

УДК 550.93:553.495

ПОСТРУДНЫЕ ПРОЦЕССЫ МИГРАЦИИ УРАНА В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ “ПЕСЧАНИКОВОГО” ТИПА: $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ И U–Pb-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ НАМАРУ, ВИТИМСКИЙ РАЙОН, СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

© 2021 г. В. Н. Голубев^{а, *}, Н. Н. Тарасов^а, И. В. Чернышев^а,
А. В. Чугаев^а, Г. В. Очирова^а, Б. Т. Кочкин^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: golub238@gmail.com

Поступила в редакцию 20.07.2020 г.

После доработки 15.04.2021 г.

Принята к публикации 23.04.2021 г.

Для оценки характера пострудного поведения урана в рудной залежи месторождения Намару (Хиагдинское рудное поле) проведено изучение U–Pb-изотопных систем и изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) серий образцов, отобранных на различных участках вертикального сечения и поперечного профиля этой залежи. Установлены широкие вариации изотопного состава урана и U–Pb-изотопного возраста. Отклонения отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ от равновесных, которые для отдельных проб превышают 50%, наряду с существенными вариациями изотопного возраста, свидетельствуют о том, что развитие слоя многолетнемерзлых пород, перекрывших примерно 2.5 млн лет назад область питания палеодолин метеорными кислородсодержащими водами, не обеспечило консервацию урановых руд, и на месторождении имела место миграция U, в том числе в течение четвертичного периода. Показана эффективность сочетания U–Pb-изотопного датирования и данных определения изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ при оценке пострудного перераспределения урана: выноса урана из одних участков формирующейся рудной залежи и сопряженное его перемещение в других. Широкий диапазон вариаций отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ (137.484–137.851) на всех участках исследуемого профиля может объясняться различным положением образцов по отношению к фронту рудоотложения и сменой окислительно-восстановительных условий при продвижении этого фронта. Обеднение легким изотопом ^{235}U нижней зоны залежи может быть связано с воздействием установленных в фундаменте региона восходящих углекислых вод. Воздействие таких вод на урансодержащие породы приводит к преимущественному выщелачиванию легкого ^{235}U .

Ключевые слова: урановые месторождения “песчаникового” типа, U–Pb возраст, изотопный состав U, фракционирование изотопов ^{238}U и ^{235}U , пострудное перераспределение U

DOI: 10.31857/S001677702104002X

ВВЕДЕНИЕ

Повышенный интерес к изучению условий формирования рудных концентраций “месторождений в песчаниках” определяется тем обстоятельством, что урановые месторождения, относящиеся к “песчаниковому” промышленному типу, составляют около 30% мировых ресурсов урана (Cuney, Kyser, 2008) и обеспечивают 53% его мировой добычи (Живов и др., 2012). В последние годы доля этих месторождений в общей базе уранового сырья Российской Федерации существенно увеличилась и в настоящее время составляет не менее 38% (Святецкий и др., 2017). Рудные тела этих месторождений образуются в проницаемых (песчаники, гравелиты, паттумы) слоях терригенно-

осадочных пород, во впадинах (предгорных, межгорных, долинных), за счет инфильтрации по ним подземных вод. Насыщенные кислородом атмосферные воды выщелачивают рассеянный в породах уран, который, поступая в глубокие горизонты терригенно-осадочных пород этих впадин, отлагается на восстановительных барьерах вдоль границы зоны окисления со стороны исходно сероцветных пород.

Известные в мире районы распространения месторождений “песчаникового” типа расположены в различных климатических зонах, что определяет поведение урана в окислительно-восстановительных процессах, с которыми связано образование и последующее изменение рудных

концентраций. Месторождения Витимского урановорудного района (ВУР) — одного из основных урановорудных районов России — в отличие от большинства других месторождений “песчаникового” типа, расположенных преимущественно в зонах с умеренным или жарким климатом, находятся в зоне с многолетнемерзлыми грунтами. Считается, что развитие многолетней мерзлоты приводит к тому, что в течение продолжительных промежутков времени в толщах с урановой минерализацией миграция метеорных кислородсодержащих вод не происходит. Это обстоятельство во многом определяет взгляды на особенности поведения урана на месторождениях ВУР.

В последнее время, начиная с работы (Stirling et al., 2007), открылась возможность изучения природных вариаций изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. Подытоженные в недавнем обзоре (Andersen et al., 2017) многочисленные определения этого отношения в различных природных средах показали, что данные по $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ можно использовать в качестве информации о процессах формирования природных объектов. Изучение вариаций изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ на урановых месторождениях “песчаникового” типа позволило сделать вывод, что смена окислительно-восстановительных условий при последовательном продвижении фронта отложения урана является причиной значительного фракционирования изотопов ^{238}U и ^{235}U как в самих урановых рудах (Голубев и др., 2013; Murphy et al., 2014), так и в водах, мигрирующих в рудовмещающих породах (Murphy et al., 2014; Vasu et al., 2015; Placzek et al., 2016). Эти исследования способствовали получению дополнительной информации относительно условий формирования месторождений урана “песчаникового” типа.

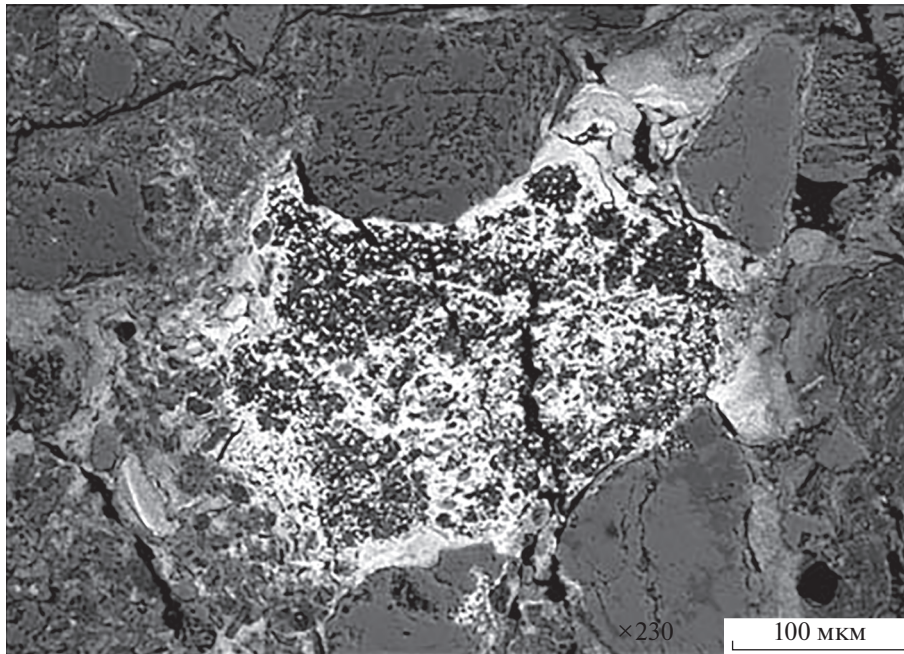
В работе (Голубев и др., 2013) при изучении U–Pb-изотопных систем и изотопного состава урана образцов из скважины, пройденной в продуктивной толще уранового месторождения Дыбырин в Хиагдинском рудном поле (ХРП) ВУР, была показана возможность использования этих данных при оценке пострудного перераспределения урана. В настоящей работе представлены результаты изучения U–Pb-изотопных систем и изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) серий образцов, отобранных на различных участках поперечного разреза через рудную залежь № 5 уранового месторождения Намару в ХРП. Это исследование, проводившееся в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН, было ориентировано на получение данных, позволяющих оценить характер поведения урана в рудной залежи месторождения на примере изучения различных участков ее вертикального сечения и поперечного профиля. Наряду с новым подходом — изучением распределения величины изотопного

отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ — был использован метод, ставший традиционным при исследовании экзогенных урановых месторождений, — анализ вариаций изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, вызываемых сдвигом содержания изотопа ^{234}U относительно равновесного $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Намару расположено на южном фланге Амалатского плато в северо-западной части ХРП. Месторождение относится к подтипу “палеодолинных” или “песчаниковому в палеодолинах” промышленному типу (Машковцев и др., 2010), составляющему основной потенциал урана в ВУР. Месторождение содержит шесть палеодолин северо-западного простирания, входящих в состав Аталангинской речной палеосистемы. Долины протягиваются от истоков на расстояние до 3–5 км при ширине от 400–700 м в верховьях до 1300 м в местах слияния. Поперечный профиль всех палеодолин — V-образный с углами уклонов от 15° до 25°. Вмещающие породы на месторождении — терригенно-вулканогенные джиллиндинской свиты (N_1dz), залегающие на породах фундамента, сложенного преимущественно гранитами витимканского комплекса (γPZ_1v). Мощность терригенной толщи, слагающей нижнюю часть свиты (в ней сосредоточены почти все рудные залежи месторождения), резко меняется от первых метров в верховьях палеодолин до 40–50 м в их нижних частях. Образования верхней части джиллиндинской свиты представлены различными породами основного состава. Самые верхние части сложены потоками базальтов. Общая мощность вулканогенно-осадочной части свиты достигает 200–240 м (Машковцев и др., 2010).

