

Косейсмическая химическая гидрогеодинамика Култукского резервуара подземных вод: индикаторные роли Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и ^{234}U Е.П. Чебыкин^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,3}¹*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия*²*Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, Россия*³*Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*

Аннотация. В рамках полного сейсмогеодинамического цикла центральной части Байкальской рифтовой системы в рядах гидрогеохимических данных, полученных в 2012–2022 гг. на станциях Култукского полигона, прослеживаются вариации термофильных элементов Na и Li и Na/Li отношения в связи с изменениями отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и активности ^{234}U , отражающих открытие и закрытие микротрещин для циркулирующих подземных вод. Косейсмическая химическая гидрогеодинамика Култукского резервуара подземных вод рассматривается в терминах температуры и растяжения–сжатия коры.

Ключевые слова: подземные воды, мониторинг, Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , землетрясение, глина трения, Байкал.

Coseismic chemical hydrogeodynamics of the Kultuk groundwater reservoir: indicator roles of the Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, and ^{234}U E.P. Chebykin^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,3}¹*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*²*Limnological Institute, SB RAS, Irkutsk, Russia*³*Irkutsk State University, Irkutsk, Russia*

Abstract. Within the framework of the complete seismogeodynamic cycle of the central part of the Baikal Rift System, in the series of hydrogeochemical data obtained in 2012–2022 at stations of the Kultuk polygon, variations of the thermophilic elements Na and Li and Na/Li ratios are traced in connection with changes in the $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios and ^{234}U activity, reflecting the opening and closing of microcracks for circulating groundwaters. Coseismic chemical hydrogeodynamics of the Kultuk groundwater reservoir is considered in terms of temperature and extension–compression of the crust.

Keywords: groundwater, monitoring, Na/Li, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{234}U , earthquake, friction clay, Baikal.

Введение

Изучение сейсмогенных деформаций коры предполагает считывание эффектов, происходящих в очаге подготавливающегося землетрясения. По приходу сейсмических волн восстанавливается эпицентр, гипоцентр и сила подвижки в очаге. Но реконструкция механизма землетрясения, как правило, получается уже после землетрясения. Для отслеживания его приближения необходим сбор информации, по которой можно опре-

делить время и место главного сейсмического толчка. В идеальном варианте должны проводиться наблюдения эффектов либо непосредственно в очаге землетрясения, либо на уровне максимальной концентрации гипоцентров. В Байкальской рифтовой системе такой уровень землетрясений разных энергетических классов определен в 1976–1983 гг. на глубине около 10 км (Голенецкий, 1990). Наиболее разрушительные землетрясения мира зарождаются на глубинах 5–7 и 35–40 км (Freund, 2013).

Во второй половине 20-го и в начале 21-го веков сейсмичность центральной части Байкальской рифтовой системы проявляется циклично. Последний полный сейсмогеодинамический цикл охватывает временной интервал от сильной Култукской активизации (землетрясения от 27 августа 2008 г. до 04 января 2011 г.) до Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации (землетрясения, начавшиеся 22 сентября 2020 г. и продолжающиеся в 2023 г.). Для изучения гидрогеохимических процессов, сопутствующих развитию сейсмогенных деформаций территории в 2012 г. был организован мониторинг подземных вод на Култукском полигоне. По наблюдениям вариаций отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ОА4/8), активности ^{234}U (А4) и концентрации U в циркулирующих подземных водах было установлено косейсмическое закрытие и открытие микротрещин, отражающее пульсации сжатия и растяжения коры, а по результатам анализа пространственно-временных вариаций термфильного элемента Si в подземных водах полигон стал рассматриваться как отражение косейсмических процессов, происходящих в Култукском резервуаре подземных вод (Rasskazov et al., 2022; Чебыкин и др., 2022; Ильясова, Снопков, 2023).

Геотермометр кремния подземных вод территории показал повышенные температуры в резервуаре, искаженные разбавлением глубинной составляющей слабо минерализованными водами. Для изучения подземных вод станций 184 и 27 был привлечен также Na/Li геотермометр. Это элементное отношение в термальных подземных водах зависит не только от их температуры, но и от состава (Fouillac, Michard, 1981; Fouillac et al., 1989; Karingithi, 2009; Sanjuan, Millot, 2009; Sanjuan et al., 2010, 2014; Li et al., 2021; Лепокурова, Трифонов, 2022). Уравнения Na/Li геотермометра калиброваны эмпирически исходя из равновесия вода–порода по термальным подземным водам *in situ*. Мы предполагаем, что в сейсмоактивной области Na/Li геотермометрия подземных вод усложняется косейсмическим эффектом усиления взаимодействия вода–порода в активном разломе по механизму размешивания твердых глинистых частиц в жидкости. Тем-

пературы, полученные по Na/Li геотермометрии подземных вод ст. 27, дают информацию о косейсмической генерации тепла в плоскости активного разлома (Чебыкин, Рассказов, 2023; Чувашова, Ильясова, 2023). Цель настоящей работы – проследить косейсмические изменения Na/Li температурных характеристик подземных вод станций всего Култукского полигона в связи с вариациями ОА4/8 и А4.

Станции мониторинга

На Култукском полигоне мониторинг подземных вод проводится с частотой опробования в среднем один раз в 2 недели более 10 лет на пяти основных станциях: на скважинах – станции 27 (Школа), 8 (Чертова Гора), 40 (Стрелка), 9 (Земляничный) и в роднике – ст. 14к (Ключ Тигунчиха). Основные мониторинговые станции занимают разное положение в активных разломах структурного сочленения Южно-Байкальской впадины и Тункинской долины и существенно расходятся между собой по гидрогеохимическим показателям подземных вод. Скважины имеют глубину от 60 до 120 м. Население пос. Култук ежедневно берет из них воду, обеспечивая эффективную прокачку.

Подземные воды еще одной станции были вовлечены в опробование под номером 184 (ул. Школьная) в 2020–2022 гг. Она представляет собой 10-метровую скважину, пройденную на месте бывшего родника. Ст. 184 располагается вместе с основными станциями 8 и 27 на торцовой тектонической ступени Южно-Байкальской впадины, наклоненной к востоку (в сторону Байкала). По частоте опробования и степени информативности ст. 184 приравнивается к основным мониторинговым станциям (Рассказов и др., 2022).

Параллельно со скважинами пос. Култук проводится постоянное опробование воды оз. Байкал из водозаборной трубы, опущенной на глубину 8 м на расстоянии 15 м от берега (ст. 11, 154 км КБЖД). Эта станция находится в зоне Обручевского разлома, в которой байкальская вода разбавляется подземными водами, просачивающимися в дне Байкала.

Часть станций полигона опробовалась повторно, но реже, чем на основных станциях. Частота опробования составляла один или два раза в год, а иногда опробование было еще более редким. Такие станции дают общий тренд временных изменений компонентов подземных вод и рассматриваются как

вспомогательные. К ним относятся: ст. 38 (Вербное), 66 (Партизанское), 143 (Светофор КБЖД) и 29 (Медлянка).

В целом временная информация о вариациях компонентов подземных вод на полигоне получается на 11 станциях (рис. 1).

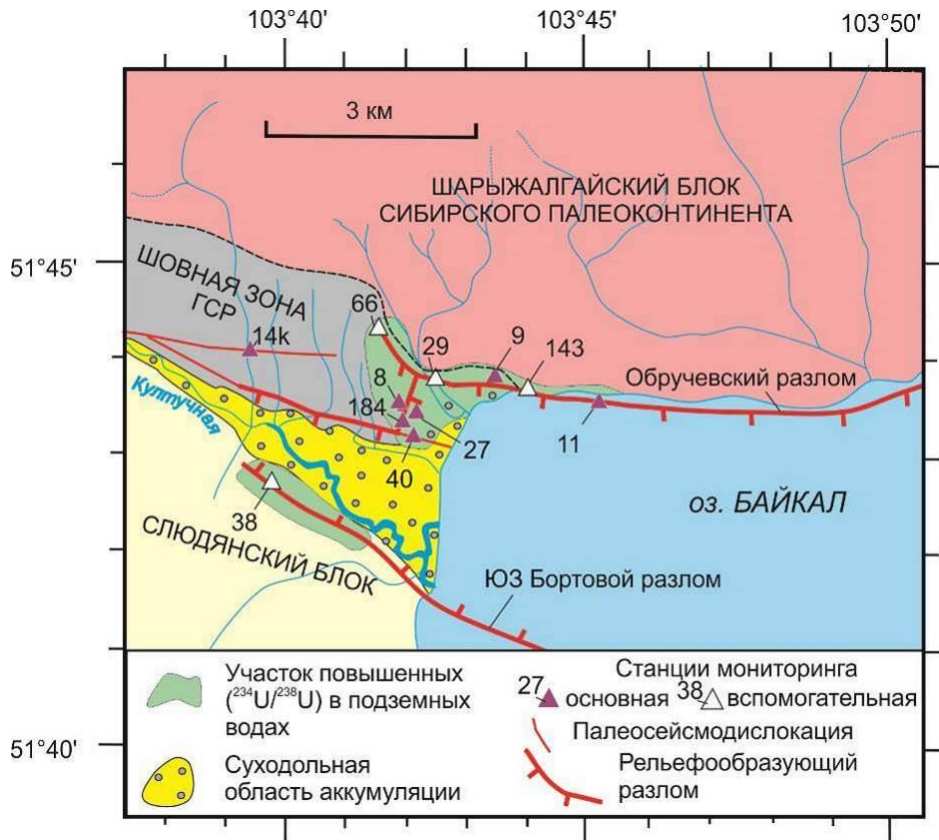


Рис. 1. Схема расположения основных и вспомогательных станций гидрогеохимического опробования активных разломов на западном побережье оз. Байкал (Култукский полигон). Палеосейсмодислокации шовной зоны Главного Саянского разлома (ГСР) показаны по работе (Чипизубов, Смекалин, 1999).

Fig. 1. Scheme of the location of the main and supplementary stations for hydrogeochemical sampling of active faults on the western coast of Lake Baikal (Kultuk polygon). Paleoseismic dislocations of the suture zone of the Main Sayan Fault (ГСР) are shown after (Chipizubov, Smekalin, 1999).

Отбор, хранение и аналитические исследования проб воды

При отборе проб для определения химического элементного состава образцы воды фильтруются через шприц-насадки с диаметром пор 0.45 мкм (Minisart 16555-K, ацетат целлюлозы, Sartorius Stedim Biotech GmbH, Германия) в предварительно взвешенные 2 мл полипропиленовые пробирки Эппендорфа (Axugen Scientific, Cat.-No. MST-200-C, США, Мексика), содержащие 40 мкл консерванта. В качестве консерванта

используется концентрированная азотная кислота (70%), дважды очищенная с помощью суббуйлинговой системы перегонки кислот (Savillex DST-1000 sub-boiling distillation system, Япония), в которую добавляется индий (типично 1000 ppb) в качестве внутреннего стандарта. Аликвоты консерванта взвешиваются при добавлении в пробирки. Пробирки с отобранными образцами воды взвешиваются и рассчитывается точное содержание азотной кислоты (типично 2 %) и индия (типично 30 ppb). Пробы хранятся в холодильнике при положитель-

ной температуре. В подготовленных растворах определяются содержание 72 химических элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСПР-МС) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Чебыкин и др., 2012).

Изотопы урана определяются после его выделения на ионно-обменной колонке из отдельной пробы воды (до 400 мл). Применяется разработанная аналитическая методика (Чебыкин и др., 2007, 2015).

Na/Li геотермометрия

Натрий–литиевый геотермометр установлен эмпирически (Fouillac, Michard, 1981). Получены уравнения для подземных вод, содержащих <11 г/кг Cl (Cl < 0.3 моль/кг) и >11 г/кг Cl (Cl > 0.3 моль/кг).

Уравнение

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{0.130 + \log(m\text{Na} / m\text{Li})} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl > 0.3 моль/кг. Уравнение

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{0.389 + \log(m\text{Na} / m\text{Li})} - 273.15$$

действительно для концентраций Cl < 0,3 моль/кг). В обоих уравнениях используются концентрации элементов в молях (*mNa* и *mLi*).

При расчете температуры природных подземных вод концентрации Na и Li в подземных водах не учитываются, а имеет значение только отношение этих элементов, которое проецируется из резервуара на поверхность.

Временные вариации отношения Na/Li

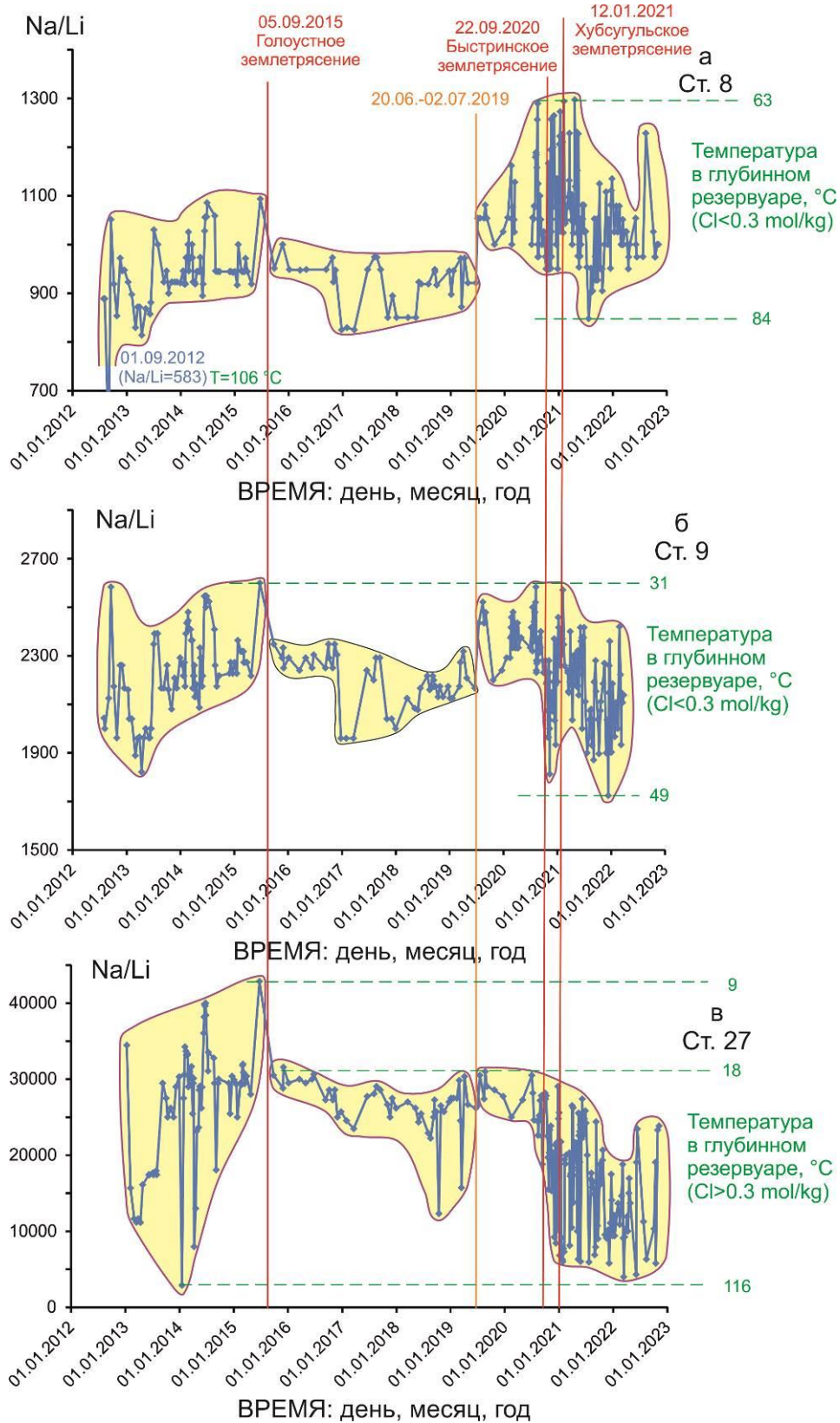
Временные вариации отношения Na/Li в подземных водах основных мониторинговых станций полигона в 2012–2022 гг. сопровождаются оценками температурных интервалов по уравнениям для подземных вод с содержанием Cl > 0.3 mol/kg (ст. 27 и 40) и с

содержанием Cl < 0.3 mol/kg (ст. 8, 9, 14к и 11) (рис. 2).

