > Si<sub>9.6</sub> > Se<sub>9.5</sub> > Mn<sub>3.6</sub> > Ni<sub>1.7</sub>. As compared with brines in the overlying rocks, the middle Cambrian brines show a wider variation in element ratios:  $r_{Na/rCl}$  from 0.14 to 0.34,  $r_{Ca/rMg}$  from 0.66 to 9.71, and  $Ca/Cl$  from 0.03 to 0.45. These brines are also characterized by a significantly higher metamorphism grade, which is indicated not only by the  $r_{Na/rCl}$  and  $r_{Ca/rMg}$  ratios but also by the S index varying from 278 to 316.

The composition of stable isotopes ( $\delta D$  and  $\delta^{18}O$ ) and dissolved inorganic carbon ( $\delta^{13}C$ ) of the brines was investigated. The studied waters are assumed to be of sedimentary–metamorphic origin. Their isotopic composition reflects the climatic conditions existing at the time of their burial, which were probably aggravated by the contribution of the oxygen isotope exchange with water-bearing rocks. The  $\delta^{13}C$  values of carbon dioxide dissolved in water allow an inference about its biogenic origin. The biogenic carbon isotope exchange is governed by the relationship between methanogenic and SMT processes. Analysis of the <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr isotope ratios of the studied brines has revealed affinity between the isotopic compositions of waters in the Cambrian deposits and in ancient seawaters.

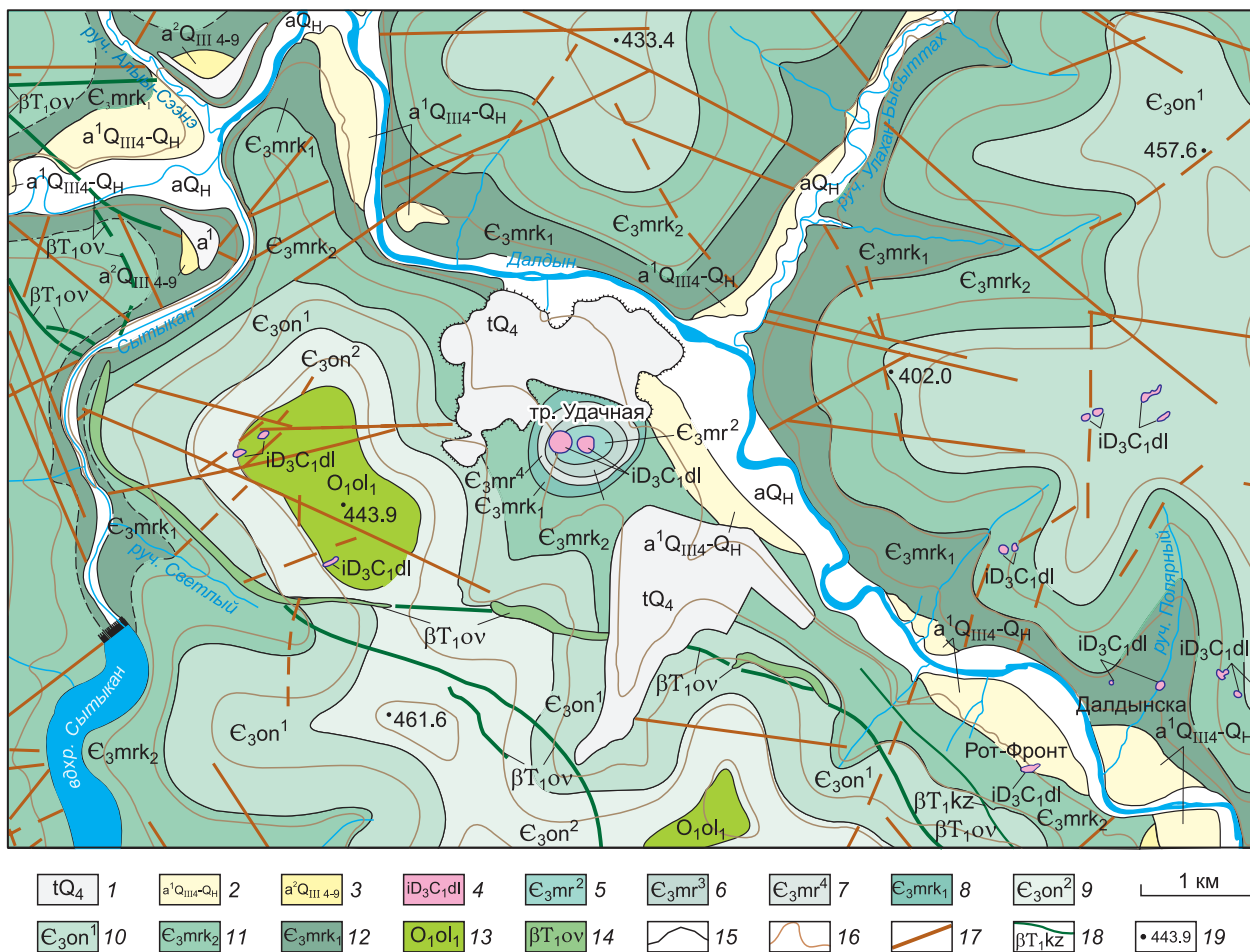
The mass chromatograms of saturated-hydrocarbon (HC) fractions show at least two individual types of oils and malthas (naphthides). The third variety resulted from their mixing at different stages of migration. The fourth is from the contact zone; it changed during the explosion of kimberlites. The first, most common, type of naphthides («postexplosive») is similar in all geochemical parameters to oils from the Nepa–Botuobiya anticline, in particular, to those from the Mirnyi arch. Oils of the second (pre-explosive) type are found only in the Udachnaya Formation, within the depth range 1130–1430 m.

*Hydrogeology, geochemistry of brines, geochemistry of oil occurrences, metamorphic grade, stable isotopes, oil and gas content, Udachnaya kimberlite pipe, Siberian Platform, Arctic*

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время Россия занимает первое место в мире по запасам алмазов и их добыче. Государственным балансом запасы алмазов на территории Российской Федерации учтены по 79 месторождениям, в том числе по 25 коренным (23 кимберлитовым и 2 импактным) и 54 россыпным [Иванов и др., 2016].

Кимберлитовая тр. Удачная (рис. 1) расположена на левом берегу руч. Пироповый — правого притока р. Далдын (приток р. Марха, которая впадает в р. Вилуй). Это крупнейшее по размерам рудного тела месторождение алмазов в России находится в 20 км от Северного полярного круга в Якутской алмазодобывающей провинции. Открытая разработка осуществлялась с 1971 до июня 2014 г., глубина карьера достигла 640 м (рис. 2), а в настоящее время добыча алмазов продолжается подземным способом. Как в карьере, так и в подземном руднике обработка месторождения осложнена притоком хлоридных подземных рассолов в шахту на глубине свыше 700 м (–365...–465 абс. м) [Алексеев и др., 2018]. Строительство подземного рудника вскрыло ряд негативных особенностей месторождения, при этом наибольшие проблемы проявились при вскрытии водо- и нефтегазонасыщенных зон. Во всех подземных сооружениях начались возгорания нефтепроявлений, взрывы газовоздушных смесей при шпуровой от-



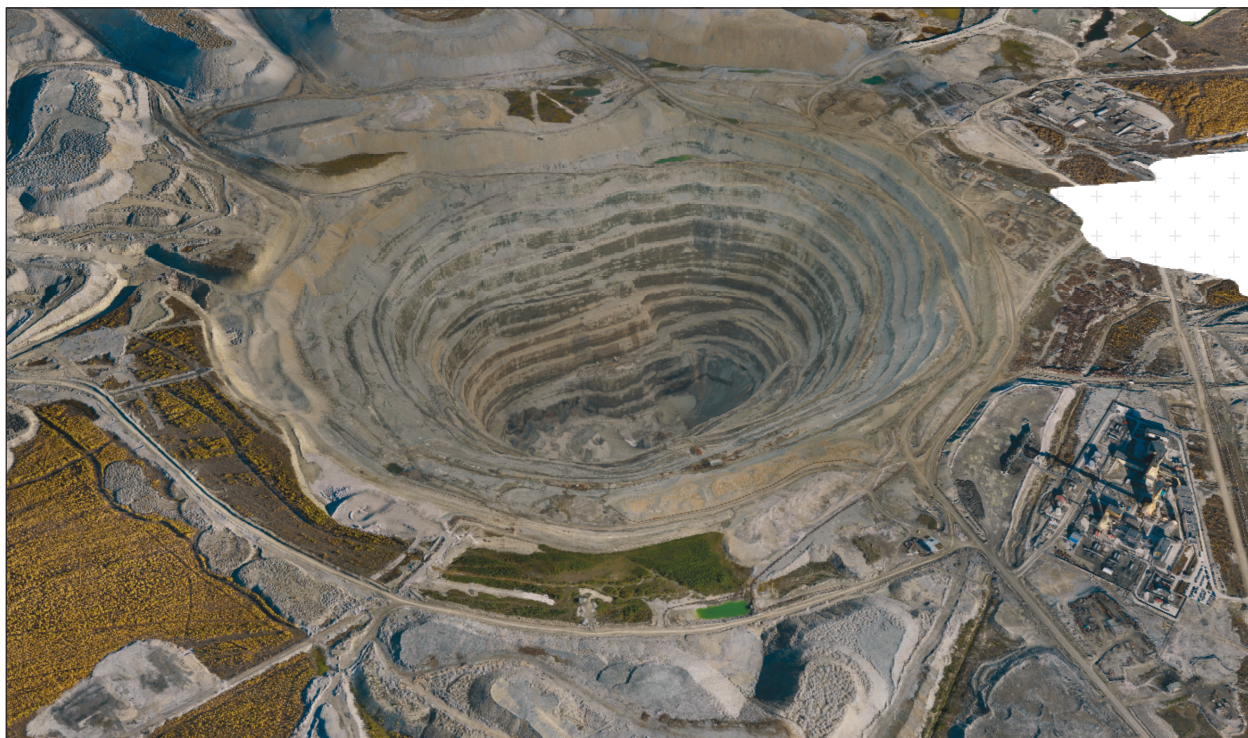
**Рис. 1. Местоположение кимберлитовой тр. Удачная (составили Р.Ф. Салихов, В.И. Охлопков, по материалам Амакинской ГРЭ).**

1 — техногенные грунты; 2 — аллювиальные суглинки, супеси, галечники (I терраса); 3 — аллювиальные суглинки, пески, галечники (II терраса); 4 — поздняя девонская—ранняя каменноугольная эпохи; далдыно-алакитский кимберлитовый комплекс; 5—12 — верхний кембрий: 5—7 — мархинская свита, вторая—четвертая пачки; 8, 11 — моркокинская свита, верхняя и нижняя подсвиты; 9, 10 — онхойюряхская свита, верхняя и нижняя пачки; 13 — нижний ордовик, олдондинская свита, первая пачка; 14 — триас, оленек-велинггинский комплекс габбро-долеритов и такситовых долеритов; 15 — граница между разновозрастными образованиями; 16 — горизонталь рельефа; 17 — предполагаемые линии тектонических нарушений; 18 — кузьмовский феррогаббровый долеритовый комплекс; 19 — абсолютная отметка, м.

палке горной массы. Некоторые аварии и инциденты привели к вынужденным простоям и значительным материальным затратам [Дроздов, Мельников, 2015].

Планомерное геологическое изучение исследуемого района было начато в начале 50-х годов прошлого века. В 1953 г. в бассейне р. Далдын Северной экспедицией Иркутского геологического управления была проведена геологическая съемка м-ба 1:1 000 000, результатом которой явилось обнаружение в аллювии р. Далдын пиропов и алмазов. В 1953—1954 гг. в районе проводились маршрутные и тематические работы на алмазы. В 1954 г. на левобережье р. Далдын Л.А. Попугаева открыла первую в СССР кимберлитовую тр. Зарница, что выдвинуло бассейн р. Далдын в число наиболее перспективных площадей для поисков месторождений алмазов. В 1954—1955 гг. территория исследуемого района была покрыта кондиционной геологической съемкой м-ба 1:200 000, в результате которой установлена алмазность русловых отложений р. Далдын. При этом в 1955 г. открыта кимберлитовая тр. Удачная. В настоящее время вся площадь исследуемого района полностью покрыта геологической съемкой м-ба 1:50 000.

В гидрогеологическом отношении изучаемая территория закартирована комплексными гидрогеологическими и мерзлотно-геологическими съемками м-бов 1:50 000 и 1:200 000. По результатам съемки 1979—1983 гг., проведенной Айхальской экспедицией, были выделены водоносные комплексы и дана



**Рис. 2. Фото — общий вид карьера кимберлитовой тр. Удачная с высоты птичьего полета (по материалам Удачинского ГОКа).**

оценка их фильтрационных параметров. По данным комплексной гидрогеологической съемки м-ба 1:200 000 (1979, 1984, 1988 гг.) были установлены региональные границы распространения водоносных комплексов, гидрогеологическая и гидрогеохимическая зональность, а также интенсивность развития современных криогенных процессов и явлений.

Результаты гидрогеологических и геокриологических исследований кимберлитовой тр. Удачная отражены в работах [Устинова, 1964; Балобаев, Девяткин, 1983; Дроздов и др., 1989; Климовский, Готовцев, 1994; Александров и др., 2003; Дроздов, 2005; Алексеев и др., 2007; Алексеев, 2009; Атрощенко, 2012; Легостаева и др., 2018; Алексеева, Алексеев, 2019]. В настоящем исследовании впервые выполнен комплексный анализ архивных и новых материалов 2019 г. по геохимии подземных рассолов и нефтепроявлений кимберлитовой тр. Удачная.