Месторождения ХРП интересны тем, что, согласно геологическим данным, рудоконтролирующая окислительная зональность практически полностью преобразована наложенными процессами вторичного восстановления и современные гидрохимические условия в рудовмещающей среде кардинально отличаются от тех, которые присущи классическим гидрогенным месторождениям. Эти особенности связаны с ограничением (прекращением) инфильтрации кислородных ураноносных вод в рудовмещающую среду при продолжающихся процессах восстановления. Ограничение поступления метеорных вод в рудовмещающую толщу связывают со следующими процессами: 1) перекрытием терригенной толщи базальтами; 2) развитием слоя многолетнемерзлых пород (средняя мощность около 72 м), который начал формироваться примерно 2.5 млн лет назад и полностью перекрывает область питания системы палеодолин; 3) поступлением восстановительных вод по



Фиг. 1. Месторождение Намару, обр. 5461/316.4. Формы выделений Са-фосфата четырехвалентного урана (белый) в породах терригенно-осадочной толщи. BSE-изображение.

зонам разломов из фундамента (Машковцев и др., 2010; Кочкин и др., 2014); в рудовмещающих горизонтах установлены очаги поступления холодных углекислых вод с pH около 5 (Кочкин и др., 2017₁). С учетом этих особенностей ХРП в развитии его рудоформирующей системы выделяют два этапа: первый — инфильтрационное рудообразование с участием метеорных кислородсодержащих вод; второй — консервация урановых руд (Кочкин и др., 2017₂).

Урановая минерализация на месторождении Намару представлена минералом, который по составу близок к нингиониту — Са-фосфату четырехвалентного урана. Под микроскопом он наблюдается в виде тонких (обычно не более 5 мкм) выделений неправильной формы или корковидных образований вокруг обломочного материала вмещающих пород. На отдельных участках отмечается концентрация множества выделений этого минерала различной морфологии (фиг. 1).

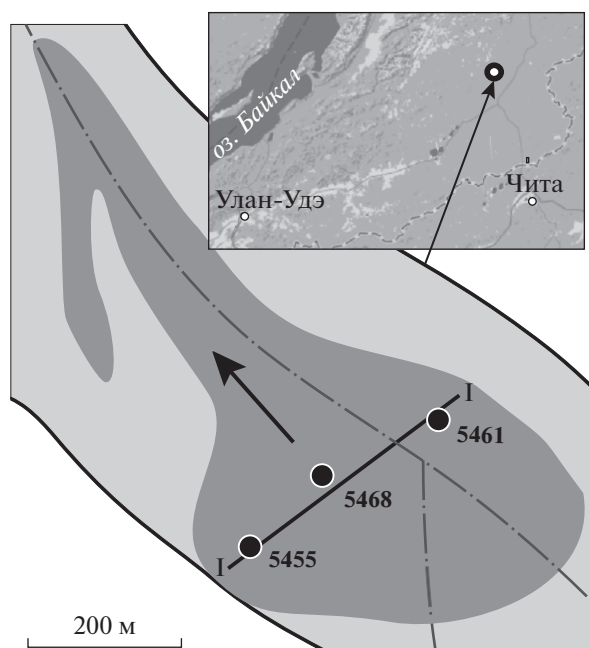
МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Учитывая преимущественно тонкодисперсный характер урановой минерализации, U–Pb-изотопные системы и изотопный состав урана изучали не по отдельным минералам, а по образцам, характеризующим различные участки рудных интервалов исследуемых скважин. Для этого использовали отквартровки образцов керна. Для всех проб был изучен их химический состав. Анализ выполнялся методом рентгенофлуоресцент-

ной спектрометрии на спектрометре последовательного действия Philips PW2400 (аналитик А.И. Якушев, ИГЕМ РАН). При калибровке спектрометра используются отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава минерального сырья. Содержания Fe₂O₃ и FeO определяли традиционным химическим методом (аналитик С.И. Коган, ИГЕМ РАН).

При подготовке проб для последующих изотопных исследований использовали следующую методику. Разложение проб велось в медленно кипящем растворе смеси концентрированных HF и HNO₃ в соотношении 5 : 1. Из полученного раствора отбирали три аликвоты: 1 — для определения содержаний U и Pb методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера ²³⁵U + ²⁰⁸Pb; 2 — для измерений изотопного состава общего Pb и отношения ²³⁴U/²³⁸U; 3 — для высокоточных измерений отношения ²³⁸U/²³⁵U с использованием двойного трасера ²³⁶U + ²³³U. В аликвоты для определения содержаний U и Pb и отношения ²³⁸U/²³⁵U трасеры добавляли до хроматографического выделения элементов. Для масс-спектрометрического анализа исследуемые элементы выделяли методом ионнообменной хроматографии на анионите BioRad®AG 1 × 8, 200–400 меш. Суммарный уровень лабораторного фона при химической подготовке образцов не превышал 0.1 нг для Pb и 0.02 нг — для U.

Изотопные исследования проведены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии



Фиг. 2. Месторождение Намару. План фрагмента урановорудной залежи № 5. Оттенки серого отражают различное содержание U в метро-процентах: темно-серый – ≥ 0.075 , светло-серый – < 0.075 . Черными кружками показано положение скважин, из керна которых отбирались пробы. I–I – линия разреза. Штрих-пунктиром обозначены осевые линии палеодолин. Большая стрелка показывает направление понижения склона палеодолины, маленькая – положение месторождения в регионе. Пунктирная линия на врезке – административная граница Республики Бурятия и Забайкальского края.

ИГЕМ РАН. Изотопный анализ урана и свинца, разбавленных смешанным трасером $^{235}\text{U} + ^{208}\text{Pb}$, а также общего свинца выполняли на термоионизационном 7-коллекторном масс-спектрометре Micromass Sector 54. Для урана использовали трехленточный режим источника ионов с двумя танталовыми испарителями и рениевым ионизатором. Изотопный состав свинца анализировали в одноленточном режиме с силикагелевым активатором на рениевой подложке. Правильность результатов масс-спектрометрических измерений контролировали по данным анализа Международных стандартных образцов N.I.S.T. Pb (SRM 981) и U (U 500). Коэффициент приборной масс-дискриминации, на который корректировали результаты анализов образцов, составлял 1.0008 на единицу разности масс изотопов свинца. В геохронологических расчетах использовали общепринятые значения констант распада урана (Steiger and Jager, 1977) и значения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ исследуемых образцов, полученные в результате настоящей работы.