Первые две станции показывают сходные между собой вариации отношения Na/Li. В 2012–2015 гг. (до Голоустного землетрясения) на обеих станциях наблюдается возрастание Na/Li: на ст. 27 – от 2881 до 42857 (в ~15 раз), на ст. 40 – от 6067 до 11600 (в ~2 раза) (рис. 2 в, г). На первой станции температура подземных вод в этом диапазоне Na/Li снижается от 116 до 8 °С. При достижении минимальной температуры на ст. 27 происходит Голоустное землетрясение. На второй станции температура снижается от 79 до 50 °С. Минимальная температура достигается 25 июня 2014 г., почти за полгода до Северо-Хубсугульского землетрясения, произошедшего 5 декабря 2014 г. В конце 2014 и в 2015 гг. температура возрастает до 60 °С, а затем, перед Голоустным землетрясением, снижается до 55 °С. Поскольку непосредственно перед землетрясением пробы не отбирались, температура могла быть ниже.

В 2015–2019 гг. наблюдается слабое снижение отношения Na/Li: на ст. 27 – от 31579 до 12326 (почти в 3 раза), на ст. 40 – от 10000 до 7606. На первой станции температура подземных вод в резервуаре возрастает от 18 до 50 °С, на второй – от 60 до 69 °С.

Подобная тенденция снижения отношения Na/Li выявляется на обеих станциях в 2019–2022 гг., перед Байкало-Хубсугульской активизацией и в процессе ее реализации. Сначала (до Быстринского землетрясения) температура увеличивается незначительно: на ст. 27 – от 19 до 34 °С, на ст. 40 – от 60 до 70 °С (на последней станции наблюдается эпизодическое снижение температуры до 51 °С). После Быстринского землетрясения температура подземных вод в резервуаре существенно возрастает: активизируются резервуары подземных вод с температурными интервалами 50–99 °С (ст. 27) и 60–106 °С (ст. 40). Фактически, во время Байкало-Хубсугульской активизации из резервуара поступают подземные воды ст. 27 и 40 близкого температурного диапазона.



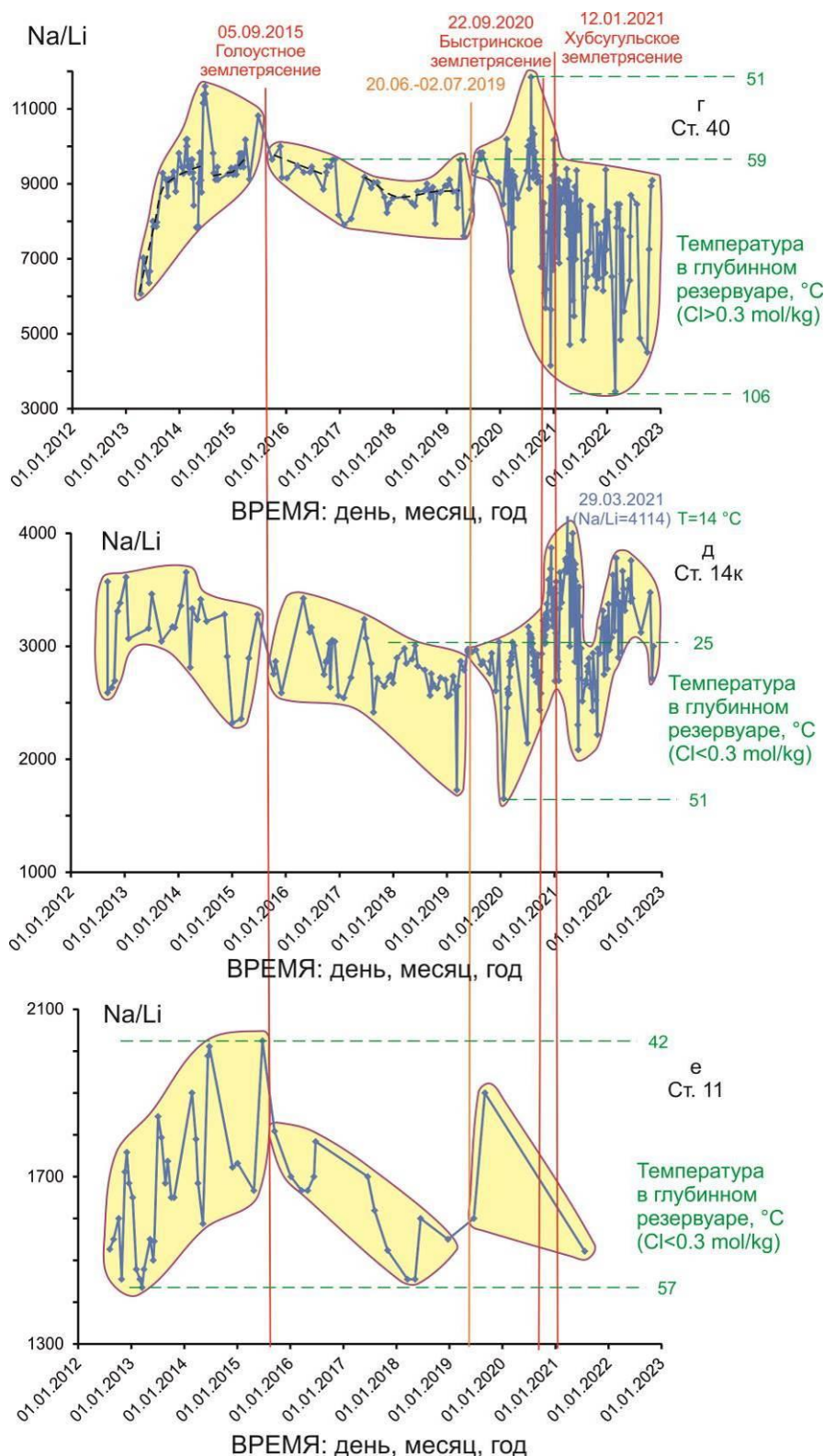


Рис. 2. Временные изменения отношения Na/Li (температурных характеристик) подземных вод станций Култукского полигона (а–д) и водозаборной станции 11 оз. Байкал (е). Здесь и далее землетрясения приводятся по каталогу (Карта..., 2023).

Fig. 2. Temporal changes in the Na/Li ratio (temperature characteristics) of groundwaters from stations of the Kultuk polygon (a–d) and water intake station 11 of Lake Baikal (e). Here and below, earthquakes are given from the catalog (Map..., 2023).

На ст. 8 отношение Na/Li подземных вод меняется во временных интервалах 2012–2015 гг. и 2015–2019 гг. подобно отношению Na/Li подземных вод ст. 27 и 40, хотя подземные воды каждой станции находятся в своем Na/Li диапазоне. В первом временном интервале температура ст. 8 снижается от 106 до 70 °С, во втором – возрастает от 75 до 85 °С. В отличие от станций 27 и 40, в третьем временном интервале (в 2019–2022 гг.), в подземных водах ст. 8 наблюдается относительное возрастание отношения Na/Li (рис. 2а). В резервуаре подземных вод под ней

устанавливаются меньшие температуры (от 63 до 84 °С), чем под ст. 27 и 40.

На сводных диаграммах Na/Li – время (рис. 3 а,б) обозначаются: высокие температуры подземных вод 50–116 °С (ст. 8 и 40), низкие температуры в основном 15–35 °С (ст. 14) и средние температуры 30–60 °С (ст. 9 и 11). На ст. 14к подземные воды относятся к интервалам низких и средних температур, на ст. 27 перекрывают весь температурный диапазон подземных вод Култукского полигона.

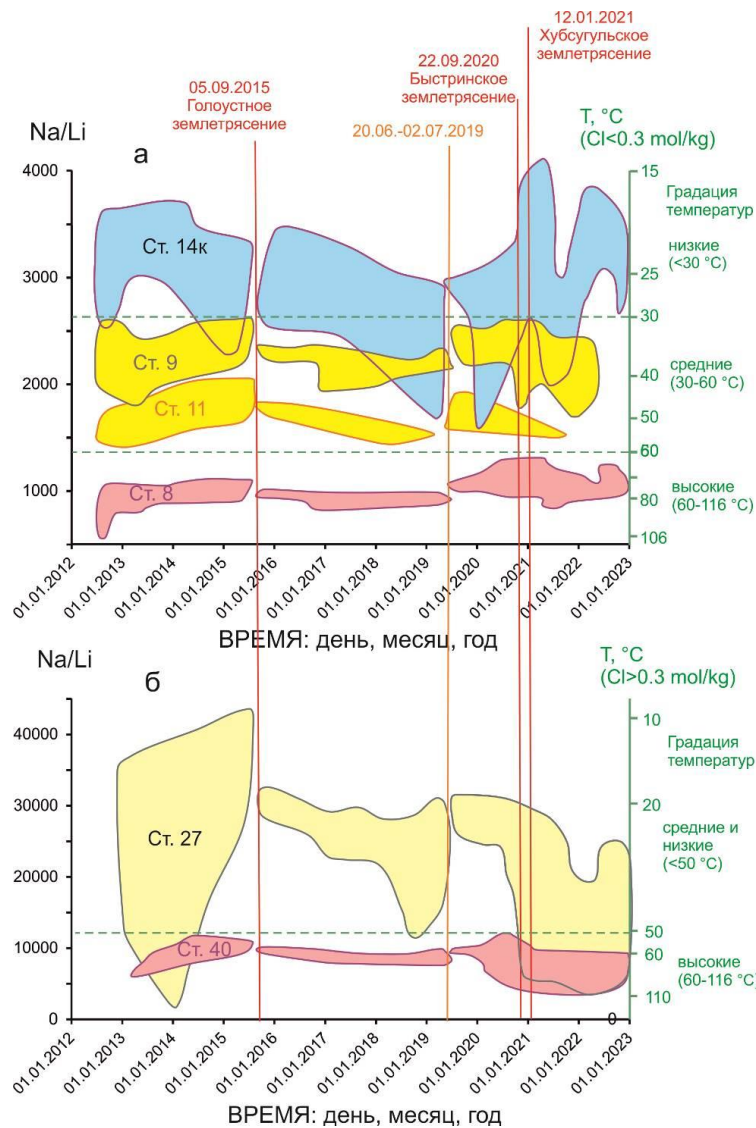


Рис. 3. Фигуративные поля подземных вод основных станций Култукского полигона на диаграмме Na/Li – время: а – расчет температуры с использованием уравнения пониженной концентрации Cl, б – то же, его повышенной концентрации. Фигуративные поля станций перенесены с рис. 2 а–е.

Fig. 3. Data fields of groundwaters from main stations of the Kultuk polygon on the Na/Li vs time diagram: а – temperature calculation using the equation of low Cl concentration, б – the same, of high Cl concentration. Data fields of stations are transferred from Fig. 2 а–е.

Разновременные тренды на диаграммах Li, Na – Na/Li

Итак, по Na/Li-температурным оценкам, подземные воды Култукского резервуара разделяются на: 1) высокотемпературные (50–125 °С), 2) среднетемпературные (25–50 °С) и 3) низкотемпературные (15–25 °С). Мониторинговые станции обеспечивают сквозную представительность от низких до высоких температур, частичную (средних и низких температур) и одноуровневую (высоких температур и средних температур).

Для прослеживания косейсмических трендов элементов и изотопов в подземных водах в рядах наблюдений различаются 4 временных интервала: 1) 2012–2015 гг. (до Голоустного землетрясения 5 сентября 2015 г.), 2) 2015–2019 гг. (от Голоустного землетрясения до 20 июня 2019 г.), 3) 2019–2020 гг. (предсейсмический интервал от 02 июля 2019 г. до Быстринского землетрясения 22 сентября 2020 г.) и 4) 2020–2022 гг. (сейсмический интервал от 22 сентября 2020 г. до конца 2022 г.).

Сквозная (по температурам) станция 27

Широкий диапазон отношения Na/Li, соответствующий температурному интервалу 8–116 °С, имеют подземные воды ст. 27. Они перекрывают диапазоны низких, средних и высоких температур (см. рис. 3б).

Во временном интервале 2012–2015 гг. концентрация Na меняется от 3.5 до 6.5 мг/дм³. На диаграмме Na – Na/Li (рис. 4а) фигуративные точки группируются в изолированные поля, образующие тренды при высоких и низких температурах и объединяющиеся в высокотемпературную и низкотемпературную совокупности с окончаниями низкого и повышенного содержания Na. Между этими совокупностями трендов существует температурный разрыв в интервале 28–36 °С. При высоких температурах (36–116 °С) образуется тренд в виде дуги с низким содержанием Na (3.5–5.5 мг/дм³). На отрезке 36–54 °С выстраивается тренд с повышенным содержанием Na (5.7–6.0 мг/дм³). При низких температурах (8–28 °С) образуется тренд в виде прерывистой дуги с пони-

женным содержанием Na (5.0–5.6 мг/дм³). На отрезке 11–16 °С выстраивается тренд с повышенным содержанием Na (6.2–6.5 мг/дм³).

Во временном интервале 2015–2019 гг. сохраняется тенденция образования трендов с низкой концентрацией Na (5.4–5.5 мг/дм³) при повышенной температуре (36–54 °С) и с повышенной концентрацией Na (5.4–6.1 мг/дм³) при пониженной температуре (18–29 °С). По сравнению с температурным диапазоном 8–116 °С подземных вод 2012–2015 гг., температурный диапазон подземных вод 2015–2019 гг. сокращается до 18–53 °С при сохранении температурного разрыва в интервале 28–36 °С. В низкотемпературных составах (18–29 °С) воспроизводится разделение на тренды с низким и повышенным содержанием Na (около 5.5 и 6.0 мг/дм³).

В следующем (предсейсмическом) временном интервале 2019–2020 гг. высокотемпературная часть фигуративных точек сокращается. Точки температурного интервала 18–29 °С смещаются от тренда 2: Na=6.0 мг/дм³ (2015–2019 гг.) с возрастанием Na до 6.9 мг/дм³ с охватом прежде существовавшего температурного разрыва 29–36 °С. Намечившаяся тенденция смещения точек прогрессирует в сейсмическом интервале 2020–2022 гг., во время которого образуется тренд 4, обозначающий возрастание температуры до 99 °С с относительным снижением концентрации Na в высокотемпературных составах до 5.3 мг/дм³.

По характеру температурных вариаций Na подземных вод ст. 27 временные интервалы 2012–2015 и 2015–2019 гг. объединяются во временной отрезок взаимосвязанных событий 2012–2019 гг., а интервалы 2019–2020 и 2020–2022 гг. – во временной отрезок взаимосвязанных событий 2019–2022 гг. Взаимосвязанные события 2012–2019 гг., соответствуют Котовской, Муринской и Голоустной активизациям и началу переходной обстановки. Эти события обозначаются циркулирующими подземными водами с пониженным содержанием Na в широком температурном диапазоне. Взаимосвязанные события 2019–2022 гг. соответствуют предсейсмическому окончанию переходной обстановки и Байкало-Хубсугульской сей-

смической активизации. Эти события обозначаются циркулирующими подземными водами, обогащенными натрием. После старта от температурного интервала 18–29 °С наблюдается относительное возрастание температуры. Переходное (стартовое для временного отрезка 2019–2022 гг.) содержание $Na=6.0$ мг/дм³ при 18–29 °С обозначает общий компонент подземных вод ст. 27 в развитии резервуара (рис. 4а).