## **МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

В период с марта по июнь 2019 г. в соответствии с общепринятыми методиками выполнено опробование подземных рассолов и нефтепроявлений в пределах кимберлитовой тр. Удачная. Лабораторное изучение химического состава методами титриметрии, ионной хроматографии, масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП) проводилось в проблемной научно-исследовательской лаборатории гидрогеохимии Инженерной школы природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета (аналитики О.В. Чеботарева, Н.В. Бублий, А.С. Погуца, В.В. Куровская, К.Б. Кривцова, Л.А. Ракул).

Анализ комплекса изотопных отношений  $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C_{DIC}$  вод и растворенного неорганического углерода (Dissolved Inorganic Carbon (DIC)) проводился в Центре коллективного пользования ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН с помощью прибора Isotope Ratio Mass Spectrometer Finnigan™ MAT 253, снабженного приставками пробоподготовки H/Device (для  $\delta D$ ) и GasBench II (для анализа  $\delta^{18}O$  и  $\delta^{13}C_{DIC}$ ). Значения  $\delta^{13}C_{DIC}$ ,  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  измерялись относительно мировых стандартов: VSMOW2, SLAP2, GISP — для анализа водорода и кислорода; NBS-18, NBS-19 — для анализа  $\delta^{13}C_{DIC}$ . Ошибка определения изотопного состава стандартов по углероду и кислороду не более 0.1 ‰, по водороду не более 2 ‰. Изотопные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и  $^{87}Rb/^{86}Sr$  изучались на масс-спектрометре MI 1201T в двухлучевом режиме с регистрацией на одном коллекторе. Погрешность определения отношений  $^{87}Rb/^{86}Sr$  не превышает 1 ‰.

В хлороформных экстрактах после осаждения асфальтенов избытком петролейного эфира мальте-новую часть на хроматографических колонках с силикагелем АСК + оксид алюминия разделяли на метаноароматические и нафтеноароматические углеводороды, бензолные и спиртобензолные смолы. Границы между фракциями определялись по показателю рефракции и свечению в ультрафиолетовом излучении.

Хромато-масс-спектрометрические исследования насыщенных углеводородов проводились на системе, включающей газовый хроматограф 6890, имеющий интерфейс с высокоэффективным масс-селективным детектором Agilent 5973N. Хроматограф снабжен кварцевой капиллярной колонкой длиной 30 м диаметром 0.25 мм, импрегнированной фазой HP-5MS. В качестве газа-носителя служил гелий со скоростью потока 3 мл/мин. Температура испарителя 320 °С. Ввод пробы при 100 °С. Изотермическая «площадка» длительностью 4 мин. Программирование подъема температуры осуществлялось от 100 до 290 °С со скоростью 4 °С/мин с последующей изотермой в течение 30 мин. Ионизирующее напряжение источника 70 эВ, температура источника 250 °С. Хроматограммы углеводородов были получены по общему ионному току (ТIC) и селективным ионам (показаны на рисунках). Идентификация соединений проводилась с использованием библиотеки масс-спектров NIST05.

Помимо новых были обобщены архивные материалы гидрогеохимических исследований рудных тел и водосборников тр. Удачная. Электронная база данных включает данные по 85 пробам подземных рассолов, 24 пробам водорастворенных газов (ВРГ) и 82 хлороформным экстрактам (холодная экстракция) из нефте- и битумонасыщенного керна скважин КСС-1, 2 и 3 и проб, отобранных в зоне контакта кимберлитов и вмещающих пород (карьер).

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

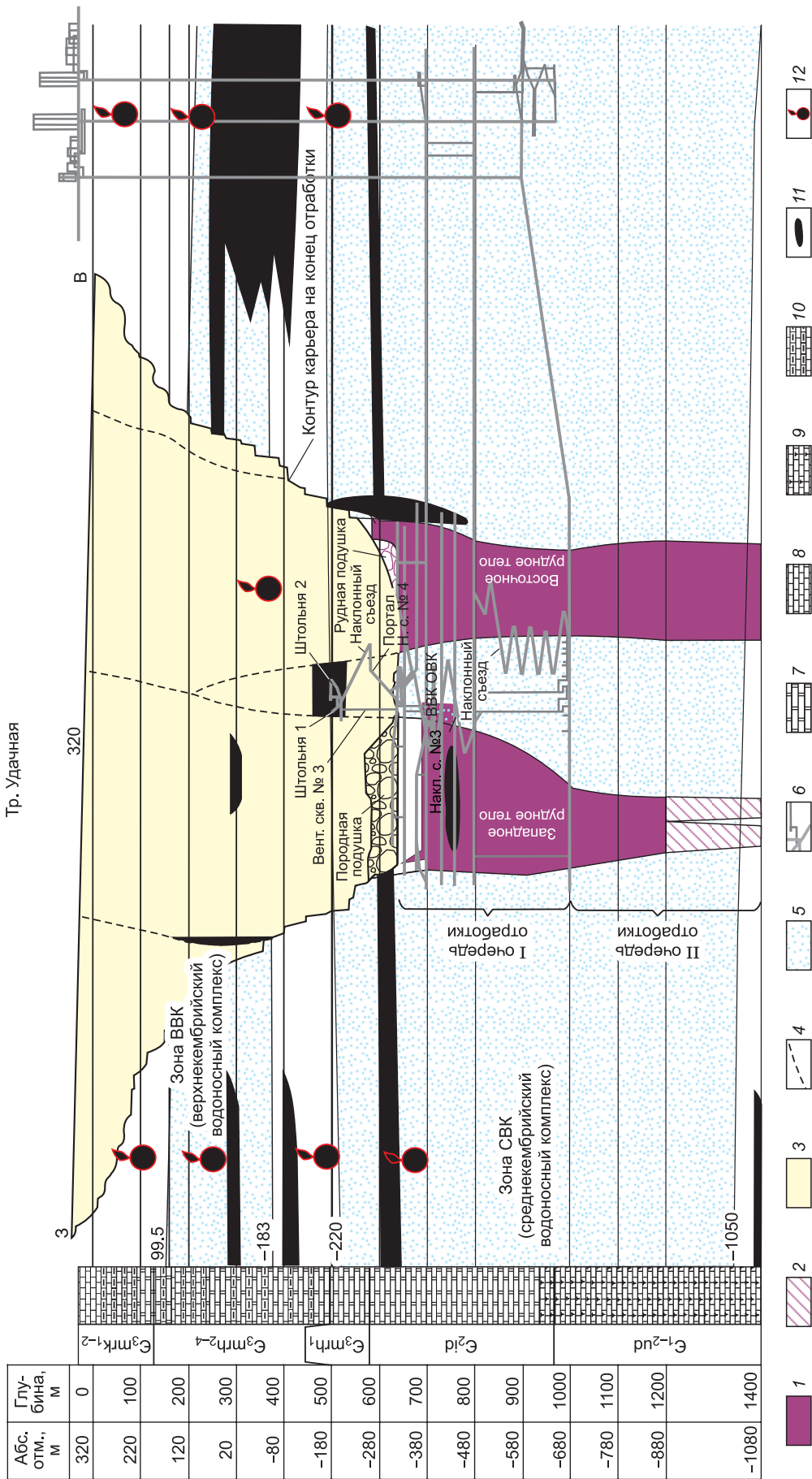
**Гидрогеологические условия.** Влияние магматических процессов на геохимию рассолов и водорастворенных газов в мире практически не изучено и в настоящее время этот вопрос находится на начальной стадии [Novikov et al., 2019; Gordeeva et al., 2021; Новиков и др., 2021]. Гидрогеологическая изученность Далдыно-Алакитского алмазоносного района в целом и района тр. Удачная, в частности, довольно высокая в связи с развитием здесь алмазопромысловых работ и промышленным освоением коренных месторождений алмазов (трубок Удачная, Сытыканская, Зарница и др.). Кимберлитовая тр. Удачная, как и все интрузивные тела в регионе, является своеобразной криогидрогеологической микроструктурой, имеющей отличия от вмещающих осадочных пород, а также других алмазных трубок провинции. До разведанных глубин на месторождении в разрезе рудных тел выделяются две обводненные зоны, которые соотносятся с верхне- и среднекембрийскими водоносными комплексами (рис. 3). Водоносные зоны изучены достаточно детально до глубины 550 м (–200 абс. м), а ниже — до глубины 1430 м (–1080 абс. м) — гидрогеологические исследования проводились в процессе бурения разведочных и эксплуатационно-разведочных скважин.

Фильтрационные параметры кимберлитов довольно изменчивы (водопроницаемость варьируется от 1—2 до 70 м<sup>2</sup>/сут), и всегда превышают аналогичные показатели вмещающих пород. Пьезометрический уровень водоносных зон устанавливался на тех же отметках, что и уровень верхнекембрийского водоносного комплекса. По данным опытно-фильтрационных работ не было выявлено прямой гидравлической связи между первыми водоносными зонами рудных тел, хотя общая продолжительность опытных откачек достигала нескольких месяцев. В то же время существует затрудненная связь между обводненными зонами рудных тел и водонасыщенными породами вмещающих осадочных толщ.

Водонасыщенные кимберлиты рудных тел различаются по глубинам распространения, фильтрационным параметрам и химическому составу рассолов. Водонасыщенная зона западного тела по фильтрационным свойствам характеризуется малой водообильностью и низкими значениями гидродинамических параметров. Коэффициент водопроницаемости составляет 2—5 м<sup>2</sup>/сут.

Рудные кимберлитовые тела непосредственно контактируют с водовмещающими коллекторами среднекембрийского водоносного комплекса, поэтому водообильность кимберлитов полностью зависит от соответствующих параметров его интервалов. Пьезометрический уровень второй обводненной зоны имеет единую поверхность с пьезометрическим уровнем среднекембрийского водоносного комплекса. Многолетние наблюдения за уровнем режимом нижних интервалов среднекембрийского водоносного комплекса показали планомерное снижение пьезометрических уровней в скважинах при общем 400-метровом водопонижении в центре карьерного поля.

**Ионно-солевой состав рассолов.** В пределах рудных тел и вмещающих пород распространены преимущественно кислые рассолы (средние величины рН = 5.5) с величиной общей минерализации от 94.3 до 391.3 г/дм<sup>3</sup> хлоридного кальциевого и кальциево-натриевого состава. С глубиной происходит рост общей минерализации и содержания основных солеобразующих компонентов до горизонта –365 (абс. м), где она достигает 391 г/дм<sup>3</sup>, ниже наблюдается инверсия гидрогеохимического разреза и на



**Рис. 3. Модель рудных тел кимберлитовой тр. Удачная (по данным Института «Якутнипроалмаз»).**

1 — балансовые запасы; 2 — забалансовые запасы; 3 — отработанное пространство; 4 — границы отработанных рудных тел; 5 — водоносные комплексы; 6 — горные выработки; состав пород: 7 — доломиты, 8 — известняки, 9 — рифовые эпифитоновые известняки, 10 — глинистые известняки, 11 — площадь пропитанные нефтью участки пород; 12 — газопроявления.

**Рис. 4. Диаграмма Пайпера состава рассолов кимберлитовой тр. Удачная.**

*а* — рудные тела: 1 — тр. Удачная (2019 г); Западное рудное тело: 2 — гор. –320 м; 3 — гор. –365 м; Восточное рудное тело: 4 — гор. –320 м; 5 — гор. –365 м; *б* — водосборники: 1 — гор. –365 м; 2 — гор. –380 м; 3 — гор. –480 м; 4 — гор. –580 м; 5 — гор. –650 м.

горизонте –650 (абс. м) ее величина не превышает 253 г/дм<sup>3</sup>. Среди катионов и анионов преобладают Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> и Cl<sup>-</sup>, достигая 40.5, 109.0 и 258.8 г/дм<sup>3</sup> соответственно. Остальные макрокомпоненты не превышают: Mg<sup>2+</sup> — 19.4; K<sup>+</sup> — 17.1; SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> — 4.4 и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> — 2.1 г/дм<sup>3</sup>.

Минерализация Cl Ca, Cl Ca-Na, Cl Ca-Mg и Cl Ca-Mg-Na рассолов верхнекембрийского водоносного комплекса изменяется в пределах от 102.9 до 192.9 г/дм<sup>3</sup>, а значения pH — от 4.9 до 6.2, составляя в среднем 5.6. Значения генетических коэффициентов варьируют в широком интервале. Так, *r*Na/*r*Cl коэффициент колеблется от 0.18 до 0.31; *r*Ca/*r*Mg от 1.03 до 3.6; Ca/Cl от 0.2 до 0.3, а интегрированный показатель метаморфизации *S*, по [Шварцев, 2000] варьирует от 193 до 277.

Среднекембрийский водоносный комплекс содержит более минерализованные рассолы и значительно шире охарактеризован фактическим материалом. В нем распространены рассолы Cl Ca, Cl Ca-Na, Cl Ca-Mg и Cl Na-Mg химических типов с величиной общей минерализации от 94.3 до 391.3 г/дм<sup>3</sup> (рис. 4, табл. 1).

Рассмотрим подробнее общие черты подземных рассолов среднекембрийского водоносного комплекса по основным горизонтам отработки рудных тел. Рассолы горизонта –320 (абс. м) Западного рудного тела (ЗРТ) имеют Cl Ca состав, значения pH составляют 4—5 (среднее 4.6), а величина их общей минерализации изменяется в узком интервале — от 344.2 до 355.2 г/дм<sup>3</sup>.