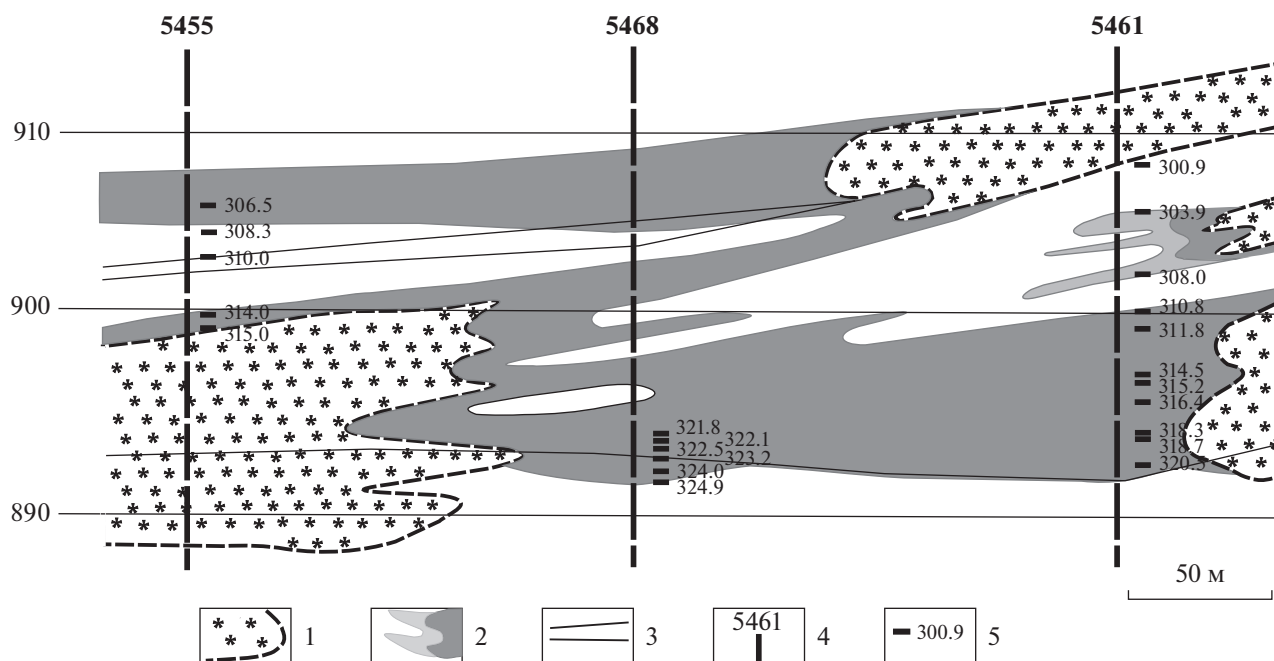
Изотопный состав урана изучался методом многоколлекторной масс-спектрометрии с иони-

зацией вещества в индуктивно-связанной плазме (MC-ICP-MS) на приборе NEPTUNE (Thermo-Finnigan). Анализ осуществлялся из растворов, содержащих уран, хроматографически отделенный от других элементов при химической подготовке образцов. Измерения изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ проводили с использованием двойного изотопного трасера $^{233}\text{U} + ^{236}\text{U}$ для корректирования результатов измерений на эффект приборной масс-дискриминации изотопов урана (Stirling et al., 2007). Измерение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, не требующее применения двойного трасера, выполнялось из отдельной (не трасированной) аликвоты образца. Используемые в настоящей работе конкретные методики изотопного анализа ранее нами были подробно описаны (Чернышев и др., 2014₂).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характеристика образцов. Исследования проводили по образцам из скв. 5455, 5461 и 5468, характеризующих поперечный разрез залежи в ее наиболее широкой части на участке сочленения двух палеодолин (фиг. 2). Рудная залежь сформирована несколькими языками пластового окисления, развивавшимися в латеральном направлении друг над другом. Вертикальное сечение (фиг. 3) вскрывает чередование участков с различным содержанием U. Вмещающие породы в большинстве образцов из скв. 5455 и 5461 представлены песком, окраска которого изменяется в различных оттенках серого и зеленовато-серого цвета. Во всех образцах из скв. 5468, а также в обр. № 3 и 13 вмещающие породы представлены алевритом и песчаным углефицированным алевритом.

Абсолютные отметки границы пород джиллиндинской свиты и пород фундамента в скв. 5461, 5468 и 5455 находятся на уровне 896.2, 896.3 и 886.5 м, а с перекрывающими базальтами – на уровне 920.6, 912.9 и 904.2 м соответственно. По данным рентгеновского изучения, главные минералы во всех исследуемых образцах – кварц, альбит и микроклин. Отмечаются также кальцит, доломит, иллит и 7 Å-галлузит. Химический состав образцов, по данным рентгено-флуоресцентного анализа, варьирует в широком диапазоне (табл. 1 и 2). Наиболее существенные вариации основных петрогенных элементов (Si и Al) отмечаются на крыльях залежи. Хорошая корреляция графиков изменения содержаний Al_2O_3 и потери при прокаливании (ППП) в исследуемых интервалах скважин (фиг. 4) дают основание считать, что эти изменения в основном обусловлены вариациями содержания в образцах глинистой компоненты. В обр. № 13 с самым высоким содержанием U (7657 мкг/г) содержание P, S, Ni, Rb, Zr в несколько раз, а для Zn – почти на полтора порядка



Фиг. 3. Месторождение Намару. Разрез урановорудной залежи № 5 по линии I—I.

1 – зона окисления (восстановленная) и ее граница с исходно сероцветными породами; 2 – рудные тела: оттенки серого отражают различное содержание U в метро-процентах: темно-серый – ≥ 0.075 , светло-серый – < 0.075 ; 3 – литологические границы; 4 – скважины и их номера; 5 – места отбора образцов и глубина их отбора от поверхности.

выше, чем в других образцах (см. табл. 2). Высокий уровень минерализации в этом образце можно объяснить повышенным содержанием органического вещества и значительной долей пеплового материала основного состава.

Изотопные отношения. Изотопные исследования были ориентированы на получение данных, позволяющих оценить характер поведения урана на различных участках вертикального сечения и поперечного профиля (см. фиг. 3 и 2) рудной залежи № 5 месторождения Намару. Для всех отобранных образцов, наряду с измерением изотопного состава урана, изучено состояние их U–Pb-изотопных систем (табл. 3).

В таблицах и на графиках измеренные значения изотопных отношений $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ дополнительно представлены в относительных единицах $\delta^{238}\text{U}$ и $K_{234/238}$, соответственно:

$$\delta^{238}\text{U} = \left[\frac{(^{238}\text{U}/^{235}\text{U})_{\text{обр}}}{(^{238}\text{U}/^{235}\text{U})_{\text{ст}}} - 1 \right] \times 1000\text{‰},$$

$$K_{234/238} = \frac{(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{обр}}}{(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{п}}},$$

где $(^{238}\text{U}/^{235}\text{U})_{\text{обр}}$ и $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{обр}}$ – измеренные величины изотопных отношений в образце; $(^{238}\text{U}/^{235}\text{U})_{\text{ст}}$ – отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в стандартном образце CRM-112A, принимаемое по данным работы (Richter et al., 2010) и равное 137.837 ± 0.015 ;

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{п}}$ – отношение, отвечающее вековому равновесию ^{234}U и ^{238}U и равное $(5.497 \pm 0.019) \times 10^{-5}$ (Cheng et al., 2013).

Рассматривая полученные результаты, отметим, что значения U–Pb-изотопного возраста образцов отягощены большой погрешностью, так как в них присутствует значительное количество примесного (обыкновенного) свинца. Даже в образце с максимальным содержанием урана (обр. № 13) доля примесного ^{206}Pb в общем количестве ^{206}Pb составляла около 60%, а примесного ^{207}Pb в общем количестве ^{207}Pb – 97.3%. В пробах же с низким содержанием урана (около 40 нг/г) доля примесного ^{206}Pb достигала 97.2%, а ^{207}Pb – 99.96%. В этих условиях расчет содержаний радиогенных изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb и далее – значений U–Pb-возраста по индивидуальным пробам особенно критичен к принимаемому в расчетах изотопному составу свинца, вводимому в качестве поправочного на обыкновенный свинец.

