-

_

Том 64, номер 1, 2022

Специальный выпуск, посвященный 75-летию организации работ по урановой тематике в ИГЕМ РАН. Редактор выпуска В.А. Петров	
75 лет урановой геологии в ИГЕМ РАН: предисловие к специальному выпуску журнала "Геология рудных месторождений" В. А. Петров, В. И. Величкин, И. Ф. Вольфсон	3
Ураноносные вулканогенные структуры: Стрельцовская (РФ), Сианшань (КНР) и МакДермитт (США). Сравнительный анализ петрологии кислых вулканитов и состава околорудных метасоматитов В. А. Петров, О. В. Андреева, В. В. Полуэктов, Д. В. Коваленко	7
Миграция и накопление урана в различных окислительно-восстановительных условиях месторождений вулканогенного типа (Стрельцовская кальдера, Юго-Восточное Забайкалье) В. В. Полуэктов, В. А. Петров, О. В. Андреева	37
О формировании уникально богатых руд урановых месторождений несогласия бассейна Атабаска (Канада): гипотеза многоэтапного телескопированного отложения руд <i>А. А. Пэк, В. И. Мальковский, В. А. Петров</i>	73
Возраст гидротермальных образований месторождения Восток (Северо-Казахстанская урановорудная провинция) по данным U–Pb (ID-TIMS), Pb–Pb, Xe _n –Xe _s , K–Ar и Rb–Sr изотопно-геохронологических методов В. Н. Голубев, И. В. Чернышев	93
Типизация гидрогенных месторождений урана С. Ф. Винокуров	113
Особые условия формирования крупных экзогенных эпигенетических месторождений урана <i>Б. Т. Кочкин</i>	135
Углекислые подземные воды – рудосохраняющий фактор на урановых месторождениях Хиагдинского рудного поля (Республика Бурятия) И. Н. Солодов, М. В. Нестерова	151

УДК 550.8:553.3

75 ЛЕТ УРАНОВОЙ ГЕОЛОГИИ В ИГЕМ РАН: ПРЕДИСЛОВИЕ К СПЕЦИАЛЬНОМУ ВЫПУСКУ ЖУРНАЛА "ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ"

© 2022 г. В. А. Петров^{а, *}, В. И. Величкин^а, И. Ф. Вольфсон^{b, **}

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, Ж-17, 119017 Россия

> ^bФедеральное государственное бюджетное учреждение Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Вересаева ул., 15, Москва, 121357 Россия

> > *e-mail: vlad243@igem.ru **e-mail: rosgeo@yandex.ru Поступила в редакцию 26.08.2021 г. После доработки 05.10.2021 г. Принята к публикации 06.10.2021 г.

DOI: 10.31857/S0016777022010051

Кратко рассмотрена история организации работ по урановой тематике в ИГЕМ РАН, которая неразрывно связана с развитием отечественной минерально-сырьевой базы (МСБ) урана в рамках "Атомного проекта" СССР, позволившего в сложнейших условиях создать надежный ядерный щит страны и полностью обеспечить потребности ядерной энергетики на многие десятилетия.

До Великой Отечественной войны в Советском Союзе было известно только пять небольших месторождений урана в Ферганской долине и ее обрамлении: Тюямуюнское месторождение, открытое еще в самом начале XX в., месторождения Майлисайское, Уйгурсайское, Табошарское и Адрасман (Бортников и др., 2021). По геологическому строению последние два представляли жильный тип, остальные три – скопление карнотитовых руд. На Тюямуюнском месторождении они заполняли карстовую полость, а на двух других образовывали пластовые залежи в осадочных толшах. На начало 1944 г. обшая оценка запасов урана на всех указанных месторождениях составляла 200 т при довольно низких содержаниях металла в рудах (Пятов, 2005).

Наряду с этим ведущие ученые-геологи В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, Д.И. Щербаков, С.С. Смирнов, Ю.А. Билибин и др. считали, что территория нашей страны характеризуется многообразными геологическими обстановками, среди которых должны быть и такие, которые способствовали концентрации радиоактивных элементов в крупные месторождения (Щербаков, 1943, 1948).

Важным практическим шагом в решении проблемы отечественной сырьевой базы урана стало Распоряжение Государственного Комитета Обороны (ГКО) № 3834сс от 30 июля 1943 года "Об организации геологоразведочных работ, добычи урана и производства урановых солей" (Атомный проект..., 2003). Этим Распоряжением, в частности, предписывалось создать при Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья (ВИМС) специальный сектор, на который возложить задачи обобшения материалов по поискам, разведке и изучению радиоактивного минерального сырья, научно-методическое руководство этими работами, а также детальное минералогическое и технологическое изучение руд урана и других радиоактивных элементов. Для реализации этого задания в августе 1943 г. был создан специальный сектор № 6 (начальник Д.И. Щербаков, с 1944 г. – М.Н. Альтгаузен), к работе которого были привлечены ведущие специалисты в области урановой геологии того времени (Урановой геологии..., 2013).

10 июня 1946 г. Специальным комитетом при Совете Министров СССР (Протокол № 22сс, особая папка) был рассмотрен вопрос "V. Об организации в 1946—1947 гг. работ Институтом геологических наук Академии наук СССР по изучению геологии, минералогии и геохимии А-9 и Б-9" (Атомный проект..., 2003). Как известно, в то время под аббревиатурой "А-9" понимался уран, а "Б-9" – торий. Решение состояло в следующем:

"1. Принять предложение АН СССР о посылке в 1946 г. в районы Средней Азии экспедиции Института геологических наук АН СССР и о плане исследовательских работ по А-9 и Б-9 Среднеазиатской экспедиции.

2. Специального решения Правительства по данному вопросу не издавать. Поручить Президиуму АН СССР (т. Вавилов) обеспечить необходимыми материальными средствами немедленное начало работ Институтом геологических наук АН СССР по А-9 и Б-9. О принятых мерах доложить Совету Министров СССР.

3. Поручить тт. Ванникову и Первухину проследить за проведением Президиумом АН СССР мероприятий по обеспечению работ Институтом геологических наук по А-9 и Б-9 в Средней Азии".

10 июня 1946 г. можно считать началом работ по урановой проблематике в ИГЕМ РАН силами сотрудников Среднеазиатской экспедиции (САЭ) Института геологических наук (ИГН) АН СССР. Этому событию предшествовали длительный период становления радиогеологии как самостоятельной области геологических наук и проведение в сложнейших условиях комплекса мероприятий по созданию сырьевой базы урана страны (Бортников и др., 2021).

Возглавил работы САЭ чл.-корр. А.А. Сауков, а научное руководство было поручено чл.-корр. Д.И. Щербакову. Главной задачей САЭ было детальное изучение геологии урановых месторождений с целью создания теории уранового рудообразования и разработки научно-обоснованного прогноза локализации руд. На Табошарском месторождении (Таджикистан) была создана научная станция САЭ, филиалы которой находились практически на всех отрабатываемых месторождениях Комбината № 6 (Ленинабадский ГХК). Работа сотрудников станции была сосредоточена на выявлении закономерностей локализации урановых руд, разработке методических вопросов детального геологического картирования и документации горных выработок (Создание и развитие..., 2017).

По мере расширения перечня задач в составе САЭ были организованы проблемные группы, ставшие позднее лабораториями, и территориальные геологические станции в Узбекистане (г. Ташкент), Казахстане (п. Боровое) и Забайкалье (п. Атамановка и п. Краснокаменский). Это позволило осуществлять комплексный подход к изучению различных генетических типов урановых месторождений на основе анализа геологических структур, петрографических, минералогических, геохимических, гидрогеохимических и других исследований. Из специалистов различных направлений формировались научные коллективы (отряды), которые проводили систематические изыскания на каждом из разведываемых и/или эксплуатируемых месторождений. Результаты работ отражались в ежегодных отчетных материалах, служивших основой для составления засекреченных записок и докладов для органов государственной власти, а также статей в специализированных изданиях и в дальнейшем для написания первых капитальных научных трудов по генезису урановых месторождений при получении специальных разрешений.

Расширение фронта работ вызвало необходимость в 1957 г. изменить название САЭ на Экспедицию № 1 ИГЕМ АН СССР. С 1952 по 1959 г. работами Экспедиции руководил академик Ф.В. Чухров (директор ИГЕМ АН СССР с 1956 по 1988 г.). В период 1959-1988 гг. Экспедицию № 1 возглавлял выдающийся советский геолог профессор Ф.И. Вольфсон. Еще в 1932 г. он посетил месторождения Карамазара вместе с А.Е. Ферсманом, а осенью того же года был приглашен А.Е. Ферсманом и Д.И. Шербаковым в аспирантуру (первый поток) ЛИГЕМ (предшественник ИГН) АН СССР. Изучению закономерностей размещения, строения и условий формирования гидротермальных рудных месторождений Ф.И. Вольфсон посвятил всю свою жизнь (Лаверов и др., 2007).

Научными руководителями работ по урановой тематике в Институте в разное время были академик Д.И. Щербаков, чл.-корр. А.А. Сауков, академик Ф.В. Чухров, академик Н.П. Лаверов. Выдающийся советский и российский геолог, вице-президент АН СССР (1988–1991 гг.) и РАН (1991–2013 гг.) академик РАН Н.П. Лаверов в период 1958–1966 гг. являлся ученым секретарем (фактически руководителем) геологической станции Экспедиции № 1 в поселке Табошар.

В 1990-е гг. в связи с реструктуризацией Института Экспедиция № 1 была сначала преобразована в Редкометальное отделение и, наконец, в Лабораторию радиогеологии и радиогеоэкологии имени академика Д.И. Щербакова.

В наиболее полном виде история становления и развития урановой тематики в ИГЕМ РАН изложена в выдающемся рукописном труде Николая Степановича Зонтова (24.11.1907–07.02.1993) "История деятельности Экспедиции № 1 ИГЕМ АН СССР по комплексному исследованию урановых месторождений". Работа над этим многотомным произведением была инициирована в 1986 г. Ф.И. Вольфсоном и заняла более трех лет. История Экспедиции № 1 изложена в отдельных томах в следующей последовательности: том 1 – Средне-Азиатский период (1946–1956 гг.); том 2 – Исследование гидротермальных месторождений урана и тория в Северном и Южном Казахстане; том 3 — Исследование гидрогенных месторождений урана Средней Азии и Казахстана; том 4 — Исследование урановых месторождений Забайкалья, Восточной Монголии и Алдана; том 5 — Исследование урановых месторождений и рудопроявлений Украины и Кавказа; том 6 — Геологические исследования урановых месторождений юга ГДР — Рудных гор и Тюрингии (1958–1988 гг.); том 7 — Исследование урановых месторождений и рудопроявлений Н.Р. Болгарии (1974–1989 гг.).

В аннотации к первому тому Н.С. Зонтов писал: "Материалом для этой работы послужили многочисленные научные отчеты научных сотрудников и их коллективов, а также совместные отчеты сотрудников Экспедиции и геологов комбинатов, хранящиеся в фондах Экспедиции. Изучено около сотни таких отчетов, а также около 50 опубликованных книг и статей. Все эти материалы приведены в списке литературы". Этот глубокий научный труд бережно хранится в фондах ИГЕМ РАН, являясь не столько памятником выдающихся достижений геологов-уранщиков Института, сколько ключом к пониманию системы организации комплексного изучения рудных месторождений.

В конце 2020 г. отмечалось 90-летие создания ИГЕМ РАН. Широких торжественных мероприятий не проводилось, но к этой юбилейной дате был выпущен сборник научных трудов (Породо-, минерало- и рудообразование..., 2020), а 5–9 апреля 2021 г. состоялась очная всероссийская конференция с международным участием "Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований", посвященная 90-летию ИГЕМ РАН. По согласованию с Программным комитетом была организована "Урановая сессия, посвященная 75-летию практической организации работ Экспедиции № 1 ИГЕМ АН СССР". В рамках сессии были представлены доклады по радиогеологии и радиогеоэкологии:

Петров В.А., Величкин В.И., Вольфсон И.Ф. 75 лет урановой геологии в ИГЕМ РАН;

Печенкин И.Г., Машковцев Г.А. Содружество исследователей – залог успеха;

Бойцов А.В. Основные тенденции развития мировой урановой промышленности;

Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. Тепловая конвекция минералообразующих флюидов как возможный механизм формирования урановых месторождений типа несогласия;

Гребенкин Н.А., Бабкин Н.Я., Корявко А.И., Кузьменко П.С., Леденева Н.В., Ржевская А.К. Пространственно-временная связь золотого и уранового рудообразования в докембрии Тонодского гранит-метаморфического поднятия (Северное Забайкалье);

Алешин А.П., Комарова М.М., Комаров В.Б. Уникальность геолого-структурных, минералого-геохимических и физико-химических условий локализации урановых руд Эльконского рудного района как фактор неопределенности генетической модели;

Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. К вопросу о генетической модели уранового рудообразования в мезозойско-кайнозойских вулканических структурах (на примере Восточного Забайкалья, Южного Китая и Запада США);

Полуэктов В.В., Петров В.А. Миграция урана в различных окислительно-восстановительных условиях месторождений вулканогенного типа;

Голубев В.Н. Уран-свинцовая систематика урановых руд и геохронология рудообразующих процессов;

Кочкин Б.Т. К вопросу о генетической модели уранового рудообразования на месторождениях песчаникового типа;

Солодов И.Н., Нестерова М.В. Углекислые подземные воды — рудосохраняющий фактор на урановых месторождениях Хиагдинского рудного поля (Республика Бурятия);

Прохоров Д.А., Тарханова Г.А., Сащенко А.В. Генетические особенности формирования уранового оруденения палеодолинного типа в Витимском урановорудном районе;

Дойникова О.А. О генезисе фосфатных черневых руд;

Солодов И.Н., Гладышев А.В. Влияние углекислых подземных вод на добычу урана скважинным подземным выщелачиванием (Хиагдинское рудное поле);

Казаков К.С., Гупало В.С., Минаев В.А., Озерский Д.А. Подходы к определению фильтрационной анизотропии массива горных пород скважинными методами в целях обоснования долговременной безопасности глубинного захоронения РАО;

Гусева А.С., Петров В.А. Содержание ¹³⁷Сs в почвенном покрове Новой Москвы.

Некоторые из перечисленных докладов были переработаны и подготовлены в виде статей для специального выпуска журнала "Геология рудных месторождений". Ряд докладов готовится к публикации. Надеемся, что статьи, представленные в данном специальном выпуске, созвучны основным принципам постановки научных исследований, направленных на создание теории уранового рудообразования и разработку научно-обоснованного прогноза локализации урановых руд, которые

были заложены руководителями и сотрудниками Экспедиции № 1 ИГЕМ АН СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атомный проект СССР: Документы и материалы: В 3 т. / Под общ. ред. Л.Д. Рябева. М-во РФ по атом. энергии; Отв. сост. Г.А. Гончаров. Саров: РФЯЦ-ВНИИЭФ, 2003. 640 с.

Бортников Н.С., Петров В.А., Машковцев Г.А., Печенкин И.Г. Минерально-сырьевая база атомной отрасли. Академия наук и атомная отрасль. Научные сессии Общего собрания членов РАН и Общих собраний отделений РАН. Декабрь 2020 г. М.: Российская академия наук, 2021. С. 286–306.

Лаверов Н.П., Сафонов Ю.Г., Бойцов В.Е., Величкин В.И. Ф.И. Вольфсон – ученый, педагог, патриот // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 5. С. 371–385. Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН [Электронный ресурс]. Под ред. Н.С. Бортникова и В.А. Петрова. М.: ИГЕМ РАН, 2020. 932 с.

Пятов Е.А. Стране был нужен уран: история геологоразведочных работ на уран в СССР. М.: РИС "ВИМС", 2005. 246 с.

Создание и развитие минерально-сырьевой базы отечественной атомной отрасли. Под общ. ред. Н.П. Петрухина. М.: АО "Атомредметзолото", 2017. 399 с.

Урановой геологии ВИМСа – 70 лет. Гл. ред. Г.А. Машковцев. М.: РИС "ВИМС", 2013. 160 с.

Щербаков Д.И. Обзорная записка "Сырьевая база урана в СССР и мероприятия по ее освоению", 1943 (фонды ИГЕМ РАН).

Щербаков Д.И. Очерк геологии урановых месторождений. В 2-х т. М.: ИГН АН СССР, 1948 (фонды ИГЕМ РАН).

УДК 551.2:553.49:550.4:551.2:550.428

УРАНОНОСНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ: СТРЕЛЬЦОВСКАЯ (РФ), СИАНШАНЬ (КНР) И МАКДЕРМИТТ (США). СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕТРОЛОГИИ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ И СОСТАВА ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

© 2022 г. В. А. Петров^{а,} *, О. В. Андреева^{а,} **, В. В. Полуэктов^{а,} ***, Д. В. Коваленко^{а,} ****

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия *e-mail: vlad243@igem.ru **e-mail: akimolan@igem.ru ***e-mail: vapol@igem.ru ***e-mail: kovmit@yandex.ru Поступила в редакцию 28.08.2021 г. После доработки 28.09.2021 г. Принята к публикации 06.10.2021 г.

Статья посвящена сравнительному анализу данных по петрологии рудовмещающих кислых вулканитов и околорудных низкотемпературных метасоматитов Стрельцовской в Восточном Забайкалье, Сианшаньской в Южном Китае и МакЛермитт на запале США вулканогенных построек. Рудовмещающими структурами являются так называемые ресургентные (восстановленные) значительные по размерам кальдеры (Стрельцовская и МакДермитт) и вулкано-купольное сооружение Сианшань, в апикальной части которого расположено несколько небольших кальдер. Ведущим геодинамическим механизмом развития и функционирования рудно-магматических систем этих вулканогенных сооружений является обстановка растяжения земной коры, выраженная в процессах рифтогенеза, которые в Восточном Забайкалье протекали в позднеюрско-раннемеловое время, в Южном Китае в позднем мелу и начале палеоцена, а в районе кальдеры МакДермитт, принадлежащей к Йеллоустонской горячей точке, в миоцене. Магматическая активность продуцировала вулканизм бимодальной серии в последовательности базиты – кислые вулканиты – базиты, а вмещающая среда урановых месторождений, как правило, представляет собой метаалюминиевый или умеренно пералюминиевый высококалиевый тип эффузивных и/или субвулканических пород, соответствующих "анорогенным гранитам" А2-типа. Риолиты, риодациты, трахириолиты, экструзивные сиениты, кварцевые сиениты, риолитовые дайки и купола всех трех вулканических построек обогащены фтором и обнаруживают довольно высокую степень фракционирования. Ведущими типами околорудных метасоматических изменений пород являются дорудная иллитизация и аргиллизация, которые сменяются рудосопровождающими альбитизацией, карбонатизацией, хлоритизацией и флюоритизацией, а затем пострудными глинистыми преобразованиями. Структуры рудных полей определяются наличием оконтуривающих (кольцевых) разломов и соотношением внутрикальдерных флюидопроводящих каналов, а строение месторождений и рудных тел – сочетанием внутрипластовых крутопадающих и пологозалегающих разрывов. Показано, что, несмотря на разные временные рамки и характер протекания структурообразующих процессов, эти вулканогенные постройки проявляют многие черты сходства в развитии магматических и гидротермальных процессов, что определяет их в качестве "типовых" рудоносных структур в действующей классификации вулканогенных урановых месторождений МАГАТЭ.

Ключевые слова: ураноносные вулканогенные структуры, геодинамические режимы, магматическая активность, околорудные метасоматиты, изотопно-геохимические данные, месторождения урана и стратегических металлов

DOI: 10.31857/S0016777022010063

введение

Урановые руды вулканических построек Стрельцовской в Восточном Забайкалье, Сианшаньской (Xiangshan) в Южном Китае и МакДермитт (McDermitt) на западе США, по классификации МАГАТЭ (Geological Classification..., 2018), относятся к вулканогенному (volcanic-related) типу, а в Стрельцовском и Сианшаньском рудных полях наблюдается сочетание вулканогенного в чехле и гранитного (granite-related) в фундаменте типов месторождений (Descriptive Uranium..., 2020).

Изученность вулканических построек Стрельцовской, Сианшаньской и МакДермитт с точки зрения проявленности урановорудного процесса различна: наибольшая для Стрельцовской и наименьшая для МакДермитт. В пределах Сианшаньской вулкано-купольной структуры в настоящее время ведутся интенсивные геологоразведочные работы, сопровождаемые полномасштабными научными изысканиями.

В Восточном Забайкалье ураноносные мезозойские кальдерные постройки (Куладжинская, Стрельцовская, Куйтунская) принадлежат к Восточно-Монгольскому вулканическому поясу, на юго-западной оконечности которого в Монголии локализовано урановмещающее Дорнотское вулканическое сооружение.

В Южном Китае наиболее крупные вулканогенные месторождения рудного поля локализованы в Сианшаньской вулкано-купольной постройке мезозойско-кайнозойского возраста, принадлежащей Гань-Ханскому (Gan-Hang) металлогеническому поясу, объекты которого до недавнего времени являлись важнейшим источником урана (World Uranium..., 2020).

Кальдера МакДермитт в США (штаты Невада и Орегон) кайнозойского (эоцен-миоценового) возраста не содержит сколько-нибудь крупных рудных объектов (включая урановые), хотя является более насыщенной гидротермальными проявлениями (например, литий и ртуть), чем прочие кальдеры Йеллоустонской горячей точки. Кальдера МакДермитт интересна с точки зрения общих закономерностей развития урановорудного процесса в кальдерных сооружениях молодого неоген-четвертичного возраста. Например, интерес представляют условия локализации рудного тела Аврора с запасами до 8000 т U₃O₈ и средним содержанием урана 0.05%, который залегает в измененных лавовых потоках основного состава вдоль северной границы комплекса МакДермитт с сопровождающей пиритизацией и лейкоксенизацией. Информация о геологическом строении этого объекта крайне ограничена, что не позволяет провести сравнение с единственной в своем роде рудной залежью № 7 месторождения Дорнот, где настуран-коффинитовые с титанатами урана руды слагают пластообразные тела в горизонте подушечных (пиллоу) лав нижнего покрова андезито-базальтов (Petrov et al., 2003).

Для регионов размещения крупнейших ураноносных вулканических построек (Стрельцовская в Восточном Забайкалье, Сианшаньская в Южном Китае и МакДермитт на западе США) ведущим геодинамическим механизмом развития и функционирования рудно-магматических систем являются процессы растяжения, которые выражены в формировании протяженных рифтогенных структур. В Восточном Забайкалье они протекали в основном в позднеюрско-раннемеловое время, в Южном Китае – в позднем мелу и начале палеоцена, а в районе Йеллоустонской горячей точки – в миоцене.

Несмотря на разные временные рамки становления и неполное сходство тектонодинамических обстановок формирования рудоносных вулканогенных построек, многие черты проявлений в них магматических и гидротермальных процессов, несомненно, близки. В связи с этим основная цель статьи – сравнительный анализ петрогеохимии кислых рудовмещающих вулканитов и состава сопровождающих околорудных метасоматитов с дополнительным кратким анализом геодинамических обстановок формирования крупнейших по классификации МАГАТЭ ураноносных вулканических построек.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ПО ПЕТРОЛОГИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА

Несмотря на разные временные рамки формирования рудоносных вулканогенных построек, многие черты проявлений в них магматических и гидротермальных процессов отражают те их свойства, которые характеризуют области внутриплитных тектонических режимов (Восточное Забайкалье, Южный Китай) или внешние части зон океан—континент (кальдера МакДермитт).

Для Восточного Забайкалья урановые, молибден-урановые, флюоритовые и некоторые другие типы руд практически всеми исследователями связываются с последними фазами юрско-раннемелового кислого эффузивного магматизма и, соответственно, с интенсивными проявлениями флюидопотоков, завершающих этот важнейший в металлогеническом отношении тектоно-магматический цикл (ТМЦ). На территории Южного Китая эта взаимосвязь является более сложной из-за существенного временного разрыва (около 30 млн лет) между завершением вулканизма и процессами рудообразования. В кальдере МакДермитт в США локализованы мелкие месторождения урана (Аврора, Мунлайт, Олд Мэн Спринг, Коттонвуд Крик, Опалит Майн и др.), но металлогения ее крайне интересна в связи с присутствием ртутных (месторождения МакДермитт, Кордеро, Бретц Майн, Траккер Пасс и др.) и литиевых (месторождение Кингс Вэлли) руд. Урановая минерализация представлена, в основном, жильным отенитом, торбернитом, т.н. "гуммитом" и предположительно уранинитом с высоким содержанием ванадия (Nash, 2010). Кальдера Мак-Дермитт является более насыщенной гидротермальными проявлениями, чем прочие вулканические сооружения Йеллоустонской горячей точки, а возраст оруденения в ней приближен ко времени последнего излияния лав. Поэтому кальдера МакДермитт интересна с точки зрения общих закономерностей развития рудной минерализации в областях молодого кайнозойского вулканизма и сравнительного анализа кайнозойской гидротермальной активности с поствулканическими процессами, которые развиты в более древних вулканических сооружениях.

К настоящему времени существуют разные, подчас взаимоисключающие, точки зрения на механизмы формирования урановой минерализации в вулканических постройках кальдерного типа, но большинство исследователей признают ведущую роль в рудообразовании магматических пород кислого состава (как эффузивных, так и интрузивных разной степени абиссальности), имеющих содержания урана выше кларковых (Uranium..., 1985). Эти породы, кроме того, формируют основной объем кальдер мезозойско-кайнозойского возраста. В программной статье М. Кюне (Cuney, 2014) показано, что наиболее масштабное урановое оруденение ассоциирует с излияниями или экструзиями субщелочных пород кислого состава, обогащенных калием. Этот тип пород (метаалюминиевые и субщелочные (peralcaline) калиевые риолиты, трахириолиты, трахириодациты, а также экструзивные сиениты, кварцевые сиениты, реже риолитовые дайки и купола) характерен практически для всех регионов распространения вулканогенных месторождений и проявлений урана (Восточное Забайкалье, Юго-Восточный Китай, небольшие месторождения Западных штатов США и некоторые другие в регионах проявлений мезозойско-кайнозойской и более древней магматической активности). Вмещающие породы урановых месторождений в вулканических постройках упомянутых регионов представляют собой метаалюминиевый или умеренно пералюминиевый высококалиевый тип эффузивных или субвулканических пород, соответствующих гранитам А2-типа ("анорогенные граниты" по Еby, 1990, 1992). Происхождение этих пород (риолитов, риодацитов, трахириолитов) исследователями Сианшаньского рудного поля трактуется несколько различно. Так, paнee (Jiang et al., 2005; Cuney, 2014) предполагалось, что они образовались путем частичного плавления, главным образом, чарнокитовой нижней коры в условиях субдукции и при возможном внедрении разогретого мантийного материала. В дальнейшем (Bonnetti et al., 2020; Guo et al., 2020) стала преобладать гипотеза преимущественного происхождения пород, образующих вулкано-плутонический комплекс, при плавлении его метаморфического фундамента мезозой-палеозой-протерозойского возраста. Обогащение вулканических пород ураном и другими несовместимыми элементами, вероятно, отражает также, по мнению авторов (Bonnetti et al., 2020; Guo

et al., 2020), относительно высокую степень кристаллической дифференциации, подтверждаемую рядом геохимических критериев. Отметим, что субщелочные кислые вулканиты рассматриваются как возможные источники урановой минерализации большинством исследователей месторождений урана в вулканических постройках.

Исключениями являются среднее по масштабам месторождение Макусани (Перу), приуроченное к риолитовым лавам с плюмазитовыми геохимическими характеристиками, и незначительные проявления урановой минерализации в топазовых риолитах бериллиевого месторождения Спор Маунтин и некоторых других (Christiansen et al., 1986; Cuney, 2014).

Однако временные взаимоотношения кислого магматизма и уранового оруденения для упомянутых вулканических построек противоречивы, что наглядно демонстрируют данные изотопного возраста, имеющиеся для вулканогенных месторождений соответствующих урановых провинций. В первом случае (Восточное Забайкалье) урановое оруденение почти совпадает по времени с заключительными фазами мезозойского вулканизма, а во втором (Южный Китай) отделено значительным (10-20 млн лет) временным интервалом (Bonnetti et al., 2020; Guo et al., 2020). Кайнозойское (около 16 млн лет) урановое оруденение месторождения МакДермит также близко по возрасту ко времени формирования кальдеры (Henry et al., 2017). Существуют и другие различия, касающиеся последовательностей рудоотложения и геохимических черт рудных минералов, что требует отдельного обсуждения.

Урановое, молибден-урановое, а также иногда флюоритовое оруденение для Восточного Забайкалья практически всеми его исследователями связывается с последними фазами юрско-раннемелового кислого эффузивного магматизма и, соответственно, с интенсивными проявлениями флюидопотоков, завершающих этот важнейший в металлогеническом отношении тектоно-магматический шикл (Петров и др., 2017). На территории Южного Китая эта взаимосвязь является более сложной из-за существенного временного разрыва между завершением вулканизма и процессами рудообразования (Guo et al., 2020). При дальнейшем изложении мы не будем касаться всех аспектов проявлений эффузивного магматизма, сосредотачиваясь только на последних стадиях кислого вулканизма, приближенного к времени уранового минералообразования.

Для территории Восточного Забайкалья очевидна пространственная и, вероятно, парагенетическая взаимосвязь уранового (а также Pb–Zn, Mo, Cu, Au, Ag) оруденения с проявлениями вулканизма позднеюрского-раннемелового возраста, относящимися, по представлениям многих



Фиг. 1. а – составы кислых и субщелочных эффузивных пород Стрельцовской кальдеры, а также Сианшань и Мак-Дермитт, на диаграммах A/CNK–A/NK (по Maniar, Piccoli, 1989); A/CNK = Al/(Na + K + 2Ca), A/NK = Al/(Na + K). 6 – дискриминационная диаграмма (по Whalen et al., 1987) с данными по составам эффузивов кальдер Стрельцовской (значки), Сианшань и МакДермитт (в виде полей составов); 1 – риолиты Стрельцовской кальдеры; 2 – те же риолиты (по Chabiron et al., 2003); 3 – жильные и субвулканические сиениты и кварцевые монцониты; 4 – риолиты и риодациты структуры Сианшань; 5 – риолиты и игнимбриты кальдеры МакДермитт. С использованием материалов: Ищукова и др., 2007; Петров и др., 2017; Андреева и др., 2020; Chabiron et al., 2003; Castor, Henrey, 2000; Jiang et al., 2005; Yang et al., 2011; Henrey et al., 2017; Bonnetti et al., 2020; Castor, Henrey, 2020.

исследователей этого региона, к латитовой ветви континентального магматизма (Таусон, 1982; Петров и др., 2017; Андреева и др., 2020). Латитовая серия вулканитов, включающая щелочные и субщелочные базальтоиды (шошониты), латиты (трихиандезиты, трахидациты), а также их кислые производные (трахириодациты, калиевые риолиты), была впервые описана с геохимических позиций для западных штатов США С.Р. Никкольдсом и Р. Алленом (1958). Их интрузивным фациям соответствуют монцогаббро, монцониты, сиениты, субщелочные граниты.

Поскольку риолиты и риолитовые игнимбриты, а также субвулканические кварцевые монцониты Стрельцовской кальдеры приближены по времени их излияния и внедрения к урановой минерализации, мы опускаем характеристику более древних потоков трахидацитов, дацитов, базальтов, отделенных от урановорудного процесса интервалом около 15-20 млн лет. Риолиты характеризуются флюидально-брекчиевой текстурой и порфировой структурой. Количество вкрапленников составляет 0-40%. В составе фенокристаллов отмечаются калишпат, кварц, олигоклаз, реже биотит. Структура кварц-полевошпатовой основной массы стекловатая, фельзитовая или сферолитовая. Сферолитовые риолиты отличаются наличием в микрофельзитовой основной массе радиальнолучистых сферолитов, состоящих из кварца и калишпата. Эти минералы преобладают и в составе флюидальных тонкополосчатых риолитов, текстура которых обусловлена различной степенью раскристаллизованности полос. Вулканическое стекло риолитов подвержено девитрификации. Существуют и потоки стекловатых почти нераскристаллизованных пород мощностью до первых метров.

Геохимические черты кислых лав и субвулканических пород урановых месторождений Забайкалья соответствуют или близки гранитоидам типа A (по Aby, 1990, 1992) (фиг. 1а, б). На этих сравнительных диаграммах породы Стрельцовской кальдеры обнаруживают сходные черты с кислыми вулканитами рудного поля Сианшань и кальдеры МакДермитт, что подчеркивается, в частности, высокими содержаниями в них высокозарядных редких элементов.

Характеристические отношения Y/Nb, которые по (Eby, 1990) могут указывать на принадлежность магматитов кислого состава к типу 1 (мантийному) или типу 2 (коровому или смешанного происхождения) для Стрельцовского рудного поля противоречивы. Возможно, кроме чрезвычайно широкого распространения метасоматических преобразований практически всех образующих Стрельцовскую кальдеру пород, подобного рода анализу мешает типичная для кислых лав и игнимбритов неоднородность их сложения, наличие чужеродных включений и ксенокристаллов. Так, например, этим обстоятельством объясняется значительный разброс фигуративных точек на



Фиг. 2. Диаграмма K₂O–SiO₂ для пород завершающей фазы вулканизма кальдер Стрельцовской (1), Сианшань (2), МакДермитт (3). Литературные источники данных соответствуют указанным на фиг. 1а, б. Серии пород: I – калиевая щелочная, II – субщелочная (латитовая, шошонитовая), III – высококалиевая известково-щелочная, IV – известково-шелочная, V – толеитовая. Классификация по (Peccerillo, Taylor, 1976).

фиг. 1 и 2, особенно резко выраженный для риолитов высокой кремнекислотности. Из приведенных схем очевидно, что вулканиты кальдеры МакДермитт отличаются от мезозойских кислых эффузивов Сианшаня и Стрельцовской кальдеры большим размахом содержаний высокозарядных компонентов и меньшей пералюминиевостью.

Существенно калиевый тип вулканитов ураноносных вулканических построек отчетливо прослеживается на классификационной диаграмме калий—кремнезем (фиг. 2).

Сравнительный анализ бинарных диаграмм Харкера для некоторых петрогенных и редких элементов кислых эффузивов трех рассматриваемых сооружений также обнаруживает многие черты сходства (фиг. 3). Отметим высокие содержания Nb, Th и Zr, вышекларковую обогащенность Li (для структуры Сианшань данные по литию, к сожалению, отсутствуют), а также зависимость отношений Rb/Sr и Zr/Hf от кремнекислотности.