Температурные вариации Li подземных вод ст. 27 также отчетливо разделяются на временные отрезки 2012–2019 гг. и 2019–2022 гг. Первый из них обозначается дугообразным трендом 1 (2012–2015 гг.), второй – дугообразным трендом 4 (2020–2022 гг.). Тренд Байкало-Хубсугульской активизации 2020–2022 гг. расходится с трендом Котовской, Муринской и Голоустной активизаций 2012–2015 гг., смещаясь выше него. Тренды

переходных обстановок вписываются в эти вариации (рис. 4б). Во временном интервале 2012–2015 гг. концентрация Li составляет в основном около 0.2 мг/дм³, в отдельных пробах возрастает до 0.4 мг/дм³, а в пробе, отобранной 17 января 2014 г., увеличивается до 1.2 мг/дм³. После Голоустного землетрясения, в 2015–2019 гг., концентрация Li по-прежнему в основном составляет около 0.2 мг/дм³ и слегка повышается (до интервала 0.27–0.43 мг/дм³) только в трех пробах, отобранных 19 августа, 14 октября 2018 г. и 15 марта 2019 г. В следующем временном интервале 2019–2020 гг. концентрация Li составляет 0.20–0.28 мг/дм³. Только одна проба, отобранная 10 сентября 2020 г., показывает повышенную концентрацию Li (0.34 мг/дм³). В 2020–2022 гг. концентрация Li находится в интервале 0.2–1.5 мг/дм³.

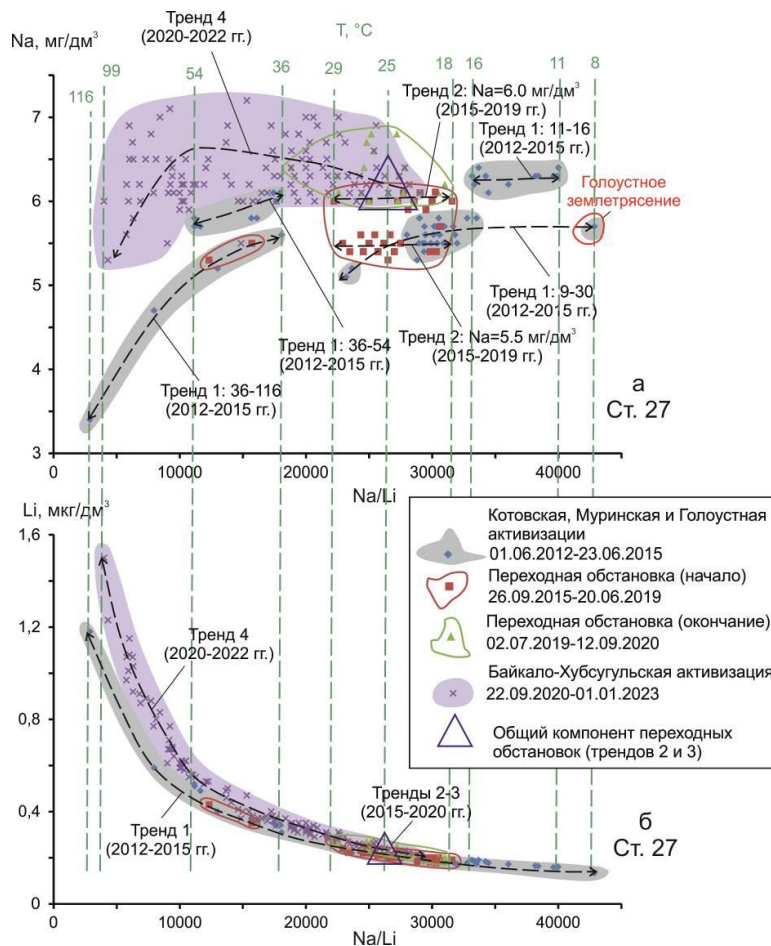


Рис. 4. Разновременные тренды подземных вод ст. 27 на диаграммах Na – Na/Li (а) и Li – Na/Li (б).

Fig. 4. Different time trends of groundwaters from st. 27 in the Na vs Na/Li (a) and Li vs Na/Li (б) diagrams.

Станции 40, 8 и 184
 $T(\text{Na}/\text{Li}) = 50\text{--}125\text{ }^\circ\text{C}$

Подземные воды станций 40, 8 и 184 характеризуются интервалами температур, соответственно, 51–106 °С, 62–106 °С и 77–123 °С.

На ст. 40 во временном интервале 2012–2015 гг. концентрация Na подземных вод меняется от 4.7 до 5.7 мг/дм³. На диаграмме Na – Na/Li (рис. 5а) фигуративные точки группируются в основном внутри поля 57–68 °С. Образуются тренды, слегка наклоненные относительно оси абсцисс, с пониженным и повышенным содержанием Na (около 5.0 и 5.5 мг/дм³): верхний – тренд 1 (2012–2015 гг.) и нижний – тренд 1-2 (2012–2019 гг.). Нижний тренд продолжается в менее температурную область (до 54 °С), верхний – в менее и более температурную области (до 52 и 79 °С). Тренды отражают гидрогеодинамическую активность ядра подземного резервуара (в интервале $T(\text{Na}/\text{Li}) = 55\text{--}68\text{ }^\circ\text{C}$), сочетающуюся с активностью сателлит-

ных участков ($T(\text{Na}/\text{Li}) = 50\text{--}53\text{ }^\circ\text{C}$ и $73\text{--}80\text{ }^\circ\text{C}$). Кроме того, сателлитный участок ($T(\text{Na}/\text{Li}) = 73\text{--}80\text{ }^\circ\text{C}$) характеризует ограниченный временной диапазон с 12 апреля до 13 июня 2013 г., в самом начале мониторинга ст. 40. Все последующие пробы временного интервала 2013–2015 гг. ст. 40 имеют пониженные значения температуры и относятся к гидрогеодинамическому ядру и другому сателлитному участку с меньшими температурами.

Во временном интервале 2015–2019 гг. гидрогеодинамическое ядро сохраняется, но сателлитные участки теряют активность. Затем, в предсейсмическом временном интервале 2019–2020 гг., подземные воды гидрогеодинамического ядра (преимущественно при $T(\text{Na}/\text{Li}) = 55\text{--}60\text{ }^\circ\text{C}$) обогащаются натрием. Генерируется тренд 3 (2019–2020 гг.) возрастания Na со снижением температуры от общего компонента гидрогеодинамического ядра. После тренда 3 характеристика изменившейся части гидрогеодинамического ядра транслируется на более высокие температуры, до $T(\text{Na}/\text{Li}) = 105\text{ }^\circ\text{C}$. Во время сейсмической активизации 2020–2022 гг. образуется тренд 4.

Температурные вариации Li подземных вод ст. 40 отчетливо разделяются на два временных отрезка: 2012–2015 и 2019–2022 гг. Образуются дугообразные тренды Котовской, Муринской и Голоустной активизаций (тренд 1 (2012–2015 гг.)) и Байкало-Хубсугульской активизации (тренд 4 (2020–2022 гг.)). Тренд 2020–2022 гг. расходится с трендом 2012–2015 гг., смещаясь выше него. Тренды переходных обстановок вписываются в эти вариации (рис. 5б).

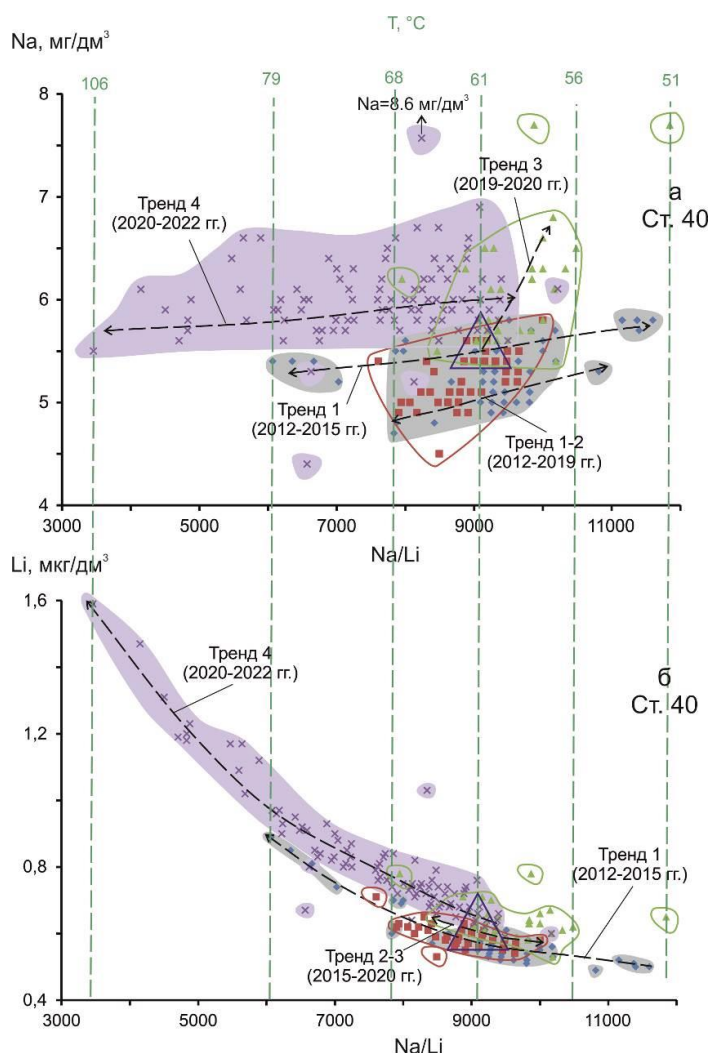


Рис. 5. Разновременные тренды подземных вод ст. 40 на диаграммах Na – Na/Li (а) и Li – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 5. Different time trends of groundwaters from st. 40 in the Na vs Na/Li (a) and Li vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

На ст. 8 косейсмическая химическая гидрогеодинамика определяется ядром с центром температуры около 75 °С (рис. 6).

На диаграмме Na – Na/Li ст. 8 обозначается 4 тренда фигуративных полей разных временных интервалов: 1 – тренд интервала 2012–2015 гг., 2 – тренд 2015–

2019 гг. и 3 – тренд 2019–2020 гг. и 4 – тренд 2020–2022 гг. Последний тренд выделяется внутри фигуративного поля по сгущению точек. Первый и четвертый тренды протягиваются субпараллельно, обозначая снижение концентрации Na с возрастанием температуры. Тренды перекрываются по отношению Na/Li в интервале 900–1100 с относительным смещением вверх тренда 4 относительно тренда 1. Тренды 2 и 3 имеют более крутой наклон и взаимное перекрытие при значении Na/Li=1000 и концентрации Na=3.7 мг/дм³. Это взаимное перекрытие трендов характеризует общий компонент, соответствующий температуре 75 °С. При высокой температуре (более 75 °С) концентрация Na

в подземных водах в целом снижается, а при низкой температуре (менее 75 °С) концентрация Na возрастает (рис. 6а).

Подобные разновременные тренды обозначаются для ст. 8 на диаграмме Li – Na/Li (рис. 6б). Тренды 1 и 4 имеют более крутой наклон, чем тренды 2 и 3, которые в целом протягиваются субпараллельно оси абсцисс. На диаграммах рис. 6а,б отчетливо наблюдается унаследование трендов 2 от трендов 1 в области температур 75–105 °С и резкое смещение тренда 3 с уменьшением температур до интервала 62–75 °С и последующим преимущественным развитием тренда 4 в этом температурном интервале.

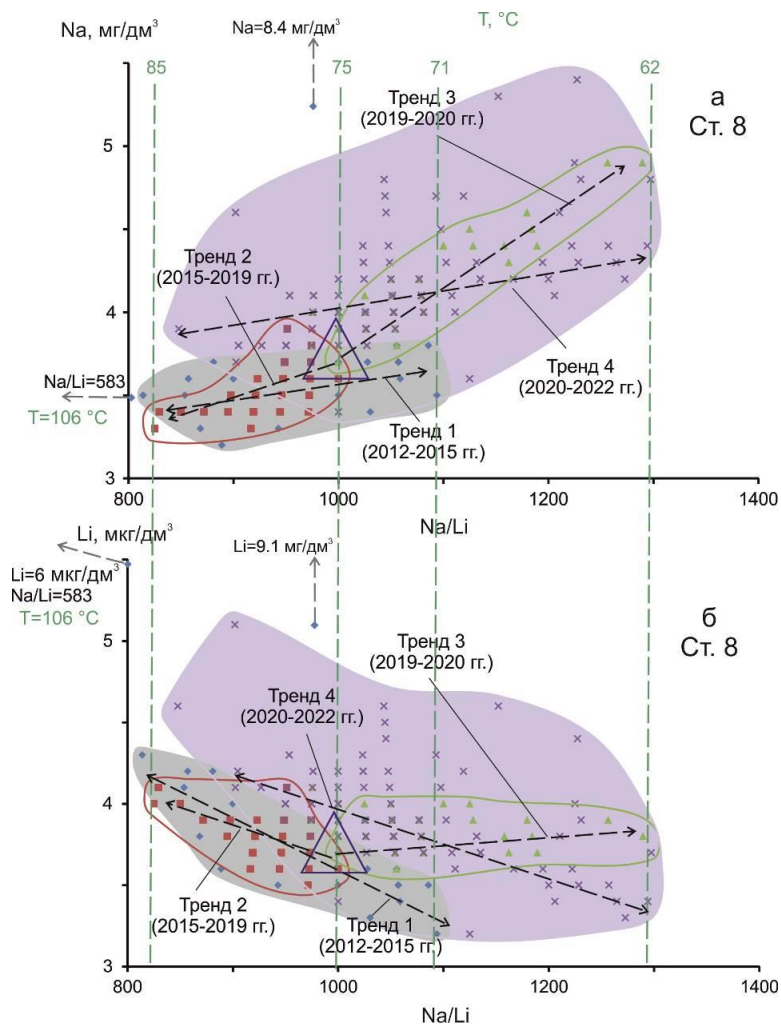


Рис. 6. Разновременные тренды подземных вод ст. 8 на диаграммах Na – Na/Li (а) и Li – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 6. Different time trends of groundwaters from st. 8 in the Na vs Na/Li (a) and Li vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

На ст. 184 косейсмическая химическая гидрогеодинамика определяется высоким

$T(\text{Na/Li}) = 78\text{--}122\text{ }^{\circ}\text{C}$. Из-за отсутствия данных наблюдений 2012–2019 гг. точное опре-

деление гидрогеодинамического центра под скважиной невозможно. Ориентировочно, его положение определяется значением $T(\text{Na}/\text{Li}) = 90 \text{ } ^\circ\text{C}$, которому соответствует центральная часть фигуративного поля подземных вод временного интервала 2019–2020 гг. По этому фигуративному полю гидрогеодинамическое ядро обозначается в интервале $T(\text{Na}/\text{Li}) = 85\text{--}100 \text{ } ^\circ\text{C}$ (рис. 7).

На диаграмме $\text{Na} - \text{Na}/\text{Li}$ ст. 184 отчетливо трассируются: тренд 3 (2019–2020 гг.) и два тренда 4 (2020–2022 гг.). Тренд 3 получает дополнительные точки с повышенной концентрацией Na при значении $T(\text{Na}/\text{Li}) = 90 \text{ } ^\circ\text{C}$ (в гидрогеодинамическом центре) и при меньшем значении температуры ($82 \text{ } ^\circ\text{C}$). Один из трендов 4 (тренд 4–1) наследует основную совокупность точек тренда 3 и протягивается субпараллельно оси абсцисс через гидрогеодинамический центр в интервале температур от 82 до $112 \text{ } ^\circ\text{C}$. Другой тренд 4 (4–2) характеризует возрастание Na/Li отношения с повышением концентрации Na в более широком интервале температур (от 78

до $122 \text{ } ^\circ\text{C}$). Составы с максимальной концентрацией Na объединяются в тренд 4–3 с составами, имеющими минимальное отношение Na/Li (максимальное значение $T(\text{Na}/\text{Li}) = 122 \text{ } ^\circ\text{C}$). На этой диаграмме тренды 4–1, 4–2 и 4–3 сходятся между собой при максимальной температуре и с ее уменьшением расходятся (рис. 7а).