Достаточно корректной была бы поправка по изотопному составу свинцовых или свинецсодержащих минералов непосредственно из исследуемых образцов, но ни в одном из образцов такие фазы не были обнаружены. Поэтому поправки на обыкновенный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Реальный же изотопный состав обыкновенного свинца в разных образцах может несколько отличаться, в частности, из-за неоднородности состава

Таблица 1. Химический состав проб из скв. 5455, 5461 и 5468 месторождения Намару. Основные элементы

№, п/п	Глубина отбора образцов, м	Содержание, мас. %													
		ППП	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	S	C _{орг.}	CO ₂
<i>Скважина 5455</i>															
1	306.5	2.67	2.18	0.33	15.08	71.86	4.24	0.49	0.58	0.62	1.41	0.31	0.12	Не обн.	0.71
2	308.3	5.35	0.92	0.79	18.84	66.66	4.04	0.25	0.91	0.58	1.87	0.04	0.06	0.21	0.65
3	310.0	6.70	1.01	0.82	20.82	62.74	3.91	0.24	1.03	0.68	1.61	0.04	0.05	0.15	0.65
4	314.0	6.45	0.57	0.38	15.02	72.06	3.53	0.15	0.50	0.50	0.46	0.04	0.06	Не обн.	2.22
5	315.0	10.39	0.62	0.47	20.81	59.89	3.12	0.22	0.68	Не опр.	3.42*	0.05	0.02	Не опр.	Не опр.
<i>Скважина 5461</i>															
6	300.9	0.71	1.45	0.17	9.10	83.86	3.56	0.19	0.17	0.35	0.16	0.03	0.04	Не обн.	0.57
7	303.9	3.99	2.10	0.20	13.71	74.05	3.48	0.32	0.47	0.14	0.90	0.03	0.28	Не обн.	Не опр.
8	308.0	3.52	1.55	0.23	13.80	75.35	4.18	0.18	0.35	0.20	0.41	0.02	0.02	0.17	0.70
9	310.8	6.52	2.13	0.33	19.21	64.63	3.86	0.51	0.73	0.25	0.99	0.11	0.10	Не опр.	Не опр.
10	311.8	1.01	1.40	0.17	8.47	84.23	3.32	0.20	0.18	0.39	0.36	0.03	0.04	Не опр.	Не опр.
11	314.5	2.71	1.69	0.23	10.19	76.86	4.06	0.39	0.31	1.72	1.06	0.04	<0.02	Не обн.	1.35
12	315.2	2.24	2.18	0.16	12.03	77.75	3.92	0.34	0.28	0.34	0.30	0.08	0.07	Не опр.	Не опр.
13	316.4	13.08	1.03	0.47	20.55	52.70	3.03	0.65	0.63	Не опр.	1.31*	0.81	1.61	2.58	1.92
14	318.3	4.46	1.55	0.33	17.84	69.38	4.40	0.22	0.49	0.27	0.69	0.04	<0.02	Не обн.	0.32
15	318.7	1.56	3.57	0.08	13.13	75.90	4.27	0.39	0.27	0.16	0.33	0.08	<0.02	Не опр.	Не опр.
16	320.5	2.57	2.41	0.15	18.46	66.64	8.38	0.17	0.37	0.33	0.19	0.04	<0.02	Не обн.	0.30
<i>Скважина 5468</i>															
17	321.8	2.96	1.40	0.39	14.23	74.31	4.33	0.24	0.48	0.46	0.72	0.07	0.04	Не обн.	0.43
18	322.1	3.11	2.01	0.39	14.34	73.58	4.02	0.33	0.47	0.47	0.64	0.10	0.06	Не обн.	0.41
19	322.5	7.13	1.05	0.58	17.84	65.00	3.73	0.32	0.85	0.82	1.83	0.10	0.20	0.40	0.69
20	323.2	1.98	2.81	0.25	13.65	75.11	4.58	0.39	0.31	0.41	0.10	0.08	0.03	Не обн.	0.54
21	324.0	5.37	1.51	0.73	15.84	70.67	2.69	0.35	0.37	0.47	1.67	0.06	0.03	Не обн.	0.25
22	324.9	9.11	0.82	0.78	17.32	65.72	2.64	0.37	0.21	0.49	2.09	0.09	<0.02	Не обн.	0.29

Таблица 2. Химический состав образцов из скв. 5455, 5461 и 5468 месторождения Намару. Микроэлементы

№ п/п	Глубина отбора образцов, м	Содержание, мкг/г												
		Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Pb
<i>Скважина 5455</i>														
1	306.5	21	55	23	55	88	62	162	168	267	647	2950	<5	69
2	308.3	31	123	15	27	35	59	164	102	310	633	40	14	27
3	310.0	42	147	10	19	70	61	169	104	244	638	76	14	26
4	314.0	21	86	10	15	17	331	165	60	208	437	110	13	32
5	315.0	25	88	46	50	32	60	151	76	458	501	401	29	49
<i>Скважина 5461</i>														
6	300.9	<5	14	<5	<5	<5	34	131	96	86	585	34	<5	10
7	303.9	14	64	308	84	27	102	159	127	183	657	138	16	33
8	308.0	14	54	12	6	8	70	217	60	169	377	83	14	25
9	310.8	16	98	23	34	8	61	212	124	407	531	1297	22	45
10	311.8	10	17	<5	<5	<5	48	145	91	87	552	98	<5	16
11	314.5	33	39	11	6	14	72	170	119	124	580	81	<5	15
12	315.2	<5	29	13	12	16	67	176	136	220	539	1045	10	35
13	316.4	32	115	292	354	24	12334	328	263	968	616	7657	21	80
14	318.3	14	50	15	8	119	78	215	103	281	675	258	22	31
15	318.7	<5	18	<5	<5	<5	24	186	192	265	806	1221	<5	30
16	320.5	<5	29	<5	5	15	16	293	108	495	519	165	30	30
<i>Скважина 5468</i>														
17	321.8	17	44	<5	11	84	69	157	108	280	671	540	<5	22
18	322.1	23	42	19	27	133	92	168	131	283	634	1151	14	29
19	322.5	38	106	45	76	67	164	181	111	544	510	943	14	58
20	323.2	<5	20	<5	<5	<5	19	140	106	304	360	595	<5	28
21	324.0	<5	87	<5	<5	<5	32	96	88	233	280	225	27	17
22	324.9	<5	82	<5	11	<5	41	124	85	230	299	1011	22	43