Минерализация рассолов Cl Ca и Cl Ca-Na

составов Восточного рудного тела (ВРТ) охватывает большой диапазон — от 335.5 до 378.5 г/дм<sup>3</sup>, при pH от 4.5 до 5.0, в среднем составляя 4.6. Горизонт –365 (абс. м) характеризуется распространением Cl Ca и Cl Ca-Na рассолов с минерализацией от 182.1 до 391.3 г/дм<sup>3</sup>, значениями pH от 4.0 до 6.5 (среднее 4.7). Среди подземных рассолов ЗРТ этого горизонта распространены Cl Ca и Cl Ca-Na типы с величиной общей минерализации 273.1—391.3 г/дм<sup>3</sup> и pH от 4.0 до 6.5 (среднее 4.7). Рассолы ВРТ отличаются более низкой минерализацией (258.8—377.2 г/дм<sup>3</sup>) при таком же химическом составе и более кислыми значениями pH с величинами от 4.0 до 5.5. Для рассолов горизонта –380 (абс. м) преимущественно Cl Ca и Cl Ca-Na состава типична более высокая минерализация от 295.2 до 344.5 г/дм<sup>3</sup> и кислые pH — от 4.0 до 5.0 при среднем 4.8. В горизонте –465 (абс. м) доминируют Cl Ca рассолы с минерализацией от 372.6 до 391.3 г/дм<sup>3</sup> и pH от 4.6 до 4.9 (среднее 4.7). Рассолы горизонта –480 (абс. м) имеют Cl Ca и Cl Ca-Na состав, со значениями pH, изменяющимися от 4.0 до 5.5 (при среднем 4.8), и величиной общей минерализации от 357.8 до 362.4 г/дм<sup>3</sup>. Величина общей минерализации Cl Ca, Cl Ca-Na и Cl Ca-Mg рас-

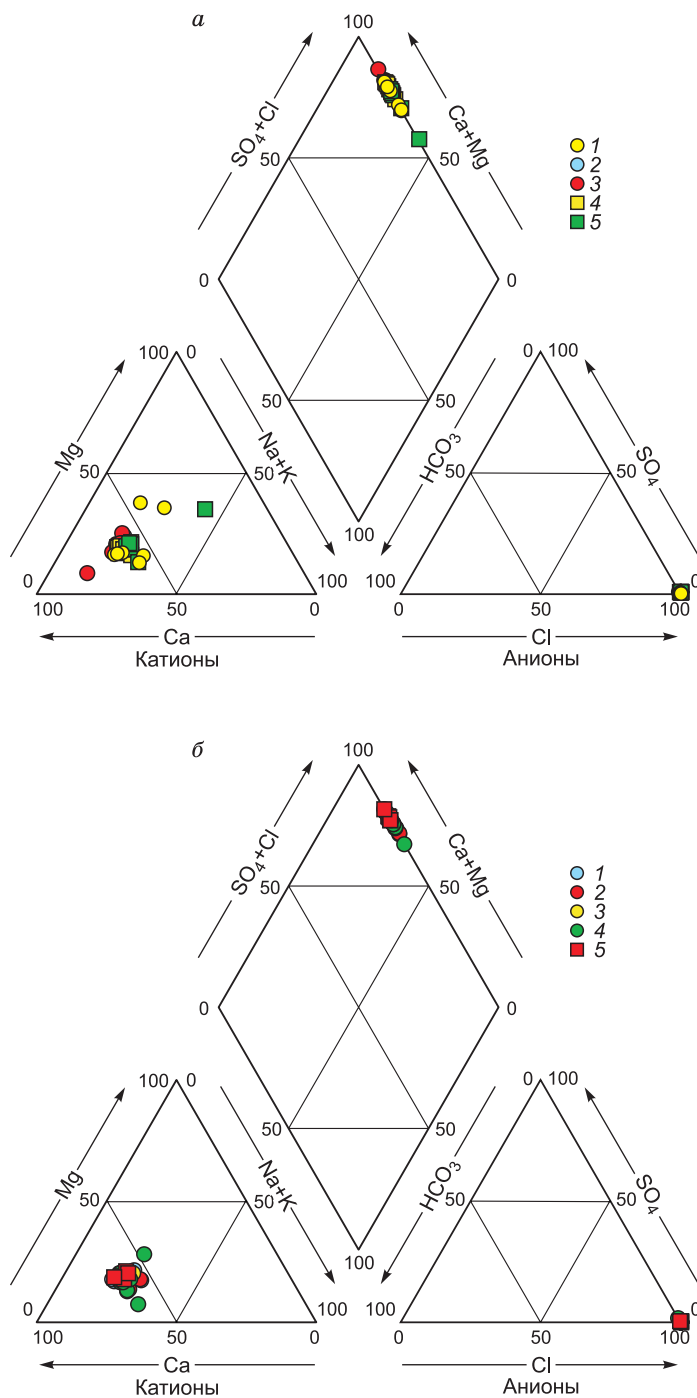


Таблица 1. Типовые пробы рассолов кимберлитовой тр. Удачная, мг/дм<sup>3</sup>

№ сква- жины, объект	pH	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	M	Br	Li	Rb	Sr	rNa/ rCl	rCa/ rMg	Ca/Cl
<b>Верхнекембрийский водоносный комплекс</b>																
33	6.85	80	1030	30560	7400	4130	4150	820	48600	570	—	—	130	0.21	1.09	0.24
314	6.35	40	460	124900	24960	21020	11470	3340	188800	2570	—	—	515	0.14	0.72	0.20
211л	6.16	46	434	64433	20100	3498	11820	2180	102914	1297	38	1.4	315	0.28	3.48	0.31
216л	5.13	19	644	104725	25590	13150	10700	3018	158403	2078	46	1.7	436	0.16	1.18	0.24
211л	6.22	103	381	125500	40120	6750	13900	5401	192863	2927	79	4.0	546	0.17	3.60	0.32
216л	4.96	10	460	121100	25000	14600	20000	3420	185343	2010	50	2.1	518	0.25	1.04	0.21
1Д	4.45	200	100	234900	77100	14400	28400	15200	374280	4100	292	24.5	1707	0.19	3.25	0.33
2Д	4.65	300	100	237500	78700	15200	26400	15400	377710	4200	297	25.1	1672	0.17	3.14	0.33
3Д	4.35	200	100	231700	77100	14800	27000	15300	370300	4200	297	24.8	1351	0.18	3.16	0.33
101	6.85	70	760	77660	24100	3830	13830	3790	125530	1490	—	—	—	0.27	3.82	0.31
<b>Среднекембрийский водоносный комплекс</b>																
Камера УПП-7	6.18	100	425	124189	40000	5500	21400	5055	196674	—	77	5.5	471	0.27	4.41	0.32
скв. 5	4.64	61	247	247800	87240	13647	22975	17147	391280	5817	205	16.9	1545	0.14	3.88	0.35
ДС-4.2В	4.9	96	211	239625	84100	12900	22500	12670	372634	5572	159	11.8	1059	0.14	3.95	0.35
329	5.35	110	230	200600	68540	11470	25910	11770	323600	4230	—	—	1086	0.20	3.63	0.34
314	4.65	20	30	202700	67380	9650	26670	10000	320700	4160	—	—	1253	0.20	4.24	0.33
308	4.3	20	100	236300	87720	13680	23300	15180	382880	4930	—	—	1315	0.15	3.89	0.37
312	4.05	20	100	219900	78050	16320	13370	11750	343600	5080	—	—	1283	0.09	2.90	0.35
306	4.25	110	70	253700	91880	16430	18050	18050	404300	5890	—	—	1581	0.12	3.39	0.36
308	4.50	100	110	238100	81580	15840	16340	18360	376100	5660	—	—	1304	0.11	3.12	0.34
30	4.95	120	150	218210	69400	17640	24960	12450	347800	4820	—	—	1083	0.18	2.39	0.32

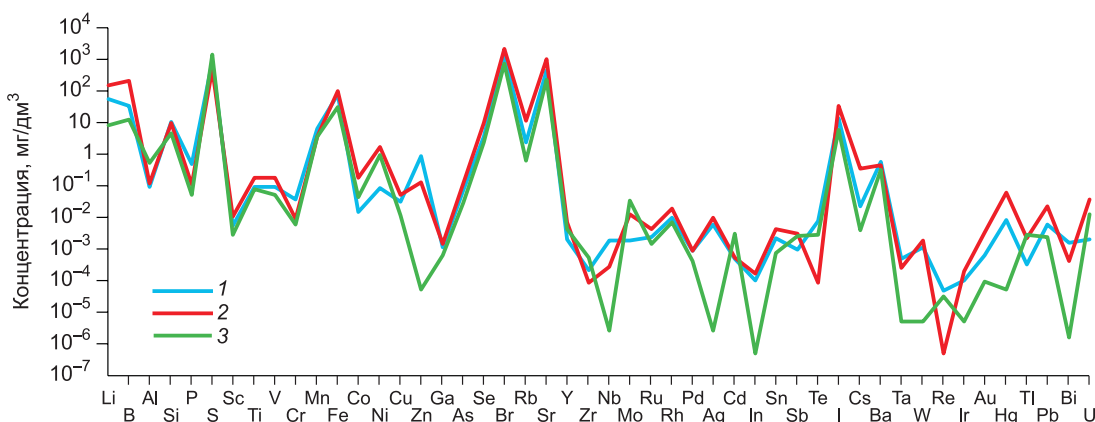
Примечание: Прочерк — нет данных. M — минерализация.

солов в горизонте –580 (абс. м) изменяется от 153.1 до 323.7 г/дм<sup>3</sup>, а pH варьирует от 4.0 до 7.0, в среднем составляя 5.0. Самый глубокий из изученных — горизонт –650 (абс. м) характеризуется рассолами Cl Ca состава с минерализацией от 94.4 до 253.3 г/дм<sup>3</sup> и pH от 5 до 6 (среднее 5.4).

В сравнении с вышележающими верхнекембрийскими среднекембрийские рассолы отличаются более широкой вариацией отношения rNa/rCl от 0.14 до 0.34; rCa/rMg от 0.66 до 9.71; Ca/Cl от 0.03 до 0.45. Степень метаморфизации рассолов также значительно выше, что отмечается не только по отношениям rNa/rCl и rCa/rMg, но и по интегрированному показателю метаморфизации S, который составляет от 278 до 316. В целом подземные рассолы кимберлитовых трубок исследуемого района (Удачная, Айхал, Заполярная, Поисковая и др.) характеризуются средней степенью метаморфизации химического состава и несут геохимические черты проявления процессов криогенного метаморфизма, что требует дальнейших исследований. Так, рассолы тр. Мир характеризуются наибольшей степенью метаморфизации химического состава среди изученных и достигают стадии садки сильвина. Ca/Cl отношение составляет 0.55—0.63, тогда как в рассолах тр. Удачная оно не превышает 0.45. Большинство рассолов трубок Айхал, Заполярная, Поисковая, Новинка, Осенняя и Зарница не достигают стадии садки гипса, а величина их общей минерализации не превышает 150 г/дм<sup>3</sup> [Novikov, 2017; Каширцев и др., 2019].

**Микрокомпонентный состав рассолов.** Изученные рассолы имеют интересный спектр распределения микрокомпонентов. Некоторые результаты предыдущих исследований приведены нами ранее [Новиков и др., 2020]. Средние концентрации изученных элементов в рассолах верхнекембрийского и среднекембрийского водоносных комплексов тр. Удачная, а также рассолов тр. Нюрбинская приведены на рис. 5. В верхнекембрийском водоносном комплексе наиболее высокие средние содержания (мг/дм<sup>3</sup>) установлены в ряду: Br<sub>1292.8</sub> > S<sub>875.7</sub> > Sr<sub>453.7</sub> > Fe<sub>79.7</sub> > Li<sub>53.4</sub> > B<sub>32.7</sub> > I<sub>13.3</sub> > Si<sub>10.8</sub> > Mn<sub>6.4</sub> > Se<sub>3.6</sub> > Rb<sub>2.3</sub>. Содержания Zn, Ba и P не превышают 0.8 мг/дм<sup>3</sup>, а остальных микрокомпонентов — 0.09 мг/дм<sup>3</sup>. В рассолах среднекембрийского водоносного комплекса высокими средними концентрациями характеризуются практически те же элементы при более высоких концентрациях (мг/дм<sup>3</sup>): Br<sub>2224.9</sub> > Sr<sub>1024.9</sub> > S<sub>500.1</sub> >





**Рис. 5. Спектр распределения химических элементов в рассолах кимберлитовых трубок Удачная и Нюрбинская.**

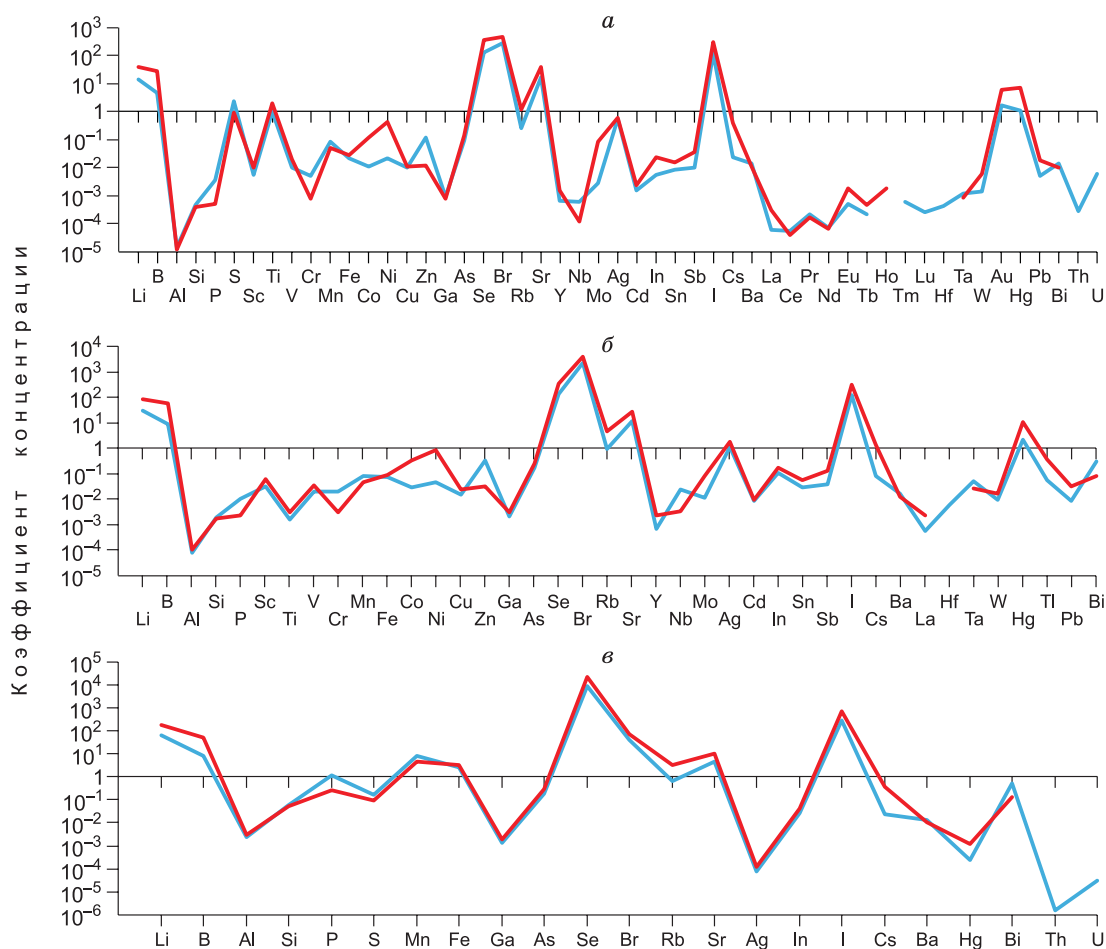
Трубка Удачная: 1 — верхнекембрийский водоносный комплекс, 2 — среднекембрийский водоносный комплекс; 3 — ордовикский водоносный комплекс тр. Нюрбинская.