На диаграмме $\text{Li} - \text{Na}/\text{Li}$ ст. 184 фигуративные точки распределяются в тренды диаграммы $\text{Na} - \text{Na}/\text{Li}$ (рис. 7б). Все тренды имеют отрицательный наклон, свидетельствующий об основном вкладе Li в температурную характеристику подземных вод. Тренд 3 (2019–2020 гг.), с которым связывается гидрогеодинамический центр ст. 184, наследуется трендом 4–1. Тренд 4–2 протягивается выше тренда 4–1 субпараллельно ему с относительным расширением диапазона температур. Наконец, тренд 4–3 протягивается еще выше и субпараллельно другим трендам с относительным увеличением температур.

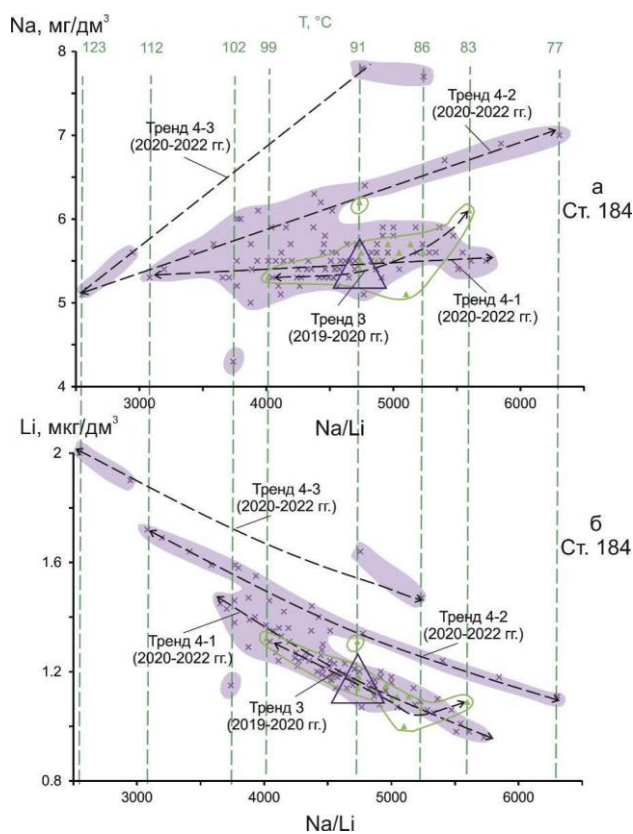


Рис. 7. Разновременные тренды подземных вод ст. 184 на диаграммах $\text{Na} - \text{Na}/\text{Li}$ (а) и $\text{Li} - \text{Na}/\text{Li}$ (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 7. Different time trends of groundwaters from st. 184 in the Na vs Na/Li (a) and Li vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

Станция 9 ($T(\text{Na}/\text{Li}) = 30\text{--}50\text{ }^\circ\text{C}$)

В подземных водах ст. 9 определяется температурный интервал $31\text{--}49\text{ }^\circ\text{C}$. На диаграмме $\text{Na} - \text{Na}/\text{Li}$ (рис. 8а) он полностью перекрывается трендами 1 (2012–2015 гг.) и 4 (2020–2022 гг.) подземных вод. Тренды подземных вод переходных обстановок имеют более узкие температурные диапазоны: тренд 2 (2015–2019 гг.) – от 38 до 42 $^\circ\text{C}$, тренд 3 (2019–2020 гг.) – от 38 до 30 $^\circ\text{C}$. Общий компонент показан в точке схождения трендов, соответствующей $T(\text{Na}/\text{Li}) = 35\text{ }^\circ\text{C}$, но поле составов гидрогеодинамического ядра резервуара протягивается вдоль перекрытия фигуративных полей подземных вод 2015–2019 и 2019–2020 гг. Это ядро составляет температурный интервал не менее 3 $^\circ\text{C}$ (рис. 8а).

В гидрогеохимических данных динамика ст. 9 повторяется в 2012–2015 и 2020–2022 гг. Гидрогеодинамическое ядро с течением времени не меняет температурный интервал. Тем не менее, даже в этом случае проявляется переход от менее натровых вод к более натровым, причем от общего компонента.

Подобно температурным вариациям Li подземных вод других станций полигона, температурные вариации Li подземных вод ст. 9 разделяются на два временных интервала, каждый из которых характеризуется своим трендом – 1 (2012–2015 гг.) и 4 (2020–2022 гг.). Тренд Байкало-Хубсугульской активизации 2020–2022 гг. смещается выше тренда Котовской, Муринской и Голоустной активизаций 2012–2015 гг. Тренды переходных обстановок 2 (2015–2019 гг.) и 3 (2019–2020 гг.) вписываются в это смещение (рис. 8б).

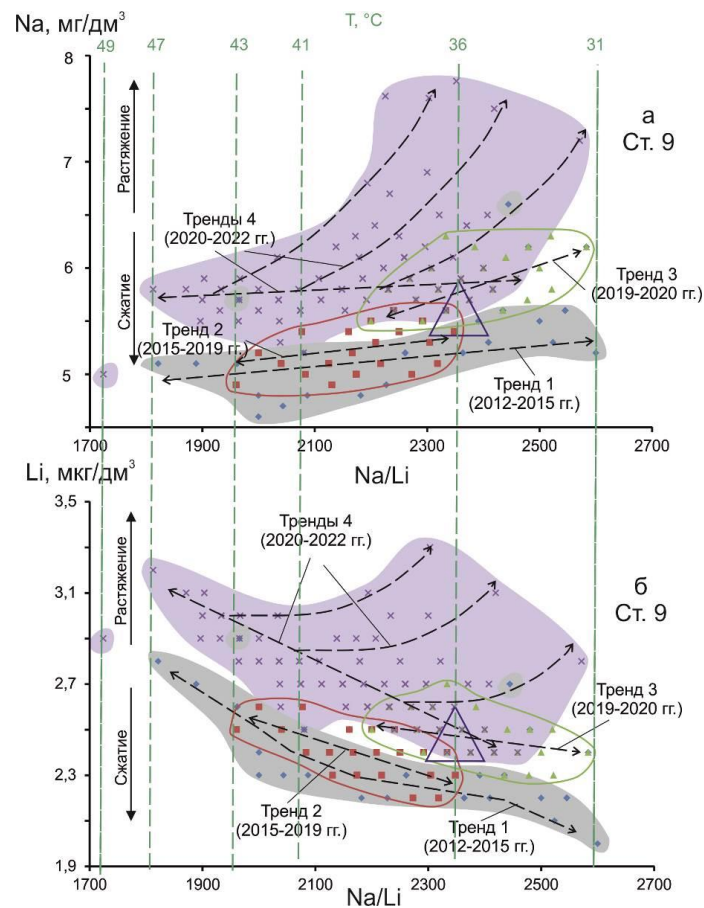


Рис. 8. Разновременные тренды подземных вод ст. 9 на диаграммах $\text{Na} - \text{Na}/\text{Li}$ (а) и $\text{Li} - \text{Na}/\text{Li}$ (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 8. Different time trends of groundwaters from st. 9 in the Na vs Na/Li (а) and Li vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

Станция 14к ($T(\text{Na}/\text{Li}) = 15\text{--}50\text{ }^{\circ}\text{C}$)

В подземных водах ст. 14к определяется температурный интервал 14–51 °С. На диаграмме Na – Na/Li (рис. 9а) фигуративные точки подземных вод образуют тренды повышения концентрации Na с возрастанием отношения Na/Li. Тренд 1 (2012–2015 гг.) занимает нижнюю часть диаграммы, переходные тренды 2 (2015–2019 гг.) и 3 (2019–2020 гг.) смещаются выше и тренды 4–1, 4–2 занимают верхнюю часть диаграммы. Тренды основной совокупности точек при низком отношении Na/Li (т. е. с возрастанием температуры) сменяются отдельными точками.

Подобным образом, в распределении фигуративных точек подземных вод наблюдается последовательное смещение трендов 1–4 из нижней в верхнюю часть диаграммы Li – Na/Li (рис. 9б). Однако, в подземных водах временного интервала 2012–2015 гг. проявляется две тенденции: повышения концентрации Li с возрастанием Na/Li отношения (тренд 1–1) и повышения концентрации Li с уменьшением Na/Li отношения (тренд 1–2). Последний из них получает выражение в переходных трендах 2 (2015–2019 гг.) и 3 (2019–2020 гг.). В трендах 4–1 и 4–2 эта тенденция сохраняется.

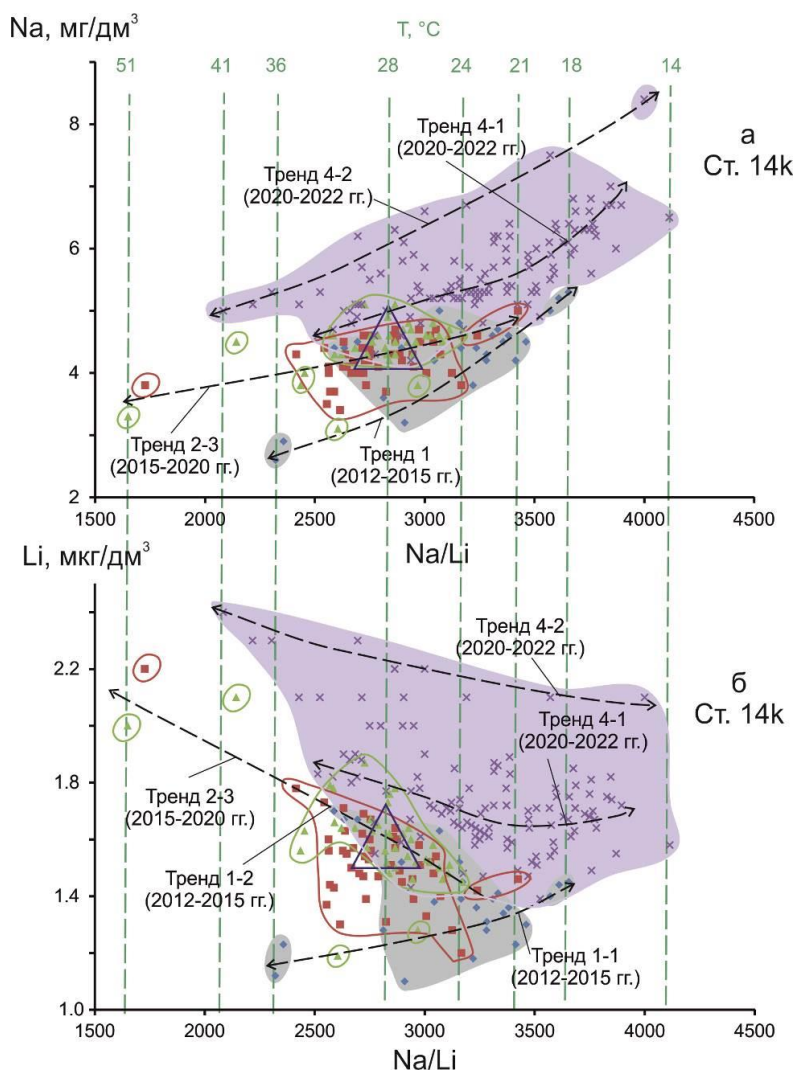


Рис. 9. Разновременные тренды подземных вод ст. 14к на диаграммах Na – Na/Li (а) и Li – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 9. Different time trends of groundwaters from st. 14k in the Na vs Na/Li (a) and Li vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

Разновременные тренды на диаграммах А4, ОА4/8 – Na/Li

Сквозная (по температуре) станция 27

Расщепленный характер трендов Na относительно температуры подземных вод ст. 27 (см. диаграмму рис. 4а) объясняется с позиций дифференцированного распределения закрытия и открытия микротрещин. Разрыв Na/Li температур этого временного интервала соответствует $T(\text{Na/Li}) = 30\text{--}35\text{ }^\circ\text{C}$.

На диаграмме ОА4/8 – Na/Li (рис. 10б) возрастание (или снижение) ОА4/8 интерпретируется как показатель открытия (или закрытия) микротрещин в породах и минералах. Тренды 1–1 и 1–2 (2012–2015 гг.) характеризуют последовательное усиление закрытия микротрещин с увеличением температуры; в первом из них [$T(\text{Na/Li})$ от 16 до 28 $^\circ\text{C}$] значения ОА4/8 снижаются от 3.3 до 3.0 и во втором [$T(\text{Na/Li})$ от 8 до 25 $^\circ\text{C}$] – значения ОА4/8 снижаются от 3.17 до 3.10. Тренд 1–1 наследуется трендом 2 (2015–2019 гг.). В более поздней совокупности точек 2019–2020 гг. значения ОА4/8 сокращаются до интервала 3.05–3.15. Эта совокупность точек становится изометричной. По ней определяется гидрогеодинамический центр ст. 27 ($T(\text{Na/Li}) = 25\text{ }^\circ\text{C}$), от которого во время Байкало-Хубсугульской активизации в нейтральном режиме разрастается тренд 4 до $T(\text{Na/Li}) = 100\text{ }^\circ\text{C}$.

Из приведенного сочетания трендов следует вывод о начальной концентрации сжатия ниже сходящихся трендов 1–1 и 1–2, при значении ОА4/8 около 2.95–3.0 при $T(\text{Na/Li}) = 30\text{--}36\text{ }^\circ\text{C}$ (в разрыве трендов точек). Этот

участок сжатия сохраняется до начала Байкало-Хубсугульской активизации 2020–2022 гг.

Под участком сжатия в 2012–2015 гг. наблюдаются два тренда подземных вод. При значениях $T(\text{Na/Li}) = 36\text{--}55\text{ }^\circ\text{C}$ создается тренд 1–4 в участке контрастного растяжения (ОА4/8=3.2–3.3). При значениях $T(\text{Na/Li}) = 36\text{--}116\text{ }^\circ\text{C}$ к участку сжатия небольшим количеством точек трассируется тренд 1–3 от значения ОА4/8=3.23 до значения ОА4/8=2.97. В этот тренд вписываются 2 точки более поздних подземных вод временного интервала 2015–2019 гг. В 2019–2020 гг. тренд сжатия снизу не получает развития, а в 2020–2022 гг. в интервале температур этого тренда образуется рассеянная совокупность точек нейтрального тренда 4.

На диаграмме А4 – Na/Li (рис. 10а) получается дополнительная информация об участке сжатия ст. 27. Этот участок наблюдается в 2012–2015 гг. при значениях А4 около 0.7–0.8. Над ним определяются сопряженные тренды 1–1 и 1–2, на его уровне обозначаются направленные к нему тренды 1–3 и 1–4. Кроме того, получается дополнительная информация о предсейсмической и сейсмической гидрогеодинамике. Отчетливо обозначается предсейсмический тренд 3 (2019–2020 гг.) повышения А4 (раскрытия микротрещин) с возрастанием температуры от гидрогеодинамического центра ($T(\text{Na/Li}) = 24\text{ }^\circ\text{C}$) до 36 $^\circ\text{C}$. Процессы раскрытия микротрещин получают развитие до $T(\text{Na/Li}) = 88\text{ }^\circ\text{C}$ в виде косейсмического тренда 4–2 (2020–2022 гг.) одновременно с нейтральным трендом 4–1.