Одной из наиболее заметных особенностей Юго-Восточного Забайкалья является обогащенность фтором всех разновидностей магматических пород мезозойского возраста, включая не только редкометальные лейкократовые и Li–F- граниты, но и вулканиты бимодальной серии, выполняющие кальдерные постройки. Наиболее ярко эта геохимическая черта выражена в лейкократовой (риолитовой) части эффузивных магматических серий. К сожалению, в доступных литературных источниках отсутствуют систематические данные по содержаниям фтора в кальдере МакДермитт и вулканогенной постройке Сианшань, а этот элемент, возможно, имеет большое значение для переноса урана.

Риолиты, риодациты, трахириолиты, а также экструзивные сиениты, кварцевые сиениты, риолитовые дайки и купола всех трех вулканических сооружений обнаруживают довольно высокую степень фракционирования. Спектры концентраций REE, нормированных к хондриту, показывают обогащение LREE и отчетливо выраженную отрицательную Eu-аномалию (фиг. 4).

Кислые лавы кальдеры МакДермитт обнаруживают несколько более высокие содержания всех РЗЭ, вероятно, ввиду их меньшей общей гидротермальной переработки. Практически все спектры РЗЭ отличаются от равноплечего ("gullwinged") распределения, характерного для поздних дифференциатов Li-F-редкометальных гра-



Фиг. 3. Бинарные диаграммы Харкера для SiO₂ и некоторых петрогенных и редких элементов кислых и щелочных пород ураноносных кальдер. Составы приведены к 100% сухого остатка. 1 – вулканические породы Стрельцовской кальдеры, 2 – МакДермитт, 3 – Сианшань. Литературные ссылки на используемые данные соответствуют фиг. 1а, б.



Фиг. 4. Спектры РЗЭ для вмещающих пород кислого и субщелочного составов в ураноносных структурах Стрельцовская, Сианшань и МакДермитт. Источники литературных данных указаны на фиг. 1а, б. 1 – Стрельцовская кальдера, 2 – структура Сианшань, 3 – кальдера МакДермитт.

нитов. Наконец, в кислых эффузивах ураноносных кальдер никогда не наблюдаются тетрадные эффекты М-типа, которые могут отчетливо проявляться в высокодифференцированных Li–Fгранитах и онгонитах (Masuda et al., 1987; Badanina et al., 2006).

Вулканические породы кислого состава ураноносных структур значительно обогащены несовместимыми элементами — Li, Rb, Ta, U, при резком снижении Ba и Sr, относительно верхней континентальной коры. На спайдер-диаграммах (фиг. 5) кислых и субщелочных пород Стрельцовской кальдеры (Петров и др., 2017; Андреева и др., 2020) и кальдеры Сианшань (Jiang et al., 2005; Yang et al., 2010; Bonnetti et al., 2020) фиксируются минимумы Ba, Sr, Eu, Ti, вероятно, связанные с фракционированием из расплава полевых шпатов, титаномагнетита или сфена.

Содержание урана и тория во вмещающих урановое оруденение породах представляет одну из их важнейших классификационных характеристик. Так, общие содержания урана в риолитах Стрельцовской кальдеры колеблются от 4 до 23 ppm по нашим данным и от 6.5 до 28 ppm (по Chabiron et al., 2001, 2003), а в расплавных включениях концентрация урана достигает 26 ppm (Наумов и др., 2011) и 42.09 ppm (Chabiron et al., 2003). Th/U отношение меняется в широких пределах – от 2 до 9, что может быть связано с высокой подвижностью урана в условиях очень интенсивных проявлений метасоматоза внутри кальдеры. В риолитах и риодацитах Сианшаня концентрация урана ниже и не превышает 15.6 ppm, a Th/U отношение несколько стабильнее, в основном от 1.7 до 4 (и до 5.4). Это позволяет исследователям рудного поля (Bonnetti et al., 2020) объяснить присутствие в рудах большого количества торийсодержащих минералов – ураноторита, торианита и др. Месторождения кальдеры МакДермитт ассоциируют с риолитами, также отчетливо обогащенными ураном – от 9 до 20 ppm (Castor, Henrey, 2000).

Соотношения изотопных возрастов эффузивных пород последних фаз внедрения или излияния и уранового оруденения в рассматриваемых структурах неоднозначны. Так, в Стрельцовской кальдере возраст последних проявлений вулканизма, определенный разными методами, в основном, соответствует границе юры и мела (около 140 млн лет). Однако, согласно данным U-Pb датирования по цирконам из экструзий риолитов, штоков гранит-порфиров, даек граносиенитпорфиров, линз цезиеносных перлитов (Шатков и др., 2010), проявления кислого вулканизма продолжались даже до 128 млн лет назад. Возраст же уранового оруденения, локализованного внутри этой вулкано-тектонической структуры, оценивается в 135 млн лет (Чернышев, Голубев, 1996; Лаверов и др., 2012). Таким образом, не исключается возможность проявления пострудного эффузивного и гипабиссального магматизма, хотя и в незначительных масштабах. В вулканической структуре Сианшань урановое оруденение отделено от последних проявлений кислого магматизма интервалом около 20 млн лет, а в кальдере



Фиг. 5. Спайдер-диаграммы составов риолитов Стрельцовского рудного поля и риолитов и риодацитов Сианшань (по Yiang et al., 2005; Yang et al., 2010). 1 – составы риолитов Стрельцовской кальдеры, 2 – структуры Сианшань.

МакДермитт оно почти совпадает со временем завершения вулканической деятельности (около 16 млн лет). Поэтому взаимосвязь импульсов магматической активности и уранового оруденения остается неоднозначной.

В Юго-Восточном Забайкалье изотопное датирование в ближайших к Стрельцовской кальдере районах развития субвулканических онгонитов, онгориолитов и Li-F-гранитов указывает на их формирование в интервале 145.7-140.6 млн лет (Перетяжко и др., 2011; Сырицо и др., 2012). Это обстоятельство послужило одной из причин появления гипотезы об общем как для кислых эффузивов Стрельцовской кальдеры, так и для редкометальных гранитов очаге, индуцировавшем также и урановое оруденение (Алешин и др., 2007; Лаверов и др., 2012). Однако, хорошо изученные в Забайкалье позднеюрские-раннемеловые лейкограниты и редкометальные Li-F-граниты кукульбейского комплекса, как и их субвулканические аналоги (онгониты), принадлежат к иному геохимическому типу и вмещают иной тип оруденения (Sn, W, Li, Ta, Nb). Характерные различия в составах редких и редкоземельных элементов рассмотрены в наших предыдущих работах (Петров и др., 2017; Андреева и др., 2020). Что касается территории Южного Китая (регион Геджу (Geju) с грейзеновым типом Sn-оруденения), то возраст вмещающих гранитов здесь соответствует 158 млн лет, а возраст оруденения 153.4-152.7 млн лет, что резко отличается от времени формирования уранового оруденения в вулканогенном комплексе Сианшань. В числе рудных минералов присутствуют касситерит, вольфрамит, а также молибденит, шеелит, пирит и другие сульфиды. Предполагается прямая генетическая связь пералюминиевых вмещающих гранитов и редкометального Sn—W-оруденения (Guo et al., 2011; Pirajno, 2013). Поскольку эти геологические события опережают урановую минерализацию в регионе более чем на 30 млн лет, то очевидно, что взаимосвязь между ними отсутствует.

В Восточном Забайкалье поля распространения вулканитов контрастного состава, включая и упомянутые К-риолиты, приурочены к областям повышенного и знакопеременного магнитного поля. Эти поля фиксируют проявления магматизма так называемого "окисленного" или магнетитового типа, к которому относятся экструзивноэффузивные породы вулканических сооружений и ряд интрузивных массивов. С этими же областями повышенного магнитного поля совпадают цепочки вулканических кальдер, индексирующих протяженные неоднородные зоны земной коры, проницаемые для магмо- и флюидопотоков (фиг. 6).

Эта закономерность хорошо прослеживается, например, при сопоставлении карты-схемы кольцевых вулканических структур латитового магматизма Восточного Забайкалья (Таусон и др., 1984, стр. 304) и карты районирования магнитного поля этого же региона (Лишневский, 1991; Лишневский, Бескин, 1994). Это сопоставление показывает закономерное совпадение размещения бо́льшей части вулканических построек, группирующихся в пояса, с областями повышенных или



Фиг. 6. Типы магнитных полей Восточного Забайкалья и распространение поясов кальдерных построек и кольцевых вулкано-купольных сооружений позднемезозойского возраста (по Таусон и др., 1984; Лишневский, Бескин, 1994 с дополнениями авторов). 1 – зона Монголо-Охотской сутуры; 2 – Ононская ветвь Монголо-Охотской сутуры; 3 – области преимущественно повышенного и варьирующего знакопеременного магнитного поля с преобладающим Мо, Au, U, Pb, Ag, Zn, Cu оруденением; 4 – области преимущественно спокойного пониженного магнитного поля с преобладающим Sn, W, Li, Ta профилем оруденения; 5 – зоны повышенной проницаемости земной коры; 6 – контуры проведенных магнитных съемок; 7 – кальдерные постройки, вулкано-тектонические и кольцевые вулкано-купольные сооружения с Au, Pb, Zn, Mo, Cu, Ag, Fe, флюоритовым оруденением; ураноносные кальдеры и вулкано-тектонические сооружения с с крупномасштабным U-оруденением (21 – Стрельцовская и 27 – Дорнотское). Номера и названия остальных кальдер указаны в (Андреева и др., 2020).

2022

варьирующих значений магнитного поля. С этими же областями связаны и интрузивные массивы магнетитового типа (шахтаминский, сретенский, амуджиканский комплекс), а также месторождения и рудопроявления Mo, Cu, U, Au, W, Pb, Ag, Zn с широким спектром сопровождающих их околорудных метасоматитов (Андреева и др., 2020). С областями пониженных значений магнитного поля ассоциируют граниты ильменитовой серии (Li–F-граниты, амазонитовые граниты, онгониты) с редкометальным оруденением.

Можно предположить, что сходное расположение рудоносных вулканогенных построек имеет место и в вулканическом поясе Гань-Хан в Китае, и в районе Йеллоустонской горячей точки, к которой приурочена кальдера МакДермитт.

Изучение изотопного (Nd и Sr) состава пород Стрельцовской кальдеры было предпринято Д.В. Коваленко и соавторами (Коваленко и др., 2014, 2015) для главных эффузивных разновидностей, включая и последние фазы вулканической активности – риолиты и риолитовые игнимбриты. Оно показало, что эти породы характеризуются радиогенными начальными изотопными отношениями стронция $I_{Sr}(T) = 0.713 - 0.715$, а изотопный состав Nd риолитов в момент их излияния соответствовал $\epsilon Nd(T) = -1$ до -2. Учитывая обший субщелочной характер риолитов и повышенную щелочность расплавных включений в них (Chabiron et al., 2001), а также Nd и Sr изотопные данные для предшествующих извержениям кислых пород трахибазальтов ($\epsilon Nd(T)$ от -1.5 до +3.4, I_{Sr}(T) – от 0.7058 до 0.7065), предполагается, что риолиты могли образоваться при фракционировании трахибазальтовых расплавов. Значения εNd(T) этих групп пород (риолитов и трахибазальтов) близки, но величины I_{Sr}(T) значимо различаются. Повышенные величины I_{Sr}(T) риолитов Стрельцовской кальдеры могут быть объяснены высокими отношениями в них ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr. Несмотря на такую интерпретацию, нельзя полностью исключить и коровое происхождение риолитов. Следовательно, можно предполагать, что риолиты Стрельцовской кальдеры являются наиболее поздними кислыми дифференциатами латитовой серии магматитов, но, возможно, отчасти наследуют и составы континентальной коры.

Изотопные (Sr и Nd) характеристики риолитов и риодацитов Сианшаня контрастно отличаются от кислых лав Стрельцовской кальдеры. Изотопный состав Sr валовых проб очень непостоянен: значения начальных изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr находятся в интервале от 0.7063 до 0.7108, a ϵ Nd(T) соответствуют узкому интервалу отрицательных значений: от -7.3 до -8.3. Исследователи Сианшаньского рудного поля полагают, что лавы риолитового и риодацитового состава могли являться результатом частичного плавления нижней кристаллической коры, состоящей из среднепротерозойских метаморфических пород, модельный (Hf) возраст которых составляет 1823-1550 млн лет, без существенного добавления магм мантийного происхождения (Jiang et al., 2005; Yang et al., 2010; Bonnetti et al., 2020). Эти процессы привели к генерации высокотемпературных магм А-типа, слагающих обрамление вулканической структуры Сианшань. Следует отметить, что изотопные системы стронция могут быть нарушены из-за интенсивного проявления метасоматических процессов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПОСТВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Проявления рудно-метасоматических процессов в рудоносных вулканогенных постройках перечисленных регионов имеют очевидные черты сходства. Сравнительный анализ гидротермальной деятельности в связи с урановым оруденением (кальдера Стрельцовская и структура Сианшань) затруднен лишь недостаточностью данных о гидротермальной минерализации кальдеры Мак-Дермитт.

Описание главных типоморфных особенностей развития гидротермально-метасоматических процессов в рудоносных структурах целесообразно начать с краткого обзора этих преобразований в пределах Стрельцовской кальдеры в Восточном Забайкалье. Среди всех известных месторождений урана в континентальных вулканических поясах месторождения Стрельцовского рудного поля являются уникальными по запасам и качеству руд (Машковцев и др., 2010; Geological Classification..., 2018). Во многих других мезозойских вулканогенных постройках Восточного Забайкалья обнаружены только мелкие месторождения и

рудопроявления урана. По мнению большинства исследователей этого региона, концентрации рудной минерализации в Стрельцовской кальдере благоприятствует наличие глубоко проникающих разломов, обогащенность ураном кристаллических пород фундамента и эффузивных пород, чрезвычайно интенсивное проявление вулканизма контрастного состава в виде разных фаций, как эффузивных, так и экструзивных. К одной из выдающихся особенностей Стрельцовской кальдеры относится также необычно широкое развитие почти всего спектра низкотемпературных метасоматитов, известных в рудных месторождениях эндогенного типа (фиг. 7). Мощности измененных пород достигают десятков, иногда – первых сотен метров. Во многих случаях абсолютно свежие неизмененные разности эффузивных пород обнаруживаются с большим трудом.

Для метасоматических процессов Стрельцовской ураноносной кальдеры возможно выделение трех основных эпизодов в развитии постмагматической гидротермальной активности: 1) предрудные метасоматические преобразования (главным образом обширная иллитизация), не содержащие скоплений рудных (урановых) минералов, или сопровождающиеся жилами ранних генераций сульфидов; 2) рудосопровождающие преобразования – альбитизация, карбонатизация, флюоритизация, бертьеринизация (7 Å химический аналог Fe-хлорита), окварцевание, в этот же эпизод вписываются собственно рудные стадии – браннеритовая и настуран-коффинитовая; 3) пострудные изменения, выраженные в развитии глинистых минералов, карбонатов, адуляра, цеолитов. На фоне этих изменений возможны незначительные выделения позднего коффинита.

Главные каналы поступления гидротерм располагались, по-видимому, в основном во внутренних частях Стрельцовской кальдеры и были связаны с жерлами отдельных вулканов. Участки развития низкотемпературных аргиллизитов более развиты в периферических зонах, проявлялись спорадически при режиме растекания основных флюидопотоков в условиях последовательного центробежного приоткрывания флюидопроводящих структур. Этот тектонодинамический механизм в деталях описан для Дорнотской вулкано-тектонической структуры в Монголии (Миронов и др., 1993).

Согласно многочисленным данным определений изотопного возраста K–Ar, Rb–Sr, U–Pb методами, временной разрыв между последними проявлениями магматизма (140 млн лет) и U-оруденением (135 млн лет) не превышает 3–5 млн лет (Андреева и др., 1991; Андреева и др., 1996; Чернышев, Голубев, 1996). Однако данные U–Pb датирования, полученные для цирконов из потоков витрофировых риолитов, указывают на более молодой возраст этих лав – до 128 млн лет (Шатков



Фиг. 7. Геологическая схема строения Стрельцовской кальдеры и распространение метасоматических преобразований; геологическая основа по Ищуковой и др., 2007. Масштабы карты и разреза не совпадают. 1 – иллитовые метасоматиты; 2 – каолинитовые аргиллизиты; 3 – смектитовые и смектит-цеолитовые метасоматиты; 4 – неизмененные и слабоизмененные вмещающие породы; 5 – разрывные нарушения: а – крутые и пологие внутрикальдерные, б – кольцевые; 6 – месторождения урана: 1 – Широндукуевское, 2 – Стрельцовское; 3 – Антей, 4 – Октябрьское, 5 – Лучистое, 6 – Мартовское, 7 – Мало-Тулукуевское; 8 – Тулукуевское, 9 – Юбилейное, 10 – Весеннее, 11 – Новогоднее, 12 – Пятилетнее, 13 – Красный Камень, 14 – Юго-Западное, 15 – Жерловое, 16 – Аргунское, 17 – Безречное, 18 – Дальнее, 19 – Полевое; 7 – риолитовые палеовулканы, жерловые фации; 8 – туфогенные и терригенные породы; 9 – базальты и андезиты; 10 – трахидациты и их игнимбриты; 11 – риолиты и риолитовые игнимбриты; 12 – гранитоиды; 13 – гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты; 14 – мраморы; 15 – рудные тела; 16 – номера разломов.

и др., 2010). Возможно, процессы уранового минералообразования частично совпадали с самыми последними вспышками эффузивного магматизма. Дискуссии, посвященные вопросам стадиальности процессов рудообразования на месторождениях Стрельцовского рудного поля, подробно отражены в серии работ (Ищукова и др., 2007; Наумов, 1998; Алешин и др., 2007; Лаверов и др., 2012).

Самый распространенный тип предрудных изменений в Стрельцовской кальдере представлен кварц-карбонат-иллитовым, который наиболее характерен для крупнейших месторождений восточной части кальдеры (иллит в данном случае обозначает собирательное название для смешаннослойных иллит-смектитов, содержащих не бо-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 **№** 1

лее 40% разбухающих межслоев). Кварц-каолинитовые (иногда с карбонатами) аргиллизиты, распространены в основном в центральной и западной части кальдеры. В ее северном секторе развиты преимущественно смектитовые и цеолит-смектитовые метасоматиты (аргиллизиты).

Для большинства месторождений Стрельцовского рудного поля характерно развитие обширных и протяженных (до первых километров) ореолов иллитовых изменений вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Главным типоморфным минералом метасоматитов являются смешаннослойные иллит-смектиты преимущественно с незначительным (до 15%) содержанием разбухающих межслоев, которые характерны для



Фиг. 8. Гидротермальные преобразования и оруденение в гранитах месторождения Антей. Документация стенки горной выработки, горизонт 114 м. 1 – слабоизмененные биотитовые граниты; 2 – умеренно измененные граниты состава кварц + микроклин + иллит + анкерит + реликты плагиоклаза; 3 – интенсивно измененные граниты состава кварц + иллит ± анкерит, сидерит ± микроклин; 4 – альбитизированные граниты; 5 – урановые руды; 6 – гематитизация вдоль прожилков урановых минералов; 7 – прожилки криптокварца; 8 – разрывные нарушения, часть которых сопровождается бертьерином.

месторождений в восточной части кальдеры. Одна из отличительных особенностей метасоматитов - почти полное отсутствие в их составе пирита, а Fe связано в карбонатах, анкерите или сидерите. Их количество в измененных основных эффузивах может возрастать до 40-45%. Подробные исследования иллитов (Андреева, Головин, 1998; Dorzhieva et al., 2018) показали, что на глубинах более 1800 м они содержат менее 5% разбухающих слоев, приближаясь к составам серицитфенгитов. В верхних частях Антей-Стрельцовского месторождения содержания смектитовых межслоев может возрасти до 45%. Упорядоченность переслаивания сохраняется высокой или имеет тенденцию к высокой. Распределение *tv* и су структурных типов и политипных модификаций иллитов по вертикали в месторождении Антей показывает постепенное возрастание упорядоченности их структур с глубиной. Для Аргунского месторождения в западной части кальдеры характерны менее упорядоченные и более разбухающие иллит-смектиты (Петров и др., 2014).

Рудосопровождающие (syn-ore) прожилковометасоматические изменения на месторождениях Стрельцовской кальдеры проявлены очень интенсивно. Наиболее распространены альбитовые и хлорит-бертьериновые, но также наблюдаются карбонатные, флюоритовые, они всегда пространственно сопряжены с рудными телами. Мощность их, как правило, не превышает 1 м, но в случаях сближенных зон может достигать нескольких метров, редко до десятков метров. Наиболее тесно связаны с рудными телами альбитовые метасоматиты, которые особенно широко развиты в измененных гранитах, трахидацитах, менее — в базальтах и практически исчезают в осадочно-туфогенных породах. Содержание Na₂O может достигать 10% (в измененных гранитах). Легче всего тонкозернистые агрегаты плохо сдвойникованного альбита развиваются по калиевым полевым шпатам. Почти всегда альбиту сопутствуют мельчайшие выделения титанатов урана, отмечаются также апатит, циркон. Совместно с альбитом присутствуют в разных количествах кварц и анкерит, гематит. На уровнях ниже 1800 м от современной поверхности альбитовые метасоматиты не встречены. На фиг. 8 приведен пример взаимоотношений рудосопровождающих метасоматитов с иллитизированными гранитами и урановым оруденением.

Этот процесс не всегда развит на месторождениях Стрельцовской кальдеры и не является непременным спутником урановой минерализации. Например, альбититы практически отсутствуют на всех месторождениях западной части кальдеры, включая и крупное Аргунское месторождение, очень слабо проявлены даже и на некоторых месторождениях ее восточной части. Исследования распределения урана в альбититах методом осколковой радиографии и микрозонда показали, что в них присутствуют рассеянные выделения браннерита, а также апатит, циркон, ксенотим, монацит. Мошность единичных зон около 1-1.5 м. Браннерит может развиваться и вне зон альбитизации, замещая при этом акцессорные сфен и рутил. Во многих случаях альбитизация сопровождается растворением кварца, образованием пустот на его месте, которые могут быть заполнены минералами самых поздних стадий диккитом, кальцитом, смектитом, гребенчатым

C3

кварцем. Это явно низкотемпературный процесс, поэтому применение к нему термина "эписиенитизация" мы полагаем неудачным.

Бертьериновые метасоматиты и прожилковые образования распространены повсеместно во всех типах пород, но на глубине около 1900 м бертьерин исчезает, сменяясь изохимическим ему 14Å Fe-хлоритом. Этот минерал отличается от 7Å-разностей только несколько большим содержанием Al^{IV} и более симметричным распределением Al по тетраэдрическим и октаэдрическим позициям. Mg- и Fe-Mg-бертьерины и хлориты для рудосопровождающих метасоматитов не характерны.

На всех месторождениях Стрельцовской кальдеры распространены пострудные аргиллизиты, приуроченные к участкам катаклаза и трещиноватости (по-видимому, это аналог стадии "postore" для Сианшаньского рудного поля). Для них характерно секущее положение по отношению к рудным телам. Мощность аргиллизитов не превышает первых метров, а на глубину они прослежены до 1 км. В их состав входят смектиты (в основном высокозарядные бейделлитового типа). каолинит, диккит и Li-тосудит. Последний является причиной появления Li-аномалий, особенно в фундаменте кальдеры на месторождении Аргунское, где содержание Li₂O в аргиллизитах достигает 1 мас. %. В этой связи интересны данные о развитии Li-содержащих иллитовых глин в осадках озер внутри кальдеры МакДермитт (Henry et al., 2017; Castor, Henrey, 2020). Авторы предполагают, что источником лития могли быть исходные породы, слагающие стенки и дно кальдеры, которые могли содержать первичные литиевые минералы или обогащенное литием вулканическое стекло. При этом носителем Li в туфогенных осадках, по-видимому, является не гекторит, но редкий литийсодержащий слюдистый минерал иллитового типа - тайниолит. Возможность существования этого минерала имеет совершенно определенный минералогический интерес, и мы можем надеяться на продолжение исследований литиевой минерализации в этой рудоносной кальдере.

Температурные условия протекания руднометасоматических процессов в Стрельцовской кальдере неоднородны, и ближе к периферическим кольцевым разломам наблюдается некоторое снижение интенсивности гидротермальных процессов, а характер их меняется на низкотемпературный. Здесь расположено пластообразное месторождение Дальнее (Андреева и др., 2010). Судя по литературным источникам, такого рода месторождения не отмечены в Сианшаньском рудном поле. Минеральные ассоциации вулканогенно-осадочных вмещающих пород месторождения Дальнее характеризуются широким распространением смектита, цеолитов (клиноптилолита, морденита), неупорядоченных смешаннослойных иллитсмектитов, каолинита, селадонита, флюорита. В составе урановых руд присутствует коффинит и настуран и не характерный для других месторождений кальдеры самородный мышьяк. Эти минеральные ассоциации свидетельствуют о малоглубинном образовании месторождения Дальнее и более мелких рудопроявлений в этой части кальдеры в условиях небольших давлений (не более 100 атм), невысоких температур (около 150°С) и при воздействии субнейтральных вод, что благоприятствует широкому распространению перечисленных минералов. Кроме того, здесь устанавливался восстановительный режим, обусловленный присутствием углефицированных остатков растений в прослоях туфогенных песчаников, что способствовало отложению самородного мышьяка.

Широкое распространение парагенезисов с участием смешаннослойных иллит-смектитов ("гидрослюд") и иллита позволяет использовать их для определения температур минералообразования в сочетании с данными экспериментальных исследований и прямых наблюдений в высокотемпературных скважинах в областях активного вулканизма. Эти данные, а также обилие бертьерина (хлоритоподобного минерала с 7Å структурой), указывают на температурный интервал образования метасоматитов 120–250°С при невысоких давлениях (не более 500 бар).

В качестве иллюстраций применения этих природных геотермометров можно привести закономерности, установленные по наблюдениям в высокотемпературных скважинах (Inoue et al., 2004). Авторами подчеркивается важное для термометрии значение определения структурной упорядоченности и содержаний разбухающих межслоев в иллит-смектитах, замещающих вулканическое стекло и минералы в составе туфов и игнимбритов (фиг. 9). Эти данные целесообразно применить к изучению мезозойских вулканогенных кальдер как аналогов современных вулканических построек.

На месторождениях Сианьшанского рудного поля выделяют (Dalhkamp, 2009; Pirajno, 2013; Yao et al., 2013; Li et al., 2016; Yu et al., 2019; Bonetti et al., 2020) две (иногда три) основные рудно-метасоматические стадии: 1) дорудная (pre-ore) стадия, она особенно развита в северной и восточной частях кальдеры и представлена альбитизацией и подчиненной околотрещинной иллитизацией (гидромусковитизацией в китайской литературе). Согласно (Bonnetti et al., 2020), альбитизация развивалась при относительно повышенных (>250°C) температурах, которые оценивались по косвенным данным (данные по флюидным включениям отсутствуют). С этой стадией ассоциирует браннеритовая минерализация при подчиненном значении настурана; 2) синрудная стадия характеризуется широко проявленной иллитизацией, а также



Фиг. 9. Вариации процентных содержаний иллита в смешаннослойных иллит-смектитах как функция температуры в скважинах активных современных геотермальных систем (по Inoue et al., 2004). Возможные температурные условия формирования и состав иллитов: 1 – в верхней части месторождения Антей и Стрельцовское, 2 – в нижней части месторождения Антей, 3 – в месторождении Дальнее.

хлоритизацией, флюоритизацией и гематитизацией, которые отчетливо контролируются разрывными нарушениями. С ними связано основное оруденение, представленное, главным образом, настураном с редким ураноторитом; 3) пострудная стадия, по данным разных авторов, представлена околотрещинной карбонатизацией, флюоритизацией, окварцеванием и развитием глинистых (смектит, каолинит) минералов.

По данным (Bonnetti et al., 2020), урановые руды Сианшаня (особенно ранняя браннеритовая стадия) характеризуются ярким проявлением Th–U–Mo–P-REE-Y–Ti–Zr геохимического спектра, что привело к широкому распространению торийсодержащих минералов (ураноторита, торианита, торийсодержащего браннерита). При этом содержание тория в руде может достигать 1900 ррт. Однако в работах других исследователей рудного поля (Dalhkamp, 2009; Pirajno, 2013; Yao et al., 2013; Li et al., 2016; Yu et al., 2019; Guo et al., 2020) эти данные не подтверждаются. Образование этой ранней альбит-браннеритовой ассоциации К. Бонетти связывает с присутствием на глубине под кальдерой массива субщелочных калиевых гранитов, с их фракционированием и индуцированием рудоносных гидротерм (последнее утверждение, в свете имеющихся многочисленных экспериментальных данных по коэффициентам распределения расплав-флюид, представляется сомнительным).

Большинство имеющихся данных изотопного датирования в Сианшаньском рудном поле указывает на существенные интервалы между временем окончания вулканической деятельности (около 135 млн лет) и первой рудной стадией (125–110 млн лет), а также между первой настурановой стадией и второй основной (100–80 млн лет), которая значительно отделена от первой. Все данные подтверждены большим количеством изотопных исследований урановых минералов, сульфидов, калиевых слюд.

В вулканогенных (volcanic-related) месторождениях Сианшаньского рудного поля, по данным его исследователей, мощности приуроченных к трещинным зонам метасоматических ореолов не превышают 1 метра, хотя есть указания и на примеры (Guo et al., 2020) более мощных, до первых сотен метров, проявлений иллитового метасоматоза.

Очень интересен вопрос, связанный с положением альбитовых метасоматитов в общей схеме развития гидротермального процесса. Они присутствуют в обоих рудных полях – и в Восточном Забайкалье, и в Южном Китае. По данным многих авторов (Dalhkamp, 2009; Pirajno, 2013; Bonnetti et al., 2020; Guo et al., 2020 и др.), в Сианшане околотрещинный альбитовый метасоматоз представлен в самой первой рудно-метасоматической стадии (фиг. 10), которая удалена по времени от завершения эффузивной деятельности более чем на 10 млн лет.

Мощность зон альбитизации не превышает нескольких десятков сантиметров, количество Na₂O в измененных породах достигает 7.5%, появляются участки выщелачивания кварца. В связи с альбитизацией распространена преимущественно вкрапленная браннеритовая и в меньшей степени настурановая и ураноторитовая минерализация. Только спустя 15-20 млн лет развивается вторая основная урановорудная стадия и сопровождающие ее (syn-ore) иллитовые околорудные метасоматиты. Хотя в работах по Сианшаньскому рудному полю и приводится документация открытых и подземных горных выработок (Bonnetti et al., 2020; Guo et al., 2020), четкие доказательства более раннего проявления альбитизации отсутствуют. На месторождениях Стрельцовского рудного поля альбитовые метасоматиты всегда тесно пространственно связаны с рудными телами и появились позже иллитовых (гидрослюдистых) изменений, что подтверждается и взаимными пересечениями



Фиг. 10. Принципиальная схема развития гидротермального рудообразования на месторождениях Сианшаньского рудного поля (Bonnetti et al., 2020).

этих зон, взаимоотношениями альбита и слюд, прекрасно наблюдаемыми в шлифах. Документации горных выработок, приводимые К. Бонетти (Bonnetti et al., 2020), на которых показаны узкие зоны альбитизации внутри ореолов иллитизации, обнаруживают практическое сходство этих процессов с проявлениями альбитизации в Стрельцовском рудном поле.

Природа появления зон альбитизации и положение их в общей для вулканогенных месторождений схеме рудообразования не вполне ясна и может быть предметом особого рассмотрения. Альбит развивается метасоматически, замещая калиевый полевой шпат или иллит (и серицит). Эти реакции изучены экспериментально, подтверждены расчетными и природными наблюдениями (Hemlev et al., 1964; Покровский, 1982; Зарайский, 1989 и др.). Константы равновесия этих реакций (особенно в случае замещения иллита альбитом) резко возрастают с падением температуры, и образование альбита в низкотемпературной (<300°С) области весьма затруднено. Эти взаимоотношения отражены на полуколичественной расчетной диаграмме (фиг. 11), где показаны положения реакций в системе K2O-Na2O-SiO2-Al2O3-H2O и точками вынесены (по литературным источникам) реальные составы вод в отношении К и Na в современных термопроявлениях и в составе ГЖВ жильных минералов.

Температуры формирования альбититов в месторождениях Антей и Стрельцовское не превышают 200-220°С (неопубликованные фондовые материалы И.В. Мельникова¹; Ищукова и др., 2007). Следовательно, для отложения альбита требуется одновременно значительное, до двух порядков, превышение натрия над калием и повышение щелочности до значений pH около 8-9. Последнее вполне возможно при резком сбросе давления в результате (сейсмо)тектонических подвижек, приоткрывания трещин и общей дилатансии пород. Действительно, зоны альбитизации в месторождениях Стрельцовской кальдеры отчетливо тяготеют к участкам повышенной нарушенности, катаклаза и брекчирования пород. Возможность резкого (до 2 единиц) скачка величин рН обусловлена интенсивной дегазацией растворов и удалением СО₂ и других газов при резком сбросе давления (Browne, Ellis, 1970; Наумов, 1998 и др.). Заметим, что натриевый смектит условно помещен нами в поле парагонита, поскольку этот минерал в предлагаемых температурных условиях не образуется (Ііуата, 1964; Зарайский, 2007; и др.).

Очевидно, что подобного рода процессы минералообразования альбита с преобладанием катаклаза и выполнения трещин возможны только в обстановке упруго-хрупкого разрушения (Петров и др., 2014). Действительно, в Стрельцовской кальдере на больших (около 3 км) глубинах,

¹ Мельников И.В. Неопубликованные данные. Фонды ИГЕМ РАН, Москва.



Фиг. 11. Основные взаимоотношения в системе K₂O-Na₂O-SiO₂-Al₂O₃-H₂O с избытком кварца в зависимости от pH, активностей калия, натрия и температуры (Андреева, Головин., 1998). Точки – составы природных термальных вод и газово-жидких включений по литературным данным; кл – каолинит, ил – иллит (или серицит), аб – альбит, кпш – калиевый полевой шпат, Na-см – натриевый смектит. Равновесие "альбит-иллит" выделено серым ореолом.