$B_{202.9} > Li_{147.1} > Fe_{97.0} > I_{33.2} > Rb_{11.4} > Si_{9.6} > Se_{9.5} > Mn_{3.6} > Ni_{1.7}$ . Содержания Ba, Cs, Ti, V, Co, Zn, Al, As, P варьируют от 0.1 до 0.4 мг/дм<sup>3</sup>, а остальных элементов от 0.0001 до 0.06 мг/дм<sup>3</sup>. Характер распределения микрокомпонентов в рассолах тр. Нюрбинская в большей степени схож с распределением в тр. Удачная. При этом рассолы тр. Удачная в большей мере обогащены Li, Zn, Nb, Ag, In, Cs, Ta, W, Ir, Au, Hg и Bi и в меньшей Al, S, Mo, Cd и Re.

Для оценки степени концентрирования химических элементов в рассолах был рассчитан коэффициент концентрации, который отражает отношение их содержаний в рассоле к содержанию во вмещающих породах или в кларке осадочного слоя литосферы, карбонатов и эвапоритов [Григорьев, 2010] (рис. 6). Практически по всем представленным микрокомпонентам распределение коэффициентов концентрации в верхнекембрийском и среднекембрийском водоносных комплексах имеет схожий характер. Установлено, что относительно осадочного слоя во всех кембрийских рассолах концентрируются Li, B, Ti, Se, Br, Sr, I, Au и Hg. В верхнекембрийском комплексе коэффициент концентрирования также выше единицы у S, а в среднекембрийском у Rb (см. рис. 6, а). Относительно карбонатных пород в рассолах обоих комплексов концентрируются Li, B, Se, Br, Sr, Ag, I и Hg, а в среднекембрийском — Rb и Cs (см. рис. 6, б). Относительно эвапоритов в кембрийских рассолах коэффициенты концентрирования выше единицы у Li, B, Mn, Fe, Se, Br, Sr и I, в среднекембрийском также выше единицы у Rb, а в верхнекембрийском у P (см. рис. 6, в). Таким образом, в изученных рассолах в наибольшей степени концентрируются Br, Sr, B, Li, I, Si, Mn и Se. Вопросы фракционирования химических элементов в системе вода—порода требуют также детального изучения состава кимберлитов и вмещающих пород.

**Геохимия водоразтворенных газов.** Подмерзлотные воды месторождения отличаются повсеместной газонасыщенностью, величина которой на различных горизонтах месторождения остается практически неизменной и колеблется от 0.15 до 0.30 л/л (рис. 7, а), составляя до 0.9 л/л на глубине 750 м [Дроздов, Мельников, 2015]. По соотношению компонентов ВРГ подразделяются на азотные, углеводородно-азотные, азотно-углеводородные и углеводородные, по классификации Л.М. Зорькина [1973]. Газы азотного типа имеют наименьшее распространение и выявлены в верхнекембрийском водоносном комплексе только вблизи тектонических зон. Газонасыщенность подземных вод составляет 0.1—0.2 л/л. Газовая фаза представлена на 76—83 об.% азотом, 14—21 % метаном, 0.2—0.3 об.% тяжелыми углеводородами; углекислого газа, гелия и водорода: 2.7—3.0; 0.03—0.06; 0.22—0.34 об. % соответственно. Углеводородно-азотные газы встречаются также ограниченно, лишь в верхнекембрийском водоносном комплексе. Содержание ВРГ в этих рассолах изменяется в пределах 0.11—0.15 л/л. В их составе (об. %): азота 51—62, углеводородных газов 36—48, тяжелых углеводородов 0.8—1.1, углекислого газа 0.4, водорода 0.47, гелия 0.06—0.08. Азотно-углеводородные газы распространены в рассолах верхнекембрийского водоносного комплекса при содержаниях 0.1—0.3 л/л. В их составе углеводородные газы достигают 65 об. %, азот составляет 22—41 об. %, углекислого газа до 2.3 об. %, появляются тяжелые углеводороды (до 2.3 об. %).

Наибольшее распространение в подземных водах месторождения имеют углеводородные газы. Начиная со второго горизонта верхнекембрийского комплекса (0...—35 абс. м) и ниже распространены рассолы с величиной общей газонасыщенности до 1.1 л/л (среднее 0.6 л/л). Доля метана в них составля-



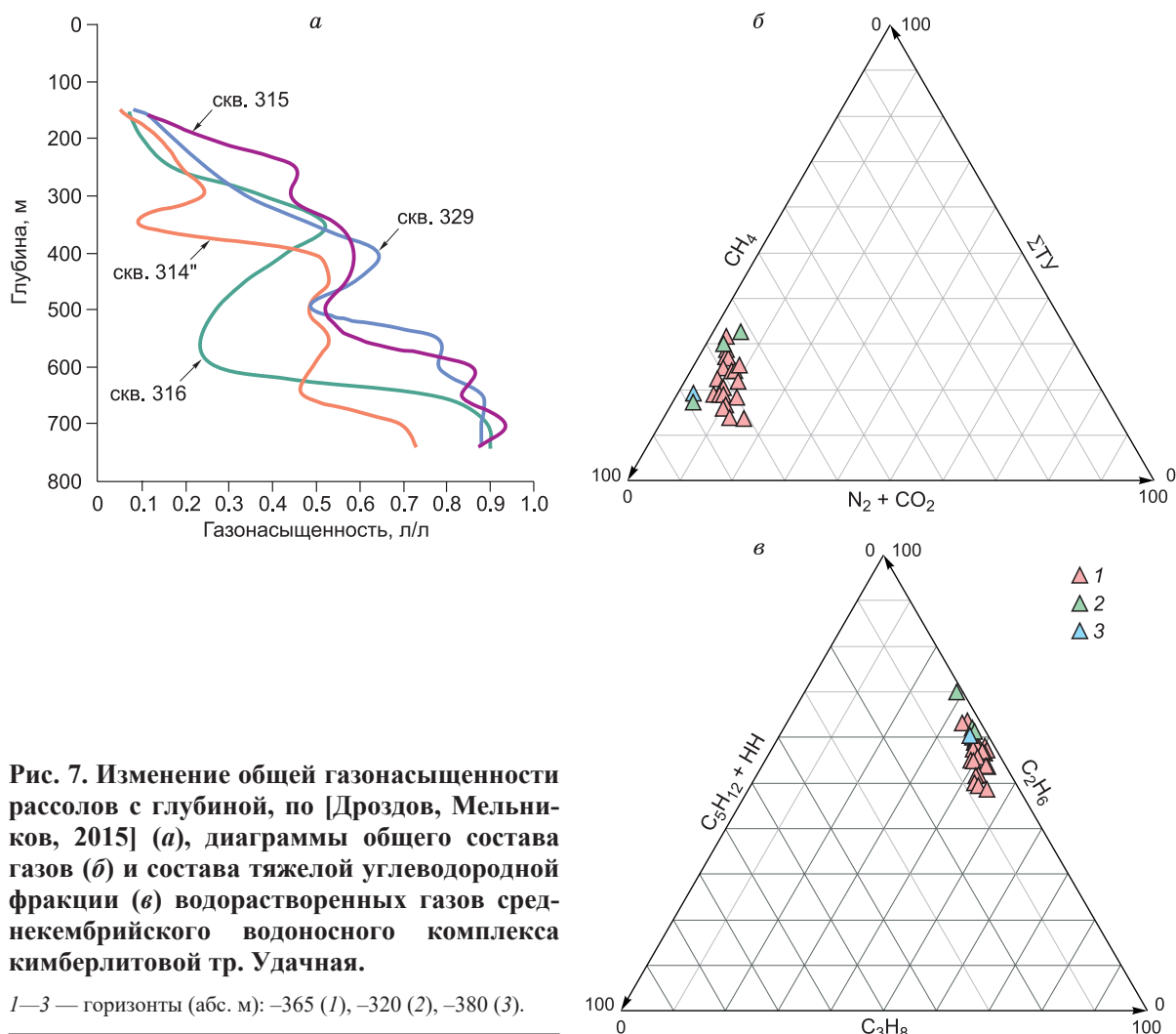
**Рис. 6. Коэффициенты концентрации элементов в рассолах кимберлитовой тр. Удачная относительно содержаний элементов в осадочном слое (а), карбонатах (б) и эвапоритах (в), по [Григорьев, 2010].**

Усл. обозн. см. на рис. 5.

ет 75—85 об. %, концентрации тяжелых углеводородов возрастают до 1.9—10.0 об. %, содержание азота снижается до 2—10, углекислого газа не более 2.8, водорода 0.1—1.2, гелия 0.2 об. %. Сероводород по всему изученному разрезу до глубины 1400 м (гор. –1080 абс. м) не обнаружен.

Наиболее детально изучен состав ВРГ среднекембрийского водоносного комплекса горизонтов –320, –365 и –380 (абс. м) (табл. 2). Газы характеризуются метановым составом и относятся к углеводородному классу с содержанием  $\text{CH}_4$  от 62 до 79 об. % (см. рис. 7, б). Сумма углеводородов в составе ВРГ варьирует от 85 до 97 об. %. Среди углеводородов содержания гомологов метана изменяются от 13 до 32 об. %. Преобладающую роль играют этан и пропан, концентрации которых достигают 20 и 10 об. % соответственно (см. рис. 7, в). Содержания  $\text{N}_2$  изменяются от 2 до 15 и  $\text{CO}_2$  от 0.002 до 2.479 об. % соответственно. Количество гелия и водорода незначительно (доли процентов). Для горизонта –320 (абс. м) характерно содержание  $\text{CH}_4$  от 62 до 79 об. %,  $\text{C}_2\text{H}_6$  от 12 до 20 об. % и  $\text{C}_3\text{H}_8$  от 4 до 9 об. %. Концентрации  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$  в среднем составляют 1 и 3 об. %. В ВРГ горизонта –365 (абс. м) содержания  $\text{CH}_4$  варьируют от 65 до 74 об. %,  $\text{C}_2\text{H}_6$  от 8 до 18 об. % и  $\text{C}_3\text{H}_8$  от 3 до 10 об. %. В данном горизонте отмечаются наибольшие концентрации углекислого газа и азота, средние содержания которых составляют 0.5 и 8 об. % соответственно. ВРГ горизонта –380 (абс. м) представлены  $\text{CH}_4$  (78 об. %),  $\text{C}_2\text{H}_6$  (11 об. %) и  $\text{C}_3\text{H}_8$  (5 об. %), здесь же выявлены наименьшие содержания  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ , которые в среднем равны 0.8 и 2.2 об. %.

На рисунке 8 видно, что наибольший разброс содержаний наблюдается по углекислому газу, его содержание варьирует от 0.002 до 2.479 об. %. Средние значения для горизонтов –320, –365 и –380 (абс. м) равны 1.0, 0.5 и 0.8 об. % соответственно. Минимальной вариабельностью характеризуется метан (от 62



**Рис. 7.** Изменение общей газонасыщенности рассолов с глубиной, по [Дроздов, Мельников, 2015] (а), диаграммы общего состава газов (б) и состава тяжелой углеводородной фракции (в) водорастворенных газов среднекембрийского водоносного комплекса кимберлитовой тр. Удачная.

1—3 — горизонты (абс. м): –365 (1), –320 (2), –380 (3).

до 79 об. %), средние содержания которого по изученным горизонтам составляют 69, 70 и 78 об. %. Отмечается закономерное снижение концентраций тяжелых углеводородов в ряду от этана до неопентана.

**Изотопный состав рассолов ( $\delta D$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$ ,  $^{87}Rb/^{86}Sr$ ).** Стабильные изотопы ( $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$ ) активно используются при выявлении генезиса вод [Boral et al., 2019], загрязненности вод [Xia et al., 2020], их взаимодействия с окружением: грунтами [Santucci et al., 2019], породами [Cartwright et al., 2000; Aydin et al., 2020], атмосферой [Soulsby et al., 2015]. Отношения  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  используются для построения глобальной линии метеорных вод (Global Meteoric Water Line — GMWL) [Craig, 1961] и локальных линий метеорных вод (Local Meteoric Water Line - LMWL) [Santucci et al., 2019; Aydin et al., 2020; Xia et al., 2020].