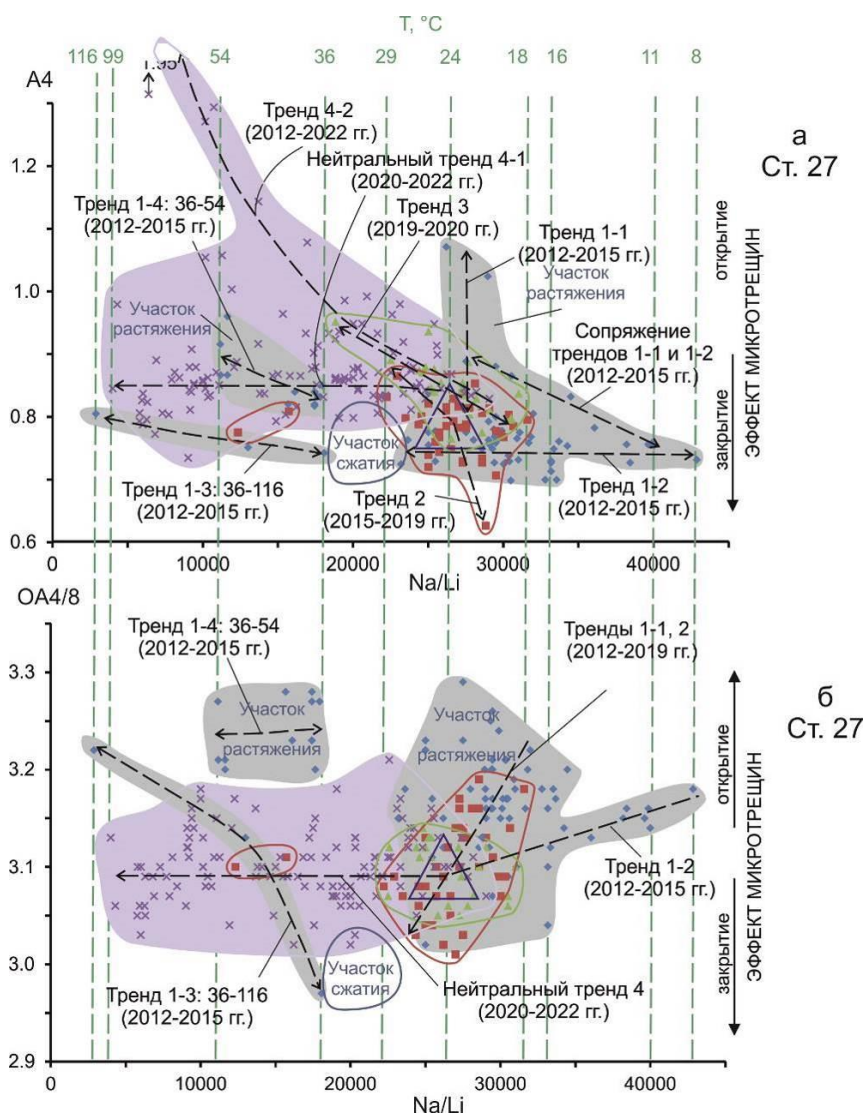


Рис. 10. Разновременные тренды подземных вод ст. 27 на диаграммах A4 – Na/Li (а) и OA4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4. Главный гидрогеодинамический центр генерации подземных вод обозначается при $T(\text{Na/Li}) = 24\text{ }^{\circ}\text{C}$, при температуре более низкой, чем температура участка сжатия, проявляющегося в интервале $T(\text{Na/Li}) = 28\text{--}36\text{ }^{\circ}\text{C}$ (объяснения в тексте).

Fig. 10. Different time trends of groundwaters from st. 27 in the A4 (activity ^{234}U) vs Na/Li (a) and AR4/8 (activity ratios $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4. The main hydrogeodynamic center of groundwater generation is indicated at the $T(\text{Na/Li})$ value of about $24\text{ }^{\circ}\text{C}$, at a temperature lower than the temperature of the compression section, which is displayed in the $T(\text{Na/Li})$ range of $28\text{--}36\text{ }^{\circ}\text{C}$ (explanations in the text).

Станции 40, 8 и 184
($T(\text{Na/Li}) = 50\text{--}125\text{ }^{\circ}\text{C}$)

На диаграммах вариаций A4 и OA4/8 относительно температуры (рис. 11а, б) для подземных вод ст. 40 устанавливается предельно низкое значение A4 (около 0.5) в начале мониторинга, с 12 апреля до 13 июня 2013 г. Такое низкое значение A4 сохраняется в течение 2013–2015 гг., а также в течение

2015–2020 гг. В 2020–2022 гг., во время Байкало-Хубсугульской активизации, образуется дугообразный тренд возрастания A4 с повышением температуры. Параметр A4 ст. 40 свидетельствует об отсутствии в течение всего этого времени фактора дополнительного растяжения и о его проявлении только во время Байкало-Хубсугульской активизации.

Параметр ОА4/8 ст. 40 дает дополнительную информацию. В начале мониторинга (с 12 апреля до 13 июня 2013 г.) в нижнем сателлитном участке определяется снижение ОА4/8 (от 2.43 до 2.34) с уменьшением температуры в резервуаре (от 80 до 73 °С). При повышенных значениях температуры микротрещины раскрываются, при пониженных – закрываются. В 2013–2015 гг. в гидрогеодинамическом ядре и верхнем сателлитном участке определяются широкие интервалы значений ОА4/8 (2.14–2.45) (фрагменты тренда 1). Микротрещины, заполненные циркулирующими подземными водами, испытывают пульсационное закрытие и раскрытие. Во временном интервале 2015–2019 гг. в гидрогеодинамическом ядре по-прежнему пульсирует закрытие и раскрытие микротрещин со слабым перераспределением усилий в сторону их открытия (тренд 2). Во временном интервале 2020–2022 гг. тренд 4 протягивается параллельно оси абс-

цисс. В движение вовлекаются подземные воды от гидрогеодинамического ядра до $T(\text{Na/Li}) = 105\text{ °С}$.

По представлениям П.И. Чалова (1975), рост ОА4/8 свидетельствует об избыточном поступлении ядер отдачи урана-234 из микротрещин, новообразованных в ходе деформаций. Рост абсолютной концентрации изотопа ^{234}U (А4) может отражать открытие микротрещин, в ходе которого облегчается общий дренаж подземных вод по трещинам (в том числе среднего и крупного размера).

Сопоставление графиков ст. 27 и 40 показывает их сходство и различие. Сходство заключается в проявлении на обеих станциях признаков пульсаций закрытия и раскрытия микротрещин по вариациям ОА4/8, различие – в проявлении подобных признаков закрытия и раскрытия микротрещин по вариациям А4 только на ст. 27 и их отсутствие (проявление нейтрального режима) на ст. 40.

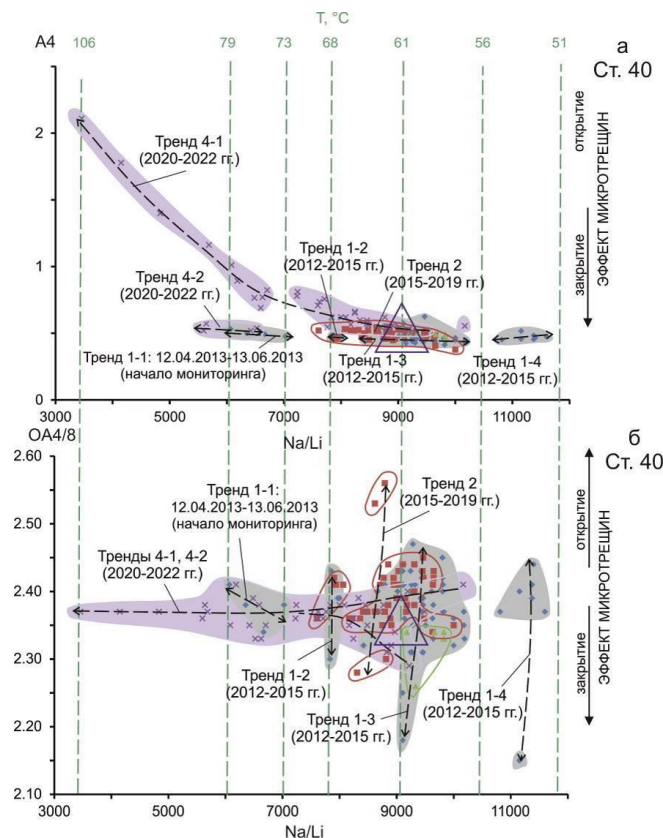


Рис. 11. Разновременные тренды подземных вод ст. 40 на диаграммах А4 – Na/Li (а) и ОА4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 11. Different time trends of groundwaters from st. 40 in the А4 vs Na/Li (а) and А4/8 vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

На диаграмме ОА4/8 – Na/Li все фигуративные поля подземных вод ст. 8 вытягиваются субпараллельно оси абсцисс (рис. 12а). По этому параметру компоненты с высокими и низкими температурами не различаются между собой. Подземные воды временного интервала 2012–2019 гг. с высокими значениями температуры (70–85 °С, одиночная проба 105 °С) сменяются подземными водами с пониженными значениями температур (62–80 °С) при частичном перекрытии во временном интервале 2019–2022 гг.

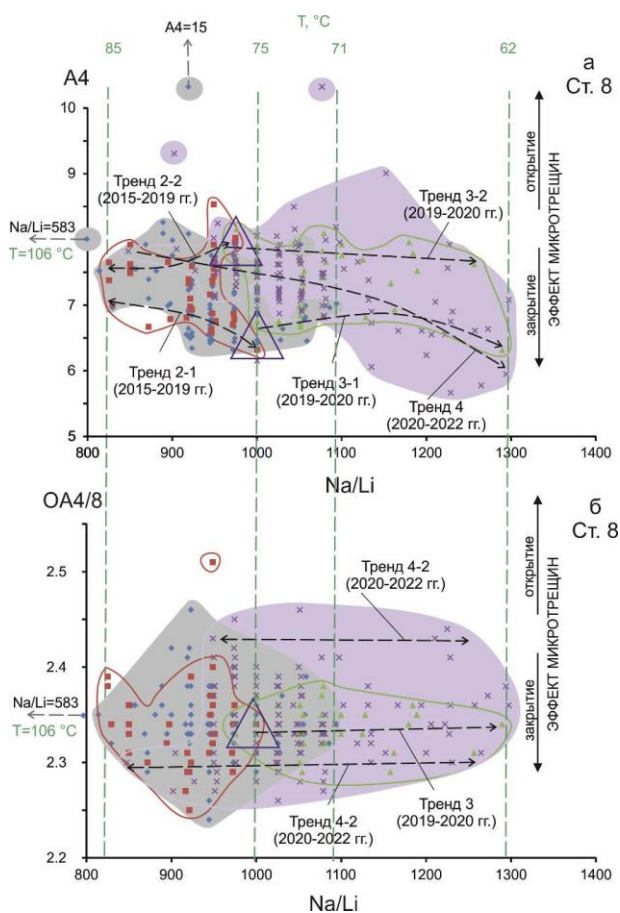


Рис. 12. Разновременные тренды подземных вод ст. 8 на диаграммах А4 – Na/Li (а) и ОА4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

На ст. 184 воспроизводится финальная (2019–2022 гг.) часть мониторинга. На диаграмме ОА4/8 – Na/Li (рис. 13б) наблюдаются тренды 4–4 и 4–3 (2020–2022 гг.), сходящиеся между собой при T(Na/Li) = 100–102 °С и переходящие в тренд 4–2 снижения ОА4/8. От T(Na/Li) = 100–102 °С начинается нейтральный тренд 4–1 (2020–2022 гг.) простирающийся до T(Na/Li) = 77 °С.

На диаграмме А4 – Na/Li (рис. 12б) на ст. 8 выявляется особая роль области перекрытия фигуративных полей разновременных подземных вод. В 2012–2019 гг. значения А4 подземных вод находятся в интервале от 5 до 8. Сгущением точек по ординате А4 намечается два гидрогеодинамических центра. Значения отношения Na/Li подземных вод в 2012–2015 гг. соответствуют интервалу температур (71–85 °С, для одной пробы получается температура 106 °С). В переходном интервале 2015–2019 гг. температура резервуара под ст. 8 сокращается до интервала 75–85 °С. В следующем за ним переходном (предсейсмическом) интервале 2019–2020 гг. сокращенный участок T(Na/Li) = 70–75 °С активизируется с образованием трендов 3–1 и 3–2 (соответственно, А4 около 5 и 8 с понижением температуры до 62 °С). Тренд 4 (2020–2022 гг.) наследует изменения, произошедшие в 2019–2020 гг., и обозначает протяженный тренд, субпараллельный оси абсцисс при широком диапазоне значений А4.

В приведенной последовательности изменений А4 и температуры подземных вод отчетливо проявляется активность на нижнем пределе T(Na/Li). В переходном интервале 2015–2019 гг. температура сокращается, но затем, в 2019–2020 гг., сокращенная часть восстанавливается и расширяется в область пониженных температур. Этот интервал активен в 2020–2022 гг.

Рис. 12. Разновременные тренды подземных вод ст. 8 на диаграммах А4 – Na/Li (а) и ОА4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 12. Different time trends of groundwaters from st. 8 in the A4 vs Na/Li (a) and AR4/8 vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

На диаграмме А4 – Na/Li (рис. 13а) тренд 4, имеющий нейтральный статус при T(Na/Li) = 78–95 °С, при высоких температурах изгибается и снижается, отражая закрытие микротрещин подобно трендам на диаграмме ОА4/8 – Na/Li. Между тем, на диаграмме А4 – Na/Li выявляются две ветви возрастания А4 (открытия микротрещин). Одна соответствует T(Na/Li) = 85–90 °С (условиям над гидрогеодинамическим цен-

тром тренда 3 (2019–2020 гг.), другая – $T(\text{Na}/\text{Li}) = 102\text{--}122\text{ }^{\circ}\text{C}$ (условиям пониженной температуры относительно области сжатия сходящихся трендов). Фактически, кроме гидрогеодинамического центра, обозна-

чающегося в 2019–2020 гг. при $T(\text{Na}/\text{Li}) = 90\text{ }^{\circ}\text{C}$, наблюдается еще один гидрогеодинамический центр, зарождающийся при $T(\text{Na}/\text{Li}) = 100\text{--}102\text{ }^{\circ}\text{C}$.

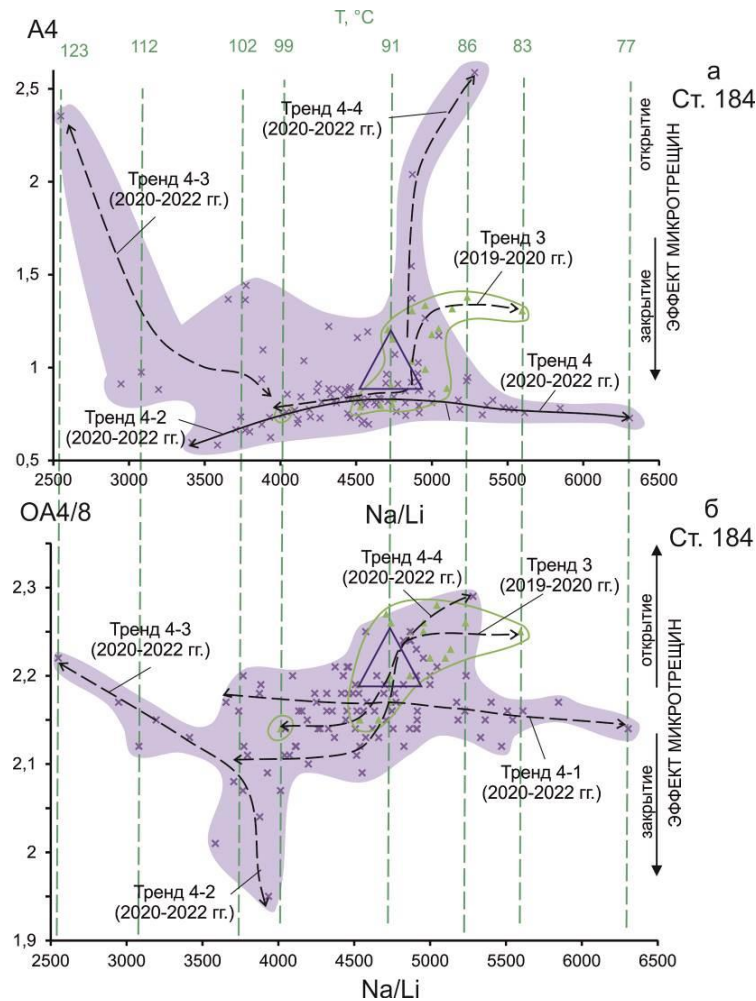


Рис. 13. Разновременные тренды подземных вод ст. 184 на диаграммах А4 – Na/Li (а) и ОА4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 13. Different time trends of groundwaters from st. 184 in the A4 vs Na/Li (a) and AR4/8 vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

Станция 9 ($T(\text{Na}/\text{Li}) = 30\text{--}50\text{ }^{\circ}\text{C}$)

На диаграмме ОА4/8 – Na/Li (рис. 14б) все разновременные фигуративные поля ст. 9 вытягиваются субпараллельно оси абсцисс. Подобные тренды наблюдаются на диаграмме А4 – Na/Li (рис. 14а). Однако большинство точек подземных вод 2020–2022 гг. на этой диаграмме образует тренд 4, протягивающийся от общего компонента с температурой 36 °С с возрастанием температуры (до 47 °С) и А4. Тренд повышения А4 в

2020–2022 гг. указывает на процессы растяжения при росте температур. Рост А4 при слабо меняющемся ОА4/8 означает увеличение концентрации урана с тем же изотопным составом. Возможно, здесь проявляется эффект увеличения пористости среды (раскрытия средних и крупных трещин) при растяжении. В этих условиях осуществляется более эффективный вынос урана при его экстракции из микротрещин в воду.