вскрытых скважинами, крупные зоны дробления и рудосопровождающая альбитизация, как и кондиционные урановые руды, не обнаружены. Резкое возрастание содержаний натрия, скорее всего, связано с массовым высвобождением его при процессах предшествующей интенсивной иллитизации, которой в первую очередь подвержены плагиоклазы. Следовательно, процесс гидротермальной альбитизации может быть спровоцирован резким скачком значений pH без дополнительного привноса магматогенного натрия в результате приоткрывания трещин при температурах не ниже 190–200°С. При более низких температурах альбит замещается анальцимом или другими натровыми цеолитами (см., например, Matthews, 1980).

Исследования изотопных составов кислорода и углерода в метасоматических и жильных карбонатах указывают на значительную обогащенность их тяжелым углеродом, что приближает их по изотопному составу к осадочно-метаморфическим карбонатам (фиг. 12).

Близкие к нулевым значения $\delta^{13}C_{PDB}$ для карбонатов месторождений Стрельцовского рудного поля отмечались и у других авторов (Ищукова и др., 2007). Изотопный состав кислорода для жильных карбонатов в общем соответствует водам гидротермального происхождения. Однако для метасоматических карбонатов он близок к составу кислорода гранитов, что, возможно, связано с кислородным сдвигом, обменом с минералами вмещающих гранитоидов. По нашим данным, кварц гранитов обнаруживает вариации $\delta^{18}O$ ‰ от +7 до +9. Более низкие значения $\delta^{18}O$ ‰ кислорода жильных карбонатов, вероятно, объясняются напряженным тектоническим и гидродинамическим режимом жильного минералообразования, когда гидротермальные флюиды не успевали прийти в равновесие с вмещающими породами. Эта закономерность подтверждается и данными о распределении изотопов углерода и кислорода по глубине (фиг. 13).

Жильные образования, как правило, сосредоточены на верхних горизонтах разреза, где, как видно из приведенной иллюстрации для верхних частей Антей-Стрельцовского месторождения, распределение изотопов кислорода и углерода довольно хаотично. Тот же эффект наблюдается и для Аргунского месторождения, которое локализовано в области чрезвычайно интенсивной тектонической нарушенности пород вблизи крупного Меридионального разлома. Наряду с этим метасоматические карбонаты обнаруживают с глубиной тенденцию к возрастанию значений δ¹⁸О‰ и, со-



Фиг. 12. Соотношения изотопов углерода и кислорода в жильных и метасоматических карбонатах урановых месторождений Стрельцовского и Сианшаньского (по Hu et al., 2008) рудных полей. Треугольники – жильные карбонаты, квадраты – метасоматические, кружки – мраморы. Данные для магматических и гидротермальных карбонатов указаны по (Покровский, 2000).

ответственно, к уравновешиванию их с минералами вмещающих гранитов, а также, одновременно, некоторое смещение значений δ^{13} C ‰ в нулевую или слабоотрицательную область. Последнее гипотетически может быть обусловлено примесью магматического углерода на больших глубинах. Поэтому внутри Стрельцовской кальдеры можно предполагать ведущее значение в процессах минералообразования углерода осадочного происхождения с возможной примесью магматической компоненты. Наряду с этим восстановителями урана могут быть не только углефицированные прослои туфогенных пород, но и газожидкие восстановители эндогенного происхождения, как это установлено нами в крутопадаюших рудовмешаюших разломах на месторождении Тулукуевское (Petrov et al., 2008).

Совершенно иные характеристики для изотопов углерода из рудосопровождающих кальцитов получены (Hu et al., 2008; Yu et al., 2019) для месторождений Сианшаньской структуры. Все они отвечают интервалу от -3.5 до -5.9, что соответствует мантийному их источнику, а эманацию CO_2 большинство авторов связывают с обстановкой растяжения этой территории, сопровождающейся внедрением мафических даек. В отличие от Стрельцовской кальдеры, в Сианшаньском рудном поле отсутствуют карбонатные породы как в составе комплекса раннемеловых эффузивов, так и в протерозойском кристаллическом фундаменте. Этот феномен столь резкого различия изотопных составов углерода для двух рудоносных вулканогенных структур и возможное влияние источника углерода на масштабы уранового рудоотложения, несомненно, требует дальнейшего изучения.

Для урановых месторождений и рудопроявлений Восточного Забайкалья и Гань-Ханского металлогенического пояса Южного Китая характерно отсутствие метасоматических ореолов высококислотного типа (advanced argillic alterations) – вторичных кварцитов и аргиллизитов с алунитом, пирофиллитом, диаспором, андалузитом, ангидритом и другими кислотофильными минералами, а также с характерным набором рудных минералов в группе сульфидов – энаргитом, люцонитом, фаматинитом и др. Судя по имеющимся данным, в кальдере МакДермитт присутствуют адулярсодержащие минеральные ассоциации (месторождение урана Мунлайт), что также свидетельствует об отсутствии там кислотных метасоматитов. Парагенезисы, характеризующие кислотную среду минералообразования при высокой активности серы и кислорода (Sillitoe, Hedenquist, 2003; Sillitoe, 2010; Hedenquist, Taran, 2013 и др.), широко распространены в пределах современного и молодого кайнозойского вулканизма Тихо-



Фиг. 13. Распределение изотопных составов жильных и метасоматических карбонатов по глубине в месторождениях Антей-Стрельцовское (а) и Аргунское (б). Тонкие пунктирные линии объединяют анализированные образцы.

океанского кольца в областях с тонкой сиалической корой и преобладающей ролью базитовых магм. Предполагается, что высокая фугитивность кислорода в магматических системах этих областей связана с затягиванием океанической коры, насыщенной кислородом и водой, под зоны субдукции (Ballhaus, 1993; Рябчиков, 1997), а обогащенность серой — с преобладанием основного магматизма (Русинов, 2001). Гидротермальные месторождения урана для этих областей не характерны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сравнительный анализ трех урановорудных полей, связанных с вулканогенными постройками, требует рассмотрения по крайней мере трех основных аспектов: 1) проблем источников урана, механизмов его переноса и осаждения, 2) геотектонического положения и геодинамических условий формирования ураноносных структур, 3) взаимосвязей рудоотложения с определенным типом магматизма и метасоматизма.

До настоящего времени вопросы об источниках, механизме переноса и отложения урана, генетической взаимосвязи рудообразования с процессами магмообразования или об экстракции урана из консолидированных пород во многом остаются дискуссионными.

Например, для Стрельцовской кальдеры длительное время обсуждаются три основные гипотезы для источников урана: 1) мантийный, 2) магматические источники в виде U(IV) и 3) инфильтрационные.

Относительно мантийного источника урана предполагается, что он локализован в горизонтах неистощенной средней и глубинной мантии, в которые проникают глубинные постгранитные разломы (Летников, 2006). Эти структуры являются проводниками высокотемпературных флюидов, инициирующих формирование предполагаемых на глубине малых тел рудоносных Li–F-лейкогранитов (Алешин и др., 2007) и привнос компонентов "гранитоидного ряда", включая уран. Перенос урана осуществляется этими автономными мантийными флюидами, не зависящими от петрохимических и геохимических свойств вмещающих пород. Форма переноса урана в случае мантийного источника не обсуждается. Гипотеза мантийного происхождения урана в Монголо-Забайкальской провинции, по аналогии с урановыми месторождениями Средней Азии, рассматривалась ранее специалистами ИГЕМ РАН (Модель..., 1990). В этой работе основным фактором концентрирования урана в мезозое в вулканических структурах Восточного Забайкалья и Монголии считается гранитоидный магматизм.

Гипотеза о магматических источниках урана в виде U(IV) может быть разделена на два направления в части условий и форм его переноса. Первое направление определяет, что в системе урансодержащий расплав-флюид уран всегда распределяется в пользу расплава, и концентрация урана в 100-500 раз выше в расплаве относительно равновесного с ним флюида. При этом установлено, что концентрация урана во флюиде, равновесном с лейкогранитным расплавом, составляет всего $10^{-5} - 10^{-4}$ мас. %, что недостаточно для формирования крупных, а тем более уникальных по запасам месторождений. Однако сериями экспериментальных работ разных авторов показано, что в высокотемпературных (500°С и выше) и в восстановительных условиях при высоких содержаниях HF значимый перенос урана магматогенными флюидами возможен (Жариков и др., 1987; Редькин и др., 1988; Коваленко и др., 2012; Keppler, Wyllie, 1990; Peyffert et al., 1995). Основным условием фракционирования урана в раствор является высокое содержание в нем фтора, не менее 0.5-1.0 m (хлор менее благоприятен), и температуры около 500°С. Только тогда уран может переноситься в концентрации до $n \times 10^{-2}$ моль/л. Определены возможные формы переноса урана в виде оксифторидных комплексов. Все полученные данные относятся к высокотемпературным условиям. Осаждение урана происходит при охлаждении системы.

Согласно второму направлению, экстракция металлов осуществляется высокоплотными солевыми галогенидными фазами. Экспериментальные работы указывают на эффективное и избирательное концентрирование ряда металлов (W, Sn, Mo, Pb, Zn. Nb, Ta) в плотных солевых фазах, отделяющихся от гранитоидных расплавов, богатых F и Cl при 880–900°С (Редькин, Величкин, 2013; Маракушев. 1988; Чевычелов, 1992; Маракушев, Шаповалов, 1994; Шаповалов, 2001). В природных условиях застывший кальциево-фторидноалюмосиликатный расплав обнаружен в онгонитах и гранитах массива Ары-Булак в Восточном Забайкалье (Перетяжко и др., 2007; Перетяжко, Савина, 2010). Вместе с тем, имеются экспериментальные данные, указывающие на существенное влияние фторидов в магматических условиях на растворимость уранинита, особенно в области флюидной несмесимости. Вопрос о причинах мобилизации и формах нахождения урана в высокотемпературных системах с участием фторидных флюидов в настоящее время изучается (Редькин и др., 2021). Однако возможности переноса рудных компонентов к местам их концентрации не обсуждаются, хотя очевидным является гораздо более низкотемпературный фон уранового рудообразования, чем эксперименты при высоких РТпараметрах высокотемпературной ликвации.

В рамках гипотезы инфильтрационных источников урана в гидротермальных и гидрогенных месторождениях в качестве источников рассматриваются вмещающие породы, содержащие его кларковые концентрации. Экспериментальными работами (Рафальский, Осипов, 1967; Шмариович и др., 1984) показана возможность выщелачивания урана окислительными растворами из пород разного состава при разных температурах. При этом формируются растворы с концентрацией до $n \times 10^{-3}$ моль/л, которые можно рассматривать как рудоносные. Эта модель хорошо объясняет формирование гидрогенных месторождений.

Для гидротермальных месторождений вулканогенного типа выделяются ближние и удаленные источники урана. Ближние источники — породы, вмещающие рудные жилы (Наумов, 1978; Модников, Сычев, 1984; Шатков, Бутаков, 2013). Удаленные источники — экстракция урана растворами, как ювенильными, так и метеорными,

по пути их следования к области рудоотложения (Наумов, 1990; Наумов и др., 2012; Модников, Сычев, 1984). Предполагается, что перенос урана осуществляется в основном в виде различных уранилкарбонатных комплексов, а осаждение уранинита происходит по схеме

26

$$UO_2(CO_3)_2^{2-} + e + H_2O \rightarrow UO_2 + CO_3^{2-} + H^+$$

Приведенный краткий анализ показывает большое разнообразие и нередко взаимодополняемость подходов к определению источников урана. Наряду с этим для предложенных альтернатив сохраняется неопределенность в вопросах условий переноса и отложения урана. Эта проблема имеет длительную историю, но главная сложность в ее решении состоит в невозможности, с одной стороны, переноса урана в виде U^{IV} (или его комплексов) в условиях невысоких (<500°С) температур, а с другой стороны – неустойчивости комплексов шестивалентного урана при повышенных (>250°С) температурах. В последнем случае неизбежно возникает проблема восстановителей урана и механизма формирования рудных тел.

Исследования последних лет (Timofeev et al., 2018; Migdisov et al., 2018) показали возможность переноса четырехвалентного урана в виде галогенных комплексов в относительно низкотемпературных условиях (250–350°С), но только в растворах с высокой концентрацией хлоридов (или фторидов) и с очень низкими значениями pH, что нереально для рассматриваемого типа месторождений. Кроме того, существование фторидных комплексов шестивалентного урана (Guo et al., 2020), как главных агентов переноса в условиях невысоких температур, также возможно лишь в очень кислой среде, что не согласуется с характером минеральных ассоциаций, наблюдаемых на этих месторождениях.

Крупнейшие по классификации МАГАТЭ (Geological Classification..., 2018) промышленные урановорудные объекты в вулканогенных структурах (Стрельцовская в Восточном Забайкалье, Сианшань в Южном Китае и МакДермитт на западе США) отчетливо тяготеют к областям проявления контрастного (бимодального) вулканизма и повышенной флюидно-магматической проницаемости коры. Поскольку источники магматических масс (согласно имеющимся изотопным данным) сосредоточены, скорее всего, в мантии и нижних горизонтах коры, то эти массы могли служить и источниками рудного вещества. Однако для ураноносной Стрельцовской кальдеры возможен альтернативный вариант (Пэк и др., 2020), который предполагает поступление урана из нескольких источников его ближней мобилизации при условии реализации механизма свободной тепловой конвекции флюидов в остаточном тепловом

поле корового магматического очага. Проведенный анализ позволил обосновать представление о преемственных формах переноса урана магматическим расплавом и рудообразующим флюидом в минеральную систему Стрельцовской кальдеры. В концептуальной модели глубинный магматический источник был питающим очагом для переноса урана магматическими расплавами в верхние горизонты коры с формированием урансодержащих пород субвулканического очага и вулканических извержений Стрельцовской кальдеры. После привноса урана магматическими расплавами его дальнейшее перераспределение происходило в палеогидродинамической системе со свободной тепловой конвекцией флюидов в остаточном тепловом поле субвулканического очага Стрельцовской кальдеры. Предложенный механизм конвективного движения флюидов может объяснить и повсеместное развитие в пределах кальдеры гидротермальных карбонатов с осадочными изотопными характеристиками. Материал для отложения жильных и метасоматических карбонатов мог заимствоваться из крупных ксенолитов докембрийских мраморов, особенно широко распространенных в западной части кальдеры. При этом в контуре термоконвективной циркуляции флюидов могли реализовываться сопряженные процессы мобилизации урана: 1) из консолидированного субвулканического очага, 2) из гранитоидных пород фундамента кальдеры и 3) из покровов кислых вулканических пород в вулканогенноосадочном чехле кальдеры. Предполагается (Пэк и др., 2020), что соучастие в формировании рудной минерализации этих трех потенциально высокопродуктивных источников урана объясняет происхождение уникальных урановорудных запасов месторождений Стрельцовского рудного поля. В этой связи интересно провести сравнительный анализ основных характеристик, влияющих на рудоносность рассматриваемых вулканогенных структур (табл. 1).

Сравнительный анализ характеристик вулканогенных структур показывает, что если принять гипотезу реализации механизма свободной тепловой конвекции флюидов в остаточном тепловом поле корового магматического очага, то Стрельцовская кальдера будет являться единственным объектом, в котором поступление урана происходило из нескольких источников его ближней мобилизации (из консолидированного субвулканического очага, из гранитоидных пород фундамента структуры и из покровов кислых вулканических пород в ее вулканогенно-осадочном чехле). Соучастие в формировании рудной минерализации этих трех потенциально высокопродуктивных источников урана предположительно объясняет происхождение уникальных урановорудных запасов месторождений Стрельцовской

УРАНОНОСНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

inounda it opublished	an impairie prierina (paire i i e		
Параметры объекта	Стрельцовская кальдера	Вулкано-плутонический комплекс Сианшань	Кальдера МакДермитт
Тип вулканогенной структуры	Кальдера ресургентная с несколькими вулканиче- скими аппаратами (Красно- каменский, Тулукуевский, Юго-Западный)	Вулкано-плутонический комплекс с центральным штоком порфирокласти- ческих риолитов и риода- цитов, включающий несколько кратеров и вул- канических аппаратов	Кальдера ресургентная: четыре перекрывающих друг друга кальдеры
Глубина подкальдер- ной магматической камеры	5—6 км	13—26 км	Плоская, мощностью до первых километров, неглу- боко погруженная камера
Кристаллические породы фундамента кальдер — возраст и содержание урана (ррт)	Гнейсо-граниты PR ₂ (1800 млн лет) кристалличе- ские сланцы, амфиболиты (1600–870 млн лет) – 2.6–9.3; граниты гнейсовидные PZ ₁ (430 млн лет) – 3.2–5.4; гра- ниты ундинского комплекса PZ ₂ (254–245 млн лет) – 2.8– 4.6; зоны домезозойской аль- битизации, калишпатизации, биотитизации – до 24 ppm	Слюдяные, ставролито- вые, кордиеритовые сланцы, амфиболиты PR ₂ (1766–1113 млн лет) – 0.5– 7.03; граниты, гранито- гнейсы PZ ₁ – до 9.74; гра- ниты J ₁₋₂ (180–160 млн лет) – 7.5 до 81.7 ppm	Гранодиориты К ₁ – дан- ные по содержаниям урана отсутствуют. Докальдерные андезиты и дациты возрастом 47—18 млн лет, в андезитах содержание урана около 3 ppm
Внутрикальдерные вул- каниты — возраст и содержание урана (ррт)	Базальты (170–153 млн лет) – 0.5–7.3; трахидациты (170– 149 млн лет) – 5.8–11.9; рио- литы покровные (140–128 млн лет) – 6.1–21.2; риолиты экс- трузивные (146–140 млн лет) – 6.1–21.3; сиенит-порфиры, кварцевые монцониты (139 млн лет) – 2.9–6.6 ppm	Риодациты (137 млн лет) — 5; риолиты (137 млн лет) — 6.2—15.6; игнимбриты и кристаллотуфы — 4—6.3; субвулканические сиенит- порфиры (135 млн лет) — 3.5—4.5 ppm	Возраст всех риолитов 16.7—16.3 млн лет. Стекло- ватые риолиты — 12—15; риолиты порфировые — 2— 8.9; биотитовые риолиты — 2—12 ppm
Возраст урановых руд	138-135 млн лет	109—81 млн лет	16.13-15.7 млн лет
Преобладающий мета- морфизм кристалличе- ских пород фундамента	Метаморфизм в пределах амфиболитовой и гранулито- вой фаций, ультраметамор- физм с формированием мигматитов. Слюдяные сланцы с кордиеритом, сил- лиманитом, ставролитом, андалузитом. Диафторез в пределах зеленосланцевой фации	Преимущественно мета- морфизм амфиболитовой фации, частично гранули- товой, мигматизация	Явлений метаморфизма не отмечено за исключением контактных зон между докальдерными дацитами- андезитами и комплексом риолитов (до 5 горизон- тов).
Типы околорудных метасоматитов	Дорудные — иллитизация, аргиллизация; рудосопровож- дающие — альбитизация, кар- бонатизация, хлоритизация, флюоритизация, окварцева- ние; пострудные — смектити- зация с цеолитами, диккитизация, адуляр	Дорудные — иллитизация, альбитизация; рудосопро- вождающие — флюорити- зация, хлоритизация, окварцевание; поструд- ные — аргиллизация	Дорудные — иллитизация, аргиллизация; рудосопро- вождающие — адуляр, флюорит, карбонаты, кварц

Таблица 1. Сравнительная характеристика ураноносных вулканогенных структур

Параметры объекта	Стрельцовская кальдера	Вулкано-плутонический комплекс Сианшань	Кальдера МакДермитт
Наличие внутрикаль- дерных флюидопрово- дящих каналов	В основном внутрикальдер- ные проводники, связанные с жерлами вулканов и/или крупными разломными зонами, которые определяют локализацию месторождений и рудопроявлений. Кольце- вые разломы выполнены дай- ками сиенитов, сиенит- порфиров, граносиенит-пор- фиров	Слабовыраженные коль- цевые разломы, выпол- ненные в ряде случаев мафическими дайками мелового возраста. В северной части комплекса проявлена система линей- ных разломно-трещинных зон, к которым тяготеет ряд рудопроявлений	Ярко проявленные коль- цевые периферические кальдерные разломы при слабо выраженных внут- рикальдерных разломных зонах. Горизонты поздних (16.4—14.9 млн лет) базаль- тов (высокоалюминиевые оливиновые толеиты — исландиты) вмещают ура- новые руды (месторожде- ние Аврора)

Таблица 1. Окончание

По данным: Ишукова и др., 2007; Чернышев, Голубев, 1996; Петров и др., 2017; Jiang et al., 2005; Dahlkamp, 2009; Guo et al., 2018; Guo et al., 2020; Bonnetti et al., 2020; Pirajno, 2013; Castor, Henrey, 2000; Nash, 2010; Henrey et al., 2017; Castor, Henrey, 2020; Yu et al., 2019.

кальдеры по сравнению с рудными объектами в Сианшане и МакДермитте.

Также, если принять гипотезу формирования рудных тел за счет выщелачивания урана из вмещающих обогащенных им пород (Пэк и др., 2020), то единственным его носителем являются карбонатные комплексы. Они устойчивы в достаточно широком интервале внешних условий, а восстановителями урана могут быть не только углефицированные прослои туфогенных пород, но и газожидкие восстановители эндогенного происхождения в рудовмещающих разломах Стрельцовской кальдеры (Petrov et al., 2008).

Относительно происхождения урана в Сианшане все авторы сходятся в представлениях о том, что его наиболее вероятными источниками являются сами вмещающие вулканические породы, но, также с возможным участием более древних гранитоидных пород и метаморфических толщ протерозоя. Принципиальная схема уранового рудообразования, представленная в работах последних лет (Guo et al., 2020; Bonnetti et al., 2020), предполагает, что основной транспорт урана осуществляется разнообразными, но главным образом карбонатными или фторидными уранильными комплексами. Вопросы о возможных восстановителях в упомянутых работах детально не рассматриваются, но в качестве возможных агентов предлагаются восстановительные газы в связи с поствулканическими интрузиями мафических даек, а также взаимодействие с рассеянными сульфидами минерализованных зон или с полиметаллическими рудными телами в основании вулкано-плутонического комплекса Сианшань (Guo et al., 2018).

Приведенный анализ показывает разнообразие мнений по источникам урана, условиям его переноса и накопления. Наряду с этим отсутствие полного понимания в вопросе взаимосвязи этих процессов с геодинамическими обстановками их функционирования указывает на необходимость продолжения работ в этом направлении.

Крупнейшие проявления урановой минерализации располагаются в основном в мезозойских и кайнозойских вулканических структурах, приуроченных к областям внутриплитного вулканизма с мощной континентальной корой и развитым гранитно-метаморфическим слоем, белным серой. Для этих областей типичны семейства метасоматитов низкокислотного или промежуточного типа (березиты, иллитовые метасоматиты, умеренно-кислотные аргиллизиты с адуляром) (Андреева, Головин, 2001). Во внешней или переходной зоне Тихоокеанского кольца (Камчатка, Провинция Бассейнов и Хребтов в США, Чили и другие регионы) эти семейства метасоматитов могут присутствовать совместно с кислотными метасоматитами (фиг. 14).

Для регионов нахождения крупнейших по классификации МАГАТЭ ураноносных вулканогенных построек (Стрельцовская в Восточном Забайкалье, Сианшань в Южном Китае и Мак-Дермитт на западе США) ведущим геодинамическим механизмом развития и функционирования рудно-магматических систем являются процессы растяжения. В Восточном Забайкалье они происходили в основном в позднеюрско-раннемеловое время, в Южном Китае – в позднем мелу и начале палеоцена, в районе Йеллоустонской горячей точки – в миоцене.

В Восточном Забайкалье и сопредельных территориях Северного Китая они проявились, в основном, в раннем мелу. Растяжение в этом регионе обусловлено левосдвиговыми перемещениями в зоне конвергенции тихоокеанских плит и при за-



Фиг. 14. Схема распространения месторождений урана и сопровождающих их околорудных метасоматитов относительно Тихоокеанского мезозойско-кайнозойского вулканического пояса (северное полушарие). 1–2 – урановые рудные поля и месторождения; метасоматиты умеренно-кислотного типа (low- and intermediate sulfidation), сопровождающие месторождения урана (и других металлов); 3 – метасоматиты кислотного типа (high sulfidation); 4 – глубоководные желоба (зоны субдукции). Урановые месторождения и рудные поля: 1 – Стрельцовское рудное поле, 2 – Дорнотское рудное поле, 3 – Олов, 4 – месторождения Алданской группы, 5 – Ласточка, 6 – Сианшаньское рудное поле, 7 – Шенгуань, 8 – Сиаогуань, 9 – Киф-Провиденское, 10 – МакДермитт, 11 – Мерисвейл, 12 – Фронт-Рейндж, 13 – Нопал. С использованием материалов (Русинов, 2001; Шумилин, 2007).

крытии Монголо-Охотского океана, деламинацией литосферной мантии и внедрением астеносферного вещества (Shao, 1994; Zhang et al., 2010 и др.). Перемещение литосферных масс для Восточного Забайкалья можно предполагать по омоложению времени коллизионных деформаций в северо-восточном направлении (фиг. 15).

При этом установлены левосдвиговые смещения по зоне Монголо-Охотской сутуры, отделяющей жесткие блоки Западно-Становой области от Восточно-Монгольского вулканического пояса с цепочкой ураноносных вулкано-тектонических структур (с ЮЗ на СВ — Дорнотская, Куладжинская, Стрельцовская, Куйтунская). Региональные деформации сдвига и растяжения (транстенсивный стресс-режим) могли происходить на фоне взаимодействия процессов субдукции и плюм-тектоники. Такую возможность наглядно демонстрируют данные глубинной геофизики по ряду крупных субдукционных зон (Gu et al., 2012). Концептуальные модели взаимосвязи процессов плейт- и плюм-тектоники и их важнейшая роль в формировании эндогенных месторождений детально рассмотрены в работах (Кузьмин, Ярмолюк, 2014, 2016; Ярмолюк и др., 2019).

Применительно к вопросу определения геодинамической обстановки формирования рудоносных вулкано-плутонических структур в Восточном Забайкалье, Восточной Монголии и сопредельных территорий Северного Китая высказанное нами ранее (Петров и др., 2017; Андреева и др., 2020) предположение о сочетании остаточного коллизионного и рифтогенного геодинамических режимов, иллюстрирует фиг. 16.

Подобной информации для района Сианшаньской вулкано-купольной структуры пока не имеется, хотя в юго-восточной части Китая намечается омоложение возраста гранитоидов (фиг. 17) в направлении с юго-запада на северо-восток (Wan, 2010; Bonnetti et al., 2018).



Фит. 15. Геологическая схема Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления с положением Стрельцовской кальдеры (по Коваленко и др., 2014, 2015). 1 – докембрийские кратоны; 2 – преимущественно океанические и островодужные террейны; 3 – преимущественно турбидитовые террейны; 4 – мезозойские впадины растяжения; 5 – вулканические пояса; 6 – вулканические центры; 7 – гранито-гнейсовые купола; 8 – направления перемещения блоков; 9 – разломы; 10 – время коллизионных деформаций; 11 – государственные границы; 12 – Стрельцовская кальдера. Буквенные обозначения: Х – Хангайское нагорье, Д – Джаргалантуинский прогиб, А – Агинская зона, Ап – Аникинский порог, ВМВП – Восточно-Монгольский вулканический пояс, БХВП – Большехинганский вулканический пояс, Д – Даэрбуланская система разломов.

В целом для Южного Китая большинство авторов полагает важнейшим для мезозойско-кайнозойского рудообразования существование разломно-трещинных зон, формировавшихся в условиях растяжения, наступившего после субдукции палео-Тихоокеанской плиты под Евразийский континент в мезозое и начале кайнозоя (Hu et al., 2008; Xu et al., 2017; Guo et al., 2020). Эти зоны преобладающего юго-запад—северо-восточного простирания послужили не только путями внедрения магм, но и проводниками для циркулирующих окислительных вод, выщелачивающих и несущих уран, а также путями подъема восстановительных мантийных газов.

Наиболее ярко динамика продвижения литосферных плит над горячими областями мантии зафиксирована для трассы Йеллоустонской горячей точки, на юго-западе которой находится кальдера МакДермитт, а на северо-восточной оконечности — Йеллоустон (фиг. 18).

Расстояние между МакДермиттом и Йеллоустоном около 700 км. Основная магматическая активность вокруг кальдеры МакДермитт продолжалась в период 16.7–16.1 млн лет, хотя обнаружены высокоглиноземистые оливин-толеитовые лавы с возрастом 14.9 млн лет (Henry et al., 2017). Кальдера находится на западном крыле субмеридионально ориентированной Невадской рифтовой зоны в области ее замыкания. Параллельно рифту фиксируется граница отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, значение которого 0.706 интерпретируется как раздел между континентальной литосферой на западе (Smith et al., 2009). Расчеты показывают, что скорость продвижения континентальной плиты в ЮЗ направлении составляла от 2 до 4.5 см/г.

Приведенный обзор позволяет определить те узловые вопросы (источники урана, условия его переноса и накопления, геодинамические обстановки), по которым очевидно проявляются расхождения в интерпретации последовательностей развития минеральных систем (стадийности гидротермально-метасоматических и рудообразующих процессов) вулканогенных месторождений (volcanic-related type) Восточного Забайкалья, Южного Китая и Запада США при внешнем формальном сходстве минеральных ассоциаций, как рудных, так и нерудных. Анализ этих различий, возможно, позволит выработать дополнительные критерии, которые необходимо учитывать при



Фиг. 16. Структурно-металлогеническая схема Юго-Восточного Забайкалья и сопредельных стран. Структурно-тектонические зоны и спектр оруденения: I – Западно-Становая (Au, Mo, Cu, Pb, Zn, U); II – Агинская и III – Аргунская металлогенические зоны (Ta, Li, Nb, Sn, W, Be); IV – Монголо-Приаргунский металлогенический пояс (U, CaF₂, Mo, Рb, Cu, Au, Ag, Zn); V – Аргунский металлогенический пояс (Mo, Cu, Au, Pb, Zn, Ag, Au); VI – Большой Хинган (Mo, Аи, Си, Рb, Zn). Урановорудные поля: 1 – Стрельцовское, 2 – Дорнотское (по Эндогенные рудные..., 1984; Лишневский, Бескин, 1994; Pirajno, 2013; Li et al., 2018; Ярмолюк и др., 2020).

прогнозе крупномасштабных месторождений урана и сопутствующих ему элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканогенные постройки Стрельцовская в Восточном Забайкалье, Сианшаньская в Южном Китае и МакДермитт на западе США в действующей классификации МАГАТЭ определяются как ключевые (типовые) структуры, локализующие урановые месторождения "вулканогенного типа" (Geological Classification..., 2018). Являясь по своей сути эмпирической системой, этот описательный структурно-формационный подход группирует месторождения урана, главным образом, по признаку вмещающей породы и/или рудолокализующей структуры. Однако в последнее время появляется все больше и больше публикаций (Descriptive Uranium..., 2020), в которых подчеркивается, что, несмотря на важность этой накопленной за долгие годы справочной информации, действующая классификация содержит множество вариа-

2022

тивных данных по условиям локализации урановых руд и многочисленные параметры, большинство из которых проявлены только в масштабе одного или нескольких месторождений. Имеющиеся описательные модели уранового рудообразования в значительной степени основаны на информации, полученной в ходе отработки месторождений без должного привлечения результатов региональных металлогенических и петрологических исследований. Поэтому такие модели следует использовать в качестве отправной точки для создания новых генетических моделей урановых месторождений, которые основаны на минерально-системном подходе, реализующем парадигму "источник → транспорт → отложение". В этой связи рассматриваемые в данной статье "типовые" рудоносные вулканогенные структуры (Стрельцовская в Восточном Забайкалье, Сианшаньская в Южном Китае и МакДермитт на западе США), несмотря на разные временные рамки формирования, проявляют многие черты сходства в развитии магматических, гидротермальных и структу-



Фиг. 17. Ареалы распространения мезозойских гранитных интрузий в Южном Китае (по Wan, 2010). Разновозрастные интрузии: 1 – триасовые, 2 – раннеюрские, 3 – среднеюрские, 4 – позднеюрские, 5 – раннемеловые, 6 – позднемеловые. 7 – Сианшаньское рудное поле.

рообразующих процессов. Эти критически важные генетические процессы следует учитывать при создании моделей минеральных систем урановых месторождений в разновозрастных вулкано-тектонических структурах для обоснования постановки поисково-разведочных работ, связанных с определением местоположения и количества ресурсов урана.

Для регионов нахождения рассмотренных нами крупнейших ураноносных вулканогенных структур ведущим геодинамическим механизмом развития и функционирования рудно-магматических систем являются процессы растяжения. В Восточном Забайкалье они происходили в основном в позднеюрско-раннемеловое время, в Южном Китае – в позднем мелу и начале палеоцена, в районе Йеллоустонской горячей точки – в миоцене. Имеются подтвержденные свидетельства о линамике продвижения литосферных плит над горячими областями мантии. Региональные деформации растяжения, рифтогенеза и вулканической активности могли протекать на фоне взаимодействия процессов субдукции и плюм-тектоники, что наглядно демонстрируют данные глубинной геофизики по ряду крупных субдукционных зон.

Вмещающие породы урановых месторождений в вулканогенных постройках упомянутых регионов представляют собой метаалюминиевый или умеренно пералюминиевый высококалиевый тип вулканических пород, соответствующий гранитам А-типа ("анорогенные граниты"). Риолиты, риодациты, трахириолиты, а также экструзивные сиениты, кварцевые сиениты, риолитовые дайки и купола, обогащенные калием, обнаруживают довольно высокую степень фракционирования. Это выражается в распределении РЗЭ с отчетливой отрицательной Еu-аномалией, значительным обогащением несовместимыми и высокозарядными



Фиг. 18. Модель формирования трассы Йеллоустоунской горячей точки (по Smith et al., 2009). а – фаза воздействия (17 млн лет назад) плюма, расположенного под аккретирующей океанической плитой Колумбийского плато в области субдукции Хуан-де-Фука, б – фаза современного состояния расщепленного плюма и взаимодействия расположенного над ним деплетированного верхнемантийного блока с континентальной литосферой. NA – североамериканская плита. Цифрами показан средний возраст внутрикальдерных вулканических пород.

элементами, например, Li, Rb, Ta и U при резком снижении Ba и Sr относительно верхней континентальной коры. По современным представлениям, эти породы образуются в условиях растяжения путем частичного плавления кристаллической земной коры, обогащенной перечисленными компонентами. При исследовании изотопов Nd и Sr установлено, что в формировании этих пород могут принимать участие также и процессы фракционирования щелочных базальтоидов.