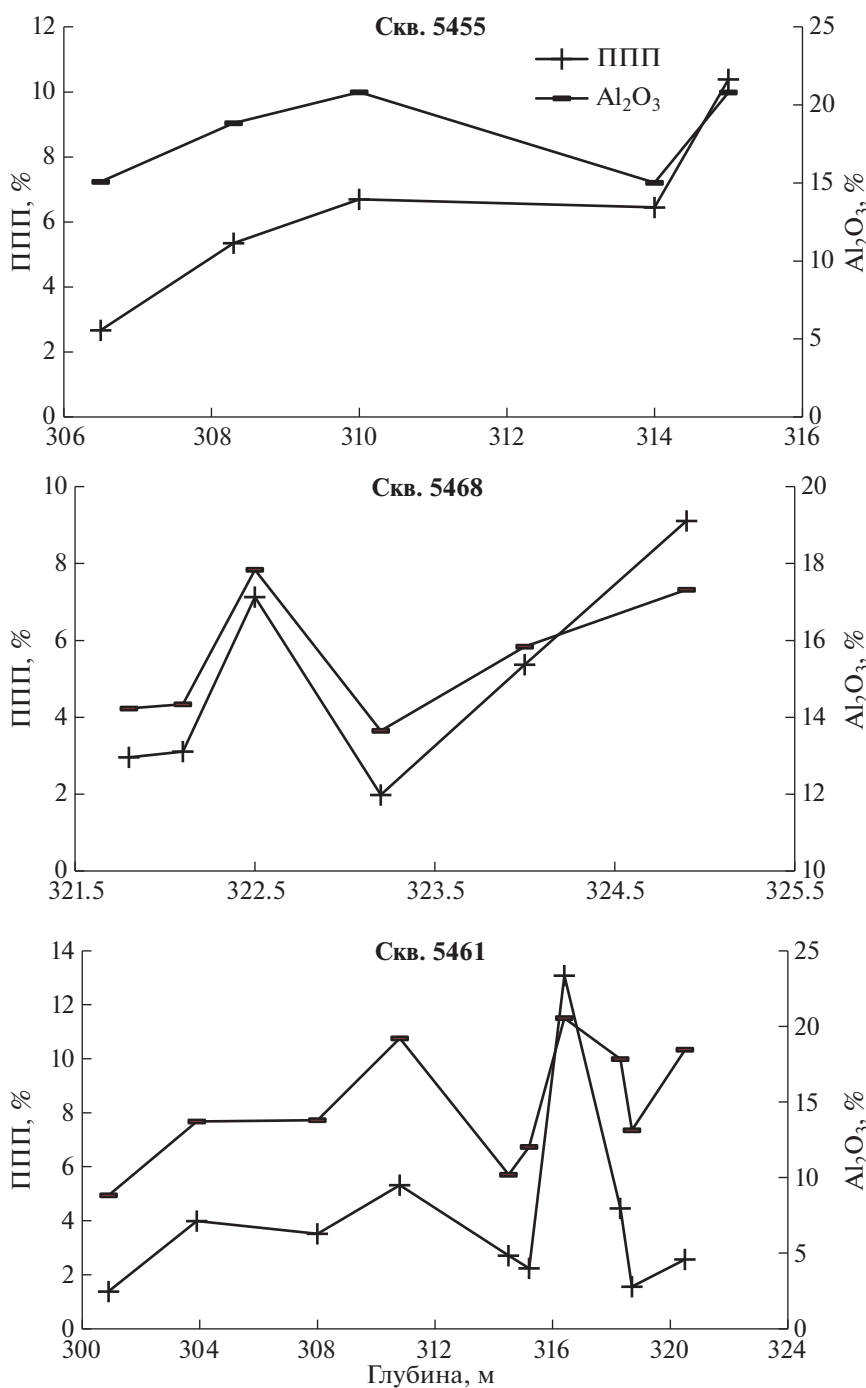
рудовмещающей толщи. Для проб с низким содержанием урана даже относительно небольшие отличия изотопного состава обыкновенного свинца от того, который принят при расчетах изотопного возраста (около 0.02% для отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), приводят к изменению возраста $T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ в несколько миллионов лет. Учитывая последнее обстоятельство, приведенные в табл. 3 данные для $T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ рассматриваются только для оценки степени дискордантности значений U–Pb-возраста, которая определяется разницей величин $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, отнесенной к средней величине этих двух значений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление направленности изменения содержания урана и величины $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в последовательных сериях образцов из рудных интервалов исследуемых скважин показало хорошее согласие

этих характеристик для большинства образцов (фиг. 5). Такое согласие, учитывая относительно молодой возраст начала формирования урановой минерализации (около 12 млн лет, Голубев и др., 2013), дает основание считать, что рудная залежь в основном сохранила очертания, приобретенные на раннем этапе ее формирования. Вместе с тем значения U–Pb-изотопного возраста образцов, отобранных из разных скважин и на различных уровнях вертикального сечения рудной залежи, находятся в широком диапазоне (см. табл. 3).

Почти для половины образцов полученные значения возраста заметно выше 12 млн лет. Наибольший разброс (от 12.4 до 26.1 млн лет) установлен для образцов с низким (не более 40 мкг/г) содержанием урана. Для образцов с высоким содержанием урана и степенью дискордантности возраста не более 10% диапазон значений T существенно меньше – 8.0–10.8 млн лет. Высокая степень дискордантности возраста ряда образцов (несколько десятков процентов) свидетель-



Фиг. 4. Изменение содержания Al₂O₃ и величины ППП в рудном интервале скв. 5461, 5468 и 5455.

ствует о заметной роли процессов миграции промежуточных продуктов распада в ряду ²³⁸U (RD²³⁸U). Дополнительный аргумент в пользу миграции RD²³⁸U в пределах исследуемого разреза — результаты определения в пробах отношения ²³⁴U/²³⁸U. Для большинства образцов оно отличается от равновесного отношения содержаний этих изотопов (см. табл. 3). Это связано с тем, что из-за

более слабой связи в веществе породы ²³⁴U (как продукта распада) по сравнению с ²³⁸U при воздействии на породу природных вод изотоп ²³⁴U в большей степени, чем изотоп ²³⁸U, переходит в водную фазу, и в результате нарушается соотношение ²³⁴U/²³⁸U (Thurber et al., 1962; Cherdyntsev, 1971).

Отличие измеренного в образцах значения ²³⁴U/²³⁸U от равновесного связано как с дефици-

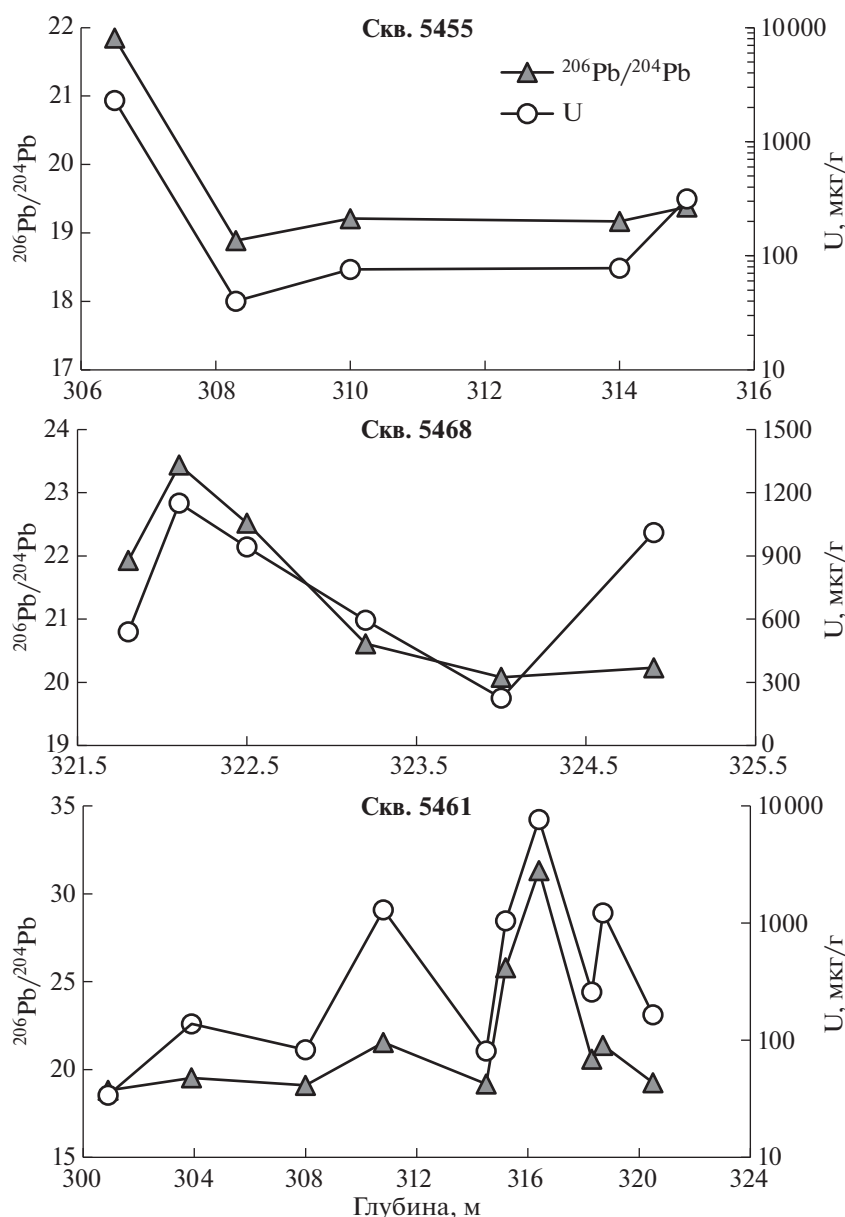
Таблица 3. Результаты изотопного U–Pb, ^{238}U – ^{234}U и ^{238}U – ^{235}U изучения проб из скв. 5455, 5461 и 5468 месторождения Намару