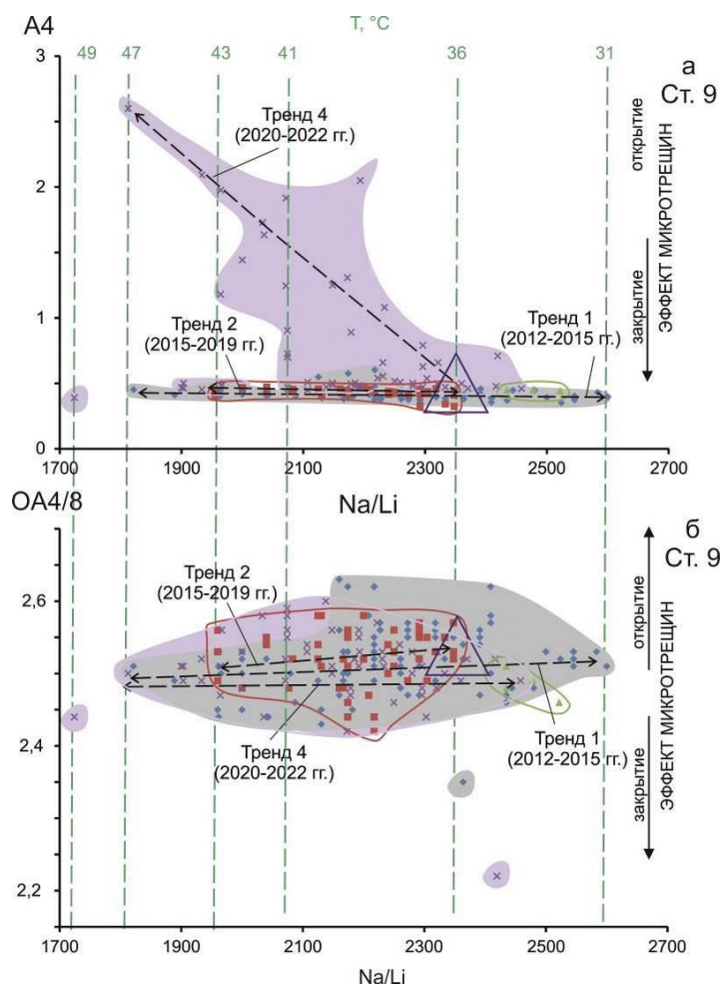


Рис. 14. Разновременные тренды подземных вод ст. 9 на диаграммах A4 – Na/Li (а) и OA4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 14. Different time trends of groundwaters from st. 9 in the A4 vs Na/Li (a) and AR4/8 vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

Станция 14к ($T(\text{Na/Li}) = 15\text{--}50\text{ }^{\circ}\text{C}$)

На диаграммах изотопов U тренды ст. 14к имеют ветвящийся характер. В 2012–2015 гг. на диаграммах A4 – Na/Li и OA4/8 – Na/Li (рис. 15) выявляется противоположная направленность трендов. На первой диаграмме максимальный эффект закрытия микротрещин (низкое значение A4) устанавливается при $T(\text{Na/Li}) = 35\text{ }^{\circ}\text{C}$ и максимальный эффект их раскрытия (повышенное значение A4) при $T(\text{Na/Li}) = 18\text{ }^{\circ}\text{C}$. На второй диаграмме максимальный эффект закрытия микротрещин (низкое значение A4) устанавливается при $T(\text{Na/Li}) = 18\text{ }^{\circ}\text{C}$ и максимальный эффект их раскрытия (повышенное значение A4) – при промежуточном $T(\text{Na/Li}) = 28\text{ }^{\circ}\text{C}$ и максимальном $T(\text{Na/Li}) = 35\text{ }^{\circ}\text{C}$. На

первой диаграмме протягивается магистральный тренд снижения эффекта раскрытия микротрещин от $T(\text{Na/Li}) = 35\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $T(\text{Na/Li}) = 18\text{ }^{\circ}\text{C}$, на второй – противоположный магистральный тренд. Объяснение этого феномена на уровне низких и средних температур резервуара требует дополнительного анализа данных. Возможно, что гидрогеохимическая зависимость изотопов U от раскрытия–закрытия микротрещин усложняется влиянием сезонных вариаций.

Подобно другим станциям полигона, ст. 14к показывает разный характер фигуративных полей четырех обозначенных временных интервалов. После охарактеризованного интервала 2012–2015 гг. нижняя предельная температура подземных вод уменьшается в 2015–2019 гг. до $18\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в 2019–2020 гг. не-

сколько возрастает (до 24 °С). Одновременно поступают отдельные порции подземных вод с максимальным значением температуры около 51 °С. На диаграмме А4 – Na/Li отчетливо воспроизводится соотношение временного интервала 2012–2015 гг.: максимальная температура – закрытые микротрещины, минимальная температура – открытые микротрещины. По основным совокупностям фигуративных точек определяется гидрогеодинамическое ядро подземных вод ст. 14к при значениях T(Na/Li) = 25–30 °С и по схождению трендов – гидрогеодинамический центр в основании этого интервала, при T(Na/Li) = 30 °С.

С наступлением землетрясений Байкало-Хубсугульской активизации наблюдается

расширение сплошных фигуративных полей подземных вод на обеих диаграммах со смещением точек до минимальных значений T(Na/Li) = 15 °С и максимальных значений T(Na/Li) = 40 °С. Многочисленные точки концентрируются при низких температурах от 15 до 25 °С. На диаграмме А4 – Na/Li ярко проявляются тренды возрастания А4, свидетельствующие о раскрытии микротрещин, проявленном в основном в более низких температурах относительно температуры геодинамического центра. Небольшая совокупность точек образует тренд от геодинамического центра с возрастанием температуры от 30 до 40 °С с нейтральным состоянием микротрещин.

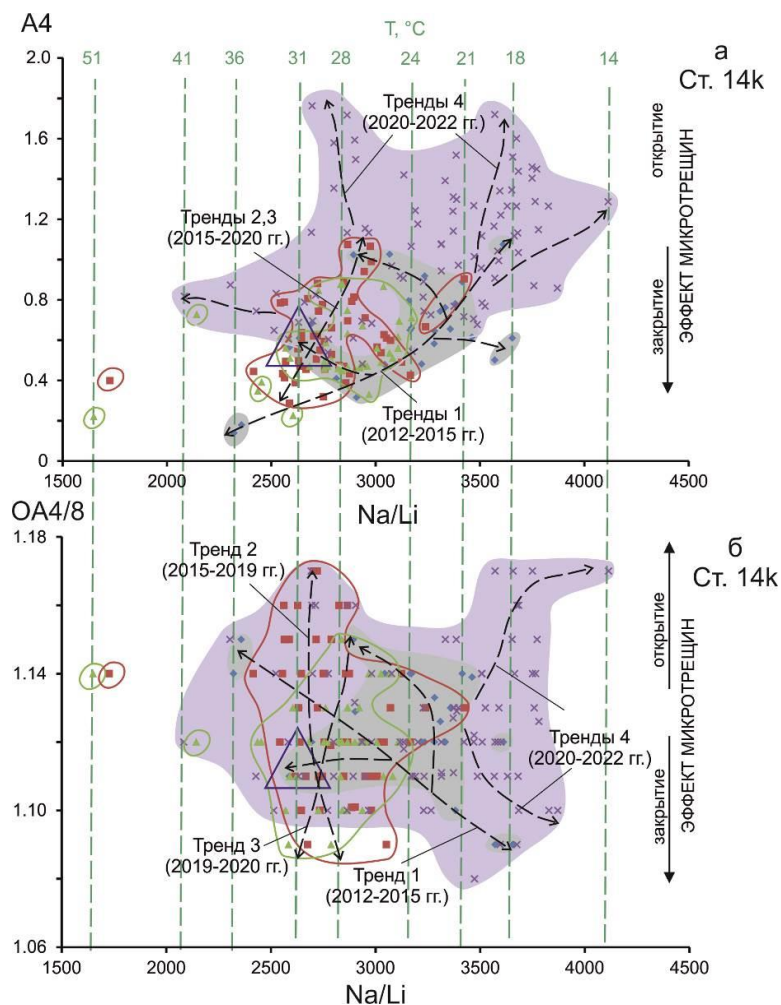


Рис. 15. Разновременные тренды подземных вод ст. 14к на диаграммах А4 – Na/Li (а) и ОА4/8 – Na/Li (б). Условные обозначения см. рис. 4.

Fig. 15. Different time trends of groundwaters from st. 14k in the А4 vs Na/Li (а) and AR4/8 vs Na/Li (б) diagrams. Symbols are as in Fig. 4.

Обсуждение результатов

Вариации $T(\text{Na}/\text{Li})$ подземных вод

Происхождение трендов с низкой и повышенной концентрацией Li объясняется включением фактора температурной зависимости этого элемента в реакции катионного обмена вод с глинами и цеолитами (Fouillac, Michard, 1981; Sanjuan et al., 2014):



Реакция с обогащением подземных вод литием идет, если 1) в области дренажа подземных вод присутствуют глинистые минералы и 2) на глину воздействует протон водорода, т.е. кислотность среды возрастает. Чем кислее среда (ниже pH), тем больше концентрация протона в среде, тем интенсивнее идет реакция ионного обмена (больше выход Li в воду).

В плоскости активного разлома развиваются различные глинистые минералы (Moore, Lockner, 2007; Ikari et al., 2009; Kocserha, Gömze, 2010; Tembe et al., 2010). Мы предполагаем, что Na/Li геотермометр дает температуры подземных вод, создающиеся в плоскости активного разлома с синтетектоническим выделением тепла и образованием глинки трения.

По результатам Na/Li геотермометрии подземных вод станции Култукского полигона выстраиваются в ряд низких, средних и высоких температур. По преобладающим подземным водам с взаимным перекрытием фигуративный полей на Na/Li -вариационных диаграммах переходных интервалов 2015–2019 гг. и 2019–2020 гг. для каждой станции определяется $T(\text{Na}/\text{Li})$ гидрогеодинамического ядра и переходного (2015–2020 гг.) гидрогеодинамического центра подземных вод в резервуаре (рис. 16).

В сопоставлении данных, полученных для разных станций полигона, связующую роль играют данные о подземных водах ст. 27, перекрывающие весь диапазон $T(\text{Na}/\text{Li})$ резервуара, от 8 до 115 °С. Переходный гидрогеодинамический центр этой станции определяется на границе низких и средних температур (около 25–30 °С). $T(\text{Na}/\text{Li})$ определение центра согласуется с его $T(\text{Si})$ определением (Чебыкин, Рассказов, 2023).

Исходя из согласованных значений двух геотермометров, можно предположить, что оценка температуры около 25–30 °С гидрогеодинамического центра соответствует региональному геотермическому градиенту коры 25 °С/км (Голубев, 2007). $T(\text{Si})$ гидрогеодинамического центра характеризует подземные воды, поднявшиеся с глубины 1.2 км без разбавления слабо минерализованными водами, а $T(\text{Na}/\text{Li})$ компонента гидрогеодинамического центра обозначает неактивное состояние плоскости разлома, на нарушенное дополнительной генерацией тепла при трении.

С течением времени на ст. 27 существенно варьируются А4 и ОА4/8, свидетельствующие о проявлении движений в плоскости разлома, сопровождающихся закрытием и открытием микротрещин. Особенно сильно закрытию и открытию подвержены микротрещины в области переходного гидрогеодинамического центра в 2012–2015 гг. Переходный гидрогеодинамический центр этой станции образуется на границе участков закрытых микротрещин и вышележащего участка открытых микротрещин. После перестроечного интервала 2015–2019 гг. преобладает открытие микротрещин при высоких температурах (75–105 °С).

Переходные гидрогеодинамические центры подземных вод средних и низких $T(\text{Na}/\text{Li})$ (15–50 °С) образуются при $T(\text{Na}/\text{Li}) = 38$ °С (ст. 9) и 28 °С (ст. 14к). По сравнительно низкой температуре переходных гидрогеодинамических центров эти станции подобны ст. 27. На самом деле, они существенно отличаются от этой станции, прежде всего, по отсутствию высоких значений $T(\text{Na}/\text{Li})$. На ст. 9 U-изотопных признаков закрывающихся микротрещин не выявляется при общей преобладающей тенденции их открытия в 2020–2022 гг. На ст. 14к участок закрытых микротрещин выявляется в резервуаре подземных вод при $T(\text{Na}/\text{Li}) = 35$ °С. После перестроечного интервала 2015–2020 гг., микротрещины под этой станцией открываются, также как под ст. 9, что, впрочем, свойственно и открытию микротрещин под ст. 27.

На станциях подземных вод высоких температур (50–116 °С) переходные гидрогео-

динамические центры обозначаются значениями $T(\text{Na/Li}) = 60\text{ }^\circ\text{C}$ (ст. 40), $75\text{ }^\circ\text{C}$ (ст. 8) и $88\text{ }^\circ\text{C}$ (ст. 184). Эти станции находятся вместе со ст. 27 на Култукской тектонической ступени. Характер распределения открытых и закрытых микротрещин ст. 40 в какой-то мере подобен характеру распределения открытых и закрытых микротрещин ст. 27, но с трансляцией переходного гидрогеодинамического центра и пространственно связанных с ним участков закрытых микротрещин в область более высоких температур. Под этими станциями плоскость активного разлома разогрета сильнее, чем под ст. 27. После перестроечного интервала 2015–2020 гг. в частях резервуара с высокой $T(\text{Na/Li})$ под станциями 40 и 184 преобладает тенденция открытия микротрещин. Такая же тенденция проявляется и под ст. 8 при переходе

от интервала 2012–2015 гг. к интервалу 2020–2022 гг., но без признаков закрытых микротрещин в 2012–2015 гг. и с выходом на пониженные температуры в 2020–2022 гг.

Ст. 184 показывает финальную (2019–2022 гг.) часть мониторинга, в которой наблюдаются явные отличия от других станций подземных вод высоких температур в дифференцированном по этому параметру распределении участков закрытых и открытых микротрещин. Эта единственная станция обнаруживает эффект закрытия микротрещин при значительных температурах (100–112 °C). Микротрещины открываются в финале не только при максимальных значениях $T(\text{Na/Li})$ резервуара (112–122 °C), но и на уровне $T(\text{Na/Li})$ переходного гидрогеодинамического центра (85–90 °C).