Проявления рудно-метасоматических процессов в рудоносных вулканогенных структурах имеют очевидные черты сходства. Это касается как составов рудных минералов, так и метасоматических преобразований, в ряду которых ведущая роль принадлежит обширным ореолам иллитизации. Для урановых месторождений и рудопроявлений Восточного Забайкалья и Ган-Ханьского металлогенического пояса Южного Китая характерно отсутствие метасоматических ореолов высококислотного типа (advanced argillic alterations) – вторичных кварцитов и аргиллизитов с алунитом, пирофиллитом, диаспором, андалузитом, ангидритом и сульфидами – энаргитом, люцонитом, фаматинитом. Эти парагенезисы характеризуют кислотную среду минералообразования при высокой активности серы и кислорода и широко распространены в пределах современного и молодого кайнозойского вулканизма Тихоокеанского кольца в областях с тонкой сиалической корой и преобладающей ролью базитовых магм. Гидротермальные месторождения урана для этих областей не характерны. Семейство же метасоматитов низкокислотного или промежуточного типа (березиты, иллитовые метасоматиты, умеренно-кислотные аргиллизиты с адуляром) сопровождают проявления урановой минерализации в мезозойских и кайнозойских кальдерах, которые располагаются в основном в областях внутриплитного вулканизма с мощной континентальной корой и развитым гранитно-метаморфическим слоем, бедным серой, или присутствуют во внешней или переходной зоне Тихоокеанского кольца (Южный Китай, Провинция Бассейнов и Хребтов, США). Преобладание общего фона невысокой или умеренной кислотности флюидов и относительно невысоких (не более 300°С) температур гидротермальных рудообразующих систем более благоприятно для переноса урана в виде карбонатных, но не фторидных или хлоридных, комплексов.

Проблема возможных источников урана имеет две альтернативы. Одна из них, более традиционная, предполагает, что те объемы литосферы, которые служили протолитом для магмообразования, могли быть и источником рудного вещества. При этом коровые или подкоровые флюиды использовали те же тектонически ослабленные зоны земной коры, что и поднимающаяся магма. Однако в настоящее время активно развиваются гипотезы, предполагающие поступление урана из нескольких источников его ближней мобилизации при условии реализации механизма свободной тепловой конвекции флюидов в остаточном тепловом поле корового магматического очага или при возобновлении тектонотермальной активности после завершения вулканической деятельности в условиях резкой активизации процессов растяжения. Последнее, например, характерно для территории Южного Китая.

Гипотеза поступления урана из нескольких источников его ближней мобилизации (консолидированного субвулканического очага, гранитоидных пород фундамента и покровов кислых вулканических пород в чехле) за счет свободной тепловой конвекции флюидов, возможно, является ключом к пониманию причин формирования уникального по масштабам оруденения Стрельцовской кальдеры по сравнению с рудными объектами в Сианшане и МакДермитте.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН "Тектонодинамические обстановки и физико-химические условия формирования минеральных систем основных промышленно-генетических типов урановых месторождений".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. 2002. Т.10. № 6. С. 640–654.

Алешин А.П., Величкин В.И., Крылова Т.П. Генезис и условия формирования месторождений уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные // Геология руд. месторождений. 2007. № 49. С. 446–470.

Андреева О.В., Головин В.А., Гольцман Ю.В., Козлова П.С., Сельцов Б.М. Эволюция мезозойского магматизма и руднометасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. № 2. С. 115–130.

Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на урановых месторождениях Тулукуевской кальдеры в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. № 3 С. 205–220.

Андреева О.В., Головин В.А., Петров В.А. Околорудная аргиллизация и урановое оруденение северо-западной части Стрельцовской кальдеры // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. № 1. С. 36–52.

Андреева О.В., Петров В.А., Полуэктов В.В. Мезозойские кислые магматиты Юго-Восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 76–104.

Жариков В.А., Иванов И.П., Омельяненко Б.И. и др. Экспериментальное изучение растворимости уранинита в

модельных гранитных расплавах и растворах при высоких параметрах // Геология руд. месторождений. 1987. № 4. С. 3–12.

Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989

Зарайский Г.П. Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом // Смирновский сборник. М.: Фонд им. акад. В.И. Смирнова, 2004. С. 105–192.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007.

Ищукова Л.П., Модников И.С., Сычев И.В., Наумов Г.Б., Мельников И.В., Кандинов М.Н. Урановые месторождения Стрельцовского рудного поля в Забайкалье. Иркутск: ГК "Геологоразведка", 2007. 260 с.

Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А. Геодинамические условия формирования мезозойских вулканических пород Стрельцовской кальдеры // ДАН. 2014. Т. 457. № 5. С. 564–567.

Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А. Геодинамическая позиция мезозойских мантийных пород Стрельцовской кальдеры (Восточное Забайкалье), мантийные домены Центральной Азии и Китая // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 4. Вып. № 28. С. 231–246

Коваленко Н.И., Рыженко Б.Н., Присягина Н.И. и др. Экспериментальное определение форм урана (IV) в растворах НF при 500°С, 1000 бар // Геохимия. 2012. № 1. С. 21–29.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Тектоника плит и мантийные плюмы — основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 11–30.

Лаверов Н.П., Величкин В.И., Власов Б.П., Алешин А.П., Петров В.А. Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. 320 с.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. № 12. С. 1296–1307.

Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 291с.

Маракушев А.А., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальное исследование рудной концентрации во фторидных гранитных системах // Петрология. 1994. № 1. С. 4–23. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

Миронов Ю.Б., Филоненко Ю.Д., Соловьев Н.С., Петров В.А., Головин В.А., Стрельцов В.А. Свинцово-цинковые, урановые и флюоритовые месторождения в Дорнотской вулкано-тектонической структуре (Восточная Монголия) // Геология руд. месторождений. 1993. Т. 35. № 1. С. 31–43.

Модель формирования урановых месторождений в областях континентального вулканизма (на примере месторождений Забайкалья, МНР, Средней Азии). Под ред. Б.М. Сельцова и В.Е. Вишнякова. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1990.

Модников И.С., Сычев И.В. Условия формирования уранового оруденения в вулканических депрессиях проседания // Геология руд. месторождений. 1984. Т. 26. № 1. С. 31–41.

Наумов Г.Б. Основы физико-химической модели уранового минералообразования. М.: Атомиздат, 1978.

Наумов Г.Б. Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования // Основные проблемы рудообразования. М.: Наука, 1990. С. 167–183.

Наумов Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40. № 4. С. 307–325.

Наумов В.Б. Химический состав, летучие компоненты и элементы-примеси риолитовых расплавов Восточного Забайкалья и Северного Кавказа по данным изучения включений в минералах // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1736–1747.

Наумов Г.Б., Беркелиев Т.К., Миронова О.Ф. Метасоматическая природа гидротермальных рудообразующих растворов // Мінералогічний журнал- Mineral. Journ. (Ukraine). 2012. Т. 34. № 2. С. 100–111.

Никкольдс С.Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М.: Иностранная литература, 1958. 176 с.

Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Влияние петрофизических свойств и деформаций пород на вертикальную зональность метасоматитов в ураноносных вулканических структурах (на примере Стрельцовской кальдеры, Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 2. С. 95–117.

Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В. Тектономагматические циклы и геодинамические обстановки формирования рудоносных систем Южного Приаргунья // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 445–469

Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А. и др. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // ДАН. 2007. Т. 413. № 2. С. 244– 250.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1776–1789.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм. М.: Наука, 2000. 207 с.

Покровский В.А. Экспериментальное исследование равновесия 1.5 Аб + 0.5КСl + HCl = 0.5Мс + 3Кв + + 1.5NaCl при 300-500°С и давлении 1 кбар // Докл. АН СССР. 1982. Т.262. № 2. С. 438-441.

Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. Минеральная система урановых месторождений Стрельцовской кальдеры (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 36–54.

Рафальский Р.П., Осипов Б.С. Гидротермальные равновесия в системах, содержащих уран и сульфиды тяжелых металлов при 200–360°С // Геология руд. месторождений. 1967. Т. 9. № 2. С. 44–57. Редькин А.Ф., Величкин В.И. Фториды урана в гидротермально-магматических системах // Доклады РАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 218–221.

Редькин А.Ф., Иванов И.П., Омельяненко Б.И. Экспериментальное изучение растворимости двуокиси урана в кислых хлоридных флюидах при 400–600°С и 1 кбар // Доклады АН СССР. 1988. Т. 299. № 3. С. 726–729.

Редькин А.Ф., Величкин В.И., Шаповалов Ю.Б. Исследование поведения урана, ниобия и тантала в системе гранитный расплав — фторидный флюид при 800— 950°С, 2300 бар // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63. № 4. С. 311–335.

Русинов В.Л. Два семейства эпитермальных месторождений и петрологическая основа их различия // Доклады РАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 239–242.

Сырицо Л.Ф., Баданина Е.В., Абушкевич В.С., Волкова Е.В., Шуклина Е.В. Вулканоплутонические ассоциации кислых пород в пределах редкометальных рудных узлов Забайкалья: геохимия пород и расплавов, возраст, *РТ*условия кристаллизации // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 622–648.

Таусон Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология руд. месторождений. 1982. № 3. С. 3–14.

Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.В., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984.

Чевычелов В.Ю. Распределение полиметаллов между гранитоидным расплавом, флюидно-солевой и флюидной фазами // Доклады Академии наук. 1992. Т. 325. № 2. С. 378–381.

Чернышев И.В., Голубев В.Н. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье – крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924–937.

Шаповалов Ю.Б. Галогенидная экстракция рудных и петрогенных элементов по экспериментальным данным // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. 2001. Т. 2. С. 104–105.

Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Родионов Р.В., Падерин И.П., Сергеев С.А. U–Pb (SIMS SHRIMP II) возраст вулканических образований Тулукуевской кальдеры (Стрельцовский ураново-рудный узел, Восточное Забайкалье) // Доклады РАН. 2010. Т. 432. № 3. С. 360–364.

Шатков Г.А., Бутаков П.М. Признаки участия уранилфторидов в формировании богатых урановых руд месторождений Стрельцовского типа, Восточное Забайкалье // Геохимия. 2013. Т. 449. № 6. С. 696–700.

Шмариович Е.М., Агапова Г.Ф., Рехарская В.М. и др. Экспериментальное изучение выщелачивания урана из различных пород термальными сульфидно-карбонатными растворами // Геология руд. месторождений. 1984. № 3. С. 87–98.

Шумилин М.А. Урановорудные провинции мира и ресурсный потенциал урана: попытки количественного анализа // Отечественная геология. 2007. № 2. С. 48–51. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудря-

шова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60–77.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.

Badanina E.V., Trumbull R.B., Dulski Pl. The behaviour of rare-earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia, Russia // Can. Mineral. 2006. V. 44. P. 667–692.

Bonnetti C., Liu X., Mercadier J., Cuney M., Deloule E., Villeneuve J., Wenquan L. The genesis of granite-related hydrothermal uranium deposits in the Xiazhuang and Zhuguang ore fields, North Guangdong Province, SE China: Insights from mineralogical, trace elements and U-Pb isotopes signatures of U mineralization // Ore Geol. Rev. 2018. V. 92. P. 588–612.

Bonnetti C., Liu X., Cuney M., Mercadier J., Riegler T., Chida Y. Evolution of the uranium mineralization in the Zoujiashan deposit, Xiangshan ore field: Implications for the genesis of volcanic-related hydrothermal U deposits in South China // Ore Geol. Rev. 2020. V. 122. 103514.

Browne P.R.L., Ellis A.J. The Ohaki-Broadlands hydrothermal Area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry // Amer. J. Sci. 1970. V. 269. P. 97–131

Castor S.B., Henry C.D. Geology, geochemistry, and origin of volcanic rock-hosted uranium deposits in northwestern Nevada and southeastern Oregon // Ore Geol. Rev. 2000. V. 16. P. 1–40.

Castor S.B., Henrey C.D. Lithium-rich claystone in the Mc-Dermitt Caldera, Nevada, USA: geologic, mineralogical, and geochemical characteristics and possible origin // Minerals. 2020. V. 10. 68.

Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.

Chabiron A., Cuney M., Poty B. Possible uranium sources for the largest uranium district associated with volcanism: the Streltsovka caldera (Transbaikalia, Russia) // Mineral. Deposita. 2003. V. 38. P. 127–140.

Christiansen E.H., Sheridan M.F., Burt D.M. The geology and geochemistry of cenozoic topaz rhyolites from the Western United States // Geological Soc. of Amer. Special Paper 205. 1986. P. 1–89.

Cuney M. Felsic magmatism and uranium deposits // Bull. Soc. Geolog. France. 2014. V. 185. № 2. P. 75–92.

Dahlkamp F.J. Uranium deposits of the world. Asia. China Peoples Republic. Springer, Berlin. 2009. P. 493.

Descriptive uranium deposit and mineral system models. IAEA, Vienna, Austria, 2020. 328 p.

Dorzhieva O., Krupskaya V., Zakusin S., Sakharov B., Andreeva O. Structural features of hydrothermal illite-smectite in metasomatites at the Antei-Streltsovskoe uranium deposit (Russia) // Proceedings of 55th Annual Meeting of The Clay Mineral Society. 2018. P. 423–424.

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.

Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments // Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, Chap. 15. 2003. P. 283–313.

Geological classification of uranium deposits and description of selected examples. IAEA-TECDOC Series-1842. Vienna, 2018. 415 p.

Gu Yu. J., Okeler A., Schultz R. Tracking slabs beneath northwestern Pacific subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. № 331–332. P. 269–280.

Guo C.L., Mao J.W., Bierlein F., Chen Z.H., Chen Y.C., Li C.B., Zeng Z.L. SHRIMP U-Pb (zircon), Ar-Ar (muscovite) and Re-Os (molybdenite) isotopic dating of the Taoxikeng tungsten deposit, South China Block // Ore Geol. Rev. 2011. V. 43(1). P. 26–39.

Guo J., Li Z., Nie J., Huang Z. Wang J, Lai C.-K. Genesis of Pb–Zn mineralization Beneath the Xiangshan Uranium Orefield, South China: Constraints from H–O–S–Pb isotopes and Rb–Sr dating // Resource Geology. 2018. V. 68. P. 275–286.

Guo Z., Li T., Deng M., Qu W. Key factors controlling volcanic-related uranium mineralization in the Xiangshan Basin, Jiangxi Province, South China: A review // Ore Geol. Rev. 2020. V. 122. 103517.

Henry C.D., Castor S.B., Starkel W.F., Ellis B.S., Wolff J.A., Laravie J.A., McIntosh W.C., and Heizler M.T. Geology and evolution of the McDermitt caldera, northern Nevada and southeastern Oregon, western USA // Geosphere. 2017. V. 13(4). 47 p.

Hemley W.R., Jones J. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism // Econ. Geol. 1964. № 1.

Hu R., Bi X., Zhou M., Peng J., Su W., Leu S., Qi H. Uranium metallogenesis in South China and its relationship to crustal extension during the Cretaceous to Tertiary // Econ. Geol. 2008. V. 103. P. 583–598.

Iiyama J.T. Etude des reactions d'exchange d' ions Na-K dans la serie muscovite-paragonite // Bull. Soc. Fran. Mineral. Cristallog. 1964. V. 87. P. 532–541.

Inoue A., Meunier A., Beaufort D. Illite-smectite mixed-layer minerals in felsic volcaniclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan // Clays and Clay Miner. 2004. V. 52. No. 1. P. 66–84.

Jiang Y.H., Ling H.F., Jiang S.Y., Fan H.H., Shen W.Z., Ni P. Petrogenesis of a late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg, potassic, quenched enclaves at Xiangshan, Southeast China // J. Petrology. 2005. V. 46. № 6. P. 1121–1154.

Keppler H., Wyllie P.J. Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes // Nature. 1990. V. 348. P. 531–533.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Bull. Geol. Soc. Amer. 1989. V. 101. P. 635–43.

Masuda A., Kawakami O., Dohmato Y., Takenaka T. Lanthanide tetrad effect in nature: two mutually opposite types // Geochemical Geology. 1987. V. 21. P. 110–124.

Matthews A. Influences of kinetics and mechanism in metamorphism: a study of albite cristallization // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. № 3. P. 387–402.

Nash J.T. Volcanogenic uranium deposits – geology, geochemical processes, and criteria for resource assessment // U.S. Geological Survey Open File Report 2010-1001. Reston, Virginia, 2010. 99 p.

Petrov V.A., Poluektov V.V., Hammer J., Schukin S.I. Faultrelated barriers for uranium transport // Uranium Mining and Hydrogeology. B.J. Merkel, A. Hasche-Berger (edit.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008. P. 779–789.

Petrov V.A., Golubev V.N., Golovin V.A. An unique uranium mineralization in pillow lavas, Dornot ore field, Mongolia // Proceedings of the International Conference "Uranium geochemistry 2003", 13–16 April, 2003, Nancy, France. P. 289–292.

Peyffert C., Chink N.T., Cuney M. Uranium in granitic magmas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 60. № 9. P. 1515–1529.

Pirajno F. The geology and tectonic settings of China's mineral deposits. Springer Dordrecht-Heidelberg, 2013. 679 p.

Shao J.A. Extension structure of orogen and asthenosphere upwelling – a case study of the Xing'an-Mongolia orogenic belt // Chin. Sci. Bull. 1994. № 39. P. 533–537.

Sillitoe R. Porphyry copper systems // Econ. Geol. 2010. V. 105. \mathbb{N}_{2} 1. P. 3–41.

Timofeev A., Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., Roback R., Nelson A.T., Hongwu Xu. Uranium transport in acidic brines under reducing conditions // Nature Communications. 2018. V. 9. 1469. P. 1–7.

Uranium deposits in volcanic rocks. Panel proceedings series. IAEA, Vienna, 1985. 468 p.

Wan T. The Tectonics of China: Data, Maps and Evolution. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2010. 508 p.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

World uranium geology, exploration, resources, and production. IAEA, Vienna, Austria, 2020. 988 p.

Xu D., Chi G., Zhang Y., Zhang Z., Sun W. Yanshanian (Late Mesozoic) ore deposits in China – an introduction to the special issue // Ore Geol. Rev. 2017. V. 88. P. 481–490.

Yang S.Y., Jiang S.Y., Jiang Y.H., Zhao K.D., Fan H.H. Zircon U–Pb geochronology, Hf isotopic composition and geological implications of the rhyodacite and rhyodacitic porphyry in the Xiangshan uranium ore field, Jiangxi Province, China // Science China Earth Sciences. 2010. V. 53. P. 1411–1426.

Yao H., Lu G., Nie J., Zheng G., Cao X., Xu P., Zhang F., Zhu S. Characteristics of mineralizing alteration and hydrothermal sources in Zoujiashan uranium deposits in Xiangshan uranium ore field in Jiangxi Province // Geoscience. 2013. V. 27 (2). P. 332–338 (in Chinese with English abstract).

Yu Z., Ling H., Mavrogenes J., Chen P., Chen W., Fang Q. Metallogeny of the Zoujiashan uranium deposit in the Mesozoic Xiangshan volcanic-intrusive complex, southeast China: Insights from chemical compositions of hydrothermal apatite and metal elements of individual fluid inclusions // Ore Geol. Rev. 2019. V. 113. 103085.

Yu Z.Q., Chen W.F., Chen P.R., Wang K.X., Fang Q.C., Tang X.S., Ling H.F. Chemical composition and Sr isotopes of apatite in the Xiangshan A-type volcanic-intrusive complex, Southeast China: New insight into petrogenesis // J. Asian Earth Science. 2019. № 172. P. 66–82

Zhang J.H., Gao S., Ge W.C., Wu F.Y., Yang J.H., Wilde S.A., Li M. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northeast China: implications for subduction-induced delamination // Chem. Geol. 2010. \mathbb{N} 276. P. 144–165.
УДК 551.2:553.49:550.4:551.2:550.428

МИГРАЦИЯ И НАКОПЛЕНИЕ УРАНА В РАЗЛИЧНЫХ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННОГО ТИПА (СТРЕЛЬЦОВСКАЯ КАЛЬДЕРА, ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

© 2022 г. В. В. Полуэктов^{а,} *, В. А. Петров^{а,} **, О. В. Андреева^{а,} ***

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

*e-mail: vapol@igem.ru

**e-mail: vlad243@igem.ru

***e-mail: akimolan@igem.ru

Поступила в редакцию 25.08.2021 г. После доработки 20.09.2021 г. Принята к публикации 06.10.2021 г.

В статье рассмотрены вопросы миграции, сорбнии и перераспределения урана в кислых вулканитах (игнимбритах) и вулканических стеклах различного состава на месторождениях Тулукуевское и Новогоднее, расположенных в верхнем структурном этаже (чехле вулканогенно-осадочных пород) Стрельцовской кальдеры, вмещающей крупнейшее в России Стрельцовское урановорудное поле (СРП). Исслелованиями охвачен весь сорбшионный рял порол и минералов: от крайне высоких содержаний урана в кислых вулканитах и вулканических стеклах месторождения Новогоднее, расположенного в восстановительных геохимических условиях, до полного его выноса из минераловконцентраторов в окислительных условиях карьера Тулукуевского месторождения. Распределение урана и его содержания изучались с применением f-радиографии: в различных зонах метасоматических ореолов; в минералах и обломках пород; в матриксе и фьямме игнимбритов; в элементах деформационных преобразований, включая минерализованные и открытые трещины различной морфологии, в зонах катаклаза, микробрекчирования и прожилкования и т.д. Комплексные геолого-структурные, минералого-геохимические и петрофизические изыскания, а также мониторинговые гидро- и изотопно-геохимические исследования проб трешинно-жильных вод источников и атмосферных осадков проводились с 2000 г. и продолжаются в настоящее время. Показано, что месторождения Тулукуевское и Новогоднее являются уникальными объектами для изучения условий, путей, механизмов миграции и накопления урана в различных структурных обстановках и окислительно-восстановительных условиях. Установлено, что важнейший механизм задержки урана обусловлен процессами сорбции, которые развиваются в восстановительных условиях проницаемых реакционных барьеров, формирующихся в настоящее время в гидравлически активных разломах, рассекающих окисленные блоки пород. На этих природных физико-химических барьерах U(VI) эффективно задерживается и переходит в нерастворимую U(IV) форму в связи с реакционной способностью Fe-Mn оксигидроксидов, импрегнированного углеродистого вещества и продуктов жизнедеятельности микроорганизмов – ферригидритов. Проведенное сопоставление сорбционной способности по отношению к урану позволило построить сравнительный ряд из минералов и минеральных агрегатов в порядке убывания от аморфных оксидов Fe и Ti до полевых шпатов и кварца. Комплекс проводимых исследований может быть использован при обосновании поисков, разведки и отработки урановых руд на урановорудных объектах, а также при рассмотрении возможных источников рудного вешества. Крайне важным является и радиогеоэкологический аспект изысканий в связи с обоснованием долговременной изоляции радиоактивных материалов и реабилитацией загрязненных радионуклидами территорий и горизонтов подземных вод.

Ключевые слова: Тулукуевское и Новогоднее месторождения, минеральная зональность, гидрослюдизация и аргиллизация, миграция и сорбция урана, трещинно-жильные и атмосферные воды, проницаемый реакционный барьер, игнимбрит, обсидиан-перлит, высококремнистые вулканические стекла, девитрификация, кристаллиты-сферолиты, f-радиография, тухолит, уранофан, (прото)ферригидрит, гематит, окси-гидрооксиды Fe, Mn и Ti, радионуклиды, изоляция радиоактивных материалов

DOI: 10.31857/S0016777022010075

ВВЕДЕНИЕ

Стрельцовская кальдера занимает особое положение в структуре Монголо-Приаргунского вулканического пояса. Интерес к ней обусловлен уникальностью запасов локализованных в кальдере молибден-урановых месторождений, использованием разреза вулканогенно-осадочных пород (трахибазальт-трахириодациты приаргунской и перекрывающие риолиты тургинской серий) в качестве типового для Южного Приаргунья и Восточной Монголии (Дорнотская вулкано-тектоническая структура), детальной изученностью месторождений кальдеры и структур ее обрамления, а также существовавшими ранее ограничениями на опубликование материалов по урановой тематике.

С середины 50-х годов прошлого века поисковые работы Сосновской экспедиции с Кодаро-Удоканской площади (район р. Чары) переместились в Забайкалье. После открытия и разведки небольшого месторождения Дурулгуй (1953–1957 гг.) было открыто и разведано месторождение Олов (1957-1963 гг.). Освоение этого месторождения было прервано в связи с открытием уникальных Стрельцовских месторождений (Урановые месторождения..., 2005). Сотрудники Экспедиции № 1 ИГЕМ АН СССР под руководством профессора Ф.И. Вольфсона приступили к работам с момента открытия Стрельцовского месторождения в 1963 г. Были сформированы исследовательские группы по направлениям: геоструктурному, минералогогеохимическому, метасоматитам, магматитам, изотопии и возрасту пород, метасоматитов и руд. После некоторого перерыва в 1990-е годы работы на месторождениях Стрельцовской группы по предложению академика РАН Н.П. Лаверова были возобновлены и, начиная с 2000 г. до настоящего времени, группой специалистов ИГЕМ РАН проводятся комплексные геоструктурные, минералого-геохимические и петрофизические изыскания, а также мониторинговые гидро- и изотопно-геохимические исследования проб трещинно-жильных вод источников и атмосферных осадков. Работы в большей своей части сосредоточены на изучении механизмов миграции и накопления урана в различных структурных обстановках и окислительновосстановительных условиях месторождений Тулукуевское и Новогоднее, локализованных в вулканогенно-осадочном чехле кальдеры. По классификации МАГАТЭ (Geological Classification..., 2018) месторождения Тулукуевское и Новогоднее относятся к вулканогенному (volcanic-related) типу, что связано с систематикой по признаку вмещающей породы и/или рудолокализующей структуры. Реализация описательного структурно-формационного подхода имеет продолжительную историю, но становятся все более очевидными его ограничения и необходимость перехода к моделям урановых минеральных систем (Descriptive Uranium..., 2020).

Такой переход для месторождений СРП актуален и логичен, имея в виду яркий пример пространственно-временного совмещения урановых руд в фундаменте и чехле кальдеры, реализованном в Антей-Стрельцовской минеральной системе (Пэк и др., 2020).

Изучение процессов миграции и концентрирования урана в кислых вулканитах и вулканических стеклах различного состава в карьере Тулукуевского месторождения было инициировано в 2000 г. в рамках соглашения между Российской академией наук (ИГЕМ РАН) и Министерством энергетики США (Лос-Аламосская национальная лаборатория) по проекту "Явления массопереноса урана в трещиноватых спекшихся туфах (Uranium mass transfer phenomena in fractured welded tuffs)". Основной мотивацией проекта было получить исходные данные по различным параметрам фильтрационно-транспортных процессов в зоне аэрации природного аналога (карьер Тулукуевского уранового месторождения) и использовать эти данные в качестве дополнительной информации для обоснования безопасности хранилища радиоактивных материалов Юкка Маунтин в Неваде, США. Размещение этого объекта в зоне аэрации на глубине около 300 м от дневной поверхности инициировало всплеск публикаций по различным аспектам миграции и накопления радионуклидов (Bodvarsson et al., 1999; Smellie et al., 1997; Vadose zone..., 2000 и др.). Опубликованные нами совместно с зарубежными коллегами материалы находятся в этом ряду (Petrov et al., 2001, 2003, 2004, 2005).

Преобразование урановых руд в карьере Тулукуевского месторождения с полным основанием может рассматриваться в качестве уникального примера для изучения поведения урана в окислительной обстановке зоны аэрации. Здесь были выбраны игнимбриты трахи(рио)дацитового состава, содержащие стекло и стекловатый материал в виде фьямме и матрикса, а также высококремнистые стекла. Размеры изученного блока карьера на семи уровнях от верхнего "А" до нижнего "G" составили 200 × 200 × 200 м, включая профиль в штольне гор. +520 м, пройденной вдоль плоскости основного рудовмещающего разлома 1А. В пределах СРП рассматриваемый объект, по данным Л.П. Ищуковой (1998), отличается наибольшим разнообразием ассоциаций гипергенных минералов (урановые карбонаты-силикаты-фосфаты). При этом продолжительное время (с момента образования около 135 млн лет назад до вскрытия месторождения карьером) процессы окисления в основном протекали в условиях насыщенности горных пород поверхностными и подземными водами. По мере отработки (1983-1998 гг.) на верхних уровнях карьера были вскрыты хорошо сохранившиеся урановые руды и урансодержащие "желваки" высококремнистого вулканического стекла, данные по которым в литературе крайне ограничены. Кроме того, в карьере в зоне разлома 1А нами впервые обнаружен гипергенный сорбционноемкий гидроксид железа(III) — (прото)ферригидрит (Полуэктов, 2007). В порово-трещинном пространстве кислых вулканитов отмечено присутствие углеродистого вещества, которое входит и в состав глобулярного тухолита, также впервые обнаруженного нами на данном объекте (Petrov et al., 2008).

На расположенном неподалеку месторождении Новогоднее горными выработками вскрыто пластообразное тело вулканического стекла. За последние десятилетия разведки и отработки месторождений СРП это единственная находка практически неизмененного обсидиан-перлита. На этом месторождении особенности распределения урана изучались в зонах метасоматических ореолов, в минералах, вкрапленниках и обломках пород, а также в элементах деформационных преобразований кислых вулканитов, в минерализованных и открытых трещинах различного типа.

Еще раз подчеркнем радиогеоэкологический аспект проводимых на объектах СРП изысканий. Как известно, наиболее полно физико-химические условия и механизмы транспорта радионуклидов могут быть получены только при изучении природных процессов, происходящих на урановых месторождениях в различных окислительновосстановительных условиях (Омельяненко и др., 2007). В связи с этим урановые месторождения рассматриваются как природные аналоги параметров, процессов и явлений, которые могут происходить при хранении или захоронении радиоактивных материалов (Chapman et al., 1984; Alexander, McKinley, 1992; Smellie, Karlsson, 1999; Bruno et al., 2002; Haveman, Pedersen, 2002).

Аналоговыми исследованиями охвачен широкий спектр урановых месторождений: в гранитах и гранито-гнейсах (Эль Беррокал, Испания; Палмотту, Финляндия; Санерли, Китай; Камаиши, Япония), в песчаниках (Окло, Габон и Сигар Лейк, Канада), в сланцах (Кунгарра, Австралия), в шелочных (Посос де Кальдас, Бразилия) и кислых (Сьерра де Пенья Бланка, Мексика) вулканитах, в третичных осадках (Рупрехтов, Чешская Республика) (Prikryl et al., 1997; Smellie et al., 1997; Лаверов и др., 2008; Петров и др., 2011 и др.). Наряду с этим в работах (Петров и др., 2008; Петров, 2011) показано, что большинство связанных с аналоговыми исследованиями прогнозных моделей фильтрации потока подземных вод и миграции урана (актинидов) основывается на данных о современном состоянии разрывов и их гидравлических свойствах. Однако практически не учитывается динамика развития тектонических процессов и феномен накопления урана на геохимических проницаемых реакционных барьерах, классифицированных А.И. Перельманом (1979). В этой связи материалы, собранные на основании детальных и многолетних изысканий на Тулукуевском и Новогоднем месторождениях СРП, являются существенным дополнением к материалам по изучению путей, механизмов миграции и накопления урана и других актинидов в различных структурных обстановках и окислительно-восстановительных условиях. Этот опыт уже используется нами (Петров и др., 2015; Petrov et al., 2019) при разработке предложений по изучению сорбционных свойств минералов в отношении радионуклидов в породах Нижнеканского массива (Красноярский край), где осуществляется строительство первого в России пункта глубинного захоронения радиоактивных отходов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выполнения поставленных задач, помимо петрографического изучения, применялся комплекс прецизионных методов исследований пород, метасоматитов, руд, отдельных минералов, а также трещинных и метеорных вод.

Характер распределения урана и оценка его содержаний в породах, метасоматитах и рудах изучались методом f-радиографии. Качественная оценка распределения и расчет содержаний урана проводились по цифровым микрофотографиям лавсановых детекторов (аналитик Г.Э. Надьярных) с помощью разработанной в ИГЕМ РАН методики и компьютерной программы. Препараты (прозрачно-полированный шлифы на кварцевом стекле и лавсановые детекторы) облучались в Атомном центре МИФИ тепловыми нейтронами с флюенсом 3 × 10^{16} нейтр/см² для низких (1–3 ppm) содержаний урана и с флюенсом 3×10^{14} нейтр/см² и 4×10^{13} нейтр/см² для повышенных (> 3–5 ppm) и высоких (> 500-1000 ррт) концентраций соответственно.

Методы определения химического состава проб горных пород и минералов проводились в ЦКП "ИГЕМ-Аналитика": полный силикатный ("мокрая" химия) анализ (Н.В. Королева, С.А. Горбачева), атомная эмиссионная спектроскопия и масс-спектроскопия с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES и -MS); рентгено-флюоресцентный анализ на спектрометрах VRA-30 Philips (Т.М. Марченко) и Axios mAX, PANalytical (А.И. Якушев). Определение содержаний углеродистого вещества производилось на экспресс-анализаторе АН-7529 методом автоматического кулонометрического титрования (аналитик С.И. Коган).

Также для определения концентраций и характера распределения урана и других химических элементов в системе "гидравлически активная трещина – околотрещинное пространство" использовался метод энергодисперсионного (ЭД)

РФА. Он состоял в сканировании по сети 50 × \times 50 мкм плоскостей ориентированных в пространстве штуфов (площадь до 100 см²), отобранных на расстоянии 10, 50 и 100 см от ядра трещины в 20 м ниже экспонированных на поверхности рудных скоплений, подсчете импульсов с помощью Si–Li-детектора (45 кВ и 30 мА) и визуализации полученных данных. Измерения проведены А. Виттенберг (БГР, Ганновер, ФРГ). Эти исследования, в частности, позволили выявить сеть насыщенных стронцием карбонатных микропрожилков, развитых в зоне динамического влияния трещины.