№ п/п	Глубина отбора образцов, м	$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$	$\delta^{238}\text{U}$, ‰	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($\times 10^5$)	$K_{234/238}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$, млн лет	$T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, млн лет
<i>Скважина 5455</i>								
1	306.5	137.649	–1.36	6.68	1.215	21.85	8.0	(8.8)
2	308.3	137.683	–1.12	5.53	1.006	18.99	26.1	(7.6)
3	310.0	137.691	–1.06	5.48	0.997	19.21	22.4	(72.3)
4	314.0	137.699	–1.00	3.85	0.700	19.17	19.8	(10.5)
5	315.0	137.799	–0.28	7.55	1.373	19.38	8.1	(9.6)
<i>Скважина 5461</i>								
6	300.9	137.651	–1.35	5.80	1.056	18.82	12.4	(6.9)
7	303.9	137.598	–1.73	6.82	1.241	19.53	21.5	(18.5)
8	308.0	137.592	–1.78	4.62	0.840	19.10	17.3	(21.0)
9	310.8	137.484	–2.56	7.32	1.332	21.54	6.7	(5.9)
10	311.8	137.514	–2.34	5.01	0.911	19.06	9.3	(9.0)
11	314.5	137.523	–2.28	5.37	0.977	19.18	18.4	(22.9)
12	315.2	137.707	–0.94	6.06	1.103	25.79	13.4	(10.6)
13	316.4	137.688	–1.08	5.78	1.051	31.32	8.0	(8.1)
14	318.3	137.797	–0.29	7.00	1.273	20.59	12.1	(6.6)
15	318.7	137.742	–0.69	8.41	1.529	21.37	10.5	(7.8)
16	320.5	137.778	–0.43	2.62	0.477	19.25	6.6	(3.2)
<i>Скважина 5468</i>								
17	321.8	137.770	–0.49	4.82	0.877	21.97	12.7	(13.3)
18	322.1	137.730	–0.78	5.08	0.924	23.44	10.8	(11.1)
19	322.5	137.786	–0.37	5.70	1.037	22.52	19.6	(20.7)
20	323.2	137.836	–0.01	3.61	0.657	20.61	10.4	(12.0)
21	324.0	137.851	0.10	5.29	0.963	20.12	13.2	(8.5)
22	324.9	137.833	–0.03	8.19	1.489	20.26	7.1	(4.9)

том ^{234}U , так и с его избытком. Величина отклонения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ от равновесного значения для большинства образцов превышает 5%. В том случае, когда вместе с легкоподвижным ^{234}U мигрировал общий уран и направленность его миграции имела тот же знак, что и для ^{234}U , дефицит ^{234}U относительно равновесного $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в исследованных образцах должен сопровождаться увеличением значений U–Pb-изотопного возраста, а избыток – его уменьшением. Такая корреляция изотопного возраста наблюдается в обр. № 3–5, 8, 9, 11 и 21 (см. табл. 3). Однако в ряде образцов с высокими значениями U–Pb-изотопного возраста (около 20 млн лет) отмечается избыток ^{234}U (обр. № 2, 7, 12 и 19; см. табл. 3), а с низкими значениями (менее 8 млн лет) – его дефицит (обр. № 16; см. табл. 3).

Характерные для рудного вещества месторождения Намару вариации значений U–Pb-возраста и отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ свидетельствуют о ми-

грации урана, происходившей в рудной залежи месторождения после ее формирования, и о весьма вероятном изменении рудных концентраций. Рассмотрим возможные сценарии процессов, приведших к наблюдаемым соотношениям значений U–Pb-возраста и отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Фиксируемые на отдельных участках рудной залежи “древние” значения U–Pb-возраста (около 20 млн лет), сочетающиеся с избытком ^{234}U , представляют собой результат двух последовательных и продолжительных процессов – потери общего урана и привноса ^{234}U . Первый процесс привел к увеличению в рудном веществе отношения Pb/U и “удревнению” его U–Pb-возраста, второй – к избытку изотопа ^{234}U . Этот существующий в настоящее время избыток ^{234}U показывает, что процесс его привноса если и закончился, то не раньше момента времени 1 млн лет назад. Для оценки общей продолжительности этого процесса решающее значение имеет харак-



Фиг. 5. Изменение содержания урана и величины $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в рудном интервале скв. 5461, 5468 и 5455.

тер дискордантности значений возраста, вычисленных по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (см. табл. 3). В значительной части образцов (7 из 11), уран которых характеризуется избытком ^{234}U , наблюдается довольно редкое для практики U–Pb-геохронологии соотношение $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) > T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$. Оно указывает на поступление в U–Pb-геохронологическую систему, которую представляют эти образцы, долгоживущего нуклида – члена радиоактивного семейства ^{238}U , каким в данном случае и является ^{234}U . Чтобы распад ^{234}U , в свою очередь, мог обеспечить избыток радиогенного изотопа ^{206}Pb , процесс привноса ^{234}U должен был продолжаться в течение вре-

мени, соизмеримого с величиной определяемого возраста, в нашем случае – в течение нескольких миллионов лет.

Для объяснения дефицита ^{234}U на участках рудной залежи с низкими значениями U–Pb-изотопного возраста (менее 8 млн лет) следует предположить, что после проходившего в прошлом привноса общего урана имел место более поздний процесс потери легкоподвижного ^{234}U .

Молодой U–Pb-возраст (8.1 и 7.1 млн лет) и высокие (1.37 и 1.49) значения $K_{234/238}$ в обр. № 5 и 22 из нижней части сечения скв. 5455 и 5468 (см. табл. 3) указывают на недавний (моложе 1 млн лет), возможно современный, привнос сюда общего

урана. Источниками урана, скорее всего, были ближайшие участки рудной залежи. В качестве таких источников могут рассматриваться расположенные выше породы, из которых отобраны обр. №№ 4 и 21 (см. табл. 3). В них отмечается дефицит ^{234}U и общего урана, на что указывают низкие (меньше 1) значения $K_{234/238}$ и высокие значения $U-Pb$ -изотопного возраста.

Для обр. № 16 из нижней части сечения скв. 5461, как и для обр. № 5 и 22, получен молодой $U-Pb$ -возраст (6.5 млн лет), что также может указывать на сравнительно недавний привнос общего урана. Однако значение $K_{234/238}$ очень низкое -0.477 . Дефицит ^{234}U в этом образце может быть связан с проявлением предполагаемого молодого гидротермального воздействия, которое привело, в частности, к увеличению на этом участке содержания K_2O до 8.38, что в 1.8–3.1 раза выше, чем в других образцах из исследуемого профиля (см. табл. 1). В расположенных выше образцах (№ 13–15) значения $K_{234/238}$ больше 1, а $U-Pb$ -возраст (8.0, 10.4 и 12.1 млн лет) меньше (обр. № 13 и 15) или близок (обр. № 14) к возрасту главной фазы уранового оруденения в ХРП (Голубев и др., 2013). В качестве возможного источника избыточного ^{234}U и общего U в этой части разреза мог служить материал из нижележащей части терригенно-осадочной толщи, в котором, как показали результаты изучения образца № 16, отмечается дефицит ^{234}U и общего U .

В других местах разреза отмечается чередование участков с дефицитом и избытком ^{234}U . При этом не всегда увеличение содержания ^{234}U по отношению к равновесному $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ сопровождается одновременным привносом общего урана и, соответственно, уменьшением $U-Pb$ -возраста, а дефицит ^{234}U – одновременным выносом общего урана и увеличением $U-Pb$ -возраста.