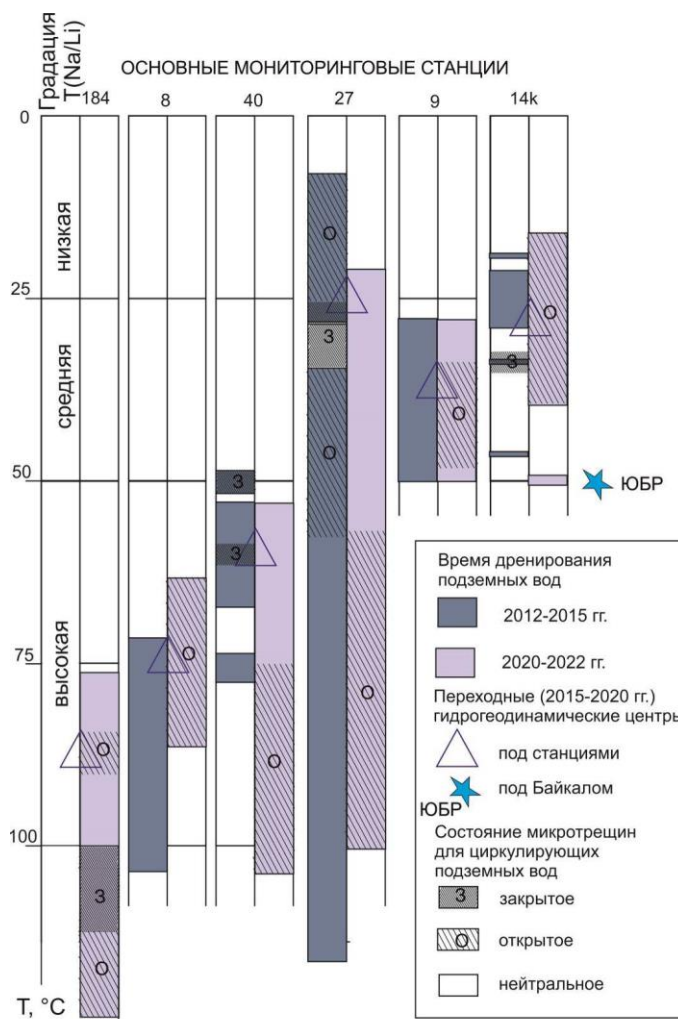


Рис. 16. Схема соотношений $T(\text{Na/Li})$ подземных вод и открытия–закрытия микротрещин на основных мониторинговых станциях Култукского полигона (объяснения в тексте).

Fig. 16. Scheme of relationships between T(Na/Li) groundwater and opening–closing of microcracks in the main monitoring stations of the Kultuk polygon (explanations in the text).

Тренды подземных вод из милонитов и новообразованных разломов в кристаллических породах

На диаграмме T(Na/Li) – Li (рис. 17) для подземных вод основных и вспомогательных станций полигона получаются три тренда фигуративных точек. Один из них имеет компактное выражение и характеризуется в целом пониженной концентрацией Li. Линия тренда протягивается от точки с концентрацией Li = ~0.2 мкг/дм³ при температуре 8 °С до точки с концентрацией Li = ~2 мкг/дм³ при температуре 123 °С. Тренд перекрывает

диапазон температур 8–122 °С. Его составляют подземные воды ст. 27, 40 и 184. Вторым трендом образуются рассеянными совокупностями точек станций 14к, 29, 9 и 8. Он отличается повышенной концентрацией Li (1–2 мкг/дм³) при низкой температуре, возрастающей до интервала 3–4 мкг/дм³ при температуре до 87 °С. Третий тренд находится между первым и вторым трендами и образуется фигуративными точками станций 38, 11, 143 и 66. В этот тренд вписывается компонент ЮБР.

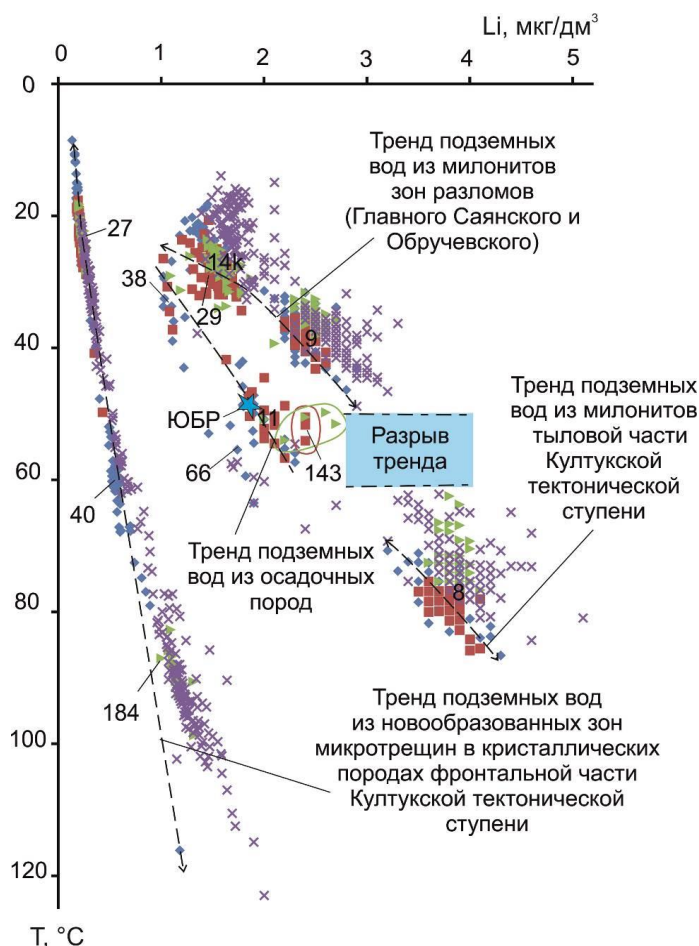


Рис. 17. Тренды подземных вод Култукского резервуара на диаграмме T(Na/Li) – Li. Условные обозначения см. на рис. 4. Штриховыми линиями обозначены тренды станций подземных вод временного интервала 2012–2015 гг. Точки подземных вод временного интервала 2020–2022 гг. смещаются на всех станциях относительно трендов 2012–2015 гг. с возрастанием Li. ЮБР содержит 3.2 мг/дм³ Na и 1.8–1.9 мкг/дм³ Li, что соответствует гидрогеодинамическому центру с T(Na/Li) = 47–49 °С (расчет по уравнению с низким содержанием Cl) или с T(Na/Li) = 144–147 °С (расчет по уравнению с высоким содержанием Cl). Последняя оценка маловероятна.

Fig. 17. Groundwater trends in the Kultuk reservoir on the T(Na/Li) vs Li diagram. Symbols are as in Fig. 4. Dashed lines indicate trends of groundwater stations in the time interval 2012–2015. In the time interval 2020–2022 groundwater points of all stations are shifted relative to the trends of 2012–2015 with Li enrichment. ЮБР – South Baikal Reservoir of deep waters from Lake Baikal – contains 3.2 mg/dm³ Na and 1.8–1.9 µg/dm³ Li that correspond to a hydrogeodynamic center with a source temperature of 47–49 °C (calculated using the low Cl equation) or with a source temperature of 144–147 °C (calculated using high Cl equation). The latter estimate is unlikely.

Тренды подземных вод стартуют при низкой температуре от низколитиевых составов. Глинистые минералы, участвующие в реакции обмена литием с подземными водами при повышенных температурах, образуются в активных разломах при тектоническом истирании пород в милониты. Мониторинговые станции Култукского полигона, показывающие обогащение подземных вод литием, дренируют милонитизированные участки зоны сочленения активных разломов: Главного Саянского и Обручевского. Участки сейсмогенных деформаций распределяются неравномерно и имеют разные интервалы температур. Высокие значения T(Na/Li) подземных вод из милонитов (60–88 °C) устанавливаются под ст. 8, средние (25–40 °C) – под ст. 9 и средние-низкие (15–38 °C) – под ст. 14к и 29.

Ст. 27, 40 и 184 низколитиевых подземных вод дренируют активные разломы в кристаллических породах. Низкий Li подземных вод в участках дренажа не предполагает существенного развития глинистых минералов, особенно при средних и низких T(Na/Li). Однако с возрастанием T(Na/Li) в этих разломах роль новообразованных глинистых минеральных фаз (глинки трения) последовательно возрастает, поэтому подземные воды постепенно обогащаются Li.

Тренды с низкой и повышенной концентрацией Li не являются случайными, а имеют конкретную связь с активными разломами. Три станции низко-Li тренда подземных вод (27, 40 и 184) располагаются на торцовой Култукской тектонической ступени Южно-Байкальской впадины. Западнее этой группы, в тыловой части ступени, находится ст. 8, характеризующаяся максимальным обогащением литием при повышенной температуре (60–87 °C). Другие станции подземных вод, имеющие повышенную концентрацию Li (ст. 9, 29, 38, 66 и 143), распределяются в краевых разломах Южно-Байкальской впадины (Обручевском и Юго-

Западном Бортовом). Ст. 14к также имеет повышенную концентрацию Li, но при низкой температуре. Она находится на палеосейсмодислокации Главного Саянского разлома.

В подземных водах из малоглубинных скважин (60–120 м) сохраняются их глубинные Na/Li характеристики, полученные при повышенных температурах. Реакция катионного обмена вод с глинами обеспечивается, по-видимому, только при температуре более 8 °C (см. рис. 4). Подземные воды на выходе имеют в основном температуру 2–5 °C, при которой катионный обмен Li с глинистыми минералами не эффективен.

Вхождение компонента ЮБР в Култукский резервуар подземных вод

Судя по изотопной систематике U и Sr, подземные воды Култукского полигона генетически связаны с глубинной водой ЮБР. Подземные воды полигона относятся к шовной зоне Сибирского палеоконтинента, в которой породы тектонически перемешаны и гомогенизированы. Составы подземных вод полигона описываются моделью смешения изотопных отношений компонентов NE (nonequilibrium U) и E (equilibrium U), соответственно, с составами: OA4/8=3.17, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.70534 и OA4/8=1.0, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7205. Компонент NE представлен в низко-Li подземных водах ст. 27. Компонент ЮБР содержит около 10 % конечного компонента NE и характеризуется отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.708629 при концентрации Sr=99 мг/дм³ и значением OA4/8=1.96 при концентрации U=0.45 мкг/дм³ (Рассказов и др., 2020; Rasskazov et al., 2020). Гипотеза генетической связи подземных вод Култукского резервуара с резервуаром ЮБР находит дополнительное подтверждение и конкретное выражение в Na/Li отношении.

Хотя байкальская вода слабо минерализована (ее общая минерализация составляет около 100 мг/дм³), концентрации Na и Li в

ней сопоставимы с концентрациями этих элементов в подземных водах станций Култукского полигона. Следовательно, по аналогии с подземными водами, можно предположить, что отношение Na/Li ЮБР определяется механизмом циркуляции подземных вод при их взаимодействии с глинистыми минералами.

В гидрогеодинамическом центре циркуляции под Байкалом для глубинной байкальской воды получается оценка температуры 47–49 °С. Температура придонных вод оз. Байкал составляет 3.3–3.5 °С. В условиях низкой температуры в донных отложениях озера находятся залежи газогидратов (Голубев, 1997). В условиях интенсивного обмена вод ЮБР с водами донных отложений озера в глубинном распределении тепла в коре должна учитываться 1-километровая водная линза. Соответственно, по Na/Li температуре, гидрогеодинамический центр водообмена под акваторией фактически может испытывать влияние водной линзы, по сравнению с гидрогеодинамическими центрами под побережьем. С глубиной латеральное искажение температур под озерной впадиной и побережьем должно нивелироваться (Голубев, 2007).

На диаграмме рис. 17 компонент ЮБР смещается относительно средней части тренда подземных вод из милонитов со снижением концентрации Li. В этой части тренда наблюдается разрыв T(Na/Li) в интервале 45–60 °С. Оценка температуры компонента ЮБР сопоставляется с верхним температурным пределом этого разрыва. В то же время, рядом с ЮБР группируются точки составов подземных вод ст. 11, 143 и 66. Первая из них представляет собой воду оз. Байкал, разбавленную потоком подземных вод, просачивающихся в прибрежном фрагменте Обручевского разлома (Рассказов и др., 2015). Вторая станция обозначает родниковую воду из разрыва, протягивающегося из акватории на берег, вкрест простираения Обручевского разлома. Не удивительно, что в роднике ст. 143 содержится байкальская вода. Наконец, третья станция расположена на западном окончании Обручевского разлома (местоположение см. на рис. 1).

С учетом распределения Li компонента ЮБР, связанного с разрывом милонитового тренда и установленного тектонического контроля Na/Li трендов, предполагается эффективная роль водоносного горизонта, протягивающегося при $T(\text{Na/Li}) = 45\text{--}60$ °С. (по береговой оценке) из-под Байкала под его побережье вдоль активных прибортовых разломов Южно-Байкальской впадины: Обручевского и Юго-Западного Бортового. Единый температурный горизонт может иметь смысл общей структуры глубинного разогрева вдоль краевых разломов Южно-Байкальской впадины. Между тем, под торцовую Култукскую тектоническую ступень Южно-Байкальской впадины байкальские воды не проникают. Подземные воды ст. 27, 40 и 184 дренируют новообразованные разломы, пересекающие кристаллический фундамент с образованием глинистых фаз при повышенных температурах. Соответственно, часть резервуара подземных вод, дренированная ст. 8, также не испытывает влияния вод ЮБР, поскольку находится в тылу этой группы станций.

Значение косейсмической химической гидрогеодинамики для оценки сейсмической опасности территории

Данные Na/Li-температурной и U-изотопной систематики подземных вод станций Култукского резервуара, приведенные в настоящей работе, свидетельствуют об их высокой чувствительности к изменениям, происходящим в прибортовых разломах Южно-Байкальской впадины и ее торцовой Култукской тектонической ступени. На Култукском полигоне получают гидрогеохимические отклики на сейсмогенные деформации, которые характеризуются во времени в терминах T(Na/Li) подземных вод верхнего слоя коры. Результаты наблюдений гидрогеохимических изменений, сопровождающих подготовку и реализацию землетрясений, можно в будущем эффективно использовать для выведения на определение времени конкретных сильных сейсмических толчков.

В ходе развития сейсмогеодинамического цикла от Култукской к Байкало-Хубсугульской активизации в прибортовых

разломах нивелируются участки микротрещин, закрытых для циркуляции подземных вод при значениях $T(\text{Na/Li})$ менее $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ и усиливается их открытие при значениях $T(\text{Na/Li})$ $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более. Подобным образом усиливается открытие микротрещин в торцовой Култукской тектонической ступени. Нарушение этой тенденции созданием на ст. 184 участка микротрещин, закрытых для циркуляции подземных вод при $T(\text{Na/Li}) = 100\text{--}112\text{ }^{\circ}\text{C}$, свидетельствует о создании новой сейсмогеодинамической обстановки в коре, отличающейся от той, которая существовала после Култукской сейсмической активизации, в 2012–2015 гг.

Очевидно, что в начале 2023 г. сейсмогенные деформации развиваются по новому сценарию, заложенному перестройкой силового поля коры в 2015–2020 гг., которая привела к Байкало-Хубсугульской активизации. После Быстринского землетрясения, произошедшего 22 сентября 2020 г., рождается новый сценарий сейсмогенных деформаций.

Заключение

По результатам изучения временных вариаций ОА4/8 и А4, отражающим пульсации открытия и закрытия микротрещин (сжатия и растяжения в верхнем слое коры) при разных $T(\text{Na/Li})$ Култукского резервуара подземных вод интерпретированы вариации термофильных элементов Na и Li в ходе развития полного сейсмогеодинамического цикла в центральной части Байкальской рифтовой системы. В рядах гидрогеохимических данных 2012–2022 гг. на станциях Култукского полигона получены $T(\text{Na/Li})$ в интервале от 8 до $122\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Выявлены общие гидрогеохимические закономерности процессов, развивающихся в торцовой Култукской тектонической ступени и прибортовых (Обручевском и Юго-Западном Бортовом) активных разломах Южно-Байкальской впадины. Фактически, получена основа для анализа подготовки и реализации каждого сильного землетрясения в центральной части Байкальской рифтовой системы в терминах откликов на них интегрального показателя Na/Li температуры резервуара подземных вод и открытия–

закрытия микротрещин в верхнем слое коры под мониторинговыми станциями.