В таблице 3 приведены значения по изотопным отношениям  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  для рассолов, которые варьируют в широких пределах: от –133 до –17.5 ‰ для  $\delta D$  и от –17.0 до –2.5 ‰ для  $\delta^{18}O$ . Изученная коллекция представлена рассолами тр. Удачная (средний и верхний кембрий) и рассолами нефтяных месторождений южных и западных районов Сибирской платформы (рифей, венд, венд—кембрий). Из

**Рис. 8.** Средний состав ВРГ среднекембрийского водоносного комплекса кимберлитовой тр. Удачная.

1—3 — горизонты (абс. м): –320 (1), –365 (2), –380 (3). Серым полем показаны предельные значения.

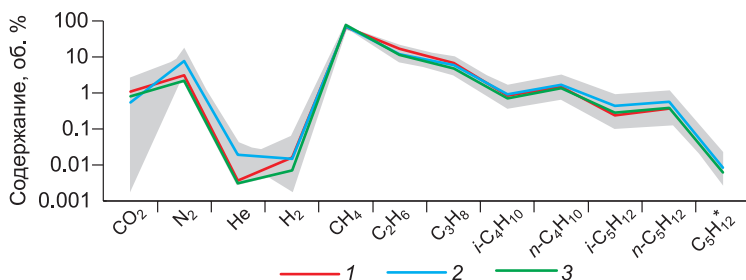


Таблица 2. Состав водорастворенных газов среднекембрийского водоносного комплекса кимберлитовой тр. Удачная

№ сква- жины	Элементный состав, об. %														УВ N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub> ΣТУ
	CO <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	He	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	<i>i</i> -C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	<i>n</i> -C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	<i>i</i> -C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	<i>n</i> -C <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	C <sub>5</sub> H <sub>12</sub> *	ΣТУ	УВ		
<b>Горизонт –320, абс. м.</b>																
КС-28	1.03	2.98	0.01	0.01	78.78	11.99	3.83	0.41	0.72	0.11	0.14	0.00	17.18	95.96	32	4.58
КС-39	0.96	2.38	0.00	0.02	66.61	18.56	7.90	1.03	1.78	0.30	0.46	0.00	30.04	96.65	41	2.22
КС-40	1.22	4.08	0.00	0.02	62.23	19.81	8.78	1.13	1.93	0.32	0.51	0.00	32.46	94.69	23	1.92
<b>Горизонт –365, абс. м.</b>																
КС-10	0.19	8.53	0.00	0.01	66.20	14.43	7.80	0.91	1.35	0.26	0.32	0.01	25.07	91.28	11	2.64
КС-13	0.19	5.38	0.01	0.01	67.53	14.33	8.25	1.19	2.02	0.43	0.64	0.01	26.88	94.41	17	2.51
КС-14	0.22	5.24	0.01	0.01	67.55	14.38	8.29	1.20	2.03	0.43	0.64	0.01	26.97	94.52	18	2.50
КС-15	1.22	6.70	0.01	0.01	68.15	13.54	6.98	1.02	1.60	0.34	0.42	0.01	23.92	92.06	14	2.85
КС-16	0.04	3.12	0.00	0.01	65.39	17.91	9.58	1.29	1.92	0.32	0.40	0.01	31.43	96.82	31	2.08
КС-67	0.00	4.53	0.01	0.02	66.81	14.71	7.47	1.54	2.96	0.85	1.08	0.02	28.62	95.44	21	2.33
КС-69	1.20	7.00	0.02	0.02	73.04	11.75	4.41	0.61	1.24	0.30	0.39	0.01	18.71	91.75	13	3.90
ЭС-15	1.44	11.17	0.04	0.01	73.67	8.62	3.34	0.44	0.86	0.19	0.22	0.00	13.68	87.35	8	5.39
ЭС-16	0.13	7.88	0.02	0.01	71.72	10.40	5.44	0.99	1.97	0.61	0.83	0.01	20.24	91.96	12	3.54
ЭС-23	1.23	7.49	0.02	0.01	72.55	11.05	5.05	0.68	1.26	0.31	0.35	0.00	18.71	91.25	12	3.88
ЭС-24	0.04	10.46	0.04	0.01	73.11	9.78	4.23	0.57	1.17	0.26	0.33	0.00	16.34	89.45	8	4.48
ЭС-25	1.23	6.82	0.02	0.01	71.81	11.71	5.49	0.73	1.40	0.35	0.41	0.00	20.10	91.91	13	3.57
ЭС-26	0.03	10.52	0.04	0.01	73.77	8.95	4.11	0.60	1.26	0.31	0.39	0.01	15.63	89.40	8	4.72
ЭС-28	2.48	9.16	0.03	0.02	70.14	10.04	4.96	0.74	1.54	0.38	0.49	0.01	18.17	88.31	10	3.86
ЭС-29	0.02	6.98	0.03	0.01	74.20	9.33	5.24	0.85	1.84	0.68	0.82	0.01	18.77	92.97	13	3.95
ЭС-30	0.01	10.03	0.02	0.00	68.25	10.65	6.34	0.95	2.06	0.78	0.89	0.02	21.70	89.95	9	3.15
ЭС-42	0.02	5.95	0.02	0.02	71.70	10.80	6.73	1.08	2.29	0.67	0.77	0.01	22.35	94.05	16	3.21
ЭС-64	0.14	15.20	0.02	0.00	71.10	7.58	4.04	0.55	0.93	0.21	0.19	0.00	13.51	84.61	5	5.26
ЭС-90	0.66	7.73	0.01	0.03	67.56	13.08	6.18	1.01	2.18	0.58	0.94	0.01	23.98	91.54	12	2.82
ЭС-91	0.16	5.77	0.01	0.06	69.38	13.44	6.43	1.02	2.24	0.56	0.91	0.01	24.62	94.00	16	2.82
<b>Горизонт –380, абс. м.</b>																
4Д	0.82	2.21	0.00	0.01	78.00	11.38	4.85	0.69	1.37	0.28	0.39	0.01	18.97	96.97	44	4.11
Среднее	0.61	6.97	0.02	0.01	70.39	12.43	6.07	0.88	1.66	0.41	0.54	0.01	22.00	92.39	17	3.43

\* Неопентан (диметилпропан). ТУ — тяжелые углеводороды.

рисунка рис. 9, а видно, что для всех рассолов наблюдается отклонение значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  от GMWL и в зависимости от возраста отложений. Так, рассолы верхнекембрийского и рифейского комплексов располагаются ниже GMWL, а для среднекембрийских, венд-кембрийских и вендских характерно их отклонение в сторону обогащения легкими изотопами кислорода. Обеднение вод легким изотопом  $^{16}\text{O}$  и положительный сдвиг относительно GMWL происходит вследствие активного испарения вод [Chafouq et al., 2018; Newman et al., 2020]. Положительные кислородные сдвиги также объясняют взаимодействием вод с изотопно-тяжелыми кислородсодержащими породами и их изотопным обменом [Audin et al., 2020]. Наибольшие положительные сдвиги наблюдаются для карбонатных высокотемпературных резервуаров [Tuesdell et al., 1980]. Для эффективного протекания изотопного обмена требуются умеренно высокие температуры (50—200 °C) и длительное время взаимодействия в системе вода—порода [Audin et al., 2020]. Поэтому обогащение верхнекембрийских и рифейских рассолов тяжелым изотопом кислорода может быть объяснено более высокими температурами климата до захоронения вод и их соседства с породами, обогащенными изотопом  $^{18}\text{O}$ , после захоронения. Как известно [Горнова и др., 2007; Томиленко и др., 2017], гранаты и кальциты тр. Удачная имеют довольно «тяжелый» изотопный состав кислорода. Поэтому гипотеза обогащения вод изотопом  $^{18}\text{O}$  в результате изотопного обмена в системе вода—порода в течение длительного периода времени выглядит правдоподобной. Полученные значения  $\delta^{18}\text{O}$  рассолов верхнекембрийского и рифейского возрастов располагаются на линии Cl Ca рассолов

Таблица 3.

**Изотопный состав рассолов кимберлитовой тр. Удачная  
и ряда гидрогеохимических эталонов Сибирской платформы**

№ пробы	Комп-лекс	M, мг/дм <sup>3</sup>	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta\text{D}_{\text{VSMOW}}$	$\delta\text{D}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\text{SD}$
			‰								
<b>Трубка Удачная</b>											
216-230 (1)	C <sub>3</sub>	158403	-0.4	0.1	-116	—	-14.5	0.1	0.00965	0.70909	0.00003
216-280 (2)	C <sub>3</sub>	185343	-9.6	0.0	-109	—	-13.5	0.1	0.01044	0.70906	0.00003
211-200 (3)	C <sub>3</sub>	102914	-15.9	0.1	-132	—	-15.7	0.4	0.01051	0.70857	0.00005
211-250 (4)	C <sub>3</sub>	192863	-17.7	0.1	-103	—	-11.1	0.5	0.01664	0.70862	0.00004
ДС-465 (5)	C <sub>2</sub>	372634	3.7	0.2	-53	0.9	-9.7	0.2	0.02889	0.70864	0.00003
УПП-7 (6)	C <sub>2</sub>	196674	-5.3	0.0	-104	1.7	-11.5	0.2	0.02478	0.70856	0.00004
5-465 (7)	C <sub>2</sub>	391280	12.7	0.1	-38	1.6	-10.7	0.8	0.02795	0.70926	0.00005
<b>Юг и запад Сибирской платформы</b>											
504 (8)	V-C	430277	-31.0	0.1	-48	—	-8.4	0.4	0.01874	0.70813	0.00003
172 (9)	V	363909	4.6	0.1	-47	—	-11.3	0.3	0.01059	0.71440	0.00007
364	V	369655	-10.0	0.0	-44	—	-10.6	0.1	—	—	—
412 (10)	V	374218	4.4	0.0	-41	—	-12.4	0.1	0.00737	0.71222	0.00005
578 (11)	V	343978	4.4	0.1	-77	—	-12.6	0.1	0.00804	0.71014	0.00004
585	V	361613	-7.6	0.1	-133	—	-17.0	0.0	—	—	—
586	V	379249	6.3	0.1	-34	—	-11.5	0.0	—	—	—
670	V	353937	-7.4	0.1	-56	—	-10.2	0.1	—	—	—
675	V	335859	-22.5	0.0	-59	—	-9.7	0.1	—	—	—
727 (12)	V	359911	-15.2	0.0	-52	—	-10.1	0.2	0.01349	0.70955	0.00003
116-13 (13)	R <sub>2</sub>	327872	-24.1	0.1	-17	1.7	-2.5	0.4	0.01497	0.71985	0.00003
133-16 (14)	R <sub>2</sub>	329786	-22.2	0.2	-20	0.7	-2.5	0.4	0.01520	0.71984	0.00002

Примечание: Прочерк — не определялось. В скобках указан № пробы на рис. 10, а.

седиментационно-метаморфического генезиса, предложенной в работе [Алексеева, Алексеев, 2018] для рассолов кимберлитовых тел. Таким образом, эти рассолы, по-видимому, имеют седиментационно-метаморфический генезис.

Для рассолов среднекембрийского, венд-кембрийского и вендского комплексов характерны отрицательные кислородные сдвиги относительно GMWL. Значения  $\delta\text{D}$  варьируют от  $-58.7$  до  $-34.5$  ‰, а  $\delta^{18}\text{O}$  от  $-12.6$  до  $-8.4$  ‰. Большую часть значений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  можно ограничить областью, обозначенной синим эллипсом (см. рис. 9, а). Обогащение вод легкими изотопами кислорода и смещение их изотопных отношений выше GMWL в литературе [Andreo et al., 2004], как правило, объясняют эффектами сезонности и связанными с ними изменениями температурного режима, влажности и процессами вторичного испарения. Отрицательные кислородные сдвиги характерны для атмосферных осадков холодного периода года. На рисунке 9, б, в видна корреляция изотопных отношений  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  изученных рассолов от их общей минерализации. Установлено отклонение вод верхнекембрийского комплекса тр. Удачная в сторону малой минерализации, что связано с частичным их разбавлением метеорными водами. К аналогичным выводам приходят и авторы работ [Алексеев и др., 2007; Алексеева, Алексеев, 2018].

Анализ значений  $\delta^{13}\text{C}$  растворенного неорганического углерода исследованных рассолов ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ) представляет особый интерес. Как известно [Das et al., 2005; Mickler et al., 2019], при интерпретации данных исследователи опираются на процессы взаимодействия вод с окружением [Zhang et al., 1995; Górká et al., 2011; Cotovicz et al., 2019]. В таблице 3 представлены значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  рассолов, которые изменяются в интервале от  $-31.0$  до  $+12.7$  ‰, что указывает на широкий спектр соединений и процессов, участвующих в формировании углекислоты рассолов. Учитывая седиментационно-метаморфический генезис рассолов, становится очевидным невозможность участия в формировании DIC обмена изотопами углерода с атмосферой, вегетационного обмена, испарения и дегазации вод. В данном случае основным представляется изотопный обмен углерода DIC с окружающими породами и жизнедеятельность микроорганизмов.