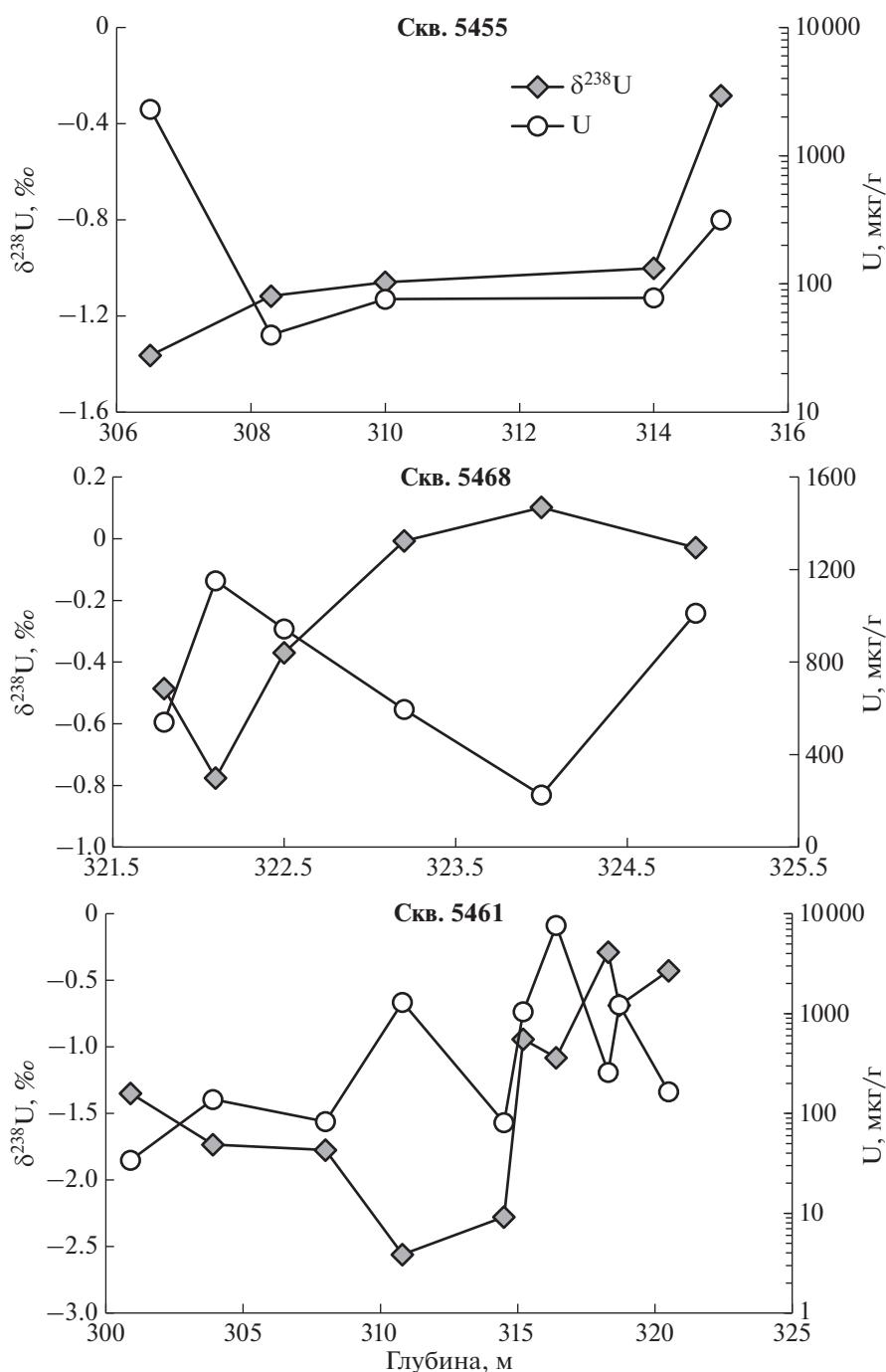
Значения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, полученные по отобраным образцам, лежат в диапазоне 137.484–137.851, или 2.66‰ (см. табл. 3). Наиболее тяжелый уран со значениями $\delta^{238}\text{U}$ от -0.68 до 0.10 ‰ (среднее -0.26 ‰) характерен для образцов из центральной части разреза, в скв. 5468. В образцах из скв. 5455 и 5461 значения $\delta^{238}\text{U}$ варьируют в более широком диапазоне: от -1.36 до -0.28 ‰ (среднее -0.96 ‰) и от -2.56 до -0.29 ‰ (среднее -1.41 ‰) соответственно. Сопоставление графиков изменения $\delta^{238}\text{U}$ и содержания урана в вертикальных сечениях исследуемых скважин (фиг. 6) показывает, что в скв. 5461 и 5468 направленность изменения этих двух величин от образца к образцу противоположна (исключение – интервалы 314.5–315.2 и 320.5–322.4 м в скв. 5461). Это означает, что на большей части вертикального сечения с увеличением содержания урана в образцах отмечается уменьшение в них доли тяжелого ^{238}U . В верти-

кальном сечении скв. 5455 направленность изменения $\delta^{238}\text{U}$ и содержания урана такая же только в верхней части сечения. На других участках скважины изменение этих величин от образца к образцу иное: с увеличением содержания урана в образцах в них растет и доля тяжелого ^{238}U (см. фиг. 6). Однако если в нижней части сечения эта направленность весьма отчетлива, то в средней она проявлена очень слабо. Характер изменения содержания урана, значений $U-Pb$ -возраста и величины $K_{234/238}$ в нижней части сечения скважины указывает на привнос в эту область (обр. № 5) общего урана, источником которого может рассматриваться материал вышележащих пород. Этот процесс сопровождается обогащением тяжелым изотопом ^{238}U твердой фазы, в которую входит восстановленный уран (Чернышев и др., 2014). Аналогичные изменения содержаний урана, значений $U-Pb$ -возраста и величины $K_{234/238}$ отмечаются в верхней части сечения скв. 5455, но здесь привнос общего урана сопровождается обогащением твердой фазы легким изотопом ^{235}U . Такая направленность фракционирования изотопов ^{238}U и ^{235}U может иметь следующие объяснения: 1) при последовательном отложении твердой фазы из урансодержащего раствора в нем по мере его исчерпания происходит последовательное “облегчение” изотопного состава урана; 2) в процессе замещения (растворения) ранее образовавшихся урановых фаз происходит фракционирование изотопов ^{238}U и ^{235}U , выражающееся в обогащении легким изотопом ^{235}U более поздних минеральных фаз (раствора).

Рассмотренные здесь варианты изменения $U-Pb$, $^{238}\text{U}-^{234}\text{U}$ и $^{238}\text{U}-^{235}\text{U}$ изотопных систем в рудном интервале скв. 5455 в том или ином виде реализуются и в рудных интервалах скв. 5461 и 5468. Отметим, что на всех участках разреза (во всех скважинах) в нижней зоне залежи содержание легкого изотопа ^{235}U меньше, чем в расположенной выше зоне (фиг. 7). Обеднение легким изотопом ^{235}U нижней зоны залежи может быть связано с функционированием установленных в фундаменте региона восходящих углекислых вод. В работе (Чернышев и др., 2019) было показано, что воздействие таких вод на урансодержащие породы приводит к преимущественному выщелачиванию легкого ^{235}U .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

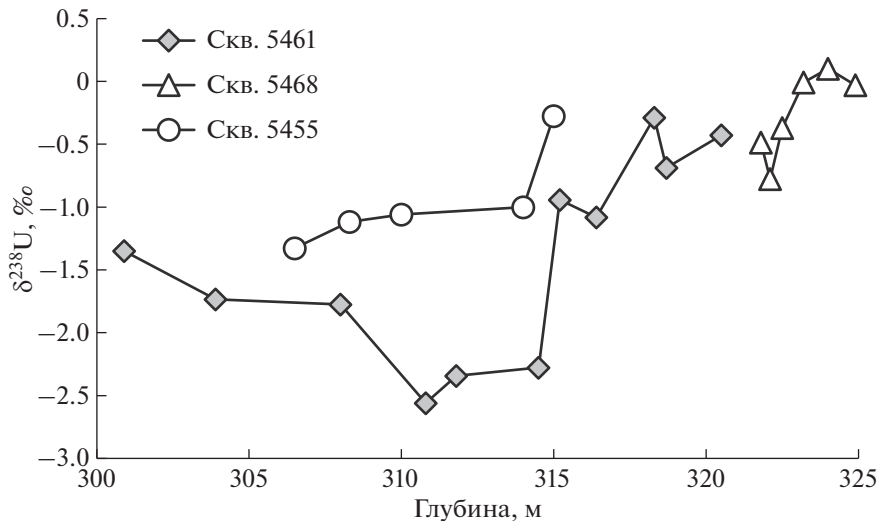
В результате изучения $U-Pb$ -изотопных систем и изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) серий образцов, отобранных на различных участках вертикального и поперечного сечения рудной залежи №5 месторождения Намару, установлены широкие вариации $U-Pb$ -изотоп-



Фиг. 6. Изменение изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ($\delta^{238}\text{U}$) и содержания урана в рудном интервале скв. 5461, 5468 и 5455.