Для полигона показательно сквозное развитие резервуара подземных вод под ст. 27 в двух временных отрезках. Сначала, в 2012–2019 гг., при $T(\text{Na/Li}) = 30\text{--}35\text{ }^{\circ}\text{C}$ микротрещины коры испытывают закрытие, локально предотвращающее циркуляцию подземных вод. Одновременно, в условиях низких $T(\text{Na/Li})$ ($8\text{--}30\text{ }^{\circ}\text{C}$) и средних $T(\text{Na/Li})$ ($35\text{--}55\text{ }^{\circ}\text{C}$), создаются локальные условия раскрытия микротрещин, способствующие проникновению подземных вод. В результате перестройки деформационного поля в 2019 г. участок закрытых микротрещин $T(\text{Na/Li}) = 30\text{--}35\text{ }^{\circ}\text{C}$ нивелируется. Последующая (предсейсмическая) ситуация 2019–2020 гг. и наступившая Байкало-Хубсугульская сейсмическая активизация 2020–2022 гг. развивается в режиме раскрытия микротрещин от низких $T(\text{Na/Li})$ (около $20\text{ }^{\circ}\text{C}$) до высоких ($100\text{ }^{\circ}\text{C}$) на глубинном уровне около 1 км.

Приведенные построения взаимосвязанных гидрогеохимических мониторинговых данных и сейсмичности формулируются как оформляющееся направление геодинамики – «косейсмическая химическая гидрогеодинамика». Применение этих подходов свидетельствует о том, что сейсмическая опасность в центральной части Байкальской рифтовой системы не может оцениваться категориями событий, происходивших до перестройки деформационного поля коры между Муринским землетрясением 6 июля 2020 г. и Быстринским землетрясением 22 сентября 2020 г., но может осуществляться на основе получения новых мониторинговых данных и расшифровки косейсмической химической гидрогеодинамики по ходу продолжающейся Байкало-Хубсугульской активизации.

Благодарности

Состав воды анализировался на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se в ЦКП «Ультрамикрoанализ» (ЛИН СО РАН, г. Иркутск). Методические подходы к анализу подземных вод частично разработаны в рамках тем Минобрнауки № 0279-2021-0008 (121032300186-9) и FWEF-2021-0009. В работе использованы данные о землетрясениях, полученные на уникальной научной

установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны, и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Литература

Голенецкий С.И. Проблемы изучения сейсмичности Байкальского рифта / Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 228–235.

Голубев В.А. Геотермический прогноз глубин нижней границы газогидратного слоя в донных отложениях озера Байкал // Докл. РАН. 1997. Т. 352, 5. С. 652–655.

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2007. 222 с.

Ильясова А.М., Снопков С.В. Косейсмические вариации термофильного элемента Si подземных вод на западном побережье оз. Байкал // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 72–105. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.72>

Карта эпицентров землетрясений. Иркутск: Байкальский филиал Федерального исследовательского центра Единая геофизическая служба РАН, 2023. <http://www.seis-bykl.ru>

Лепокурова О.Е., Трифонов Н.С. Оценка применимости геохимических геотермометров для пластовых вод Томской области // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333, № 12. С. 208–218. DOI 10.18799/24131830/2022/12/3878

Рассказов С.В., Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Воднева Е.Н., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Разработка Култукского сейсмопрогностического полигона: вариации ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах из активных разломов западного побережья Байкала // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 4. С. 519–553.

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Оргильянов А.И., Коваленко С.Н., Семинский А.К., Попов Е.П., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимическая зональность изотопов урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) на юге Сибирского палеоконтинента: роль резервуара Южного Байкала в формировании подземных вод // Геодинамика и тек-

тонофизика. 2020. Т. 11, № 3. С. 632–650. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496>

Рассказов С.В., Ильясова А.М., Борняков С.А., Снопков С.В., Чувашова И.С., Чебыкин Е.П. Гидрогеохимические отклики подземных вод ст. 184 в 2020–2021 гг. на сейсмогенные деформации Байкало-Хубсугульской активизации // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 4. С. 26–52. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.26

Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В. Сравнительные исследования изменений термофильных компонентов Si и Na/Li в подземных водах ст. 27 Култукского полигона // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 124–140. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.124>

Чебыкин Е.П., Гольдберг Е.Л., Куликова Н.С., Жученко Н.А., Степанова О.Г., Малопевная Ю.А. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 6. С. 604–616.

Чебыкин Е.П., Ильясова А.М., Снопков С.В., Рассказов С.В. Сигналы ртути подземных вод Култукского полигона во время подготовки и реализации Байкало-Хубсугульской сейсмической активизации 2020–2021 гг. // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 1. С. 7–9. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.7>

Чебыкин Е.П., Рассказов С.В., Воднева Е.Н., Ильясова А.М., Чувашова И.С., Борняков С.А., Семинский А.К., Снопков С.В. Первые результаты мониторинга $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах из активных разломов западного побережья Южного Байкала // Доклады академии наук. 2015. Т. 460, № 4. С. 464–467.

Чебыкин Е.П., Сороковикова Л.М., Томберг И.В., Воднева Е.Н., Рассказов С.В., Ходжер Т.В., Грачёв М.А. Современное состояние вод р. Селенги на территории России по главным компонентам и следовым элементам // Химия в интересах устойчивого развития. 2012. Т. 20, № 5. С. 613–631.

Чувашова И.С., Ильясова А.М. Косейсмические вариации Li в подземных водах станции 27 Култукского полигона // Геология и окружающая среда. 2023. Т. 3, № 1. С. 106–123. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.106>

Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома //

Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 936–937.

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // *Geothermics*. 1981. V. 10. P. 55–70.

Fouillac, A.-M., Fouillac, Ch., Cesbron, F., Pillard, F., Legendre, O., 1989. Water–rock interaction between basalt and high-salinity fluids in the Asal Rift, Republic of Djibouti. *Chem. Geol.* 76 (3–4), 271–289.

Freund F. Earthquake forewarning – A multidisciplinary challenge from the ground up to space // *Acta Geophysica*. 2013. V. 61, No. 4. P. 775–807. DOI: 10.2478/s11600-013-0130-4

Ikari M. J., Saffer D. M., Marone C. Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. P. B05409. doi:10.1029/2008JB006089.

Karingithi C.W. Chemical geothermometers for geothermal exploration // Short course IV on exploration for geothermal resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, 2009. P. 1–12.

Kocserha I., Gömze L.A. Friction properties of clay compounds // *Applied Clay Science*. 2010. Vol. 48. P. 425–430.

Li J., Sagoe G., Wang X., Yang Z. Assessing the suitability of lithium-related geothermometers for estimating the temperature of felsic rock reservoirs // *Geothermics*. 2021. V. 89. P. 101950. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101950>

Moore, D. E., Lockner D.A. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data / *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults, MARGINS Theor. Exp. Earth Sci. Ser.*, vol. 2, edited by T. H. Dixon and J. C. Moore, Columbia Univ. Press, New York. 2007. P. 317–345.

Rasskazov S., Ilyasova A., Bornyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // *Front. Earth Sci.* 2020. V. 14, No. 4. P. 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Bornyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) monitoring // *Geology and Environment*. 2022. V. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7

Sanjuan B., Millot R. Bibliographical review about Na/Li geothermometry and lithium isotopes applied to worldwide geothermal waters. 2009. Report BRGM/RP-57346-FR, 58 p.

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of a new sodium/lithium (Na/Li) geothermometric relationship for high-temperature Dilute geothermal fluids from Iceland // *World Geothermal Congress 2010*, Apr 2010, Bali, Indonesia. 12 p. hal-00496119 HAL Id: hal-00496119. <https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00496119>

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments // *Chemical Geology*. 2014. V. 389. P. 60–81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.011>

Tembe S., Lockner D.A., Wong T.-F. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. P. B03416. doi:10.1029/2009JB006383.

References

Chalov P.I. Isotopic fractionation of natural uranium. *Frunze: Ilim*, 1975. 236 p. (in Russian)

Chebykin E.P., Rasskazov S.V. Comparative study of coseismic changes in thermophilic components Si, Na, and Li in groundwater station 27 of the Kultuk polygon, Lakr Baikal // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 124–140. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.124> (in Russian)

Chebykin E.P., Goldberg E.L., Kulikova N.S., Zhuchenko N.A., Stepanova O.G., Malopevnaya Yu.A. Method for determining the isotopic composition of authigenic uranium in the bottom sediments of Lake Baikal // *Geology and Geophysics*. 2007. V. 48, No. 6. C. 604–616. (in Russian)

Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Rasskazov S.V. Groundwater mercury signals from the Kultuk polygon during the preparation and implementation of the Baikal-Khubsugul seismic reactivation in 2020–2021. // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 1. P. 7–9. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2022.1.7> (in Russian)

Chebykin E.P., Rasskazov S.V., Vodneva E.N., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V. First results of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ monitoring in waters from active faults on the western coast of Southern Baikal // *Reports of*

the Academy of Sciences. 2015. V. 460, No. 4. S. 464–467. (in Russian)

Chebykin E.P., Sorokovikova L.M., Tomberg I.V., Vodneva E.N., Rasskazov S.V., Khodger T.V., Grachev M.A. The current state of the waters of the Selenga river on the territory of Russia on the main components and trace elements // *Chemistry for sustainable development*. 2012. V. 20, No. 5. P. 613–631. (in Russian)

Chuvashova I.S., Ilyasova A.M. Coseismic variations of Li in groundwaters from station 27 of the Kultuk polygon // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 106–123. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.106> (in Russian)

Golenetsky S.I. Problems of studying seismicity of the Baikal rift / *Geodynamics of inland mountain regions*. Novosibirsk: Science Publisher. Siberian branch, 1990. C. 228–235. (in Russian)

Golubev V.A. Geothermal prediction of the depths of the lower boundary of the gas hydrate layer in the bottom sediments of Lake Baikal // *Reports of the Russian Academy of Sciences. Earth Sciences*. 1997. V. 352, N 5. P. 652–655. (in Russian)

Golubev V.A. Conductive and convective heat transfer in the Baikal rift zone. Novosibirsk: Academic publishing house "GEO", 2007. 222 p. (in Russian)

Ilyasova A.M., Snopkov S.V. Coseismic variations of thermophilic element Si in groundwaters from the southwestern coast of Lake Baikal // *Geology and Environment*. 2023. Vol. 3, No. 1. P. 72–105. <https://doi.org/10.26516/2541-9641.2023.1.72> (in Russian)

Lepokurova O.E., Trifonov N.S. Evaluation of the applicability of geochemical geothermometers for reservoir waters of the Tomsk region // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources*. 2022. Vol. 333, No. 12. P. 208–218. DOI 10.18799/24131830/2022/12/3878 (in Russian)

Map of earthquake epicenters. Irkutsk: Baikal Branch of the Federal Research Center Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, 2023. <http://www.seis-bykl.ru> (in Russian)

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Vodneva E.N., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Seminsky A.K., Snopkov S.V., Chechelnytsky V.V., Gileva N.A. Development of the Kultuk seismic prognostic polygon: ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in groundwater from active faults on the western coast of the Baikal // *Geodynamics and Tectono-*

physics. 2015. Vol. 6, No. 4. P. 519–553. (in Russian)

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Chuvashova I.S., Bornyakov S.A., Orgilyanov A.I., Kovalenko S.N., Seminsky A.K., Popov E.P., Chebykin E.P. Hydrogeochemical zoning of uranium isotopes ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) in the Southern Siberian paleocontinent: the role of the South Baikal reservoir in the groundwater formation // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. Vol. 11, No. 3. P. 632–650. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0496> (in Russian)

Rasskazov S.V., Ilyasova A.M., Bornyakov S.A., Snopkov S.V., Chuvashova I.S., Chebykin E.P. Hydrogeochemical responses of groundwater st. 184 in 2020-2021 on seismogenic deformations of the Baikal-Khubsugul activation // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 4. P. 26–52. DOI 10.26516/2541-9641.2022.4.26 (in Russian)

Fouillac R., Michard S. Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // *Geothermics*. 1981. V. 10. P. 55–70.

Fouillac, A.-M., Fouillac, Ch., Cesbron, F., Pillard, F., Legendre, O., 1989. Water–rock interaction between basalt and high-salinity fluids in the Asal Rift, Republic of Djibouti. *Chem. Geol.* 76 (3–4), 271–289.

Freund F. Earthquake forewarning – A multidisciplinary challenge from the ground up to space // *Acta Geophysica*. 2013. V. 61, No. 4. P. 775–807. DOI: 10.2478/s11600-013-0130-4

Ikari M. J., Saffer D. M., Marone C. Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. P. B05409. doi:10.1029/2008JB006089.

Karingithi C.W. Chemical geothermometers for geothermal exploration // *Short course IV on exploration for geothermal resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya, 2009*. P. 1–12.

Kocserha I., Gömze L.A. Friction properties of clay compounds // *Applied Clay Science*. 2010. Vol. 48. P. 425–430.

Li J., Sagoe G., Wang X., Yang Z. Assessing the suitability of lithium-related geothermometers for estimating the temperature of felsic rock reservoirs // *Geothermics*. 2021. V. 89. P. 101950. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101950>

Moore, D. E., Lockner D.A. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data / *The Seismogenic Zone of Sub-*

duction Thrust Faults, MARGINS Theor. Exp. Earth Sci. Ser., vol. 2, edited by T. H. Dixon and J. C. Moore, Columbia Univ. Press, New York. 2007. P. 317–345.

Rasskazov S., Ilyasova A., Borneyakov S., Chuvashova I., Chebykin E. Responses of a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio in groundwater to earthquakes in the South Baikal Basin, Siberia // *Front. Earth Sci.* 2020. V. 14, No. 4. P. 711–737; doi.org/10.1007/s11707-020-0821-5

Rasskazov S.V., Chebykin E.P., Ilyasova A.M., Snopkov S.V., Borneyakov S.A., Chuvashova I.S. Change of seismic hazard levels in complete 12-year seismogeodynamic cycle of the South Baikal Basin: Results of hydroisotopic ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) monitoring // *Geology and Environment.* 2022. V. 2, No. 2. P. 7–21. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.7

Sanjuan B., Millot R. Bibliographical review about Na/Li geothermometry and lithium isotopes applied to worldwide geothermal waters. 2009. Report BRGM/RP-57346-FR, 58 p.

Чебыкин Евгений Павлович,
кандидат химических наук,
старший научный сотрудник,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3,
Лимнологический институт СО РАН,
email: epcheb@yandex.ru.

Chebykin Evgeny Pavlovich,
Candidate of Chemical Sciences,
Senior Researcher,
664033 Irkutsk, Lermontov, str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
664033 Irkutsk, Ulan-Batorskaya str., 3,
Limnological Institute SB RAS,
email: epcheb@yandex.ru.

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of a new sodium/lithium (Na/Li) geothermometric relationship for high-temperature Dilute geothermal fluids from Iceland // *World Geothermal Congress 2010, Apr 2010, Bali, Indonesia.* 12 p. hal-00496119 HAL Id: hal-00496119. https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00496119

Sanjuan B., Millot R., Brach M., Asmundsson R., Giroud N. Use of two new Na/Li geothermometric relationships for geothermal fluids in volcanic environments // *Chemical Geology.* 2014. V. 389. P. 60–81. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.09.011

Tembe S., Lockner D.A., Wong T.-F. Effect of clay content and mineralogy on frictional sliding behavior of simulated gouges: Binary and ternary mixtures of quartz, illite, and montmorillonite // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. P. B03416. doi:10.1029/2009JB006383.

Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
доцент,
email: chuvashova@crust.irk.ru.
Chuvashova Irina Sergeevna,
Candidate of Geological and Mineralogical
Sciences,
664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Assistent Professor,
email: chuvashova@crust.irk.ru.