Инструментальный нейтронно-активационный анализ (ИНАА) проведен в ИГЕМ РАН с использованием гамма-спектрометра ORTEC (А.Л. Керзин). Микрорентгеноспектральные анализы отдельных минералов проводились на рентгеноспектральных микроанализаторах MS-46, Сатеbax microbeam и Cameca SX-50 (С.Е. Борисовский). Рентгено-структурные исследования гидротермальных и гипергенных минералов выполнены Л.А. Кочетковой на дифрактометре Rigaku DMAX/ 2200 (условия съемки: СиКа излучение, напряжение 40 kw, ток 40 mA) и ДРОН – 3 (СиКа излучение, напряжение 30 kw, ток 20 mA).

Исследования изотопных составов углерода и кислорода в гипергенных (подпочвенный слой) и гидротермальных карбонатах выполнены в ГИН РАН с использованием общепринятых методик (Б.А. Покровский). Диагностика дисперсных Fe-Mn-Ti оксигидроксидов выполнена на просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ) JEM-100C с энергодисперсионной приставкой Kevex, включая картину электронной дифракции (А.В. Сивцов). Изучение урановых минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-5300 со спектрометром Link-ISIS (О.А. Дойникова и П.Н. Карташов, ИГЕМ РАН).

Изучение флюидных включений в кварце проводилось в ИГЕМ РАН методами микротермометрии (криометрия и гомогенизация) в микротермокриокамере Linkam THMS600 (Англия); температуры от –196 до +600°С (В.Ю. Прокофьев).

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУЛУКУЕВСКОЕ И НОВОГОДНЕЕ

В разрезе вулканогенно-осадочных пород Стрельцовской кальдеры окислительно-восстановительные (редокс) условия месторождения Тулукуевское с глубиной сменяются на преимущественно восстановительные на месторождении Новогоднее. Геологическая схема строения Стрельцовской кальдеры с расположением месторождений приведена в этом номере журнала (Петров и др., 2022).

Тулукуевское жильно-штокверковое месторож*дение* – один из крупнейших объектов СРП. Оно расположено в западной части Стрельцовской кальдеры, являющейся частью Тулукуевской вулкано-тектонической структуры (ВТС), сформированной в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации (ТМА) региона. Месторождение залегает в стратифицированных осадочно-вулканогенных породах позднеюрского-раннемелового возраста. В верхней части месторождения, которая вскрыта Тулукуевским карьером, рудные тела "Первой рудоносной зоны" обнаружены всего в 30-50 м от современной поверхности. Положение оруденения контролируется C3 (310°-320°) крутопадающим разломом 1А и оперяющими системами трещин. Рудовмещающими в карьере являются (снизу вверх): горизонт туфогенно-осадочных пород, покров игнимбритов и горизонт фельзитовых риолитов. Наиболее молодые образования – малочисленные дайки базальтов.

В составе туфогенно-осадочного горизонта мощностью до 40 м присутствуют туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и туфы, нередко с линзовидными включениями углей. В пределах карьера здесь локализовано пластообразное рудное тело, приуроченное к пологому срыву на контакте пород в непосредственной близости от крутопадающего разлома 1А. Выше залегает мощный (до 200 м) покров игнимбритов преимущественно трахидацитового и трахириодацитового состава (далее – игнимбриты), вмещающий основную часть оруденения. Наиболее характерная особенность игнимбритов - широкое распространение флюидальных текстур, обусловленных струйчатыми включениями вулканического стекла и большим количеством фьямме. Структура основной массы пород фельзитовая и витрофировая. Вкрапленники представлены мелкими (обычно до 2 мм) кристаллами кварца, щелочных полевых шпатов, биотита и редкими включениями акцессорных минералов. Разрез завершает покров фельзитовых риолитов, который вскрыт в верхней части карьера в висячем боку разлома 1А. Покров имеет сложное строение и мощность до 60 м. В составе пород преобладают брекчиевые разности, содержащие остроугольные обломки (от 1 до 40 см) тех же риолитов и нижележащих пород. Количество обломков иногда достигает 70% объема породы. Основная масса представлена флюидальными или фельзитовыми структурами. Дайки массивных и миндалекаменных базальтов распространены незначительно, а мощность их не превышает первых десятков см. По времени образования они являются дорудными, поскольку подвержены тем же гидротермальным изменениям, что и другие рудовмещающие вулканиты.

Карьер Тулукуевского месторождения вскрывает вулканогенно-осадочную толщу, подверженную воздействию процессов зоны окисления различной интенсивности. Для изучения характера распределения урана были выбраны три основные разновидности вулканитов: игнимбриты, стекла обсидиан-перлитового состава и высококремнистые стекла.

Новогоднее месторождение расположено в западной части СРП в 1 км к югу от Тулукуевского месторождения. Поскольку в пределах Тулукуевского месторождения практически не сохранилось совершенно неизмененных полустекловатых кислых вулканитов и вулканических стекол, то месторождение Новогоднее явилось неким "подарком", т.к. горными выработками на шахтном горизонте +600 м (глубина 300 м от дневной поверхности) было вскрыто пластообразное тело вулканического стекла обсидиан-перлитового типа (риолит-риодацитового состава) с максимальной степенью сохранности. В его приконтактовых частях интенсивно проявились постмагматические, гидротермально-метасоматические и деформационные преобразования. Вулканические стекла, особенно разновидности кислого состава, вследствие вязкости и затрудненности процессов диффузии, фиксируют и сохраняют весь спектр минеральных и деформационных преобразований, включая начальные стадии девитрификации с образованием кристаллитов и полную раскристаллизацию стекла (Наседкин, 1963, 1975). Уникальность объекту придает тот факт, что это единственная находка неизмененного обсидиан-перлита за последние десятилетия разведки и разработки месторождений СРП.

Отличительной особенностью разреза месторождения Новогоднее также является развитие покрова сферолитовых риолитов, отличающихся крайне неоднородным строением. Верхняя его часть сложена сферолитовыми разностями, а в нижней развиты лавобрекчии риолитов, стекловатые, тонкополосчатые риолиты и изученные нами хорошо сохранившиеся вулканические стекла. Вмещающие породы интенсивно гидрослюдизированы. В отличие от других месторождений кальдеры, в сферолитовых риолитах месторождения Новогоднее проявилась интенсивная, хотя и локально развитая, низкотемпературная альбитизация и наложенное метасоматическое окварцевание. Хлоритизация в риолитах, в отличие от пород основного и кислого состава нижней части разреза, имеет ограниченное распространение.

Урановые руды при определяющем структурном факторе локализованы в зоне крутопадающего Новогоднего меридионального разлома в узле его сочленения с пологим межпластовым нарушением. Основным рудообразующим минералом является настуран. Все руды месторождения принадлежат к алюмосиликатному типу и, что крайне важно, находятся ниже зоны окисления, которая развивается по отдельным нарушениям максимально до глубины 100–120 м от дневной поверхности. Гипергенная минерализация представлена гидроксидами железа, марганца, а вторичные урановые минералами – уранофаном, отенитом и ураноцирцитом. Изредка настуран замещается бариевыми и кальциевыми водными оксидами урана. Для руд месторождения Новогоднее характерен обычный для СРП устойчивый набор элементов: U, Mo, Pb и As (Ишукова, и др., 1998).

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ И РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ТУЛУКУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Все вскрытые Тулукуевским карьером вулканиты подвержены гидротермальным метасоматическим преобразованиям с элементами зонального строения. Метасоматическая зональность отчетливо контролируется главным раствороподводящим и рудовмещающим разломом 1А (фиг. 1).

Последовательность гидротермально-метасоматических изменений, гипергенных преобразований вмещающих пород и формирования рудной минерализации отражена в табл. 1.

Дорудные метасоматические преобразования. В вулканогенных породах Тулукуевского карьера широко и интенсивно проявились низкотемпературные метасоматиты кислотного типа. Они характеризуются развитием диоктаэдрических иллитов и смешаннослойных иллит-смектитов в ассоциации с железистыми карбонатами и кварцем и в дальнейшем обозначены термином "гидрослюдистые метасоматиты" (Андреева, 1979; Андреева и др., 1996; Андреева, Головин, 1998).

Совершенно неизмененных игнимбритов и свежих туфогенно-осадочных пород в карьере не обнаружено. В вулканитах почти повсеместно распространена ранняя поствулканическая гематитизация, которая не связана с разрывными нарушениями и последующим отложением урановых руд. Она относится к типу так называемого "краснокаменного" аэрального окрашивания. С поствулканической гематитизацией, вероятно, синхронны и некоторые процессы минералообразования, например, выполнение миндалин низкотемпературными минералами. сегрегация полевых шпатов и кварца в виде аксиолитов. В итоге те породы, которые принято называть "фоновыми" и в составе которых еще могут сохраняться темноцветные минералы, почти всегда содержат гематит и незначительную (не более 1–2%) примесь метасоматических минералов (гидрослюд, карбонатов и др.), рассеянных в основной массе, во вкрапленниках,



Фиг. 1. Минеральная зональность гидротермальных и гипергенных преобразований в карьере Тулукуевского месторождения. Показаны семь уровней ("A–G") северо-западного борта карьера с зоной рудоконтролирующего разлома 1А. Строение дорудного ореола метасоматических преобразований и наложенной зоны пострудной аргиллизации: I – внешняя зона метасоматического ореола; IIA и IIБ – промежуточная зона; III – внутренняя зона интенсивной гидрослюдизации и осветления. Зона развития пострудной аргиллизации показана светло-голубой заливкой, разлом 1А – штрих-пунктирная линия, урановорудное тело – красный эллипс. Субзоны (сверху вниз): В – окисления и выщелачивания, ПО – полного окисления, НПО – неполного окисления.

кластических зернах и обломках инородных пород.

Распространение гидрослюдистых метасоматитов отчетливо контролируется разломами и зонами трещиноватости, а также контактами пород. Визуально метасоматические преобразования выражены исчезновением красно-фиолетовых окрасок и обелением пород. Субгоризонтальные апофизы низкотемпературных метасоматитов наследуют исходную псевдофлюидальность игнимбритов.

В строении ореола гидрослюдизитов обнаруживается отчетливая зональность с формированием внешней, промежуточной и внутренней зон.

Внешняя зона (I) представлена относительно свежими неизмененными игнимбритами сиреневых оттенков. Биотит в них сохранен или частично замещен анкеритом и гематитом. Плагиоклаз в основном деанартитизирован, а вкрапленники калиевого полевого шпата, основная масса и фьямме содержат включения метасоматических карбонатов и светлой тонкочешуйчатой слюды в количестве не более 5–10%. Амфибол полностью замещен карбонатами. Акцессорные титаномагнетит и ильменит частично замещены гематитом и лекоксеноподобным агрегатом (ЛА). Иногда встречаются поздние прожилки бертьеринового и кварц-карбонатного состава.

Промежуточная зона (II) включает две подзоны, из которых первая (IIA) соответствует породам, еще сохраняющим серо-фиолетовую окраску за счет присутствия гематита, а вторая (IIБ), отвечает породам светло-бежевой и кремовой окраски, в которых гематит разрушен. Все остальные минеральные преобразования в пределах этих подзон очень схожи. Полевые шпаты и основная масса пород замещены метасоматическими карбонатами (анкеритом, кальцитом, сидероплезитом), смешаннослойными иллит-смектитами (содержание разбухающих межслоев в них не превышает 20%) и кварцем. В редких случаях обнаруживаются неразбухающие иллиты. В совокупности эти минералы составляют не менее 20% общего объема породы. Часто наблюдаются секущие прожилки кварца, карбоната и бертьерина. Мощность промежуточной зоны (II) достигает 110 м.

Слабоизмененный игнимбрит ⇒	Кварц, плагиоклаз, К-полевой шпат, биотит, роговая обманка, гематит, акцессорные минералы (циркон, сфен, магнетит, ильменит, апатит и др.)
Метасоматически измененный гидрослюдизирован- ный игнимбрит (дорудная стадия) ⇒	Кварц, гидрослюда (гидрослюда, смешаннослойный иллит-смектит), карбонат (анкерит, кальцит, сидерит, брейнерит), реликтовые минералы (К-полевой шпат, альбит, кварц)
Дорудные (доурановые) прожилки кварц-карбонат- сульфидного состава ⇒	Кварц, сидерит, анкерит, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит
Урановая минерализация ⇒	Настуран, коффинит, (браннерит), иордизит, Fe–Zn–Pb– Сu-сульфиды, кварц
Рудосопровождающия метасоматическая и прожил- ково-метасоматическая минерализация ⇒	Бертьерин, сидерит, анкерит, кварц, гематит, темно- фиолетовый флюорит, твердое углеродистое вещество (ТУВ)
Пострудная прожилково-метасоматическая минера- лизация ⇒	Каолинит, смектит, бертьерин
Пострудные прожилки ⇒	Кальцит, флюорит, кварц, каолинит, сульфиды
Гипергенная минерализация ⇒	Гетит, гематит, гипс, (прото)ферригидрит, Мп-оксигид- роксиды

Таблица 1. Минеральный состав "свежих", измененных игнимбритов и наложенных гидротермально-метасоматических, рудных и гипергенных минеральных ассоциаций

Внутренняя зона (III) наиболее интенсивных преобразований контролируется разломом 1А. Ее мощность варьирует от 2 до 50 м. Плагиоклаз и биотит здесь полностью замещены светлой тонкочешуйчатой слюдой и железистыми карбонатами (анкеритом, реже сидеритом), но реликты калишпата сохраняются. Для пород характерны светлые окраски, а первичные структурные особенности (флюидальность, наличие фьямме) обычно сохраняются. Из метасоматических минералов наиболее широко распространены иллиты и смешаннослойные иллит-смектиты с незначительным (10–15%) содержанием разбухающих слоев, Fe-карбонаты и кварц, которые составляют до 35% от общего объема породы. Все светлые слоистые силикаты относятся к политипной модификации 1М. Политип 1М + 2М1 относительно более редок. Вертикальная зональность в распространении смешаннослойных минералов с разной степенью разбухаемости и с разной политипной модификацией в пределах зоны III не обнаружена. Вследствие близости этой зоны к флюидоподводящему разлому для нее характерны интенсивные катаклаз и трещиноватость, а также широкое развитие поздних секущих прожилков кварца, флюорита и пластинчатого кальцита. Именно поэтому в зоне максимальных гидрослюдистых преобразований наиболее интенсивно проявились более поздние процессы рудной, пострудной жильной и метасоматической минерализации, включая и пострудную аргиллизацию. Внутри контуров интенсивных преобразований сохраняются реликты слабо измененных пород.

Химический состав относительно свежих и измененных пород. Несмотря на то что процессы предрудного метасоматоза проявились очень широко, контрастных преобразований химического состава пород не произошло. Обусловлено это частичной незавершенностью метасоматических реакций и, как следствие, обилием минераловреликтов в измененных породах. Вариации химического состава связаны с более поздними рудосопровождающими или пострудными прожилково-метасоматическими ассоциациями, что отображено в табл. 2.

Содержание К₂О при гидрослюдистом метасоматозе показывает незначительный рост (до 5%), а содержание Na₂O или незначительно уменьшается (до 3–5%), или остается неизменным. Уменьшение SiO₂ на 1-5% во внутренних зонах обусловлено развитием метасоматических карбонатов и гидрослюд. Другие элементы не обнаруживают отчетливо выраженных вариаций. Незначительные колебания содержаний СаО объясняются развитием процессов пострудной карбонатизации. Отсутствие явной тенденции к изменению соотношений Fe(II) и Fe(III) и выносу Fe_2O_3 при переходе от зоны с дисперсным гематитом (IIA) к зоне обеленных пород (IIБ) может объясняться внутрирудной гематитизацией и хлоритизацией, а также развитием Fe-карбонатов. В туфогенно-осадочных породах динамика изменений химического

ПОЛУЭКТОВ и др.

pussiii iiibix ypoi		рвера	1 9519 Ky	ebertoi	0 ypu	nobor		орож	дения							
Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O ⁻	H_2O^+	п.п.п.	Сумма
B-I (B150)	68.07	0.49	15.76	2.33	0.34	0.02	0.52	0.50	3.76	4.29	0.07	0.02	0.86	1.23	2.55	98.38
C-I (C105-1)	67.43	0.53	16.10	1.52	0.19	0.04	0.41	1.49	4.14	4.03	0.07	0.02	0.56	1.63	2.93	98.72
D-I (D200)	64.49	0.57	15.85	3.12	0.27	0.03	0.53	1.92	3.52	4.90	0.09	0.03	0.36	1.24	3.02	98.07
E-I (E40)	67.75	0.49	16.16	2.67	1.17	0.04	0.46	2.01	4.74	2.81	0.05	0.20	0.34	1.32	3.87	101.26
F-I (F30)	62.94	0.69	16.79	4.10	1.44	0.04	0.59	1.88	3.66	4.26	0.11	0.11	0.41	1.30	3.82	98.99
B-II (B55-4)	59.71	0.66	17.13	4.68	0.38	0.06	0.62	4.49	3.32	4.56	0.12	0.01	0.73	1.37	5.39	100.74
C-II (C105-3)	65.36	0.67	17.33	2.91	1.09	0.02	0.44	0.77	4.00	4.85	0.10	0.07	0.35	1.70	2.28	98.79
D-II (D103-2A)	67.62	0.62	14.55	1.97	0.45	0.02	0.52	1.58	3.63	4.07	0.10	0.18	0.31	0.87	2.55	97.41
E-II (E20-2A)	62.54	0.58	16.21	4.34	0.93	0.05	0.41	2.32	3.83	4.57	0.07	0.03	0.30	1.56	3.20	98.15
F-II (F21)	66.20	0.53	15.72	3.57	1.08	0.06	0.73	1.72	4.06	3.59	0.08	0.11	0.39	1.32	4.31	100.68
B-III (B55-1)	63.07	0.73	18.55	2.75	0.25	0.01	0.47	0.89	2.82	5.09	0.12	0.02	0.73	1.85	3.25	97.77
C-III (C105-4)	65.26	0.65	17.02	2.27	0.63	0.03	0.34	1.29	3.87	4.52	0.06	0.09	0.48	2.35	2.39	97.78
D-III (D103-3)	63.68	0.55	16.03	4.66	0.65	0.02	0.40	1.59	4.13	4.09	0.09	0.02	0.30	1.67	2.83	98.09
E-III (E20-1)	64.24	0.55	15.35	2.96	0.28	0.05	0.37	2.12	3.70	4.53	0.07	0.03	0.25	1.02	2.80	96.77
F-III (F20)	61.45	0.76	18.89	6.07	0.88	0.01	0.46	0.20	3.39	4.07	0.10	0.27	1.10	2.19	4.07	99.74

Таблица 2. Химические составы исходных и измененных игнимбритов из зон метасоматических изменений на различных уровнях карьера Тулукуевского уранового месторождения

Примечание. Химические анализы выполнены с использованием рентгено-флюоресцентного метода (ЦКП "ИГЕМ-Аналитика"). Суммарное железо выражено в виде Fe_2O_3 . Потери при прокаливании (п.п.п.), FeO, H_2O^- , H_2O^+ определялись классическим методом химического анализа (ЦКП "ИГЕМ-Аналитика"). В сумму химических анализов не были включены FeO, H_2O^- , H_2O^+ . I, II, III – игнимбриты из различных зон метасоматических ореолов (см. фиг. 1) от исходных (внешняя зона I) до интенсивно измененных (внутренняя зона III). В, С, D, Е, F – уровни (уступы) карьера от отметки +660 м (уровень "В") до +480 м (уровень "F"). В номере образца (например, B150) цифра соответствует расстоянию в метрах от рудоносного разлома 1А.

состава при дорудных изменениях еще менее отчетлива.

Жильная и урановая минерализация проявлена в ореоле измененных пород и лишь в очень редких случаях может выходить за его пределы. По отношению к массовому отложению урановых руд жильная минерализация развивается в дорудную, собственно рудную и пострудную стадии. Дорудная стадия проявлена незначительно, следует за гидрослюдистыми преобразованиями и представлена маломощными и немногочисленными прожилками кварца с подчиненным количеством Feкарбонатов и некоторых сульфидов. Урановая минерализация присутствует как в гнездово-вкрапленной, так и жильной форме. Наиболее ранним урановым минералом является браннерит, который распространен исключительно в виде мелких рассеянных псевдоморфоз по титансодержащим минералам (сфен, пседоморфозы Ті-минералов по биотиту). Гнездово-вкрапленные скопления настурана (иногда совместно с коффинитом) обычно приурочены к участкам повышенной трещиноватости пород. Развитие вкрапленной минерализации сопровождается интенсивным кирпично-красным окрашиванием (гематитизацией) пород.

Метасоматические выделения урановых минералов пересекаются прожилковым настураном и молибденитом с гребенчатым кварцем, анкеритом, бертьерином и темноокрашенным флюоритом. Такие взаимоотношения особенно характерны для нижней части карьера. где вскрыты богатые молибден-урановые руды. Для жильного оруденения характерно выполнение полостей трещин с формированием кокардовых, крустификационных и брекчиевидных текстур. Мощности единичных прожилков достигают 5 см. Кроме урановых минералов и молибденита в прожилках отмечаются более поздние относительно них галенит, клейофан, блеклые руды, халькопирит и некоторые другие сульфиды, а также бертрандит. Рудосопровождающий Fe-бертьерин (7Å-хлорит), хотя и тяготеет к скоплениям богатых руд, может в виде метасоматической пропитки распространяться на значительные (до первых десятков метров) расстояния от разлома 1А вплоть до зоны слабоизмененных сиреневых игнимбритов.

Кроме урановых минералов в верхней части разлома 1А, контролирующего минерализацию "Первой рудоносной зоны", было обнаружено черное, аморфное, хрупкое урансодержащее углистое вещество, по оптическим свойствам отвечающее тухолиту (фиг. 2). Химический состав (мас. %): С – 49.47, О – 29.08, Mg – 0.28, Са – 1.58, Al – 0.81, Si – 0.43, S – 0.59, U – 10.72. Тухолит слагает тонкие (0.5–1 мм) прожилки, иногда совместно с кальцитом. Иногда его агрегаты имеют массивное сложение или образуют каплеобразные скопления различного размера (0.2–2.5 мм),

сцементированные карбонатом. Временные взаимоотношения тухолита и настурана остаются неопределенными.

Пострудная жильная минерализация представлена пластинчатым кальцитом, светлоокрашенным и фарфоровидным флюоритом, каолинитом и диккитом, кварцем, реже адуляром, баритом, пиритом и марказитом. Флюорит обычно приурочен к верхним частям рудных тел, а кальцит более характерен для их нижних частей. Минералы каолинитовой группы более характерны для зон брекчирования.

Пострудная аргиллизация, для которой характерно метасоматическое развитие смектита и каолинита, отчетливо контролируется зонами разрывных нарушений. Особенно контрастно и интенсивно эти минералы распространены в пределах рудоконтролирующего разлома 1А (см. фиг. 1), в меньшей степени они отмечаются вдоль второстепенных оперяющих трещин. Ширина зон аргиллизации может достигать 40 м в случае сближения параллельных ветвей разлома. Однако количество смектита и каолинита обычно невелико и не превышает 5-7% объема породы. Максимальное развитие глинистых минералов наблюдается только в непосредственной близости от стенок трешин. а мощность этих узких зальбандов не превышает первые см. Вертикальная зональность в распространении минералов группы смектита и каолинита не проявлена. Интенсивность аргиллизации зависит от степени тектонической нарушенности вмещающих пород, но не от близости к современной поверхности. Судя по характеру дифрактометрических спектров, смектиты представлены кальциевыми и натрово-кальциевыми разностями. Для них почти всегда характерны метасоматические формы, в то время как каолинит и диккит проявлены также и в виде прожилков. Как видно из фиг. 1, зоны пострудной аргиллизации в основном совпадают с зонами максимальных карбонат-гидрослюдистых изменений ранней дорудной стадии (зона III). Гораздо реже они отмечаются вдоль второстепенных трещин в слабо измененных игнимбритах.

УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Под углеродистым веществом вслед за В.Г. Мелковым (Мелков, 1956; Мелков, Сергеева, 1990) мы понимаем разнообразные по свойствам и физическому состоянию соединения углерода с водородом, содержащие переменные количества кислорода, азота и серы. В карьере Тулукуевского месторождения распространено твердое углеродистое вещество (ТУВ). Изучение распределения и содержаний ТУВ в 67 образцах измененных игнимбритов показало почти постоянное его присутствие. Особенно это характерно для внутренней зоны максимальной гидрослюдизации (зона III), где концентрации ТУВ вдоль разлома 1А и диагональной к ней зоны трещиноватости варьируют в пределах 0.05–0.4 мас. %. Углеводороды откладывались и в течение урановорудной стадии, входя в состав тухолита. В единичных случаях углеродистое вещество обнаруживалось в слабоизмененных игнимбритах (до 0.1 мас. %). Ввиду ультрамикроскопических размеров (≪0.001 мм) выделений углеводородов, их точная видовая диагностика не проводилась.

По сведениям В.И. Покровской (неопубликованные данные), приведенным в работе И.В. Мельникова (1983), в подошве покрова игнимбритов Тулукуевского месторождения присутствуют тончайшие гнездовые, прожилковые и вкрапленные выделения твердых битумов. В составе последних автором отмечены ароматические и алифатические углеволоролы, а в отлельных образнах металлоорганические и фосфорорганические соединения. По другим данным (Мелков, Сергеева, 1990) углеродистое вещество в пределах Тулукуевского месторождения находится как в крутопадающих трещинах с рудной минерализацией, так и в межслоевых срывах, в которых ранее они ошибочно принимались за угли. С более ранней частью процесса минералообразования связаны антраксолиты, а с более поздней – кериты. Взаимоотношения урановых минералов и углеводородов достаточно противоречивы.

Важно оценить и сорбционные свойства углеродистого вещества. Изучение распределения урана в породах Малиновского месторождения (Западная Сибирь) методом f-радиографии (Кондратьева и др., 2004) показало, что углистое органическое вещество в тонкорассеянной "безминеральной" форме отчетливо сорбирует уран, причем в большей степени, чем окружающий глинистый цемент обломочных пород.

Полученные нами данные с учетом анализа литературных источников (Лучицкий, 1971; Schumacher, 1996) позволяют предполагать, что в пределах изучаемого блока Тулукуевского карьера формирование и перераспределение органического вещества происходило в процессе осадконакопления и последующей гидротермальной деятельности. При осадконакоплении в перерывах вулканической активности формировались породы (горизонт туфоконгломератов, подстилающих толщу игнимбритов), обогащенные углефицированной органикой. В процессе гидротермальной деятельности реализовался механизм возгонки углеводородов с гидротермами по зоне разлома 1А и их диффузии во вмещающие породы, что, возможно, объясняет формирование тухолита.

Очевидно, что все эти факторы влияют на особенности формирования редокс-условий в зоне аэрации Тулукуевского месторождения и на условия формирования зон цементации. Поэтому их



Фиг. 2. Форма выделений тухолита и новообразованного уранофана. а – выделения тухолита (черное) и развививающийся по карбонату уранофан (зеленовато-желтые агрегаты внизу снимка); б – глобулярные выделения тухолита (серое) и уранофан по карбонату (белое) в отраженных электронах (BSE compo); в – новообразования волокнистого уранофана (белое) на поверхности тухолита (серое). В тухолите обогащенные ураном участки выражены в отраженных электронах более ярко. Приведен энергодисперсионный спектр яркого участка тухолита.

необходимо учитывать при создании модели миграции и накопления урана.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА И ФОРМИРОВАНИЕ ДРЕВНЕЙ И СОВРЕМЕННОЙ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ В КАРЬЕРЕ ТУЛУКУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Гипергенные преобразования вмещающих игнимбритов. Гипергенные минеральные преобразования порол в прелелах изученного блока Тулукуевского карьера обусловлены развитием процессов поверхностного окисления, дезинтеграции вмещающих вулканогенных пород и почвообразования под влиянием атмосферных факторов. Морфология зон гипергенных преобразований контролируется, с одной стороны, разрывными нарушениями и зонами трешиноватости, а с другой, интенсивностью проявления дорудных, рудосопровождающих и пострудных процессов, которые, в свою очередь, значительно влияют на проницаемость пород. В верхней части разреза и по падению крупных разрывных нарушений и зон трещиноватости происходит интенсивное образование оксидов и гидроксидов Fe, Mn, Ti и частичное растворение гидротермальных карбонатов. На нижних горизонтах процессы окисления вулканитов все более стягиваются к крупным проницаемым зонам, однако они прослеживаются на всю глубину вскрытия месторождения. Все эти факторы в совокупности существенным образом влияют на условия миграции, сорбции и перераспределение урана.

На самом верхнем уровне "А" карьера в основании почвенного слоя обнаружен горизонт гипергенных карбонатов. Они широко распространены в окрестностях месторождения на склонах водоразделов и в виде чехла перекрывают все типы вулканогенных пород, включая зоны гидротермальных преобразований на верхнем выклинивании рудных тел.

Гипергенные карбонаты, в отличие от гидротермальных, обладают тонкозернистым сложением и образуют мучнистые агрегаты светло-бежевых оттенков. Мощность подпочвенного карбонатного горизонта достигает 2 м, однако в местах выхода на поверхность разрывных нарушений она может возрастать до нескольких метров. Кроме тонкокристаллического кальцита в состав горизонта в разном количестве входят реликты минералов исходных пород. Никаких следов развития каолинитового профиля выветривания в верхних частях месторождения не обнаружено.

Ранее для данной территории Забайкалья была популярна точка зрения о широком развитии здесь каолинитовой коры выветривания (Рогов и др., 1970; Ищукова и др., 1998), хотя в указанных работах минералогических доказательств не приводилось. Территория Юго-Восточного Забайкалья, где расположено Тулукуевское месторождение, относится к степной и сухостепной провинции невысоких хребтов и равнин, для которых характерно развитие "каштановых" и в меньшей степени черноземных почв (Почвы СССР, 1979; Вещество степных..., 1984; Рысков и др., 2001; Чуднявцева, Самонов, 2004). Образование этих почв происхолит в условиях континентального климата с теплым летом и холодной относительно малоснежной зимой при недостаточном увлажнении, когда из почвенного слоя выносятся только легко растворимые соли. Кальций перемещается вниз на незначительную глубину, образуя карбонаты при взаимолействии с углекислотой атмосферы и пересышении кальшием почвенного раствора относительно кальцита. Некоторое количество кальцита может образовываться живыми организмами – червями, моллюсками. Карбонатный горизонт, как правило, залегает в средней части почвенного профиля, а его мощность для выровненных участков достигает 2.5 м. В верхней части Тулукуевского карьера мощность карбонатного горизонта колеблется от 0.5 до 2 м.

Для кальцитов мучнистого подпочвенного горизонта, расположенного на верхнем уровне А Тулукуевского карьера, проведены исследования изотопных составов углерода и кислорода по штуфным образцам. Исследования показали, что изотопный состав углерода $\delta^{13}C_{PDB}$ % = около -8, а кислорода $\delta^{18}O_{SMOW}$ % = 18–20. Для сравнения были изучены гидротермальные карбонатные жилы Тулукуевского месторождения, а также мета-соматические и жильные карбонаты других месторождений СРП. Результаты приведены в этом номере журнала (Петров и др., 2022; фиг. 12).

Очевидно, что карбонаты подпочвенного слоя и гидротермальные карбонаты занимают совершенно разные поля на диаграмме условий образования. Гипергенные карбонаты попадают в область, характерную для почвенных карбонатов степных областей с повышенным испарением (Salomons, 1975; Рысков, Демкин, 1997), а величина δ^{13} С для них (около -8) соответствует изотопным отношениям углерода в атмосфере. Возраст степных почв Забайкалья оценивается как плиоценовый (Рысков и др., 2001). Кислотно-щелочная реакция верхних горизонтов почв нейтральная или слабощелочная (7.2-7.6), а в нижних горизонтах она может становиться щелочной. Этот фактор представляет собой сушественное препятствие для образования каолинитового профиля выветривания, который характерен для кор выветривания кислого класса, образующихся в условиях влажного (тропического, субтропического) климата с богатым растительным покровом (Перельман, 1979). В Восточном Забайкалье, где преобладают сухие степи, такие условия не возникают.

Гипергенные преобразования молибден-урановых руд. Первичные руды Тулукуевского месторождения подвержены процессам древнего (до отработки карьера) окисления, которое выражено в формировании трех горизонтально расположенных субзон (сверху вниз): выщелачивания, полного окисления и неполного окисления (см. фиг. 1). В подошве зоны выщелачивания располагается горизонт вторичного уранового обогащения, совпадающий по расположению с зеркалом подземных вод до вскрытия карьера.

Древняя зона окисления урановых месторождений СРП относится в основном к гидроксидносиликатному типу, для которого характерен постепенный переход первичных руд в гидроксиды и силикаты урана с сохранением морфологии выделений первичных руд (Белова и др., 1977, 1981, 1989; Белова, 2000). Минералы урана, образовавшиеся в условиях древней зоны окисления, гидронастуран и ургит, характеризуют начало этого процесса, а уранофан его завершение: U^{IV}O₂ (настуран) + O₂ + H₂O \Rightarrow U^{VI}O₃·*n*H₂O + Me (гидронастуран) \Rightarrow MeU^{VI}₂O₇·*n*H₂O (гидроксиды: велсендорфит, ургит) + Si \Rightarrow Me(UO₂)₂[SiO₄]₂·*n*H₂O (уранофан), где Me = Ca, Pb, Ba, Sr, K, Na.

При замещении богатых руд и формировании массивного и прожилкового настурана в составе псевдоморфоз преобладают сложные гидроксиды урана, а при замещении бедных прожилкововкрапленных руд первичные оксиды урана замещаются преимущественно силикатами урана. Гидроксиды и силикаты урана возникают непосредственно на месте первичных минералов, образуя полуаморфные, иногда гелевидные "гуммитовые" каймы. Их образование не сопровождается сколько-нибудь значительным выносом урана, в дальнейшем они подвергаются раскристаллизации. Из сложных гидроксидов урана на месторождении развиты как велсендорфит ($MeU^{VI}_{2}O_{7}$ $nH_{2}O$) (Me = Pb), так и минералы его группы: кальцураноит и метакальцураноит (Ме = Са), баураноит (Me = Ba) и их промежуточные разновидности. В латеральном направлении в пределах настурановых рудных тел наблюдается развитие горизонтальной зональности, которая выражена в появлении в их центральных частях преимущественно гидроксидов, а на флангах силикатов урана (уранофан, β-уранофан) (фиг. 3).