Карбонатные породы в основном сформированы из морских систем, богатых тяжелыми изотопами углерода и имеющими значения  $\delta^{13}\text{C}$ , близкие к нулю [Keith, Weber, 1964; Hoefs, 2018]. Принимая во

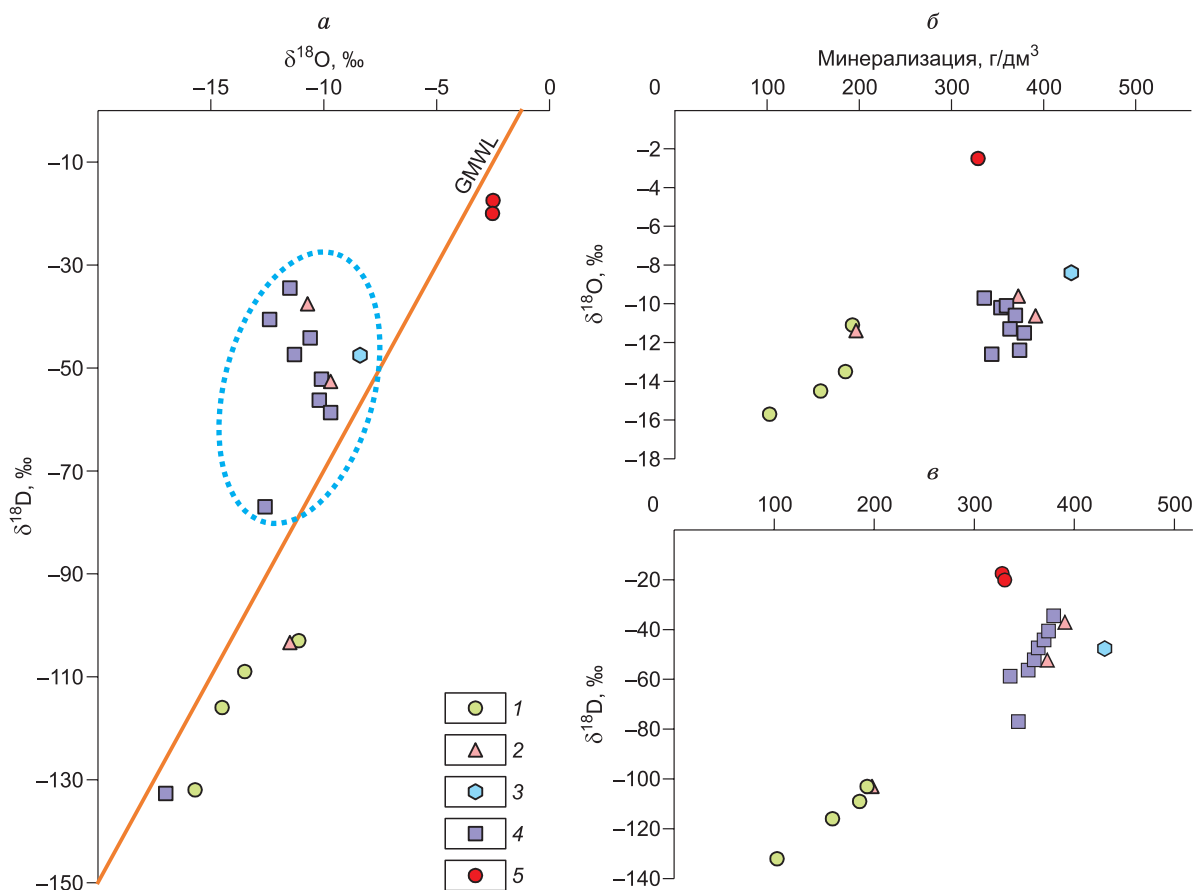
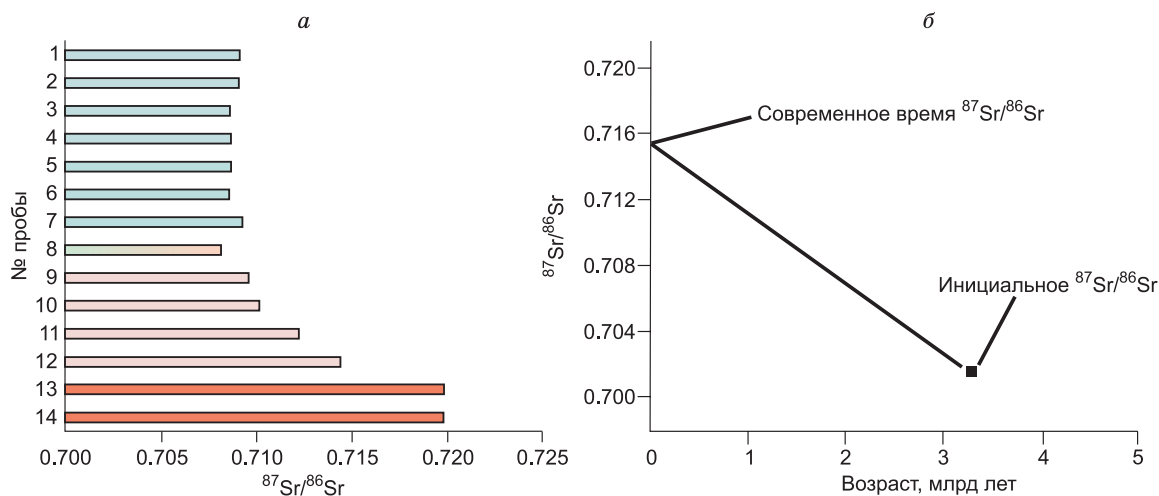


Рис. 9. Изотопные отношения  $\delta D-\delta^{18}O$  (а) в рассолах, зависимость  $\delta^{18}O$  (б) и  $\delta D$  (в) от общей минерализации рассолов.

1 — верхний кембрий, 2 — средний кембрий, 3 — венд—кембрий, 4 — венд, 5 — рифей.

внимание значение коэффициента фракционирования между карбонатом и гидрокарбонат-ионом  $\epsilon_{c-b} = 1.85$  при  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  [Emrich et al., 1970], можно оценить вероятное значение  $\delta^{13}C_{DIC}$ , получаемое при исключительном обмене карбонатная порода—гидрокарбонат-ион, равное при заданных условиях  $-1.85\text{ }_{\text{‰}}$ . Разумеется, для точных определений следует учитывать зависимость величины  $\epsilon_{c-b}$  от температуры [Hoefs, 2018], но здесь ограничимся оценкой возможных значений величины  $\delta^{13}C_{DIC}$  в модельных условиях. Модельным значениям отвечает обр. 216-230, отобранный из скважины тр. Удачная. В остальных случаях наблюдается отклонение от модельного случая ( $-1.85\text{ }_{\text{‰}}$ ). Небольшие отрицательные экскурсы значений  $\delta^{13}C_{DIC}$  могут быть объяснены участием углекислоты, сформированной в ходе жизнедеятельности древних растений с фотосинтезом типа  $C_3$ . Для резервуаров большинства изученных рассолов, по-видимому, характерно наличие биогенных процессов, смещающих значение  $\delta^{13}C_{DIC}$  в положительную сторону в случае преобладания метаногенных процессов (образцы ДС-465, 172, 412, 578 и 586) и в сторону обогащения легкими изотопами при преобладании SMT-процессов (211-200, 211-250, 504, 675, 727, 116-13 и 133-16). Особенно сильно эффект метаногенной бактериальной активности наблюдается для обр. 5-465, где значения  $\delta^{13}C_{DIC}$  достигают аномальных  $+12.7\text{ }_{\text{‰}}$ . Эффект SMT-активности в наибольшей степени проявляется в образцах рифейских отложений и отдельно в обр. 504, где величина  $\delta^{13}C_{DIC}$  составляет  $-31.0\text{ }_{\text{‰}}$ .

С увеличением возраста в целом наблюдается преобладание механизмов, приводящих к обогащению углекислоты вод легкими изотопами (см. табл. 3). Вероятно, этот тренд можно объяснить сменой типов бактериальных колоний по мере увеличения возраста рассолов. Логично, что для реализации механизмов SMT необходимо наличие метана в среде. Поэтому можно выстроить гипотетическую цепь преобразования углерода рассолов изученных отложений: углеродсодержащие органические останки (DIC, обусловленный взаимодействием вода—порода)  $\rightarrow$  процесс метаногенеза (образование метана и обеднение DIC легкими изотопами)  $\rightarrow$  процессы SMT (накопление изотопно-легкого DIC).



**Рис. 10. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в исследованных рассолах (а), концепция накопления  $^{87}\text{Sr}$  в замкнутом резервуаре (б) [Banner, 2004].**

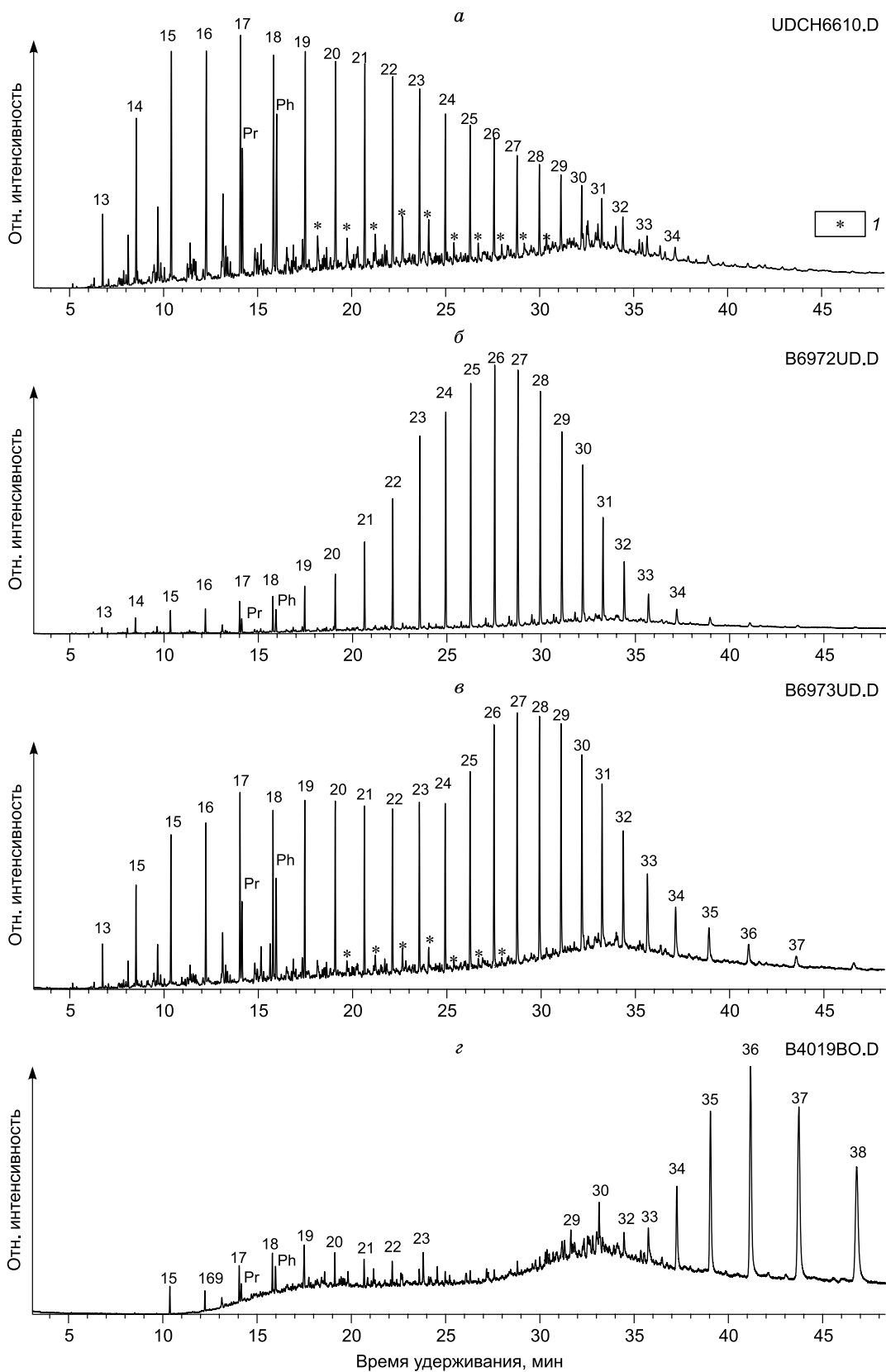
Рассолы водоносных комплексов: 1—4 — верхнекембрийского; 5—7 — среднекембрийского; 8 — венд-кембрийского; 9—12 — вендского; 13, 14 — рифейского.

Большая часть представленных в работе рассолов была проанализирована на состав изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (см. табл. 3). На рисунке 10 представлена гистограмма распределения изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Видно, что с увеличением возраста водоносных комплексов растут и значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Наименьшие величины (от 0.70813 до 0.70926) характерны для вод кембрийских и венд-кембрийских отложений, затем наблюдается постепенное возрастание  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в рассолах вендских отложений (от 0.70955 до 0.71440) и, наконец, ярко выраженные максимальные значения (0.71984—0.71985) для рифейских рассолов.

Как известно [Alexeev et al., 2019], значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вод изменяются в соответствии с содержанием радиогенного стронция, являющегося продуктом радиоактивного распада  $^{87}\text{Rb}$  из первичного источника — пород и вод палеоокеана. Исследователи чаще всего используют концепцию накопления тяжелого изотопа  $^{87}\text{Sr}$  в замкнутых системах с течением времени (см. рис. 10, б), исходя из которой, при прочих равных условиях, для более древних отложений должны наблюдаться большие значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Для исследованных рассолов (см. рис. 10, а) наблюдается закономерное возрастание содержания тяжелого изотопа стронция по мере перехода от более молодых отложений к более древним.

Отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вод древних сингенетических вод принято сравнивать со значениями отношений вод древнего океана соответствующего геологического периода. Водам океана, существовавшего в рифее и венде, соответствует интервал  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : от 0.7073 до 0.7086. Более позднему кембрийскому океану соответствуют воды с  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  от 0.7081 до 0.7092. При этом последние практически совпадают со значениями современного океана [McArthur et al., 2012]. Очевидно, что исследованные рассолы кембрия ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70813—0.70926$ ) хорошо коррелируют с литературными данными. Тем не менее четкой корреляции между  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  не выявлено. Это может указывать как на процессы смешения при инфильтрации более молодых вод, так и на эволюционные процессы в системе вода—горная порода. К аналогичным выводам пришли и авторы работы [Alexeev et al., 2019], наблюдавшие значения отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , существенно превышающие уровень современного океана, для рассолов венд-кембрийских отложений.

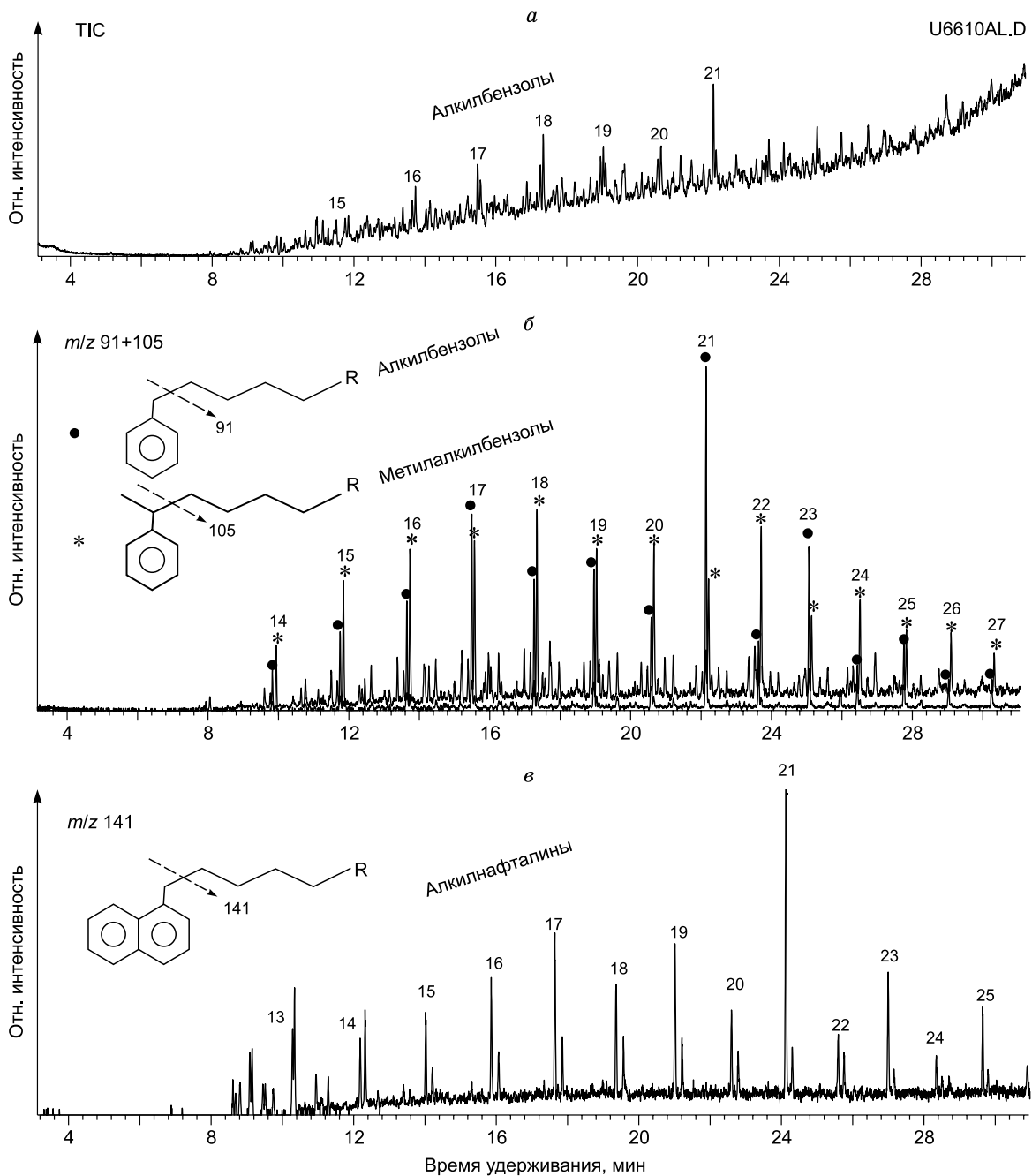
**Геохимия нефтепроявлений.** Проявления нефти, газа и природных битумов различного масштаба в кимберлитовых трубках Далдыно-Алаkitского алмазоносного района встречаются повсеместно. Наиболее широко они распространены во вмещающих отложениях и непосредственно в рудных телах тр. Удачная. Характер нефтепроявлений во вмещающих породах и кимберлитах различен [Бодунов и др., 1986]. Отсутствует их четкая пространственная связь (см. рис. 3). Данные визуальной документации керна свидетельствуют, что нефтенасыщенность кимберлитов в целом в несколько раз меньше, чем у вмещающих пород. По групповому составу и данным ИК- и УФ-спектроскопии, проявления представлены нефтями, мальтами и реже озокеритоподобными соединениями [Зуева и др., 1987]. Наиболее насыщены вмещающие породы северо-восточного фланга кимберлитового тела. Здесь нефти и битумы фиксируются буквально от поверхности до глубины в 700 м, достигая наибольшей интенсивности в



**Рис. 11. Масс-хроматограммы насыщенных углеводородов основных типов нафтидов района тр. Удачная.**

*a* — «ботуобинский» постэксплозивный тип; *б* — доэксплозивный (парафиновый) тип; *в* — смешанный; *г* — измененный в зоне контакта. Pr — пристан, Ph — фитан. 1 — 12 и 13 монометилалканы.





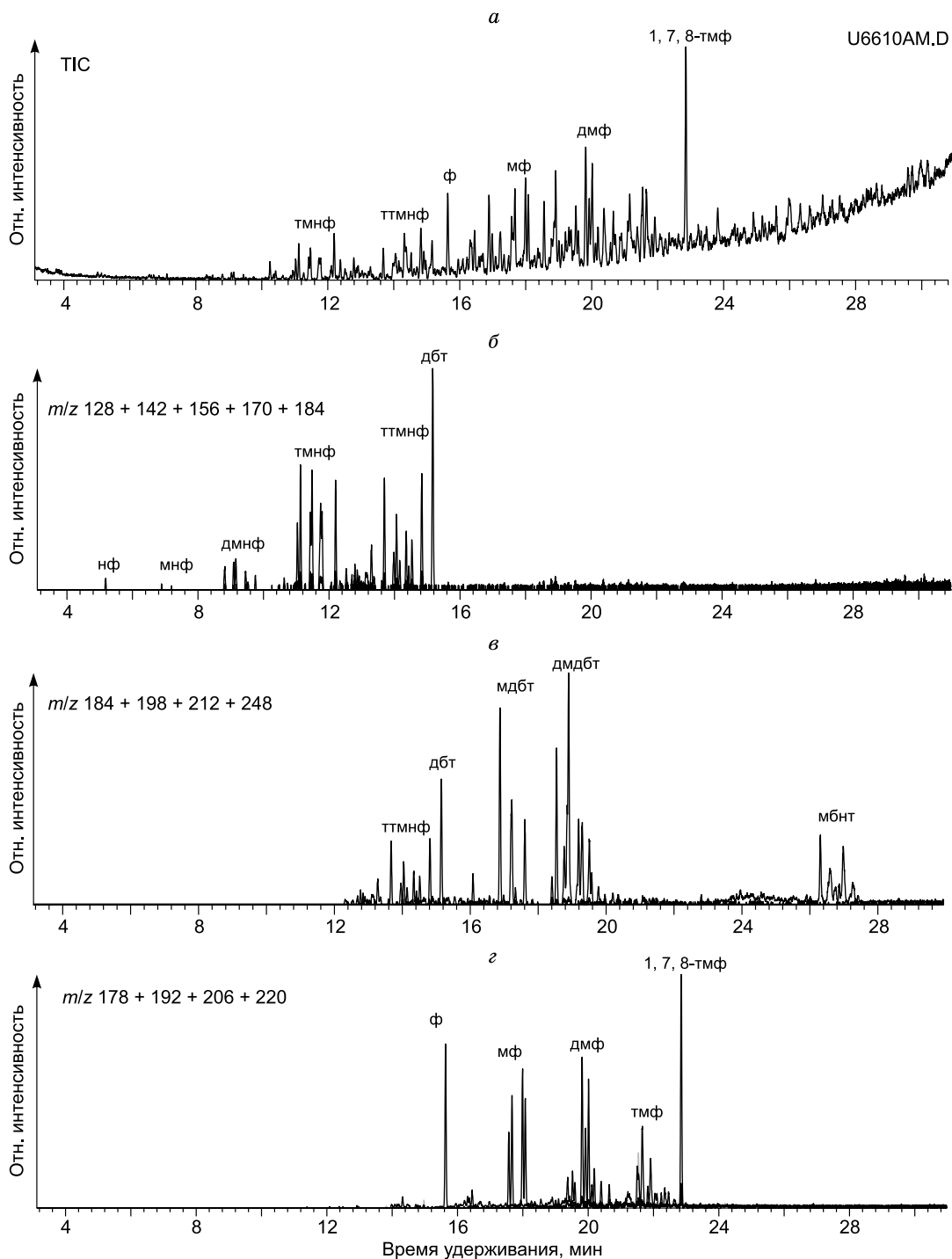
**Рис. 12. Масс-хроматограммы ароматических углеводородов «легкой» фракции.**

интервале 250—500 м. Толщина (мощность) нефтенасыщенных прослоев достигает 10—15 м. На западном фланге кимберлитового поля наибольшая нефтенасыщенность вмещающих пород фиксируется на глубинах 650—900 м, насыщен также интервал 1180—1475 м. Толщина обильно пропитанных нефтью частей разреза достигает 11 м. На южном фланге нафтидопроявления отмечаются с глубин 100—150 м и до забоя скважин (1500 м). Как правило, ниже глубины 700 м количество и интенсивность нефтепроявлений последовательно снижаются. Во вмещающих главным образом карбонатных породах интенсивные проявления приурочены к разновидностям с относительно высокими коллекторскими свойствами: к кавернозно-поровым доломитам и трещиноватым известнякам. В рудных телах битумы встречаются в ксенолитах осадочных пород, а также в зонах дробления кимберлитов и в контактах с вмещающими породами.

На масс-хроматограммах фракций насыщенных углеводородов (УВ) выделяются, по крайней мере, два индивидуальных типа нефтей и мальт (рис. 11, *a*, *b*). Третья разновидность представлена сме-

шением первых двух в процессе разновременных этапов миграции (см. рис. 11, *в*), а четвертая — из зоны контакта, изменена при эксплозии кимберлитов (см. рис. 11, *з*).

Самым распространенным является первый «постэксплозивный» тип нафтидов, близкий по всем геохимическим параметрам к нефтям Непско-Ботуобинской антеклизы и, в частности, нефтям Мирнинского свода [Бодунов и др., 1986; Чалая и др., 2002]. Для этого типа характерно распределение нормаль-



**Рис. 13. Масс-хроматограммы ароматических углеводородов «средней» фракции.**

нф — нафталин; мнф — метилнафталины; дмнф — диметилнафталины; тмнф — триметилнафталины; ттмнф — тетраметилнафталины; дбт — дибензтиофен; мдбт — метилдибензтиофены; дмдбт — диметилдибензтиофены; мбнт — метилбензонафтотиофены; ф — фенантрен; мф — метилфенантрены; дмф — диметилфенантрены; тмф — триметилфенантрены; 1,7,8 — тмф — 1,7,8 — триметилфенантрен (ароматический биомаркер).

ных алканов с максимумом на относительно низкомолекулярных УВ ( $C_{16}$ – $C_{18}$ ) и присутствие «древних» биометок — 12 и 13 монометилалканов. Среди изопреноидов фитан, как правило, преобладает над пристаном. Среди стерановых биомаркеров в нефтях и мальтах тр. Удачная существенно преобладают этилхолестаны и так же, как и в ботуобинских нефтях, идентифицированы весьма редкие соединения — секостераны [Каширцев и др., 2019]. В ароматических фракциях типичными для докембрийских и нижнепалеозойских нефтей Сибирской платформы являются гомологические ряды алкилбензолов и метилалкилбензолов (рис. 12) с ярко выраженными максимумами на  $C_{21}$  [Иванова, Каширцев, 2010]. Высококонденсированные ароматические УВ не характерны для удачных нефтей, а среди би- и трициклической ароматики выделяется 1,7,8-триметилфенантрен — биомаркер, типичный для органического вещества планктоноводорослевого происхождения (рис. 13).

Нефти второго (доэкспозивного) типа приурочены лишь к удачной свите в интервале глубин 1130—1430 м (см. рис. 11, б). Для них характерен высокомолекулярный максимум нормальных алканов на  $C_{26}$ – $C_{27}$  и отсутствие 12 и 13 монометилалканов. Эти нафтиды на контакте с кимберлитами существенно изменены: деасфальтизированы и отличаются необычно высокомолекулярными парафинами с максимумом распределения на  $C_{36}$  (см. рис. 11, з).