ного возраста и изотопного состава урана. Во всех образцах измеренное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отличается от равновесного, что связано как с дефицитом ^{234}U , так и с его избытком в образцах. Значения U–Pb-возраста образцов варьируют от 6.6 до 26.1 млн лет. Минимальное из полученных значений существенно моложе возраста главной фазы уранового оруденения ХРП (около 12 млн

лет (Голубев и др., 2013)), а максимальное – на 9 млн лет древнее времени начала отложения пород джилдинской свиты (Кочкин и др., 2017₂), вмещающих урановую минерализацию. Характерные для рудного вещества месторождения Намару вариации значений U–Pb-возраста и отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ свидетельствуют о миграции урана, происходившей в рудной залежи месторождения



Фиг. 7. Сопоставление изменений $\delta^{238}\text{U}$ в вертикальном разрезе рудного интервала на различных участках рудной залежи № 5.

после ее формирования, и о возможном изменении рудных концентраций. Отсюда следует, что развитие слоя многолетнемерзлых пород, перекрывших примерно 2.5 млн лет назад область питания палеодолин метеорными кислородсодержащими водами, не обеспечило предполагавшуюся (Кочкин и др., 2017) консервацию урановых руд и на месторождении имели место процессы миграции U, в том числе в течение четвертичного периода. Это может быть связано с возможным оживлением в недавнем прошлом гидродинамического режима при частичном оттаивании многолетнемерзлой зоны (Палеоклимат..., 2009; Vaks et al., 2013).

В ряде образцов с избыточным содержанием ^{234}U значения $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ больше, чем $T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$. Это указывает на поступление в U–Pb-геохронологическую систему, которую представляют эти образцы, долгоживущего нуклида – члена радиоактивного семейства ^{238}U , каким в данном случае и является ^{234}U . Чтобы распад ^{234}U , в свою очередь, мог обеспечить избыток радиогенного изотопа ^{206}Pb , процесс привноса ^{234}U должен был продолжаться в течение времени, соизмеримого с величиной определяемого возраста, в нашем случае – в течение нескольких миллионов лет.

Широкий диапазон вариаций отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ (137.484–137.851) на всех участках исследуемого профиля может объясняться различным положением образцов по отношению к фронту рудоотложения и сменой окислительно-восстановительных условий при продвижении этого фронта. Заметное обеднение легким изотопом ^{235}U нижней зоны залежи может быть связано с воздействием установленных в фундаменте региона восходящих углекислых вод.

Проведенное изучение месторождения Намару, наряду с полученными ранее данными по месторождению Дыбрын (Голубев и др., 2013), показало эффективность сочетания U–Pb-изотопного датирования и определения изотопного состава урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) для оценки пострудного перераспределения урана: выноса урана из одних участков формирующейся рудной залежи и сопряженное его переотложение в других.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов за полезные замечания. Статья подготовлена в рамках Государственного задания НИР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Еремينا А.В., Баранова А.Н., Крупская В.В. U–Pb-системы и изотопный состав U в урановом месторождении “песчаникового” (палеодолинного) типа: месторождение Дыбрын, Витимский урановорудный район, Россия // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 467–480.
- Живов В.Л., Бойцов А.В., Шумилин М.В. Уран: геология, добыча, экономика. М.; ОАО “Атомредметзолото”, 2012. 301 с.
- Кочкин Б.Т., Тарасов Н.Н., Величкин В.И., Нестерова М.В., Новгородцев А.А., Шулик Л.С. Перераспределение железа в пострудную стадию на урановых месторождениях Хиагдинского рудного поля, Витимский район // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 2. С. 131–147.
- Кочкин Б.Т., Солодов И.Н., Ганина Н.И., Рекун М.Л., Тарасов Н.Н., Шугина Г.А., Шулик Л.С. Геохимические особенности рудовмещающей среды на месторождениях урана Хиагдинского рудного поля // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 5. С. 349–362.

- Кочкин Б.Т., Тарасов Н.Н., Андреева О.В., Асадулин Э.Э., Голубев В.Н. Полигенность и полихронность урановой минерализации на месторождениях Хиагинского рудного поля (Бурятия) // Геология руд. месторождений. 2017₂. Т. 59. № 2. С. 124–140.
- Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
- Палеоклимат и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
- Святецкий В.С., Полонянкина С.В., Ермаков А.Г. Уранодобывающая отрасль России: состояние и перспективы развития // Разведка и охрана недр. 2017. № 12. С. 22–26.
- Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Голубев В.Н. Численная оценка коэффициента фракционирования изотопов урана ^{238}U и ^{235}U в процессе гидротермального образования настурана // Геология руд. месторождений. 2014₁. Т. 56. № 5. С. 355–361.
- Чернышев И. В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Баранова А.Н. Вариации изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в минералах гидротермальных урановых месторождений // Геохимия. 2014₂. № 12. С. 1059–1078.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Манджиева Г.В., Гареев Б.И. Поведение изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{234}U в процессах выветривания вулканических пород с урановой минерализацией (на примере месторождения Тулукуевское, Восточное Забайкалье) // Петрология. 2019. Т. 2. № 4. С. 446–467.
- Andersen M.B., Stirling C.H., S.Weyer. Uranium Isotope Fractionation // Rev. Mineral. Geochem. 2017. V. 82. P. 799–850.
- Basu A., Brown S.T., Christensen J.N., DePaolo D.J., Reimus P.W., Heikoop J.M., Woldegabriel G., Simmons A.M., House B.M., Hartmann M., Maher K. Isotopic and Geochemical Tracers for U(VI) Reduction and U Mobility at an in Situ Recovery U Mine // Environ. Sci. Technol. 2015. V. 49. P. 5939–5947.
- Cheng H., Lawrence E.R., Shen C.C., Polyak V.J., Asmerom Y., Woodhead J., Hellstrom J., Wang Y., Kong X., Spötl C., Wang X., Alexander Jr E.C. Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 371–372. P. 82–91.
- Cherdynitsev, V.V. Uranium-234. Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 1971. 338 p.
- Cuney M., Kyser K. Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration // Short Course Series. Quebec City, Quebec, 2008. V. 39. 257 p.
- Murthy M.J., Stirling C.H., Kaltenbach A., Turner S.P., Schaefer B.F. Fractionation of $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ by reduction during low temperature uranium mineralization processes // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 388. P. 306–317.
- Placzek C.J., Heikoop J.M., House B., Linhoff B.S., Pelizza M. Uranium isotope composition of waters from South Texas uranium ore deposits // Chem. Geol. 2016. V. 437. P. 44–55.
- Richter S., Eykens R., Kuhn H., Köhn H., Aregbe Y., Verbruggen A., Weyer S. New average values for the $n(^{238}\text{U})/n(^{235}\text{U})$ isotope ratios of natural uranium standards // Int. J. Mass Spectrometry. 2010. V. 295. P. 94–97.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Stirling C.H., Andersen M.B., Potter E.K., Halliday A.N. Low-temperature isotopic fractionation of uranium // Earth Planet Sci. Lett. 2007. V. 264. P. 208–225.
- Thurber, D.L. Anomalous $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in nature // J. Geophys. Res. 1962. V. 67. P. 4518–4520.
- Vaks A., Gutareva O.S., Breitenbach S.F.M. Avirmed E., Mason A.J., Thomas A.L., Osinzev A.V., Kononov A.M., Henderson G.M. Speleothems Reveal 500000-year history of Siberian Permafrost // Science. 2013. V. 340. № 6129. P. 183–186.