Условия минералообразования древней зоны окисления, по-видимому, соответствовали близнейтральной или слабощелочной среде, недостаточно кислой для образования других минералов U(VI). Близнейтральная реакция воздействующих растворов в значительной степени определялась составом вмещающих пород, содержащих заметные количества метасоматических и прожилковых карбонатов и полевых шпатов (минералов-нейтрализаторов) и, что более важно, незначительное количество сульфидов, растворение которых не обеспечивало достаточную кислотность (Белова, 2000). Поэтому, например, доля урановых слюдок (отенита, ураноспинита, новачекита и др.) в общем объеме вторичной урановой минерализации невелика и наблюдаются они только в участках с относительно повышенными содержаниями сульфидов и мышьяка. В составе слюдок фиксируется заметное (до первых процентов) количество U(IV). По-видимому, накопление восстановленного урана в слюдках взаимосвязано с общим процессом вторичного обогащения (образования урановых черней), которое проявилось как часть процесса древнего гипергенеза. Кроме того, в участках, переходных от зоны окисления к зоне вторичного обогащения, формируется янтинит – минерал, содержащий и U(VI), и U(IV) (Белова, Федоров, 1991). В состав урановых черней в разных пропорциях входят тонкодисперсные оксиды и силикаты U(IV), порошковатый пирит-мельниковит и молибденит. Участки отложения черней тяготеют к крутопадающим трещинным зонам, обогащенным углеродистым веществом, а также, возможно, тухолитом, где создаются локальные восстановительные условия на фоне окружающей окислительной обстановки.

После вскрытия Тулукуевского месторождения карьером и понижения уровня зеркала подземных вод нарушилась вся гидрогеологическая и гидрогеохимическая система, изменились Eh-pH условия. При этом древняя зона окисления, включая субзоны выщелачивания, полного и неполного окисления, а также горизонт вторичного обогащения, оказались вскрыты для современных окислительных процессов. Уровень зеркала подземных вод сместился с абсолютной отметки +640 м до горизонта +485 м. Ниже этой отметки расположена зона с преобладанием восстановительных условий, а вмещающие игнимбриты находятся в водонасыщенном состоянии.

В настоящее время в карьере активно формируется современная зона окисления со своим специфическим набором минералов-новообразований: поздним уранофаном, хейвиитом, калькурмолитом, умохоитом, моуритом, либигитом и др. минералами (Белова и др., 1989 и др.). С углублением карьера ниже уровня древнего зеркала подземных вод (ниже отметки +640 м) и при достижении горизонта развития молибден-уранового (уран-сульфидного) оруденения характер гипергенных процессов усложнился, поскольку в зону аэрации попали уран-сульфидные руды. Окисление иордизита (тонкодисперсного дисульфида Fe и Мо), пирита и других сульфидов обусловило понижение величины pH среды до 3-5. Кислые молибденсодержащие растворы, возникшие при окислении иордизита, реагировали с первичными минералами урана (настураном, коффинитом, тухолитом) и мобилизовали из него уран, кото-



Фиг. 3. Вид уранофана в сканирующем электронном микроскопе: а – метаколлоидная структура прожилков уранофана и его энергодисперсионный спектр; б, в – последовательные стадии раскристаллизации уранофана из геля; г – конечный продукт раскристаллизации уранофана, видны участки раскристаллизованного геля. Различимы формы кристаллов, характерные для α-уранофана. Образец из трещинного заполнения в тухолите.

рый затем вошел в состав молибдатов урана — умохоита, моурита и калькурмолита ($UO_3 - 64.17$, $MoO_3 - 18.99$, CaO - 3.72, FeO - 2.18, $K_2O - 0.79$, $Al_2O_3 - 1.96$, $SiO_2 - 1.19$, сумма – 93.00) (минералы идентифицированы Карташовым П.М.).

Уранофановые прожилки, сформировавшиеся в условиях современной зоны окисления, гораздо более тонкие (>1 мм), чем при древнем окислении, часто характеризуются метаколлоидными структурами (трещины усыхания, глобулярность, скрытокристалличность). Кристаллические агрегаты уранофана местами замещены спутанноволокнистым, войлокоподобным хейвиитом (Ca(UO₂)₂[Si₂O₅]₃·4H₂O) (минерал идентифицирован Карташовым П.М.).

Карбонаты урана развиваются только в гидроксидно-силикатной зоне окисления и совершенно отсутствуют в участках окисления уранмолибденовых (сульфидсодержащих) руд с гораздо более кислой средой. На месторождении известно четыре карбоната уранила, отлагавсовременных шихся ИЗ вол: либигит (Ca₂(UO₂)[CO₃]₃·10H₂O), целлерит (Ca(UO₂)[CO₃]₂ · 3–5H₂O), жолиотит ((UO₂)[CO₃]·2H₂O) и уран- $(Ca(UO_2)_3[CO_3](OH)_6.6H_2O).$ калькарит Иx формирование произошло позже калькурмолитовой минерализации, отвечающей гораздо более низкому рН среды. Кроме того, в пределах участков развития молибден-урановых руд после отложения калькурмолита, при повышении рН и усыхании возникающих растворов произошла кристаллизация урановых купоросов $(UO_2)[SO_4] \cdot nH_2O)$ – циппеита, шрекингерита и др. Все они хорошо растворимы в воде и являются минералами-"эфемерами", которые легко смываются атмосферными осалками.

Хотя в связи с отработкой карьера и окислением молибден-урановых руд происходит вынос и рассеяние урана, подвижность его в современной зоне окисления Тулукуевского месторождения ограничивается расстоянием в первые сантиметры от рудных тел. Саму же зону окисления этого типа следует охарактеризовать как незрелую, находящуюся в стадии формирования. Об этом свидетельствует обилие водорастворимых сульфатов, относительно небольшое распространение гипса, а также почти полное отсутствие минералов группы алунита (известны лишь единичные находки ярозита).

ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА И ТИТАНА

В вулканогенных породах карьера Тулукуевского месторождения широко распространены оксиды и гидроксиды железа, марганца, титана, формирование которых связано с различными этапами гидротермального и гипергенного преобразования. В незначительном количестве в шлифах фиксируется лейкоксеноподобный агрегат, приуроченный к участкам развития Ті-содержащих минералов. Поствулканическая гематитизация не имеет сколько-нибудь выраженной связи с разрывными нарушениями. Для кислых эффузивов характерна более или менее интенсивная красноватосиреневая и фиолетовая окраска, обусловленная присутствием дисперсных оксидов и гидроксидов железа. С предрудными метасоматитами связано локальное перераспределение железа в пределах отдельных участков, его растворение и/или вынос, приводящий к резко выраженному осветлению пород. Рудосопровождающие преобразования тесно связаны с интенсивной гематитизацией всех разновидностей пород. Они характеризуются яркой кирпично-красной или бордовой окраской и наиболее интенсивно развиты в зонах крупных рудоносных разрывов.

Гипергенные преобразования в карьере выражены в развитии процессов площадного и линейного окисления и дезинтеграции пород, сопровождающихся, помимо карбонатизации, образованием оксидов и гидроксидов Fe, Mn и Ti. Зона окисления максимально развита в участках с интенсивной трещиноватостью и в метасоматически измененных исходных вулканитах. Гидроксиды и оксиды железа образуют обильные налеты, корочки на плоскостях трещин, плотные или пористые порошкообразные массы в пустотах пород с характерными яркими буровато-рыжими и желтыми оттенками. Гидроксиды марганца формируют тонкие налеты в виде причудливых узоров и порошкообразные сажистые массы черного пвета.

Для изучения характера и форм распределения оксидов и гидроксидов Fe—Mn проводилось детальное минералогическое опробование всех уровней карьера, макроскопическая и электронно-микроскопическая характеристика образцов игнимбритов. В отобранных пробах были обнаружены и диагностированы следующие минералы: гематит (Fe₂O₃), гётит (FeOOH), Fe-вернадит (MnO₂·nH₂O), (прото)ферригидрит (2.5Fe₂O₃·4.5H₂O, где Fe₂O₃ – 83.12 мас. %, H₂O – 16.88%).

Гематит присутствует, за исключением уровня "А", во всех отобранных образцах в виде корочек и обильных налетов бежевого, кремового и бордового цвета в волосовидных и более крупных трещинах (1-2 мм), а также в гематитизированных участках линзовидных фьямме. Наблюдается в двух основных модификациях: дисперсные спутанно-волокнистые агрегаты и пластинчатые кристаллы и их агрегаты. Практически во всех образцах и разновидностях пластинчатого гематита по микродифракционным картинам фиксируются отчетливые следы слоистых силикатов. На кристаллах гематита проявлен "муаровый" узор, который характерен для всех пластинчатых кристаллов и, по-видимому, связан с особенностями формирования их кристаллической структуры (фиг. 4А).

Спутанно-волокнистый гематит встречен только в образце на уровне "С". В отличие от пластинчатой его разновидности, морфология выделений указывает на иные условия образования (фиг. 4Б). В отдельных случаях гематит образуется по краям агрегатов ферригидрита и протоферригидрита. В этом случае можно однозначно говорить о формировании гипергенного гематита. Во всех остальных случаях о гипогенном или гипергенном генезисе гематита можно лишь предполагать.

Гётит как типичный гипергенный минерал отмечается в основном на двух самых верхних уровнях Тулукуевского карьера "А" и "В". Развивается он в виде налетов, примазок и причудливых узоров желтовато-бурого и бурого цвета на плоско-



Фиг. 4. А – мелкий пластинчатый монокристальный гематит с примесью слоистого силиката (а) и агрегат пластинчатых кристаллов гематита (б). На кристаллах фиксируется "муаровый" узор в виде полосок; Б – дисперсный, волокнистый и спутанноволокнистый гематит (а, б, в) и его пластинчатая разновидность (а, б). Просвечивающий электронный микроскоп (ПЭМ) с картиной электронной дифракции.

стях трещин толщиной менее 1 мм, а также порошкообразных сажистых масс черно-бурого цвета. Гётит здесь встречается в виде: агрегатов тонко-дисперсных бесформенных частиц размером сотые доли мкм; мелкокристаллических игольчатых агрегатов различной степени дисперсности размером десятые доли мкм, включая закономерные (под углом 60°) сростки-тройники; агрегатов очень мелких, визуально не различимых, текстурированных и структурно-упорядоченных частиц, часто в виде пленок толщиной до 0.01 мкм (фиг. 5А).

Особо следует отметить наличие редко встречающихся сильно текстурированных агрегатов мелких, жестко сцементированных частиц на уровне "A". Также обнаружены следы гётита по краям агрегатов ферригидрита и протоферригидрита (сотые доли µm) в образцах, отобранных на нижних уровнях карьера (уровень "G" и ниже).

Из минералов марганца обнаружены только спутанно-волокнистые агрегаты Fe-вернадита, который встречается вместе с гётитом, но в меньшем количестве. В нем, как правило, количество Mn больше или схоже с количеством Fe. Fe-вернадит находится в тонкой смеси со слоистыми силикатами (фиг. 5Б).

Современная зона окисления, как уже было отмечено, находится в стадии формирования и обладает своим набором урановых минералов-новообразований. Об этом также свидетельствует формирование метастабильного гипергенного минерала из группы гидроксидов Fe³⁺ — (прото)ферригидрита, который был впервые обнаружен нами в субвертикальной трещине с урановой минерализацией на самом нижнем уровне "Н" карьера (Полуэктов, и др., 2007). Это первая находка продуктов жизнедеятельности железобактерий на месторождениях Стрельцовской кальдеры.

Агрегаты (прото)ферригидрита, открытого Ф.В. Чухровым (Чухров и др., 1971, 1975), имеют явно органогенное (бактериальное) происхождение и различаются степенью структурной упорядоченности. О его биогенном происхождении свидетельствуют характерные трубчатые структуры, дисперсность, а также реликтовые пики фосфора на энергодифракционных спектрах (ЭД-спектры) от данных частиц. В образце цвет минералов этой группы изменяется от бурого до светло-желтого и



Фиг. 5. А – агрегат мелкокристаллического гётита, часто игольчатого (а) и закономерные сростки-тройники (б); Fевернадит (в); Б – агрегаты протоферригидрита (а) и ферригидрита (б). По краям агрегатов (прото)ферригидрита фиксируются следы гётита и гематита.

зависит от содержания кремнистого геля. Его образование представляет результат жизнедеятельности железобактерий, которые активны при pH около 6–7 и температурах от 4 до 27°С. Как следует из экспериментальных данных, ферригидрит является неустойчивым минералом. Поэтому его нахождение в природе вероятно лишь в весьма молодых образованиях. С течением времени он самопроизвольно переходит в гематит или гётит. Этот процесс виден по краям агрегатов ферригидрита, где наблюдаются следы гётита и гематита, которые фиксируются по появлению рефлексов на микродифракционных картинах (см. фиг. 5Б).

В пределах Новогоднего месторождения в зонах гидрослюдизации тонкодисперсный настуран сопровождается кремово-красноватой гидротермальной гематитизацией. Аналогичные преобразования характерны лишь для локальных участков альбитизации, сферолитовых риолитов и приконтактовых частей пластообразного тела вулканического стекла. Как было отмечено выше, основная часть месторождения находится ниже зоны окисления и поэтому гипергенная минерализация (гидроксиды Fe, Mn) представлена здесь незначительно.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОД ТУЛУКУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение состава трещинно-жильных вод и атмосферных осадков необходимо для выяснения условий миграции и накопления урана в зоне аэрации. Отбор проб трещинно-жильных вод производился в период 2000-2015 гг. и выборочно до 2018 г. на нижних горизонтах карьера в местах выхода постоянных источников на крутые стенки уступов. Воды также отбирались из штольни горизонта +520 м, пройденной на нижнем уровне "G" карьера вдоль основного разлома 1А (см. фиг. 1). Гидрогеохимические исследования за период 2000-2018 гг. показывают, что общая минерализация трещинно-жильных вод варьирует от 600 до 1500 мг/л. Воды имеют карбонат-сульфат-хлорид-натровый состав, где карбонат и сульфат могут меняться местами. Для всего периода наблюдений отмечено, что состав вод в отношении главнейших компонентов остается относительно стабильным и лишь в одном из источников на уровне "G" (TG-1) отмечено слабое возрастание общих концентраций солей. Слабые колебания содержаний солей и металлов (в том числе урана) связаны, скорее всего, с количеством осадков,

интенсивность которых для региона не является постоянной. В табл. 3 в качестве примера приведены данные за 2002 г. по химическому составу трещинно-жильных вод, атмосферных осадков и вод штольни горизонта +520 м. Обращает на себя внимание практическое отсутствие в трещинножильных водах железа, как в трехвалентной, так и в двухвалентной форме, несмотря на то, что вмещающие породы насыщены железосодержащими минералами. Отсутствие железа в таких типах вод является, по-видимому, их общей характеристикой (Чухров и др., 1975; Современные гидротермы..., 1977 и др.).

Величины pH и Eh были измерены в лабораторных условиях при температуре 20°С. Как видно из сравнения анализов вод, все они относятся к близнейтральным-слабощелочным. Следует заметить, что истинные значения Eh, вероятно, ниже, чем измеренные, поскольку тесты выполнялись в ИГЕМ РАН через месяц после отбора проб (июль-август каждого года) и, по-видимому, отражают некоторое переходное состояние между водами, циркулирующими внутри блока вулканитов, и водами, пришедшими в равновесие с атмосферой. При этом за весь период наблюдений трещинно-жильные воды обнаруживают тенденцию постепенного смещения из близнейтральнощелочной к нейтральной области, становясь более окисленными. Анализ атмосферных осадков указывает на их значительно большую величину Eh и гораздо более низкие величины pH, но обнаруживается динамика сдвига значений для осадков к трещинно-жильным водам по степени окисленности. Возможной причиной этого сдвига является постепенное увеличение концентрации атмосферного кислорода в трещинно-жильных водах и/или истощение реакционного потенциала Fe-Mn-оксигидроксидов. Наряду с этим намечаются закономерные колебания значений Eh и pH. Максимальные значения приходятся на 2002-2003, 2009-2010 и 2012 годы, а минимальные на 2007 и 2013 годы, что, по-видимому, связано с вариациями количества атмосферных осадков. Также на вариации значений Eh и pH несомненно влияет фактор времени прохождения (travel time factor) потока метеорных вод сквозь толщу трещиноватых вулканитов мощностью 200 м. Это время, оцененное на основе модели изменения изотопных параметров метеорных вод, составляет от 1.5 до 2 лет (Дубинина и др., 2007, 2008).

Полученные для трещинно-жильных вод Тулукуевского карьера характеристики, включая pH-Eh условия, а также содержания в водах урана (U = 10⁻³ г/л), при внешних атмосферных условиях $P_{CO_2} \approx 10^{-2}$ и $T = 25^{\circ}$ С соответствуют устойчивости уранил-карбонатных комплексов (фиг. 6). По-видимому, форма переноса U(VI) в окислительных условиях в виде легко растворимых карбонат-

ных соединений $[UO_2(CO_3)_3^{4-}]$ и/или $[UO_2(CO_3)_2^{2-}]$ является превалирующей, а в восстановительной обстановке внутриразломных проницаемых реакционных барьеров может происходить перераспределение урана с образованием сорбированных форм и вторичным минералообразованием (Petrov et al., 2008; 2011). Наряду с этим нельзя исключать и коллоидную форму переноса (Мальковский и др., 2014), но этот вопрос требует дополнительного изучения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В КИСЛЫХ ВУЛКАНИТАХ ТУЛУКУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Механизмы миграции и накопления урана в кислых вулканитах и вулканических стеклах различного состава изучались, как было отмечено выше, на двух объектах СРП: на Тулукуевском месторождении в игнимбритах трахи(рио)дацитового состава, содержащих стекло и стекловатый материал в виде фьямме и матрикса, а также высококремнистые стекла, а на Новогоднем месторождении во флюидальных и массивных стеклах обсидиан-перлитового типа.

Характер распределения и содержания урана изучались с применением метода f-радиографии. В изученном блоке Тулукуевского карьера преобладают игнимбриты трахидацитового и трахириодацитового состава. Более кислые разности игнимбритов вплоть до риолитов распространены крайне незначительно и развиты исключительно в пределах висячего бока разлома 1А. Характерной особенностью игнимбритов является наличие линзовидных и расплющенных обособлений вулканического стекла (фьямме) в стекловатой основной массе, создающих псевдофлюидальную структуру породы. Для игнимбритов характерно высокое содержание окисного железа (Fe₂O₃/FeO = 1.5-8), что фиксируется присутствием в породе высокожелезистого опацитизированного биотита и большого количества тонкодисперсного гематита.

Пробы пород отбирались на семи уровнях Тулукуевского карьера (от "А" до "G") на различном удалении от разлома 1А и оперяющих его ветвей и трещин. В породах интенсивно проявлены позднемезозойские гидротермально-метасоматические изменения с развитием предрудных, рудосопровождающих и пострудных минеральных ассоциаций, на которые впоследствии были наложены гипергенные преобразования (см. фиг. 1).

Концентрация урана в массе игнимбритов и туфов трахи(рио)дацитового состава Стрельцовской кальдеры варьирует в пределах 7–10 ppm (Ищукова и др., 1998 и др.), что примерно в 3–5 раз превышает их кларковые значения (Turekian,

$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MT/JT M 177.1 52.0 52.0 13.2 6.6.6 11.8 58.6 249.6 249.6 11.8 249.6 11.8 831.1 8.1 8.1 8.1 6.6 × 10	АГ-ЭКВ∕Л 7 7	мг/л	п/але-ли				,		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	177.1 52.0 52.0 13.2 <0.01 58.6 58.6 58.6 249.6 249.6 249.6 11.8 11.8 (0.01 11.8 831.1 831.1 831.1 8.1 6.6 × 10	r r			ML/JI	МГ-ЭКВ/Л	мг/л	мг-экв/л	мг/л	мг-экв/л
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	52.0 13.2 <0.01 <1.8 58.6 <1.8 58.6 249.6 11.8 (0.01 831.1 8	1.1	172.5	7.5	144.9	6.3	5.5	0.24	6.9	0.30
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	13.2 <0.01 <1.8 58.6 58.6 249.6 11.8 11.8 831.1	2.6	42.0	2.1	76.0	3.8	4.6	0.23	3.4	0.17
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	 <0.01 <0.01 <0.01 58.6 58.6 249.6 11.8 11.8 <0.01 <	1.1	13.2	1.1	21.6	1.8	0.6	0.05	0.6	0.05
$\begin{array}{c cccccc} NH_4 & <1.8 & & \\ CI & 58.6 & 1.6 & 58 & \\ S0_4 & 58.6 & 1.6 & 58 & \\ NO_3 & 220.8 & 4.6 & 24 & \\ NO_2 & 11.8 & & 11.8 & & \\ NO_2 & 11.8 & & 4.6 & 24 & \\ NO_2 & 268.4 & 4.4 & 28 & \\ HCO_3 & 268.4 & 4.4 & 28 & \\ 006ut, mut. & 772.3 & & 83 & \\ 006ut, mut. & 772.3 & & 83 & \\ 006ut, mut. & 772.3 & & 83 & \\ 006ut, mut. & 772.3 & & 83 & \\ 006ut, mut. & 772.3 & & 83 & \\ 006ut, mut. & 772.3 & & 83 & \\ 11.8 & 7.5 & & 446 & & \\ 01, g/l & 6.2 \times 10^{-3} & & 83 & \\ 0.0 g/l & 6.2 \times 10^{-3} & & \\ Na + K & 204.7 & 8.9 & 11 & \\ Na + K & 204.7 & 8.9 & 11 & \\ Na + K & 204.7 & 8.9 & 11 & \\ Na + K & 204.7 & 8.9 & 11 & \\ Na & Mg & 39.6 & 3.3 & 3.3 & \\ Ng & 39.6 & 3.3 & 3.3 & \\ Na & Na & Na & Na & \\ Na & Na & Na $	 <1.8 58.6 58.6 249.6 11.8 11.8 <0.01 <0		<0.01		<0.01		< 0.01		<0.01	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	58.6 249.6 11.8 <0.01 280.6 831.1 831.1 8.1 8.1 6.6 × 10		<1.8		<1.8		<1.8		<1.8	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	249.6 11.8 <0.01 280.6 831.1 831.1 8.1 433 6.6 × 10	1.6	58.6	1.6	74.6	2.1	4.3	0.12	4.3	0.12
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	11.8 <0.01 280.6 831.1 8.1 8.1 6.6 × 10	5.2	230.4	4.8	240.0	5.0	9.6	0.2	9.6	0.20
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	<0.01 <0.01 831.1 831.1 8.1 8.1 6.6 × 10 6.6 × 1		9.0		37.6		7.8		6.2	
HCO ₃ 268.4 4.4 28 O6m. MIH. 772.3 7.5 83 PH 7.5 7.5 83 Eh, mV 446 U, g/l 6.2×10^{-3} 83 N $_{0}$ mpo6 $TG-1-02$ Na + K 204.7 8.9 11 Ca 134.0 6.7 10 Mg 39.6 3.3 2.0	$\begin{array}{c c} 280.6 \\ 831.1 \\ 8.1 \\ 433 \\ 6.6 \times 10 \\ \end{array}$		<0.01		0.02		<0.01		<0.01	
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c c}831.1 \\ 8.1 \\ 8.1 \\ 433 \\ 6.6 \times 10 \end{array}$	4.6	262.3	4.3	292.8	4.8	12.2	0.20	12.2	0.20
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	8.1 433 6.6 × 10		777.2		849.9		41.7		37.0	
$\begin{array}{c cccc} Eh, mV & 446 \\ U, g/l & 6.2 \times 10^{-3} \\ N^{0} \text{ IIpo6} & TG-1-02 \\ N^{0} \text{ IIpo6} & MT/JI & MT-3KB/JI & MI \\ Na + K & 204.7 & 8.9 & 11 \\ Ca & 134.0 & 6.7 & 10 \\ Mg & 39.6 & 3.3 & 2.7 \\ Mg & 2.0 & 0.0 \\ Mg & 2.0 & $	433 6.6 × 10		7.	7	7	.6	<u>.</u>	0	5.	7
U, g/l 6.2×10^{-3} N ⁶ проб $TG-1-02$ N ⁶ проб $Mr/л$ $Mr-3 k B/л$ Ml Na + K 204.7 8.9 11 Ca 134.0 6.7 10 Mg 39.6 3.3 2.7	6.6×10^{-10}		43	2	4	28	49	06	50	12
№ проб TG-1-02 № проб мг/л мг-экв/л м Na + K 204.7 8.9 11 Ca 134.0 6.7 10 Mg 39.6 3.3 27)-3	$5.7 \times$	10^{-3}	$5.3 \times$	< 10 ⁻³	$5.8 \times$	10^{-7}	$4.0 \times$	10^{-7}
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	TG-2-	02	TG-2	-02	-DT	4-02	TG-	5-02	Дренажная под ка	выработка вером
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	иГ/л	4Г-ЭКВ∕Л	пг/л	МГ-ЭКВ/Л	мг/л	МГ-ЭКВ/Л	мг/л	МГ-ЭКВ∕Л	мг/л	мг-экв/л
Ca 134.0 6.7 10 Mg 39.6 3.3 27 Ec. 20	112.7	4.9	167.9	7.3	108.1	4.7	135.7	5.9	117.3	5.1
Mg 39.6 3.3 27 E2 2001 70 01	100.0	5.0	28.0	1.4	104.0	5.2	114.0	5.7	68.0	3.4
Ee and 70.01	27.6	2.3	7.2	0.6	31.2	2.6	31.2	2.6	20.4	1.7
	<0.01		<0.01		<0.01		<0.01		<0.01	
NH ₄ <1.8 <	<1.8		<1.8		<1.8		<1.8		<1.8	
CI 113.6 3.2 74	74.6	2.1	53.2	1.5	88.8	2.5	53.3	1.5	41.2	1.2
SO ₄ 336.0 7.0 23	230.4	4.8	192.0	4.0	211.2	4.4	259.2	5.4	211.2	4.4
NO ₃ 13.6 39	39.1		7.4		42.9		<6.2		24.7	
NO ₂ <0.01 <0	<0.01		<0.01		<0.01		<0.01		0.03	
HCO ₃ 530.7 8.7 32	323.3	5.3	231.8	3.4	341.6	5.6	445.3	7.3	283.6	4.6
Общ. мин. 1358.6 86	868.6		680.1		884.9		1038.7		741.7	
pH 7.3	8.0		7.8	~	7	.7	7.	.6	7.	2
Eh, mV 433	420		41	•	4	15	4	40	45	0
U, g/l 6.4×10^{-3}	3.2×10^{-3})-3	$3.4 \times$	10^{-3}	$1.6 \times$: 10 ⁻³	$3.1 \times$	10^{-3}	$3.5 \times$	10^{-3}

ПОЛУЭКТОВ и др.

54

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1 2



Фиг. 6. Вариации pH-Eh характеристик трещинных вод и атмосферных осадков за период 2002–2018 гг. Оконтуренные области – сводные данные за период 2016–2018 гг. 2001 и 2006 годы были наиболее засушливыми.

Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962). Уран в неизмененных вулканитах распространен крайне неравномерно. Повышенные его содержания (более 30 ppm) характерны для титансодержащих акцессорных минералов (сфен, ильменит, титаномагнетит) и циркона (Омельяненко и др., 1983). В этой связи, изучение характера распределения урана в игнимбритах Тулукуевского карьера представляется крайне важным для понимания процессов его миграции и концентрирования.

Содержание урана в матрице и минеральных фазах игнимбритов

Уран в относительно неизменных игнимбритах внешней зоны (I) сконцентрирован, главным образом, в матриксе (7-8 ррт) и, в несколько меньшем количестве (2–3 ppm), в виде точечных неравномерных скоплений во фьямме, что отчетливо фиксируется на лавсановых детекторах по плотности треков (фиг. 7а). При девитрификации во фьямме происходило "разрежение" треков с формированием скоплений высокой плотности. Максимальная плотность треков наблюдается вблизи контактов между вкрапленниками минералов и обломками пород. Сами вкрапленники и обломки кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата практически лишены урана (фиг. 7б). Гидротермальные преобразования пород проявлены здесь незначительно и не могли оказывать заметного влияния на перераспределение урана.

Показательной при оценке перераспределения урана в породах является его концентрация в биотите и акцессорных минералах, которые весьма чувствительны к гидротермальным изменениям и процессам окисления пород. В слабо измененных игнимбритах внешней зоны вкрапленники биотита почти не содержат урана. Повышенные концентрации урана приурочены исключительно к краевым зонам его опацитизированных листочков (фиг. 8). Вкрапленники и обломки плагиоклаза и калиевого полевого шпата практически лишены урана.

Активное перераспределение урана в *промежуточной зоне* (II) связано с влиянием как гидротермальных, так и гипергенных преобразований. С одной стороны, нарастает интенсивность предрудных карбонатно-гидрослюдистых изменений и происходит частичное растворение гематита, являющегося одним из главных сорбентов урана. С другой стороны, его недостаток компенсируется гематитом, привнесенным в рудную стадию.

Существенное влияние на перераспределение урана в этой зоне оказывает система трещиноватости, создающей условия для интенсивной циркуляции метеорных кислородсодержащих вод. Минерализованные трещины содержат преимущественно оксиды и гидроксиды Fe. Вне зоны разлома 1А наиболее отчетливо процессы перераспределения урана проявились на уровнях "С" и "D". При этом на уровне "С", где интенсивно



Фиг. 7. Распределение урана в матрице и минеральных фазах игнимбритов: а – равномерные треки сконцентрированы в основной массе, матриксе (1) и, в меньшем количестве, в неравномерных точечных скоплениях во фьямме (2); 6 - в промежуточной зоне высокая плотность треков связана с участками катаклаза, микробрекчирования (3), с приконтактовыми частями обломков пород и вкрапленников полевых шпатов (4), а также с сетью минерализованных трещин (5); в – треки высокой плотности связаны с рудосопровождающим гематитом (6), который концентрируется вдоль извилистых трещин, отчетливо тяготеет к границам матрикса и фьямме (7). В них отмечены участки, протравленные до сквозных отверстий. Слева (а, б, в) шлифы, длинная сторона, мм: 2.78 (а, 6) – без анализатора, 1.09 (в) – полускрещенные николи в комбинации с "косым" освещением. Справа давсановые детекторы (а1, 61, 61).

развиты разнообразные оксигидроксиды Fe, Ti и Mn, находилось зеркало подземных вод до вскрытия карьера. Смещение процессов интенсивного перераспределения урана в сторону ниже расположенного уровня "D" связано, по-видимому, с продвижением современной зоны окисления.

Интенсивное перераспределение урана приводит к обогащению им гематитизированных и лейкоксенизированных вкрапленников биотита, а также лейкоксена и гематит-лейкоксенового агрегата, которые замещают акцессорные минералы. В частности, здесь наблюдаются очень высокие концентрации урана в лейкоксенизированном акцессорном минерале (970.5 ppm) и в псевдоморфозах биотита (669.0 ppm) в зоне IIБ на уровне "D", а также в измененном биотите (256.5 ppm) в зоне IIА на уровне "C". При этом полные псевдоморфозы по биотиту гематита и лейкоксеноподобного агрегата обогащаются ураном по всей площади зерна, что говорит о высокой интенсивности процессов окисления (см. фиг. 8). В промежуточной зоне также отмечается и зональное распределение треков, что свидетельствует о медленно текущих процессах перераспределения урана в пределах одного зерна биотита. Так, по периферии опацитизированного биотита была обнаружена



Фиг. 8. Распределение урана в биотите: а – вкрапленники биотита почти не содержат урана (1), а повышенные концентрации урана связаны с краевыми зонами его опацитизированных листочков (2); б – полные псевдоморфозы по биотиту гематита (3) и лейкоксеноподобного агрегата (4) обогащаются ураном по всей площади зерна; в – высокая плотность треков вплоть до образования сквозных отверстий (краевые части зерен) отмечается в псевдоморфозах гематита и лейкоксеноподобного агрегата (5) по биотиту (6) и титаномагнетиту-ильмениту (7). Слева (а, б, в) шлифы, длинная сторона 1.09 мм, полускрещенные николи в комбинации с "косым" освещением. Справа лавсановые детекторы (а1, б1, в1).

тонкая оторочка из гематита, сорбирующая уран (467.8 ppm) при его содержании в центральной части кристалла 175.1 ppm.

Наиболее интенсивное перераспределение урана наблюдается на уровне "F". В матрице игнимбритов этой части разреза отмечается интенсивное развитие железистого хлорита (бертьерина), который после окисления начинает активно сорбировать уран. Повышенные концентрации урана (147.1 ppm) отмечаются в пропитанной хлоритом матрице вблизи скоплений вкрапленников, обломков пород и минералов (см. фиг. 7). Минерализованные микротрещины, расположенные в непосредственной близости от этих скоплений, содержат до 206.3 ppm урана. В то же время, на нижерасположенном уровне "G" содержание урана в неокисленной хлоритизированной основной массе составляет только 30.4 ppm.

По мере приближения к поверхности и, соответственно, тыловым ореолам зоны окисления, намечается отчетливый вынос урана. Так, концентрация урана в матрице последовательно снижается с 100.8 ppm (уровень "D") до 33.4 (уровень "C") и 8.7 ppm (уровень "B"). В зоне II, особенно на верхних гипсометрических уровнях, фиксируется и полный вынос урана из фьямме, где он концентрируется лишь в редких точечных скоплениях.

Наиболее интенсивные процессы перераспределения урана происходили во *внутренней зоне* (III),

расположенной в области динамического влияния разлома 1А. Здесь наиболее активно проявлены гидротермальные и деформационные преобразования пород, трещиноватость и процессы современного окисления. В пределах зоны наиболее существенное перераспределение урана происходило на vpoвне "F". К верхним гипсометрическим уровням разреза интенсивность этого процесса снижается. Напомним, что такая же закономерность отмечается и в зоне II, но проявлена она менее контрастно. В зоне III происходило образование рудосопровождающего пластинчатого гематита, который в дальнейшем переотлагался в виде корочек и натеков вдоль трещин, ориентированных согласно с псевдофлюидальностью игнимбритов.

Напомним, что вторичные минералы урана (гидроксиды, силикаты и карбонаты уранила) проявлены в основном в зоне III, но их развитие ограничено трещинами и первыми сантиметрами околотрещинного пространства. В этой зоне отмечаются наиболее высокие и сопоставимые концентрации урана в лейкоксеноподобном агрегате (от 7364.1 до 11221.5 ррт) и в псевдоморфозах по биотиту (6638.0 ppm). При этом на уровне "Е" содержание урана в лейкоксеноподобном агрегате составляет уже 98.4 ppm, а в измененном биотите на уровне "В" оно снижается до 21.5 ррт. Таким образом, в пределах зоны разлома 1А намечается тенденция к уменьшению содержаний урана в минералах-концентраторах в направлении к верхним горизонтам разреза и, соответственно, тыловым частям зоны окисления.