В свое время И.С. Гольдберг и К.К. Макаров [1966], изучая взаимоотношения битумопроявлений с трапами Сибирской платформы, выделили два этапа миграции углеводородных флюидов: дотрапповый и посттрапповый. По всей видимости первый из них может совпадать с доэкспозивным, т. е. с допозднедевонско-раннекаменноугольным (возраст трубки) этапом миграции, а постэкспозивный — с постпермским (юрским?) основным этапом формирования большинства нефте- и битумопроявлений на склонах Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия [Сафронов и др., 2005].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя вышесказанное, можно сделать следующие выводы. В пределах рудных тел и вмещающих пород распространены преимущественно кислые рассолы (средние величины рН = 5.5) с величиной общей минерализации от 94.3 до 391.3 г/дм<sup>3</sup> Cl Ca и Cl Ca-Na состава. С глубиной происходит рост общей минерализации и содержаний основных солеобразующих компонентов до горизонта –365 (абс. м), где она достигает 391 г/дм<sup>3</sup>, ниже наблюдается инверсия гидрогеохимического поля и на горизонте –650 (абс. м) ее величина не превышает 253 г/дм<sup>3</sup>. В целом подземные рассолы кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского алмазоносного района характеризуются средней степенью метаморфизации химического состава и несут геохимические черты проявления процессов криогенного метаморфизма, что требует дальнейших исследований. В изученных рассолах в наибольшей степени концентрируются Br, Sr, B, Li, I, Si, Mn и Se.

Детальный анализ значений  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  рассолов и растворенного в них неорганического углерода  $\delta^{13}C$  показал, что изученные рассолы следует относить к седиментационно-метаморфическим. Для верхнекембрийских рассолов, вероятно, имело место частичное разбавление метеорными водами. Анализ значений  $\delta^{13}C_{DIC}$  указывает на явное присутствие биогенного механизма генерации растворенной углекислоты. Обогащение DIC легкими и тяжелыми изотопами углерода определяется соотношением метаногенных и SMT-процессов в закрытых системах. Изотопные отношения  $^{87}Rb/^{86}Sr$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  показали родство кембрийских рассолов изотопному составу древнего океана кембрийского времени.

На масс-хроматограммах фракций насыщенных углеводородов (УВ) выделяются, по крайней мере, два индивидуальных типа нефтей и мальт. Третья разновидность представлена смешением первых двух в процессе одновременных этапов миграции, а четвертая (из зоны контакта), изменена при эксплозии кимберлитов. Самым распространенным является первый «постэкспозивный» тип нафтидов, близкий по всем геохимическим параметрам к нефтям Непско-Ботуобинской антеклизы и, в частности, нефтям Мирнинского свода. Нефти второго (доэкспозивного) типа приурочены лишь к удачной свите в интервале глубин 1130—1430 м.

Исследования проводились при финансовой поддержке проекта Министерства науки и высшего образования РФ № FWZZ-2022-0014 и РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70074 «Ресурсы Арктики».

## ЛИТЕРАТУРА

**Александров И.Н., Шубин Г.В., Кирюшин Д.И., Заровняев Б.Н.** Мониторинг теплового режима массива уступов карьера «Удачный» // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2003, № 7, с. 11—13.

**Алексеев С.В.** Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 319 с.

**Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н., Шоуакар-Сташ О., Фрейн Ш., Шабо Ф., Кононов А.М.** Изотопный состав (H, O, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (3), с. 291—304.

**Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Гладков А.С., Трифонов Н.С., Серебряков Е.В., Павлов С.С., Ильин А.В.** Рассолы глубоких горизонтов кимберлитовой трубки Удачная // Геодинамика и тектонофизика, 2018, т. 9, № 4, с. 1235—1253.

**Алексеева Л.П., Алексеев С.В.** Геохимия подземных льдов, соленых вод и рассолов криоартезианских бассейнов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (2), с. 183—197.

**Алексеева Л.П., Алексеев С.В.** Геохимия подземных льдов, соленых вод и рассолов Западной Якутии. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2019, 214 с.

**Атрощенко Ф.Г.** Оценка гидрогеологических условий подземной разработки месторождения трубки «Удачная» // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2012, № 5, с. 414—421.

**Балобаев В.Т., Девяткин В.Н.** Мерзлотно-геотермические условия Западной Якутии // Теплофизические исследования криолитозоны Сибири. Новосибирск, Наука, 1983, с. 22—34.

**Бодунов Е.И., Белецкий В.Л., Фрадкин Г.С., Зуева И.Н.** Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1986, 176 с.

**Гольдберг И.С., Макаров К.К.** Основные этапы и стадии миграции нефти в Тунгусской синеклизе и Анабарской антеклизе (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 1966 (3), с. 3—19.

**Горнова М.А., Полозов А.Г., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А.** Перидотиты кимберлитовой трубки Удачная: «немантийные» изотопные отношения кислорода в гранатах // ДАН, 2007, т. 415, № 1, с. 91—95.

**Григорьев Н.А.** Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры // Уральский геологический журнал, 2010, № 3 (75), с. 85—90.

**Дроздов А.В.** Подземное захоронение дренажных рассолов в многолетнемерзлые породы (на примере Удачинского ГОКа в Западной Якутии) // Геоэкология, 2005, № 3, с. 234—243.

**Дроздов А.В., Мельников А.И.** Прогноз нефтегазопасных зон на руднике «Удачный» (Якутия) с использованием геосистемного подхода // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН, 2015, № 4 (53), с. 37—49.

**Дроздов А.В., Егоров К.Н., Готовцев С.П., Климовский И.В.** Особенности гидрогеологического строения и гидрохимической зональности кимберлитовой трубки «Удачная» // Комплексные мерзлотно-гидрогеологические исследования. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1989, с. 145—155.

**Зорькин Л.М.** Геохимия газов пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. М., Недра, 1973, 224 с.

**Зуева И.Н., Уткина Н.А., Бодунов Е.И.** Химическая структура нафтидов Далдыно-Алакитского района (по данным ИК- и УФ-спектроскопии) // Геология и геохимия нефтеносных и угленосных районов Якутии. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1987, с. 99—110.

**Иванов А.И., Варганян С.С., Черных А.И., Волчков А.Г., Голубев Ю.К., Звездов В.С., Кузнецов В.В., Васюков В.Е., Голубев С.Ю., Конкин В.Д., Котельников Е.Е., Мансуров Р.Х., Прусакова Н.А., Столяренко В.В., Арсентьева И.В., Серавина Т.В., Корчагина Д.А., Барышев А.Н., Донец А.И., Ручкин Г.В., Чекваидзе В.Б.** Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы алмазов, золота, меди, свинца, цинка Российской Федерации (по результатам работ ФГУП ЦНИГРИ за 2012—2015 гг.) // Отечественная геология, 2016, № 5, с. 1—52.

**Иванова И.К., Каширцев В.А.** Особенности распределения моноалкилбензолов состава  $C_{12}H_{18}$ — $C_{27}H_{48}$  в венд-кембрийских нефтях Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (11), с. 1539—1544.

**Каширцев В.А., Парфенова Т.М., Моисеев С.А., Черных А.В., Новиков Д.А., Бурштейн Л.М., Долженко К.В., Рогов В.И., Мельник Д.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н.** Прямые признаки нефтегазосности и нефтематеринские отложения Суханского осадочного бассейна Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (10), с. 1472—1487.

**Климовский И.В., Готовцев С.П.** Криолитозона Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск, Наука, 1994, 167 с.

**Легостаева Я.Б., Попов В.Ф., Аммосова М.К., Ксенофонтова М.И.** Гидрогеологические условия и геоэкологическая ситуация на территории подземных техногенных хранилищ при утилизации дренажных рассолов Удачинского горно-обогатительного комбината // Отечественная геология, 2018, № 3, с. 93—102.

**Новиков Д.А., Ильин А.В., Черных А.В., Дульцев Ф.Ф.** Микроэлементный состав рассолов кимберлитовой трубки «Удачная» (Сибирская платформа) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2020, № 17, с. 411—415.

**Новиков Д.А., Гордеева А.О., Черных А.В., Дульцев Ф.Ф., Житова Л.М.** Влияние траппового магматизма на геохимию рассолов нефтегазоносных отложений западных районов Курейской синеклизы (Сибирская платформа) // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (6), с. 861—881.

**Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н., Каширцев В.А., Конторович А.Э., Бондарев Э.А., Зуева И.Н., Чалая О.Н.** Нафтидопроявления в кимберлитовых трубках и вмещающих породах Якутской алмазонасной провинции // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (2), с. 151—159.

**Томиленко А.А., Дублянский Ю.В., Кузьмин Д.В., Соболев Н.В.** Изотопный состав углерода и кислорода магматических кальцитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная, Якутия // ДАН, 2017, т. 475, № 3, с. 316—319.

**Устинова З.Г.** К гидрохимии кимберлитовых трубок Якутии // Вопросы геохимии подземных вод. М., Недра, 1964, с. 237—252.

**Чалая О.Н., Зуева И.Н., Каширцев В.А., Трущелова Г.С., Лифшиц С.Х., Карелина О.С.** Состав и свойства нефтей Иреляхского месторождения // Физико-технические проблемы добычи, транспорта и переработки нефти и газа в северных регионах. Якутск, ЯФ Изд-ва СО РАН, 2002, с. 202—207.

**Шварцев С.Л.** Химический состав и изотопы стронция рассолов Тунгусского бассейна в связи с проблемой их формирования // Геохимия, 2000, № 11, с. 1170—1184.

**Alexeev S., Alexeeva L., Shouakar-Stash O.** Strontium isotopic ratio in brines from the north-east of the Angara-Lenskiy artesian basin // E3S Web Conf., 2019, v. 98, № 12001.

**Andreo B., Linan C., Carrasco F., Jimenez de Cisneros C., Caballero F., Mudry J.** Influence of rainfall quantity on the isotopic composition ( $^{18}\text{O}$  and  $^2\text{H}$ ) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karst aquifers (S. Spain) // Appl. Geochem., 2004, v. 19, p. 561—574.

**Aydin H., Karakuş H., Mutlu H.** Hydrogeochemistry of geothermal waters in eastern Turkey: Geochemical and isotopic constraints on water-rock interaction // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2020, v. 390, № 106708.

**Banner J.L.** Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy // Earth Sci. Rev., 2004, v. 65 (3—4), p. 141—194.

**Boral S., Sen I.S., Ghosal D., Peucker-Ehrenbrink B., Hemingway J.D.** Stable water isotope modeling reveals spatio-temporal variability of glacier meltwater contributions to Ganges River headwaters // J. Hydrol., 2019, v. 577, № 123983.

**Cartwright I., Weaver T., Tweed S., Ahearne D., Cooper M., Czapnik C., Tranter J.** O, H, C isotope geochemistry of carbonated mineral springs in central Victoria, Australia: sources of gas and water-rock interaction during dying basaltic volcanism // J. Geochem. Explor., 2000, v. 69—70, p. 226—257.

**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.

**Cotovicz Jr. L.C., Knoppers B.A., Deirmendjian L., Abril G.** Sources and sinks of dissolved inorganic carbon in an urban tropical coastal bay revealed by  $\delta^{13}\text{C}$ -DIC signals // Estuar. Coast. Shelf Sci., 2019, v. 220, p. 185—195.

**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.

**Emrich K., Ehhalt D.H., Vogel J.C.** Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate // Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 8 (5), p. 363—371.

**Gordeeva A.O., Novikov D.A., Dultsev F.F., Chernykh A.V.** Effect of trap magmatism on the geochemistry of gases in the north-western regions of the Siberian platform // IOP Conf. Ser. Earth Environ. Sci., 2021, v. 666 (5), № 052055.

**Górka M., Sauer P.E., Lewicka-Szczebak D., Jędrysek M.-O.** Carbon isotope signature of dissolved inorganic carbon (DIC) in precipitation and atmospheric  $\text{CO}_2$  // Environ. Pollut., 2011, v. 159 (1), p. 294—301.

**Hoefs J.** Stable isotope geochemistry, 8th edition. Springer International Publishing AG, 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.

**McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A.** Strontium isotope stratigraphy // The geologic time scale. Amsterdam, Elsevier, 2012, p. 127—144.

**Mickler P.J., Carlson P., Banner J.L., Breecker D.O., Stern L., Guilfoyle A.** Quantifying carbon isotope disequilibrium during in-cave evolution of drip water along discrete flow paths // Geochim. Cosmochim. Acta, 2019, v. 244, p. 182—196.

**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, № 106445.

**Novikov D.A.** Hydrogeochemistry of the Arctic areas of Siberian petroleum basins // Pet. Explor. Dev., 2017, v. 44 (5), p. 780—788.

**Novikov D.A., Zhitova L.M., Dultsev F.F., Chernykh A.V.** Primary data on the impact from trap magmatism on the hydrogeochemistry of brines in the southwestern part of the Kureyka syncline (Siberian Platform) // E3S Web Conf., 2019, v. 98, № 08017.

**Santucci L., Sanci R., Carol E., Villalba E., Panarello H.** Using H, O, Rn isotopes and hydrometric parameters to assess the surface water-groundwater interaction in coastal wetlands associated to the marginal forest of the Río de la Plata // Cont. Shelf Res., 2019, v. 186, p. 104—110.

**Soulsby C., Birkel C., Geris J., Dick J., Tunaley C., Tetzlaff D.** Stream water age distributions controlled by storage dynamics and nonlinear hydrologic connectivity: modeling with high-resolution isotope data // Water Resour. Res., 2015, v. 51, p. 7759—7776.

**Truesdell A.H., Hulston J.R.** Isotopic evidence on environments of geothermal systems // Handbook of environmental isotope chemistry, the terrestrial environment. Amsterdam, Elsevier, 1980, p. 179—226.

**Xia Z., Zheng Y., Stelling J.M., Loisel J., Huang Y., Yu Z.** Environmental controls on the carbon and water (H and O) isotopes in peatland Sphagnum mosses // Geochim. Cosmochim. Acta, 2020, v. 277, p. 265—284.

**Zhang J., Quay P.D., Wilbur D.O.** Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO<sub>2</sub> // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59 (1), p. 107—114.

*Поступила в редакцию 16 июня 2020 г.,  
принята в печать 1 декабря 2020 г.*