Характерной особенностью зоны III является сочетание окислительных условий в высокопроницаемых и восстановительных условий в малопроницаемых участках. Для этой зоны характерна также крайняя неравномерность в распределении урана. На отдельных проницаемых участках, преимущественно в верхних частях разреза, отмечаются фьямме, матрица и псевдоморфозы по биотиту, практически полностью лишенные урана.

Таким образом, в зоне аэрации вулканитов Тулукуевского месторождения происходит интенсивное перераспределение урана с формированием ореолов вторичного обогащения и рассеяния, которое продолжается и в современных условиях. В качестве основных сорбентов урана выступают минералы, содержащие Fe, Ti и Mn и, вероятно, углеродистое вещество. При этом значение глинистых минералов как сорбентов в данных условиях снижается. Намечается отчетливая тенденция к выносу урана из пород верхних горизонтов разреза и, соответственно, тыловых ореолов зоны окисления. Все это позволяет зафиксировать фронт современной зоны окисления на гипсометрической отметке уровня "F".

Содержание урана в зонах деформаций игнимбритов

Выше были представлены результаты изучения закономерностей распределения урана и приведены его содержания в минеральных составляющих игнимбритов Тулукуевского карьера. Попытаемся оценить характер, интенсивность перераспределения и концентрации урана в дизъюнктивных элементах матрицы игнимбритов, включая открытые и минерализованные трещины, зоны катаклаза, микробрекчирования и прожилкования, а также приконтактовые части зерен минералов и обломков пород. Эти неоднородности являются наиболее вероятными путями перемещения урана метеорными кислородсодержащими водами. Среди факторов, определяющих задерживающую способность этих структур, наиболее важными являются морфология (прямолинейность и извилистость), апертура и длина, а также наличие в них минералов-концентраторов урана (Петров, 2011).

Очевидно, что при оценке содержаний урана в дизьюнктивных элементах должны учитываться характер и интенсивность проявления позднемезозойских гидротермальных преобразований вмещающих пород. При этом мобилизация урана в зоне окисления продолжается до настоящего времени, когда в пределах рудоносного разлома 1А в результате бактериальной деятельности формируется рентгеноаморфный метастабильный гель – (прото) ферригидрит. Ввиду того, что он является неустойчивым минералом и с течением времени самопроизвольно переходит в гематит или гётит, его нахождение в природе возможно лишь в молодых с геологической точки зрения образованиях. Этот срок может исчисляться первыми годами и лаже месяцами.

В пределах относительно неизмененных игнимбритов *внешней зоны* I отмечается устойчивое снижение концентраций урана, связанное с влиянием системы микротрещин в матрице, по которой происходила циркуляция метеорных вод. Для зоны характерно наличие минерализованных трещин с содержанием урана 11.1 ppm. В приконтактовой части вкрапленников и обломков минералов, а также обломков пород концентрация урана составляет 3.1 ppm.

В промежуточной зоне II существенное влияние на перераспределение урана оказывает система трещиноватости высокой плотности, создающая условия для интенсивной циркуляции кислородсодержащих вод. При этом наиболее отчетливо процессы перераспределения урана проявились в зоне IIB. К примеру, на уровне "D" содержания урана в трещинах составляют 451.6 ррт, а в приконтактовых частях зерен минералов и обломков пород 399.0 ррт. В то же время в зоне IIA на уровне "C" концентрация урана в трещинах составляет 100.3 ppm, а в приконтактовых частях зерен минералов и обломков пород 70.3 ppm.

Наиболее интенсивные процессы перераспределения урана наблюдаются во внутренней зоне III, расположенной в области динамического влияния разлома 1А. Здесь активно проявлены гидротермальные и деформационные преобразования порол. а также процессы современного окисления. В пределах этой зоны наиболее значительное перераспределение урана происходило на уровне "F". Формировался рудосопровождающий пластинчатый гематит, который в дальнейшем переотлагался в виде корочек и натеков вдоль извилистых трещин, ориентированных согласно с псевдофлюидальностью игнимбритов. Эти трещины отчетливо тяготеют к границам фьямме, а также к приконтактовым частям обломков пород и минералов. С ними связаны высокие (до 2152.2 ррт) содержания урана. Участки интенсивного катаклаза и микробрекчирования, связанные с приконтактовыми частями зерен минералов и обломков пород, сопровождаются высокой плотностью треков и, соответственно, высокими (до 2185.6 ррт) содержаниями урана. С минерализованными трещинами, выполненными оксигидроксидами Fe, Ti и Mn, связаны уже крайне высокие содержания урана, достигающие 11534.3 ррт.

По мере приближения к поверхности и, соответственно, тыловым ореолам зоны окисления намечается отчетливый вынос урана. Так, содержание урана в микротрещинах изменяется следующим образом: 30.2 ppm (уровень "G"), 11534.3 (уровень "F"), 98.4 ppm (уровень "E"), 451.6 (уро-вень "D"), 261.4 ppm (уровень "C"), 28.4 ppm (уровень "B") и 3.6 ppm (уровень "A"). Концентрация урана в микротрещинах на уровне "G" соответствует содержанию урана в матрице и фьямме игнимбритов. Можно предположить, что относительно низкая концентрация урана на уровне "Е" и максимально высокое его содержание на уровне "F" отражают положение фронта современной зоны окисления. Аналогичная тенденция изменения содержания урана по мере приближения к тыловым ореолам зоны окисления (от уровня "G" к уровню "А") отмечена и для приконтактовых частей зерен минералов.

Особенности распределения урана во внутренней зоне гидротермальных и гипергенных изменений на семи (от "A" до "G") уровнях Тулукуевского карьера отражают кривые распределения его в измененном матриксе и фьямме игнимбритов (фиг. 9), а также в лейкоксен-гематитовом агрегате и псевдоморфозах гематита и лейкоксенового агрегата по биотиту (фиг. 10). Аналогичные кривые распределения были построены для различных зон метасоматических ореолов, минералов вкрапленников и обломков пород, а также элемен-



Фиг. 9. Распределение содержаний урана во внутренней зоне метасоматических ореолов в измененном матриксе и фьямме игнимбритов в карьере (уровни "A–G") Тулукуевского месторождения, а также положение горизонта вторичного обогащения в зоне древнего окисления и зоне современного обогащения ураном.

тов деформационных преобразований вулканитов и трещин различного типа.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В ВЫСОКОКРЕМНИСТЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ ТУЛУКУЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Характер распределения урана изучался в высококремнистом стекле в стяжении сферической формы ("желваке") размером 40×50 см, обнаруженном на уровне "С" карьера. Пробоотбор проводился от центра зонального желвака, на периферии которого находилась флюидопроводящая трещина. Порода представляет собой массивное высококремнистое (до 81-82% SiO₂) стекло витрофировой структуры и пятнистой (частично брекчиевидной) и флюидальной текстуры. Последовательные стадии его девитрификации (по Ф. Ретли и К. Россу) выражены в образовании различных кристаллитов (белонитов, сростков скопулитов), сферолитов и микролитов (Структуры и текстуры..., 1966).

Внутренняя зона желвака представлена частично девитрифицированной скрытокристаллической фазой высококремнистого стекла с неравномерным, не плотным распределением треков, которые совмещаются с участками развития тон-



Фиг. 10. Распределение содержаний урана во внутренней зоне метасоматических ореолов в лейкоксенгематитовом агрегате (ЛА) и в псевдоморфозах гематита и лейкоксен-гематитового агрегата (ЛА) по биотиту в карьере (уровни "A–G") Тулукуевского месторождения, а также положение горизонта вторичного обогащения в зоне древнего окисления и зоне современного обогащения ураном.

кодисперсного гематита. Единичные минерализованные микротрещины толщиной 5—10 мкм отчетливо выделяются высокой плотностью треков.

В промежуточной зоне желвака проявлены отчетливые полосчатые и пятнистые структуры. Уран в матрице характеризуется в целом неравномерным и редким распределением, тогда как ярко окрашенные гематитизированные участки флюидальной стеклоподобной массы имеют повышенную плотность треков. Здесь же отмечаются гематитизированные и лейкоксенизированные обломки породы размером до 2 мм, с которыми связаны равномерно распределенные треки высокой плотности. Кроме того, внутри и по периферии этих обломков развиты мельчайшие непрозрачные частицы размером менее 5 мкм, которые на детекторе фиксируются скоплениями треков самой высокой плотности. Наряду с этим в обломках встречаются участки, представленные кварцем, полевым шпатом и гидрослюдой, которые лишены урана. В этой же зоне отмечаются также участки скопления сферолитов (фиг. 11а, б), которые группируются в виде тонких стебельков, напоминающих морозные узоры, протяженностью до 0.3 мм.

Частично они раскристаллизованы до сферолитоподобных образований кварц-полевошпатового состава с оторочкой (толщиной 10–20 мкм) из железистых частиц (см. фиг. 11а). Треки здесь



Фит. 11. Характер распределения урана в вулканических стеклах Тулукуевского месторождения: а, б – стадии последовательной девитрификации кремнистого стекла (2) с образованием узоров скопулитов (1) и сферолитов, состоящих из полевого шпата (3), кварца (4) и слюды (5); а1 (вставка) – снимок кристаллитов скопулитового типа (sem image в отраженных электронах); в – начальная стадия девитрификации стекла с микробрекчированием (6) и образованием сферолитов (7). Микрофото (а, б, в), длинная сторона шлифа 2.78 мм, полускрещенные николи в комбинации с "косым" освещением. Лавсановый детектор (в1).

отчетливо приурочены к приконтактовой части сферолитов, при этом наиболее плотные их скопления связаны с непрозрачными оксидами Fe и Ti. Вблизи сферолитов стеклоподобная масса интенсивно осветлена и полностью лишена урана. Бурые кремнистые участки (без сферолитовой раскристаллизации) характеризуются равномерным распределением и достаточно высокой плотностью треков.

Внешняя зона, непосредственно примыкающая к игнимбриту, характеризуется плойчато-полосчатой и брекчиевой текстурой и витро-литокластической структурой. В тех участках, где катаклаз проявлен менее интенсивно, фиксируются элементы полосчатого строения. Полосы различаются по цвету (от кремового до кирпично-красного), а также по количеству и размеру обломочного материала (от 0.03 до 1.5 мм). На фоне равномерных и относительно плотных треков выделяются участки без треков, связанные с обломками кварц-полевошпатового состава и сферолитами, сгруппированными в продолговатые скопления размером 0.1–0.5 мм по длинной оси.

В участках с интенсивно проявленным катаклазом отмечается крайне неравномерное распределение треков со сгущениями, приуроченными к интенсивно гематитизированным и лейкоксенизированным обломкам стекла (фиг. 11в). Обломочный материал измененных игнимбритов представлен хлоритом, смектитом, гидрослюдой, карбонатом и характеризуется редким и неравномерным распределением треков. В цементирующем кремнистом материале и обломках кварцальбитового состава треки практически отсутствуют. В этой зоне иногда встречаются совершенно не брекчированные области без каких-либо следов течения, где отмечена не девитрифицированная буро-красная кремнистая стеклоподобная масса с высокой плотностью и равномерным распределением треков (фиг. 11в1). По содержанию и характеру распределения урана эти области сопоставимы с матриксом игнимбритов. Однако эти концентрации несколько ниже содержаний урана в лейкоксенизированном биотите.

В целом в высококремнистых стеклах и апостекловатых породах максимальное перераспределение и наиболее высокие концентрации урана характерны для катаклазированных и полосчатых участков в переходной зоне, где отмечается высокая общая железистость и степень его окисленности (Fe₂O₃/FeO = 1.5-17). Вне этих участков кремнистая скрытокристаллическая и аморфная фаза с тонкодисперсным гематитом характеризуется равномерным и плотным распределением урана, причем криптокристаллическая раскристаллизация материала не влияла на характер этого распределения. Перераспределение урана начиналось на стадии формирования сферолитов, а его максимальные содержания отчетливо связаны с оксидами Fe и Ti. Отмечается крайне характерная тенденция уменьшения содержаний урана от центральных частей зонального "желвака" по направлению к его периферии, где располагается трещина с интенсивно циркулировавшими растворами (фиг. 12). Максимальный вынос урана фиксируется в самой трещине и на некотором удалении (10 см) от нее в промежуточной зоне, но в катаклазированных участках вблизи трещины происходило его накопление (до 20 ppm).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛАХ (ОБСИДИАНЫ, ПЕРЛИТЫ) МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОГОДНЕЕ

На месторождении Новогоднее горными выработками на шахтном горизонте +600 м на глубине около 300 м было вскрыто пластообразное тело сохранившегося в неизмененном виде вулканического стекла. В его приконтактовых частях проявился весь спектр постмагматических, гидротермально-метасоматических и деформационных преобразований различной интенсивности. Это редкая возможность изучения позднемезозойских сферолитовых риолитов и вулканических стекол обсидиан-перлитового типа (риолитриодацитового состава) с максимальной степенью сохранности. Как было отмечено, это первая находка неизмененного обсидиан-перлита за последние десятилетия разведки и разработки месторождений СРП.

Пластообразное тело имеет зональное строение (фиг. 13): в центре развиты неизмененные массивные и флюидальные обсидиан-перлиты, оконтуренные зоной с вулканическими бомбами и обломками пород. В приконтактовой части тела, непосредственно примыкающей к сферолитовым риолитам, интенсивно развиты низкотемпературные гидротермально-метасоматические изменения, катаклаз и брекчирование.

Последовательные стадии девитрификации вулканического стекла выражены в образовании различных форм кристаллитов: волосяных трихитов, глобулитов и сростков скопулитов, напоминающих морозные узоры. На заключительных стадиях кристаллизации формировались сферолиты и, реже, микролиты (фиг. 14). В массивных вулканических стеклах уже на начальной стадии кристаллизации формировались минерализованные и не минерализованные трещины.

При рассмотрении результатов изучения распределения урана в относительно свежих и измененных массивных и флюидальных обсидиан-перлитах риолит-риодацитового состава важно подчеркнуть, что незначительное перераспределение урана начинается уже на начальных стадиях девит-



Фиг. 12. Распределение урана в зональном (I, II, III) "желваке" высококремнистого вулканического стекла по мере приближения к зоне влияния минерализованной трещины. Интенсивность девитрификации нарастает от центра к периферии шаровидного "желвака". 1 – матрикс стекла, 2 – приконтактовая область вблизи трещины, 3 – центр сферолита, 4 – периферия сферолита, 5–6 – области локальной кристаллизации. Карьер Тулукуевского месторождения, уровень "С".



Фит. 13. Зональное строение пластообразного тела вулканического стекла: "свежие" обсидианы (1) и перлиты (2) в центре (а), вулканические бомбы (3) в слабо измененных обсидиан-перлитах (4) в приконтактовой зоне (б). Непосредственно на контакте со сферолитовыми фельзит-риолитами (6) проявился весь спектр гидротермально-метасоматических и деформационных (катаклаз, брекчирование) преобразований (5, 7). Месторождение Новогоднее (шахта, гор +600 м).

рификации, формирования микротрещиноватости и деформационных преобразований.

Для массивных стекол (фиг. 15б) характерно равномерное и достаточно плотное распределение треков. Начальная стадия индивидуализации вещества с формированием точечных и продолговатых кристаллитов (размером менее 1 мкм) проявлена слабо и почти не влияет на характер распределения урана. Незначительное "разряжение" треков на лавсановом детекторе связано с единичными темными аморфными почти изотропными участками, в которых фиксируются редкие точеч-



Фиг. 14. Массивные (1) и флюидальные (5) обсидиан-перлитовые вулканические стекла месторождения Новогоднее. Последовательные стадии девитрификации: волосяные трихиты (а) \Rightarrow глобулиты (3) \Rightarrow сростки скопулитов (2) \Rightarrow сферолиты (4) \Rightarrow минералы кристаллизации. Минерализованные и не минерализованные трещины в массивном обсидиан-перлите (снимок в центре) в отраженных электронах Микрофото длинная сторона 1.09 мм (а) и 2.78 мм (б), николи параллельны.

ные скопления треков. Совсем не содержат урана редко встречающиеся в массивном стекле остроугольные и оплавленные обломки кварца и полевых шпатов размером 0.1–0.5 мм (см. фиг. 15б).

Во флюидальных стеклах (фиг. 15а) распределение урана аналогично его распределению в массивных разностях и, следовательно, не зависит от элементов линзовидно-полосчатой текстуры. В этих стеклах фиксируются отчетливые желто-бурые сферолитовые образования диаметром 0.1-0.3 мм, свидетельствующие о более интенсивной, в сравнении с массивными разновидностями, раскристаллизации аморфной фазы. Сферолиты характеризуются слабой анизотропией, зачастую почти не индивидуализированы и представлены криптокристаллическими срастаниями полевых шпатов. На лавсановом детекторе они выражены едва заметным разряжением треков. Обломки кварца и полевых шпатов (размером 0.2-1.5 мм) здесь встречаются чаще. Они более трещиноваты и нередко, особенно зерна плагиоклаза, подвержены слабым гидротермальным изменениям. Трещины и гидротермально измененные зоны характеризуются более отчетливым, чем в стекле, распределением треков, с участками их сгущений. Отмечаются также более протяженные трещины, в основном ориентированные согласно с флюидальностью стекол, в которых фиксируются единичные точечные скопления треков вплоть до сквозных отверстий в лавсановом детекторе (см. фиг. 15а, б).

Высокая плотность треков и, соответственно, повышенные концентрации урана в стекле, связаны с приконтактовыми частями более крупных (до 1.5 см в поперечнике) обломков и вкрапленников полевых шпатов, а также с сетью минерализованных трещин, содержащих оксиды и гидроксиды Fe и Ti (см. фиг. 15б). В этих трещинах сосредоточены наиболее плотные скопления треков и отмечаются участки, протравленные до сквозных или почти сквозных отверстий, свидетельствующие о наличии урансодержащей минеральной фазы. При этом равномерность и плотность треков в стекле вблизи этих обособлений и трещин остается неизменной и, следовательно, уран в этих трещинах наложенный, привнесенный извне.

В тех участках образцов (фиг. 15в), где фиксируются трещины, сопровождающиеся наложенными интенсивными гидротермальными изменениями (кварц, смешаннослойный иллит-смектит, хлорит, карбонат, лейкоксен), отмечается неравномерная девитрификация стекла с нарушением его гомогенности и перераспределением урана. При этом на лавсанах выявляются мельчайшие концентрированные скопления треков в минерализованных трещинах и области полностью их лишенные. Отмечается отчетливый вынос урана из зон низкотемпературных гидротермально-метасоматических и деформационных преобразований, не содержащих минералов-концентраторов урана (кварц, альбит, серицит). В этих трещинах уран вполне мог накапливаться в гематит-лейкоксеновом агрегате за счет перераспределения и выноса урана из прилегающих участков стекла. В таких участках отмечаются титансодержащие акцессорные минералы, замещенные лейкоксеноподобным агрегатом.

Таким образом, для массивных и флюидальных стекол характерно равномерное и плотное распределение урана. Существенное его перераспределение происходило вблизи минерализованных трещин и краевых частей обломков и вкрапленников, особенно при наложении гидротермальных и деформационных преобразований. Наиболее высокие концентрации треков приурочены здесь к минерализованным трещинам, гематит-лейкоксеновым агрегатам и трудно диагностируемым под оптическим микроскопом микровключениям.



Фиг. 15. Распределение урана во флюидальных (а) и массивных (б) обсидиан-перлитах, месторождение Новогоднее. Скопление плотных треков в минерализованной трещине с оксидами Fe,Ti (2) и максимальные его содержания (сквозные отверстия в лавсане) в лейкоксеноподбном агрегате (3); в приконтактовых зонах зерен ортоклаза (4) и кварца (5), в минерализованных трещинах с оксидами (Fe, Ti) и гидрооксидами (6, 7). Кварц (8) и ортоклаза (9) треков не содержат. Наблюдается отчетливое перераспределение и вынос урана из зон низкотемпературных гидротермальнометасоматических и деформационных преобразований стекол (10), не содержащих минералов-концентратов урана (кварц, альбит, серицит). На фоне выноса урана наблюдается концентрирование его в мелких скоплениях оксидов, гидроксидов Fe и в мелких включениях лейкоксенизированных акцессорных минералов (11). Слева микрофото шлифов (а, б, в), длинная сторона 2.78 мм (а, б) и 3.89 мм (в), николи параллельны. Справа лавсановые детекторы (а1, б1, в1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отмеченные выше закономерности в распределении урана на месторождениях Тулукуевское и Новогоднее отражают кумулятивный эффект поведения в гидротермальных условиях урана, как изначально содержащегося в исходных игнимбритах и обсидианах ("породный" уран), так и привнесенного в рудную стадию ("рудный" уран). В гипергенных условиях в процессе формирования древней и современной зон окисления в Тулукуевском карьере весь этот уран вовлекался в виде "гипергенного" U(VI). В современных условиях этот уран становится доминирующим и существенно изменяет сложившуюся картину распределения. Однако можно попытаться выявить некоторые различия "породного" и "рудного" урана, что, в свою очередь, позволит с большей определенностью говорить о характере и интенсивности перераспределения гипергенного урана. Особенно если учесть, что в современный процесс окисления наиболее широко был вовлечен уран рудной стадии, т.е. "рудный" уран.

Основное различие в поведении "гипогенного" и "гипергенного" урана прежде всего обусловлено разнонаправленностью процессов миграции урана. В рудную стадию уран перемещался от главного разлома 1А во вмещающие породы, а в гипергенных условиях, наоборот, уран выщела-



Фиг. 16. Перераспределение урана в стекловатом матриксе и фьямме игнимбритов при гидротермально-метасоматических преобразованиях и девитрификации. Месторождение Тулукуевское, уровень карьера "А".

чивался, перераспределялся и "стягивался" к зонам интенсивной фильтрации метеорных вод. В участках повышенной проницаемости его осаждению способствовало интенсивное развитие сорбционноемких фаз (оксигидроксидов Fe, Ti и Mn). Данная тенденция в поведении урана осложнялась его перераспределением в процессе формирования древней и современной зон окисления. Для выявления особенностей поведения этого урана ниже современного фронта окисления необходимо изучение более глубоких (шахтных) горизонтов Тулукуевского и смежного с ним месторождения Новогоднее, где в восстановительных условиях предполагается высокая сохранность урановорудных тел и доминирующим остается "гипогенный" уран (т.е. "рудный" и "породный").

Характер перераспределения урана в матриксе-фьямме игнимбритов Тулукуевского и в обсидиан-перлитах Новогоднего месторождений по данным f-радиографии иллюстрируют фиг. 16 и 17.

Видно, что при девитрификации, гидротермально-метасоматических изменениях и в процессе деформационных преобразований (катаклаз, брекчирование) отчетливо фиксируется последовательное снижение концентрации урана. Наряду с этим в результате проявления сорбционных механизмов уран перераспределяется и концентрируется в минеральных фазах (оксигидроксиды Fe, Ti и Mn), в приконтактовых частях минералов и обломков пород, а также в минерализованных трещинах, что затрудняет вынос урана.

Наиболее отчетливо различия в перераспределении урана в зонах трещиноватости выявляются при сравнении ореолов минеральных преобразований исходных вулканитов на интегрированной схеме минеральной зональности с выделением ореолов наложенной аргиллизации (см. фиг. 1). Значительное перераспределение "породного" урана, изначально равномерно распределенного в матрице и фьямме игнимбритов, происходило во внешней зоне I, а "рудного" урана – преимущественно в пределах разлома 1А и во внутренней зоне III, для которой характерно широкое развитие современных процессов окисления с интенсивным перераспределением "гипергенного" урана. В промежуточной зоне II, с одной стороны, отмечаются участки, где присутствуют значительные концентрации "рудного" урана (подзона IIБ). С другой стороны, в подзоне IIA определяющим, как и в зоне I, является "породный" уран, первоначально находившийся в матрице игнимбритов. В пределах месторождения Новогоднее интенсивное перераспределение "породного" и "рудного" урана происходило при девитрификации обсидиан-перлита, а также в зоне интенсивных деформационных и минеральных преобразований пород.

Особенностью разреза Тулукуевского карьера является то, что значительные концентрации урана могут накапливаться и в участках, где урановорудная стадия практически не проявлена. Так, результаты детальных микроисследований свидетельствуют об интенсивном перераспределении "породного" урана в зонах I и, особенно, в зоне IIБ с накоплением урана до 500–1000 ррт при наличии благоприятных факторов в виде сорбционноемких фаз (лейкоксен-гематитовый агрегат) и повышенной трещиноватости пород. При этом в перераспределение вовлекался уран лишь из областей, расположенных на расстоянии первые де-



Фиг. 17. Перераспределение урана при гидротермально-метасоматических преобразованиях и девитрификации обсидиан-перлитов. Концентрация урана в скоплениях гематита (3), в минерализованных (4) и открытых (5) трещинах. Месторождение Новогоднее.

сятки сантиметров от трещин. Здесь в полной мере проявилась задерживающая способность сорбционноемких фаз. Аналогичные закономерности характерны и для месторождения Новогоднее, но с меньшей площадью перераспределения урана.

Различия в распределении "породного/рудного" урана связаны как с морфологией и масштабом (апертура, протяженность, связность и т.д.) микротрещин, так и с их минеральным выполнением. Наши исследования показали, что трещины могут быть классифицированы на неминерализованные (H) и минерализованные (M), а по степени открытости на 3 группы: трещины и микропрожилки (апертура < 1 мм), прожилки (апертура 1–10 мм) и жилы (апертура >10 мм). Основные концентрации породного урана связаны с практически не сообщающимися между собой короткими извилистыми микропрожилками в матриксе и фьямме с апертурой <1 мм, т.е. с трещинами и микропрожилками. К этой группе также можно отнести нарушенные приконтактовые части обломков и вкрапленников минералов, а также обломков пород. Наряду с этим в протяженных преимущественно прямолинейных прожилках с апертурой > 1 мм (прожилки и жилы), а также в участках катаклаза и микробрекчирования, отмечается интенсивное перераспределение как "рудного", так и "гипергенного" урана. На Новогоднем месторождении, различия в распределении "породного/рудного" урана связаны с трещинами и прожилками (апертура < 1 мм), катаклазом и микробрекчированием.

Одним из главных и очень важных следствий развития гипергенных процессов в зоне аэрации Тулукуевского месторождения явилась хорошая сохранность залежей урановых руд при относительно незначительном размере вторичного ореола выноса урана. Влияние современных атмосферных осадков не привело к значительному разрушению рудных тел, миграции растворенных форм урана и появлению на поверхности земли хорошо выраженных радиоактивных аномалий. Об этом свидетельствует и хорошая сохранность в гипергенных условиях зоны окисления (уровень "С") урансодержащего высококремнистого вулканического стекла, насыщенного тонкодисперсным гематитом. Сами стекла, по-видимому, могут свидетельствовать о высоких содержаниях урана в исходном расплаве (Шатков, 2010; Gray et al., 2011), учитывая, что кварц практически не обладает сорбционной емкостью.

Следовательно, даже в условиях широкого распространения рудовмещающих вулканитов кислого состава, еще и подвергнутых гидротермальным и деформационным преобразованиям, значительного рассеяния урана в гипергенных условиях не произошло. Механизм этого явления может заключаться в химическом взаимодействии подвижного U(VI) с вмещающей средой. Анализ полученных данных указывает на то, что в условиях зоны аэрации процессы задержки и накопления урана происходят на контролируемых структурными элементами геохимических барьерах двух типов восстановительном (глеевом) и сорбционном.

Восстановительный тип барьера формируется, главным образом, непосредственно в зонах тектонических нарушений в результате привноса углеродистого вещества, а также на уровнях древнего (здесь формировался горизонт вторичного уранового обогащения) и современного зеркала подземных вод. В пределах Тулукуевского месторождения твердое углеродистое вещество присутствует в порово-трещинном пространстве игнимбритов и входит в состав гипогенных урановых минералов (тухолит). На восстановительных барьерах, где создаются локальные условия пониженных значений Eh на фоне окружающей окислительной обстановки, происходит задержка растворенного в трещинно-жильных водах U(VI) путем взаимодействия его с восстановителями – углеводородами, и перевод его в слабоподвижную U(IV) форму в виде сажистых настурана и коффинита, входящих в состав урановых черней.

Анализ литературных источников (Лучицкий, 1971; Schumacher, 1996; и др.) и полученных к настоящему моменту данных позволяет предполагать, что в пределах изучаемого блока Тулукуевского карьера формирование и перераспределение углеродистого вещества происходило в результате проявления нескольких процессов. Первый – осадконакопление в перерывах вулканической деятельности, когда происходило формирование пород, обогащенных углефицированной органикой (горизонт туфоконгломератов, подстилающий толщу игнимбритов). Второй – возгонка углеводородов эндогенного происхождения вместе с гидротермами по зоне разлома 1А и его диффузия во вмещающие породы (последнее, возможно, привело к формированию тухолита). В дальнейшем происходило интенсивное окисление органического вещества в субзоне выщелачивания (верхняя часть древней зоны окисления) в результате воздействия на него кислородсодержащих трещинных и атмосферных вод.

Очевидно, что в совокупности все эти факторы влияют на окислительно-восстановительные условия в зоне аэрации Тулукуевского месторождения. Однако более важным механизмом задержки урана является процесс его сорбции разнообразными оксигидроксидами Fe, Ti и, в меньшей степени, слоистыми силикатами, карбонатами.

Изучение характера распределения и концентраций урана в трещиноватых игнимбритах, в открытых и минерализованных трещинах, зонах катаклаза, микробрекчирования и прожилкования, а также в приконтактовых частях зерен минералов и обломков пород показало, что наибольшая плотность треков на лавсановых детекторах приурочена к участкам интенсивного развития оксидов и гидроксидов Fe, Ti и, вероятно, Mn.

Полученные для Тулукуевского месторождения данные указывают на возможность очень рез-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1

кого (до 0.2 мас. %) возрастания концентраций урана в местах скоплений порошковатых выделений лейкоксена и гидроксидов железа. При этом псевдоморфозы гидрослюд по полевым шпатам, прожилковидные и линзообразные выделения бертьерина, а также каолинита и смектита содержат незначительное количество урана. К тому же, если густота треков в местах развития этих минералов и увеличивается, то это практически всегда связано с импрегнацией глин дисперсными гематитом, гетитом и другими оксигидроксидами.

В гидрослюдах (смешанослойных иллит-смектитах) из измененных пород содержание урана, по нашим данным, не превышает 5—6 г/т и часто ниже 1 г/т, а в агрегатах каолинита и в псевдоморфозах каолинита по полевым шпатам его содержание еще ниже (около 0.01 г/т). Особо отметим, что если скопления треков в агрегатах гидрослюд или каолинита и наблюдаются, то они во всех случаях приурочены не к самим слоистым силикатам, а к рассеянным внутри них оксидам Fe и Ti или к Fe—Mg карбонатам.

Многочисленные экспериментальные исследования, посвященные сорбции урана различными природными минералами (Langmuir, 1978; Tsunashima et al., 1981; Ames et al., 1982, 1983; Milton, Brown, 1986; McKinley et al., 1995; и др.), указывают на то, что гидроксиды железа, особенно их аморфные разновидности, являются наиболее активными его сорбентами. Так, по данным Л. Эймса (Ames et al., 1982, 1983), коэффициент распределения, хотя он и зависит от состава экспериментального раствора, его ионной силы и других характеристик, не опускается ниже 2×10^6 , что на 2–3 порядка выше, чем у глинистых минералов, в том числе и у смектита.

По другим данным (Milton, Brown, 1986), процесс сорбции урана гидроксидами Fe быстро заканчивается достижением равновесия в течение первых 1-2 месяцев, в то время как, например, с хлоритом это равновесие не достигается и через 2 года, а кроме того, его сорбционная способность во много раз ниже. Сорбционные свойства аморфных оксидов и гидроксидов Fe выше, чем у кристаллических фаз, при этом способность к сорбции у гетита выражена сильнее, чем у гематита (Hsi, Lagmuir, 1985). Возможно, это связано со степенью кристалличности, которая у этих минералов меняется в широких пределах. Кроме того, аморфные оксиды обладают несравненно более высокой удельной поверхностью, чем все другие минералы, в том числе и глинистые.

Как показано в (Hsi, Lagmuir, 1985), в условиях низких температур, сорбция урана является более важным механизмом задержки урана, чем осаждение собственно урановых минералов. При этом, по их же данным, сорбции способствует только субнейтральная или слабощелочная среда. Имен-

но эти условия характерны для зоны аэрации Тулукуевского карьера. В пределах Новогоднего месторождения наиболее вероятна субнейтральная среда.

Необходимо учитывать также чрезвычайно высокую устойчивость к растворению минералов трехвалентного железа в нейтральной и слабощелочной среде в окислительных условиях (Гаррелс, Крайст, 1968; Чухров и др., 1975). Именно такие условия и господствуют сейчас в Тулукуевском карьере. Лишь в локальных его участках при окислении уран-сульфидных руд продуцируются сернокислые растворы с кислой реакцией. Поэтому все оксигидроксиды Fe в зоне окисления Тулукуевского месторождения, активно сорбирующие уран, могут оставаться в неизменном виде неопределенно долгое время, вплоть до маловероятных драматических изменений состава подземных вод. Но даже и в случае выпадения кислых осадков ("кислотных дождей"), они быстро будут нейтрализованы полевошпатовой частью вулканических пород и повсеместно развитыми мучнистыми карбонатами гипергенного подпочвенного горизонта.

Как известно, процессам десорбции в системе "уран—оксиды железа" могут способствовать не только пониженные значения pH (<5), но и щелочная среда с pH более 8.5–9 (Waite et al., 1994; Hsi, Lagmuir, 1985; Milton, Brown, 1986). Однако возникновение условий высокой щелочности в районе Тулукуевского месторождения, например, крупномасштабное проникновение в массив вмещающих пород содовых растворов, еще менее вероятно. Поэтому процессы сорбции урана на минералах-сорбентах представляют надежный барьер его рассеянию во вмещающей среде.

В ряду других минералов, в различной степени удерживающих уран (смектит, смешаннослойные минералы, иллит, цеолит, каолинит, опал), наиболее активными сорбентами являются смектиты, причем, как правило, его натровые разновидности (Borovec, 1981; Ames et al., 1982), а наименее активными – каолинит и иллит. Последнее подтверждается также и нашими наблюдениями по распределению треков деления урана в измененных вулканитах Тулукуевского месторождения. Отсутствие ярко выраженных скоплений треков на агрегатах смектита, вероятно, связано с незначительной концентрацией урана в стадию пострудной каолинит-смектитовой аргиллизации и в последующие эпизоды гипергенных преобразований. Другой причиной более низких концентраций урана в указанных минеральных фазах относительно оксидов может быть большая конкурентная способностью к сорбции у оксигидроксидов Fe, которые всегда присутствуют в измененных рудовмещающих игнимбритах и, вероятно, "оттягивают" на себя уран, содержащийся в поровых растворах. Тем не менее, интенсивное развитие аргиллизации в пределах тех же зон разрывных нарушений, которые контролируют положение урановых рудных тел, явилось одним из дополнительных факторов, препятствовавших выносу радиоактивных элементов в зоне окисления, в частности, и потому, что эти проницаемые зоны способствовали массовому отложению тонкодисперсных агрегатов оксидов Fe, Ti и Mn. Этот фактор был определяющим и на Новогоднем месторождении, где широко представлены низкотемпературные преобразования.

Возрастание плотности треков отмечается в ряде случаев на метасоматических и жильных карбонатах. Причем в жильных кальцитах отмечается более высокая концентрация урана, чем в метасоматическом кальците, развивающемся по плагиоклазу. В других типах карбонатов, особенно обогащенных железом (метасоматических брейнеритах и анкеритах), наблюдались и более плотные скопления треков урана. Возможным сорбентом урана могут служить также и гипергенные подпочвенные ("мучнистые") карбонаты, сплошным покровом закрывающие склоны Аргунского хребта вблизи Тулукуевского месторождения. Об этом свидетельствуют повышенные содержания урана в подпочвенном слое, обогащенном гипергенным кальцитом (Чуднявцева, Самонов, 2004).

Действительно, кальцит, особенно его дисперсные разности, обладает сорбционными свойствами, сравнимыми с глинистыми минералами (Серебренников, Максимова, 1976; Savenko, 2001; Kelley et al., 2003). В этих работах показано также, что ионы уранила могут занимать стабильные позиции в кристаллической решетке природного кальцита. Это, в свою очередь, надежно изолирует уран в течение неопределенно долгого времени и предохраняет его от десорбции, по крайней мере, до момента растворения кальцита при резком изменении внешних условий.

Углеродистое вещество также можно рассматривать в качестве сорбционноемкого для урана материала. Так, по данным И.А. Кондратьевой (Кондратьева и др., 2004), в рудоносных породах Малиновского месторождения (Западная Сибирь) углистое органическое вещество отчетливо сорбирует уран, причем в большей степени, чем окружающий глинистый цемент обломочных пород. Однако для выявления сорбционных возможностей углеродистого вещества Тулукуевского месторождения необходимы дополнительные исследования.

В настоящее время в пределах карьера наблюдается современная микробиологическая активность, приводящая к формированию гипергенных карбонатов в самой верхней его части, а также некоторых гидроксидов железа (протоферригидрита и ферригидрита) в нижней части карьера. Образующиеся минералы, в свою очередь, являются активными сорбентами урана.

Изучение всего спектра постмагматических, гидротермально-метасоматических и деформационных преобразований пород в Стрельцовской кальдере указывает на возможность кратковременных повышений ("всплесков") температур в течение отдельных эпизодов дорудной, синрудной и пострудной истории. Они носили локальный характер и могли быть связаны с сейсмотектоническими процессами в разломных зонах фундамента и чехла Стрельцовской кальдеры, на что указывает наличие псевдотахилитов в разломных зонах (Petrov et al., 2013; Морозов и др., 2019), и/или с фазами повышенной термальной активности в связи с внедрением экструзивных тел цезиеносных перлитов (Шатков, 2015). В пользу возможного, но кратковременного воздействия температуры, свидетельствует и отсутствие какихлибо соответствующих признаков формирования сопутствующих высокотемпературных гидротермально-метасоматических преобразований.

Крайне важным представляется аспект изысканий, связанный с долговременной изоляцией радиоактивных материалов. В этой связи месторождения Тулукуевское и Новогоднее являют собой уникальный пример для всестороннего изучения путей, механизмов миграции и накопления урана (актинидов) в различных структурных обстановках и окислительно-восстановительных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одним из основных следствий развития гипергенных процессов в зоне аэрации Тулукуевского месторождения стала хорошая сохранность залежей урановых руд при относительно незначительном размере вторичного ореола выноса урана. Влияние современных атмосферных осадков не привело к значительному разрушению рудных тел, миграции растворенных форм урана и появлению на поверхности земли хорошо выраженных радиоактивных аномалий. Следовательно, в условиях зоны аэрации рудовмещающих вулканитов кислого состава, подвергнутых гидротермальным и деформационным преобразованиям, значительного рассеяния урана не произошло. Механизм этого явления может заключаться в химическом взаимодействии подвижного U(VI) с вмешаюшей средой. Анализ полученных данных указывает на то, что процессы задержки и накопления урана происходили на контролируемых разрывными нарушениями геохимических барьерах двух типов – восстановительном (глеевом) и сорбционном. При этом в условиях как затрудненного (ниже уровня грунтовых вод), так и интенсивного (зона аэрации) водообмена, важнейший механизм

задержки урана обусловлен процессами сорбции. Сорбционный фактор в совокупности с деформационными преобразованиями и девитрификацией вулканического стекла приобретает особое значение и на месторождении Новогоднее. Здесь локальные глеевые (восстановительные) барьеры создаются по периферии пластообразного тела обсидиан-перлитов вблизи минерализованных и открытых трещин, а также в зонах микробрекчирования и прожилкования.

В пределах карьера Тулукуевского месторождения выявлен кумулятивный эффект миграции "породного" и "рудного" урана. Значительное перераспределение "породного" урана фиксируется во внешней зоне (I), а "рудного" преимущественно во внутренней зоне (III) ореолов, контролируемых рудовмещающим разломом 1А. Разнонаправленность процессов миграции "гипогенного" и "гипергенного" урана следующая: в рудную стадию от разлома 1А во вмещающие породы, а в гипергенных условиях – перераспределение и "стягивание" к зоне дренирования метеорных вод. Эта тенденция осложняется в процессе формирования горизонта вторичного уранового обогащения в зоне древнего окисления и зоны современного обогащения. Современная зона окисления находится в стадии формирования, о чем свидетельствует образование метастабильного гипергенного (прото) ферригидрита. Аналогичная схема перераспределения урана фиксируется и в зонах влияния флюидопроводящих трещин в высококремнистых урансодержащих стеклах (месторождение Тулукуевское) и в обсидиан-перлитах (месторождение Новогоднее).

Проведено сопоставление сорбционной способности минералов, которая формирует следующий ряд в порядке убывания: аморфные оксиды Fe \Rightarrow оксиды Ti (лейкоксен), Fe–Ti (лейкоксеноподобный агрегат) \Rightarrow (прото)ферригидрит \Rightarrow гётит \Rightarrow гематит \Rightarrow углеродистое вещество \Rightarrow сидерит, анкерит \Rightarrow окисленные Fe–Mg и Fe (бертьерин) хлориты \Rightarrow кальцит \Rightarrow пирит \Rightarrow "мучнистый карбонат" \Rightarrow смектит, смешанно-слойные минералы \Rightarrow иллит \Rightarrow каолинит \Rightarrow полевые шпаты \Rightarrow кварц.

Полученные данные, в сочетании с результатами геоструктурных и петрофизических исследований, имеют значение для обоснования поисков, разведки, отработки урановых руд и при рассмотрении возможных источников рудного вещества. Не менее важными являются радиогеоэкологические аспекты изысканий в связи с долговременной изоляцией радиоактивных материалов, а также реабилитацией загрязненных радионуклидами территорий и горизонтов подземных вод. Многолетний опыт изучения урановых месторождений Стрельцовского рудного поля использован нами при выявлении сорбционных свойств минералов в отношении актинидов в породах Нижнеканского гранитного массива (Красноярский край), где создается первый отечественный пункт глубинного захоронения радиоактивных отходов. Ключевые аспекты изучения процессов миграции и накопления урана в восстановительной обстановке глубоких горизонтов месторождений Антей и Аргунское, локализованных в гранитах фундамента Стрельцовской кальдеры, в сочетании с данными по Нижнеканскому массиву предполагается осветить в следующих публикациях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН "Тектонодинамические обстановки и физико-химические условия формирования минеральных систем основных промышленно-генетических типов урановых месторождений".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева О.В. Об ураноносных кварц-карбонат-гидрослюдистых метасоматитах // Известия АН СССР. Сер геол. 1979. № 7. С. 108–118.

Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С. и др. Эволюция мезозойского магматизма и руднометасоматических процессов в Юго-Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. № 2. С. 115–130.

Андреева О.В., Головин В.А. Метасоматические процессы на урановых месторождениях Тулукуевской кальдеры в Восточном Забайкалье (Россия) // Геология руд. месторождений. 1998. № 3. С. 205–220.

Белова Л.Н., Федоров О.В. Некоторые новые данные по минеральному составу зоны окисления урановых месторождений Стрельцовского рудного поля // Материалы по геологии урановых месторождений. Вып. 45. М.: ВИМС, 1977. С. 83–113.

Белова Л.Н., Рыжов Б.И., Федоров О.В. и др. Особенности минерального состава зон окисления гидратно-силикатного и уран-молибдатного типов. М.: ИГЕМ РАН, 1981.

Белова Л.Н., Рыжов Б.И., Федоров О.В. и др. Исследования урановой минерализации в зоне гипергенеза. М.: ИГЕМ РАН, 1989.

Белова Л.Н., Федоров О.В. Гипергенная минералогия месторождений Стрельцовского рудного поля. Силикаты урана и урановые слюдки. М.: ИГЕМ РАН, 1991.

Белова Л.Н. Условия образования зон окисления Uместорождений и скоплений U- минералов в зоне гипергенеза // Геология руд. месторождений. 2000. № 2. С. 113–121.

Вещество степных геосистем (на примере Забайкалья). Новосибирск: Наука, 1984. 168 с.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.М. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 367 с. Дубинина Е.О., Голубев В.Н., Петров В.А. Оценка времени фильтрации атмосферных вод в трещинно-поровом пространстве на примере пород Тулукуевского месторождения // Труды XVIII симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 90–91.

Дубинина Е.О., Петров В.А., Голубев В.Н. Изотопные параметры метеорных вод в трещинно-поровом пространстве пород Тулукуевского месторождения // ДАН. 2008. Т. 421. № 3. С. 378–382.

Ищукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др. Геология Урулюнгуевской рудоносной зоны и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: Геоинформмарк, 1998. 526 с.

Кондратьева И.А., Максимова И.Г., Надъярных Г.И. Распределение урана в рудоносных породах Малиновского месторождения по данным f-радиографии // Литология и полезные ископаемые. 2004. № 4. С. 387–401.

Лаверов Н.П., Петров В.А., Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Хаммер Й., Бурмистров А.А., Щукин С.И. Урановое месторождение Антей – природный аналог хранилища ОЯТ и подземная геодинамическая лаборатория в гранитах // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 387–413.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. 267 с.

Мальковский В.И., Петров В.А., Диков Ю.П., Александрова Е.В., Бычкова Я.В., Мохов А.В., Шулик Л.С. Анализ коллоидных форм переноса урана подземными водами на U-Мо месторождениях Стрельцовского рудного поля (Восточное Забайкалье) // ДАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 81–83.

Мелков В.Г. Методы поисков месторождений урана // Атомная энергия. 1956. № 1. С. 83–90.

Мелков В.Г., Сергеева А.М. Роль твердых углеродистых веществ в формировании эндогенного уранового оруденения. М.: Недра, 1990. 233 с.

Мельников И.В. Минералогические особенности и геохимические условия формирования Мо-U месторождений (на примере месторождений Средней Азии и Забайкалья). Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. В 2-х т. М.: ИГЕМ РАН, 1983.

Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Смульская А.И., Кулаковский А.Л. Псевдотахилиты – два генетических типа // ДАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 589–594.

Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. Труды ИГЕМ РАН, вып. 98. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с. Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. 207 с.

Омельяненко Б.И. Локальное распределение урана в породах и минералах как индикатор их геохимической истории // Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983. С. 140–163.

Омельяненко Б.И., Петров В.А., Полуэктов В.В. Поведение урана в условиях взаимодействия горных пород и руд с подземными водами // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 5. С. 429–445.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 423 с.

Петров В.А. Тектонофизические и структурно-петрофизические индикаторы процессов миграции флюидов в разломных зонах и методы их изучения // Современная тектонофизика. Методы и результаты. В 2-х т. Т.2. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 94–108.

Петров В.А., Леспинас М., Хаммер Й. Тектонодинамика флюидопроводящих структур и миграция радионуклидов в массивах кристаллических пород // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 2. С. 99–126.

Петров В.А., Полуэктов В.В., Насимов Р.М., Бурмистров А.А., Щукин С.И., Хаммер Й. Изучение природных и техногенных процессов на урановом месторождении в гранитах для обоснования безопасности длительной изоляции ОЯТ // Экстремальные природные явления и катастрофы. Т. 2. Геология урана, геоэкология, гляциология. Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 124–138.

Петров В.А., Полуэктов В.В., Хаммер Й.Р., Цулауф Г. Исследование минеральных и деформационных преобразований горных пород Нижнеканского массива в целях определения их удерживающей способности при геологическом захоронении и изоляции радиоактивных отходов // Горный журнал. 2015. № 10. С. 67–77.

Полуэктов В.В., Петров В.А., Андреева О.В., Голубев В.Н. Тулукуевское урановорудное месторождение (ЮВ Забайкалье) как природный аналог процессов миграции радионуклидов в хранилище ОЯТ // Сб. тр. Ф.И. Вольфсон 100., Москва, Ноябрь, 2007. С. 161–166.

Почвы СССР. М.: Наука, 1979. 329 с.

Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. Минеральная система урановых месторождений Стрельцовской кальдеры (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 36–54.

Рогов Ю.Г., Карпенко И.А., Кузнецов М.П. и др. Результаты ревизионных и разведочных работ в пределах Стрельцовского рудного поля в период 1966—1970 гг. Иркутск: Сосновское ПГО, 1970.

Рысков Я.Г., Демкин В.А. Развитие почв и природной среды степей Южного Урала в голоцене. Пущино: Изд-во ОНТИ ПНЦ РАН, 1997.

Рысков Я.Г., Цыбжитов Ц.Х., Цыбикдоржиев Ц.Ц. Почвы России: источники или сток для CO₂? // Геохимия. 2001. Т. 39. № 6. С. 636–644.

Серебренников В.С., Максимова И.Г. К механизму осаждения урана из углекислых минеральных вод // Геохимия. 1976. № 10. С. 1542–1548.

Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1977. 423 с.

Структуры и текстуры изверженных и метаморфических пород. Ю.Ир. Половинкина. ч. II. Т. II. М.: Недра, 1966. 424 с.

Урановые месторождения в вулкано-тектонических структурах. Под ред. Г.А. Машковцева. М.: ВИМС, 2005.

Чуднявцева И.И., Самонов А.Е. Радиогеохимия ландшафтов ураново-рудных провинций // Природно-антропогенные процессы и экологический риск. М.: ИД "Городец", 2004. С. 399–416.

Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Горшков А.И. и др. Фаза Тау-Брэдли – продукт гипергенного изменения руд // Известия АН СССР. Сер. геол. 1971. № 1. С. 15–25.

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Горшков А.И. и др. Гипергенные оксиды железа в геологических процессах. М.: Наука, 1975. 207 с. Шатков Г.А. Стрельцовский тип урановых месторождений // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 85–96.

Alexander W.R., McKinley I.G. A review of the application of natural analogues in performance assessment: improving models of radionuclide transport in groundwaters // J. Geochem. Explorat. 1992. № 46. P. 83–115.

Ames L.L., McGarrah J.E., Walker V.A. Sorption of uranium and cesium by basalts and an associated secondary smectite // Chem. Geol. 1982. V. 35. P. 205–225.

Ames L.L., McGarrah J.E., Walker V.A. Sorption of constituents from aqueous solutions onto secondary minerals. Uranium // Clays and Clay Miner. 1983. V. 31. № 5. P. 321–334.

Bodvarsson G.S., Boyle W., Patterson P., Williams D. Overview of scientific investigations at Yucca Mountain – the potential repository for high-level nuclear waste // J. Contam. Hydrol. 1999. № 38 (1–3). P. 3–24.

Borovec Z. The adsorbtion of uranium species by fine clay// Chem. Geol. 1981. V. 32. P. 45–58.

Bruno J., Duro L., Grive M. The applicability and limitations of thermodynamic geochemical models to simulate trace element behaviour in natural waters. Lessons learned from natural analogue studies // Chem. Geol. 2002. \mathbb{N} 190. P. 371–393.

Chapman N.A., McKinley I.G., Smellie J.A.T. The potential of natural analogues in assessing systems for deep disposal of high-level radioactive waste. NAGRA Technical Report Series NTB 84–41. 1984. Baden, Switzerland.

Descriptive uranium deposit and mineral system models. IAEA, Vienna, 2020. 328 p.

Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples. IAEA-TECDOC Series-1842. Vienna, 2018. 415 p.

Gray T.R., Hanley J.J., Dostal J. Magmatic enrichment of U, Th and REE in late PZ rhyolites of South New Brunswick, Canada: evidence from silicate melt inclusions // Econ. Geol. V. 106. 2011. P. 127–143.

Haveman S.A., Pedersen K. Microbially mediated redox processes in natural analogues for radioactive waste // J. Contamin. Hydrol. 2002. № 55. P. 161–174.

Hsi C-K.D., Langmuir D. Adsorption of uranyl onto ferric oxyhydroxides// Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 1931–1941.

Kelley S.D., Newville M.G., Cheng L. et al. Uranyl incorporation in natural calcite // Environ. Sci. Technol. 2003. V. 37. P. 1284–1287.

McKinley J. P., Zachara J.M., Smith S.C. et al. The influence of hydrolysis and multiple site-binding reactions on adsorbtion of U (VI) to montmorillonite // Clays and Clay Miner. 1995. V. 43. P. 586–598.

Langmuir D. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposit // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 547–569.

Milton G.M., Brown R.M. Adsorption of uranium from groundwater by common fracture secondary minerals // Can. Journ. Earth Sci. 1986. V. 24. P. 1321–1328.

Petrov V.A., Velichkin V.I., Lichtner P.C., Perry F., Ovseichuk V.A., Schukin S.I. Fractured welded tuffs in Krasnokamensk, Chita region: Natural analogue study for radionuclide migration in variably saturated fractured rock // Proc. Int. Conf. Fractured Rock. Toronto, Canada. 2001. 8 p. CD-R.

Petrov V.A., Velichkin V.I., Poluektov V.V., Golubev V.N., Lespinasse M., Sausse J., Cuney M., Leroy J., Lichtner P.C., Perry F., Schukin S.I. Assessment of hydraulic properties of fracture network in relation to the uranium transport in oxidizing conditions of welded tuffs // Proc. Int. Conf. on Uranium Geochemistry. Nancy, France. 2003. P. 297–300.

Petrov V.A., Poluektov V.V., Golubev V.N., Andreeva O.V., Dubinina E.O., Lichtner P.C., Perry F.V., Ovseichuk V.A., Schukin S.I., Lespinasse M., Sausse J., Cuney M. Natural analogue studies in variably saturated fractured welded tuffs // Proc. Int. Conf. on Rad. Waste. Disp., DisTec'04. Berlin, Germany. 2004. P. 450–457.

Petrov V.A., Poluektov V.V., Golubev V.N., Andreeva O.V., Kartashov P.N., Lespinasse M., Sausse J., Cuney M., Lichtner P.C., Perry F.V., Galinov Yu.N., Ovseichuk V.A., Schukin S.I. Uranium mineralization in oxidized fractured environment of the giant volcanic related uranium field from the Krasnokamensk Area // Proc. Int. Symp. Uranium. Prod. and Raw Mat. IAEA. Vienna, Austria. 2005. P. 260– 264.

Petrov V.A., Poluektov V.V., Hammer J., Schukin S.I. Faultrelated barriers for uranium transport. In: Uranium Mining and Hydrogeology. *B.J. Merkel, A. Hasche-Berger* (edit.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008. P. 779–789.

Petrov V.A., Poluektov V.V., Hammer J., Schukin S.I. Uranium mineralization in fractured welded tuffs of the Krasnokamensk Area: transfer from ancient to modern oxidizing conditions // The New Uranium Mining Boom: Challenge and Lessons Learned. Eds. B. Merkel, M. Schipek Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. P. 701–710.

Petrov V.A., Lespinasse M., Poluektov V.V., Cuney M., Nasimov R.M., Hammer J., Schukin S.I. Stress-time context of fault permeability at the Krasnokamensk Area, SE Transbaikalia // J. of Physics: Conference Series. 2013. V. 416. 6 p.

Petrov V.G., Vlasova I.E., Rodionova A.A., Yapaskurt V.O., Korolev V.V., Petrov V.A., Poluektov V.V., Hammer J., Kalmy*kov S.N.* Preferential sorption of radionuclides on different mineral phases typical for host rocks at the site of the future Russian high level waste repository // Applied Geochemistry. 2019. V. 100. P. 90–95.

Prikryl J.D. et al. Migration behavior of naturally occurring radionuclides at the Nopal I uranium deposit, Chihuahua, Mexico // Journal of Contaminant Hydrology. 1997. V. 26. P. 61–69.

Salomons W. Chemical and isotopic composition of carbonates in recent sediments and soils from Western Europe // J. Sediment. Petrol. 1975. V. 45. № 2. P. 440–449.

Savenko A.V. Sorption of $UO2^{2+}$ on calcium carbonate // Radiochem. 2001. V. 43. No 2. P. 193–196.

Schumacher D. Hydrocarbon-Induced Alteration of Soils and Sediments // Hydrocarbon Migration and its Near-Surface Expression. AAPG Memoir 66. 1996. P. 71–89.

Smellie J.A.T., Karlsson F., Alexander W.R. Natural analogue studies: present status and performance assessment implications // J. Contamin. Hydrol. 1997. № 26. P. 3–17.

Smellie J.A.T., Karlsson F. The use of natural analogues to assess radionuclide transport // Engin. Geol. 1999. № 52. P. 193–220.

Tsunashima A., Brindley G.W., Bastovanov M. Adsorbtion of uranium from solutions by montmorillonite; compositions and properties of uranyl montmorillonites // Clays and Clay Miner. 1981. V. 29. \mathbb{N} 1. P. 10–16.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. V. 72(2). P. 175–190.

Vadose zone science and technology solutions / Edit. *B.B. Looney and R.W. Falta*. Battelle Press, Colunbus, OH, USA. 2000. 589 p. (I), 1540 p. (II).

Waite T.D., Dezvis J.A., Payne T.E. et al. Uranium (VI) adsorption to ferrihydrite: Application of a surface complexation model // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 58. № 24. P. 5465–5478.
УДК 553.2:556.3.01

О ФОРМИРОВАНИИ УНИКАЛЬНО БОГАТЫХ РУД УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕСОГЛАСИЯ БАССЕЙНА АТАБАСКА (КАНАДА): ГИПОТЕЗА МНОГОЭТАПНОГО ТЕЛЕСКОПИРОВАННОГО ОТЛОЖЕНИЯ РУД

© 2022 г. А. А. Пэк^{а,} *, В. И. Мальковский^а, В. А. Петров^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, Ж-17, 119017 Россия *e-mail: pek@igem.ru Поступила в редакцию 15.07.2021 г.

После доработки 01.08.2021 г. Принята к публикации 15.09.2021 г.

Месторождения типа несогласия в канадском протерозойском осадочном бассейне Атабаска с суммарными ресурсами >1.0 млн т урана при среднем содержании 3.58% урана являются наиболее яркими представителями крупномасштабных месторождений с уникально богатыми рудами. Геохронологические данные фиксируют в бассейне Атабаска длительный процесс формирования месторождений. последовательные этапы которого были разделены периодами времени в десятки и сотни миллионов лет. Предполагалось, что основная рудная минерализация сформировалась в самый ранний этап 1590 млн лет назад, последующие же, более молодые геохронологические датировки ~1400, 1270, 1150, 1000-850 млн лет, фиксировали дискретные этапы ремобилизации первичного урана. В статье предлагается гипотеза происхождения уникально богатых руд бассейна Атабаска в результате многоэтапного телескопированного отложения урана в структурных ловушках, созданных на начальном этапе формирования месторождений и впоследствии подновляемых сейсмотектоническими воздействиями. Обоснование многоэтапной интерпретации произведено с использованием методов компьютерного моделирования флюидодинамических условий образования основных структурных типов эксфильтрационных и инфильтрационных месторождений несогласия, локализованных в песчаниках и породах фундамента бассейна соответственно: анализа тектонодинамических обстановок периодического возобновления гидротермальной активности на последовательных этапах формирования месторождений; рассмотрения флюидодинамических процессов мобилизации урана из урансодержащих пород фундамента бассейна. Месторождения эксфильтрационного и инфильтрационного типов формировались в результате противоположно направленного восходящего и нисходящего движения минералообразующих флюидов по зонам разломов в межразломных термоконвективных ячейках. Поскольку процесс межразломной тепловой конвекции происходил в региональном геотермическом поле с фоновым геотермическим градиентом, движущие силы для термоконвективной циркуляции флюидов сохранялись в течение всей протяженной во времени многоэтапной геологической истории формирования месторождений бассейна Атабаска. Мобилизация урана из урансодержащих пород фундамента бассейна могла происходить при движении флюидов по трассе их межразломного перетекания с окислительными условиями в ассоциации с процессами отложения эксфильтрационной и инфильтрационной рудной минерализации на участках контура термоконвективной циркуляции флюидов с восстановительными условиями. Процесс многоэтапного отложения урана, мобилизуемого из фундамента бассейна как на первом, так и на последующих этапах формирования месторождений обусловливал положительную корреляцию ресурсов и содержания урана, которая представляет возможное объяснение происхождения уникально богатых руд месторождений бассейна Атабаска.

Ключевые слова: бассейн Атабаска, урановые месторождения, межразломная геотермическая конвекция флюидов

DOI: 10.31857/S001677702201004X

введение

Россия занимает по добыче урана пятое место в мире (Живов и др., 2012). Однако, несмотря на значительные (более 650 тыс. т) балансовые запасы (Машковцев и др., 2010), минерально-сырьевая база урана России имеет относительно невысокие качественные показатели: содержание урана на отечественных месторождениях измеряется лишь долями процента (Шумилин, 2015), хотя в мире есть крупномасштабные рудные объекты с процентными содержаниями урана в руде. Поэтому поиск месторождений с богатыми и, соответственно, более "дешевыми" по ценовым категориям ресурсами является актуальной задачей перспективного развития урановой промышленности России (Тарханов, Шаталов, 2009; Афанасьев и др., 2014; Машковцев и др., 2017).

В принятой МАГАТЭ классификации (Geological Classification..., 2018) наиболее ярким представителем крупномасштабных урановых месторождений с богатыми рудами являются месторождения "типа несогласия" (unconformity type), на долю которых в мировом производстве урана приходится около 25%. Основные месторождения несогласия выявлены в урановорудной провинции юго-западной части Канадского щита в протерозойском осадочном бассейне Атабаска с суммарными ресурсами >1.0 млн. тонн U и в урановорудном районе Аллигейтор-Риверс Северо-Австралийского щита в протерозойском осадочном бассейне Комболджи с суммарными ресурсами 460000 тонн U. В обоих бассейнах установлены месторождения мирового класса с запасами урана >100000 тонн, но отличительной особенностью месторождений несогласия в бассейне Атабаска являются уникально богатые руды с содержанием урана вплоть до его самых высоких в мире значений в месторождениях Мак-Артур Ривер (261 тыс. т с содержанием ~ 19.5% U) и Сигар-Лейк (135.04 тыс. т с содержанием ~16.59% U) (Geological Classification..., 2018). Среднее содержание урана в месторождениях несогласия бассейна Атабаска (3.58%) более чем в 8 раз превышает осредненное содержание урана (0.41%) в рудах австралийских месторождений несогласия (Unconformity-related..., 2018). В глобальной сводке на 2016 г. "Мировое распределение урановых месторождений – 2016" (World Distribution..., 2018), в которой обобщены данные по содержанию и запасам 1807 месторождений урана всех классификационных категорий МАГАТЭ, более 90% составляют месторождения с содержанием от 0.01 до 0.5% U. Таким образом, по среднему содержанию урана и его максимальным значениям месторождения несогласия бассейна Атабаска в Канаде контрастно отличаются как от месторождений урана других классификационных таксонов МАГАТЭ, так и от других месторождений несогласия. Эта их отличительная особенность позволяет предполагать, что в глобальной металлогении урана проблема происхождения уникально богатых руд месторождений бассейна Атабаска заключается в особых условиях их формирования в масштабе всего бассейна.

В докладе на Всероссийской конференции, посвященной 90-летию ИГЕМ РАН, авторами была выдвинута гипотеза, в которой предполагалось, что происхождение уникально богатых руд месторождений бассейна Атабаска могло быть следствием телескопированного отложения урана на последовательных этапах формирования месторождений, разделенных периодами времени в десятки и сотни миллионов лет (Пэк и др., 2020). Основанием для этого предположения послужила неоднозначная трактовка исследователями месторождений геохронологических данных о поэтапном омоложении возрастных датировок урановой минерализации, которая допускала возможность их альтернативной интерпретации: 1) как свидетельства ремобилизации ресурсов первичного урана и/или 2) его дополнительного привноса в области рудоотложения (Fayek et al., 2002_1 ; Cuney, 2005; Jefferson et al., 2007₁). При этом в литературе обсуждалась в основном первая трактовка. прелполагающая, что формирование основного ресурса урана и, соответственно, уникально высокого содержания урана в рудах бассейна Атабаска происходило на начальном этапе геохронологической истории формирования месторождений с переотложением урановорудной минерализации на последующих этапах (Alexandre et al., 2009). Вторая трактовка, допускавшая привнос на последовательных этапах формирования месторождений новых порций урана, насколько известно авторам, в литературе специально не обсуждалась.

В настоящей статье мы предприняли попытку обсуждения гипотезы поэтапного формирования уникально богатых руд месторождений бассейна Атабаска, используя для систематизации определяющих параметров этого процесса разработанную австралийскими учеными концепцию минеральных систем урановых месторождений (Skirrow et al., 2009). Концепция минеральных систем была предложена в (Wyborn et al., 1994) как мультидисциплинарный подход, ориентированный на анализ "всех геологических факторов, которые контролируют формирование и сохранность минеральных месторождений, с особым вниманием к процессам мобилизации рудных компонентов из их источника, транспортирования и аккумуляции в более концентрированной форме и сохранности в последующей геологической истории" (р. 109). Методология минеральных систем использовалась при анализе условий формирования рудных месторождений различных генетических типов (Pirajno, 2009; 2016; Hagemann et al., 2016; Huston, 2016). В приложении к металлогении урана она была использована в (Skirrow et al., 2009) для группировки минеральных систем урановых месторождений по параметрам, "подчеркивавшим общие черты в процессах формирования урановых месторождений", с особым вниманием к условиям транспорта урана водными флюидами: "в формировании почти всех крупных месторождений урана участвовали водные флюиды... различия в геологических обстановках формирования флюидов и путях их миграции предопределяли разнообразие типов урановых месторождений" (р. 2, 17). Принятая в (Skirrow et al., 2009) систематизация параметров урановых минеральных систем конкретизировала известную парадигму "источник — транспорт — отложение" с акцентом на процессах флюидного массопереноса. При изложении материала статьи мы будем использовать ее основные положения с учетом особенностей урановых месторождений бассейна Атабаска.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ БАССЕЙНА АТАБАСКА

Урановые месторождения несогласия бассейна Атабаска локализованы, как это отражено в их названии, вблизи региональной поверхности несогласия в подошве протерозойского осадочного бассейна (Пакульнис, Шумилин, 2005; Jefferson et al., 2007₁; Kyser, Cuney, 2009). Фундамент бассейна сложен архейским-раннепротерозойским комплексом гранитоидов и метаосадочных пород, претерпевших складчатость и метаморфизм от гранулитовой до зеленосланцевой фаций. После завершения орогенного этапа и эрозии на архей-раннепротерозойском фундаменте сформировалась площадная кора выветривания и затем интракратонная впадина, заполненная среднепротерозойскими, в основном кластическими отложениями серии Атабаска, которые претерпели диагенетические преобразования при погружении осадков предположительно до глубины 5-6 км. Пространственное размещение месторождений контролируется крутопадающими разломами в фундаменте бассейна. При этом по структурной позиции месторождений по отношению к поверхности несогласия выделяются два их подтипа: месторождения, локализованные в песчаниках Атабаска на уровне и непосредственно выше поверхности несогласия, и месторождения, локализованные в зонах разломов в фундаменте бассейна на десятки и даже сотни метров ниже поверхности несогласия. Наряду с различием структурной позиции, эти подтипы месторождений отчетливо различаются также по минеральному составу и зональности околорудных изменений (Fayek, Kyser, 1997; Quirt, 2003; Jefferson et al., 2007₁). Месторождения, рудная минерализация которых локализована по преимуществу в песчаниках Атабаска (Сигар-Лейк, Милуэст, часть рудных тел месторождений Ки-Лейк, Коллинс-Бэй, Мак-Клин, Клафф-Лейк), являются по существу полиметаллическими, характеризуются повышенными содержаниями Ni, Co, Cu, Pb, Mo. По зональности околорудных метасоматических преобразований для них характерна обширная внешняя зона глинистых (гидрослюдистых) изменений с

внутренней зоной хлоритовых изменений. Месторождения, локализованные в породах фундамента (Раббит-Лейк, основная рудная залежь Мак-Артур Ривер, Игл-Поинт, Доминик-Петер, Равен, Хорсшу, часть рудных тел Ки-Лейк), являются практически монометалльными урановыми, в них отмечается лишь повышенное содержание Си при следовых количествах остальных рудных металлов. Для околорудных преобразований характерна обратная зональность с внешней хлоритовой и внутренней глинистой зонами. Эта инвертированная структура зональности метасоматических ореолов рудных залежей, локализованных в различных структурных позициях по отношению к поверхности несогласия, интерпретировалась исследователями месторождений как следствие разнонаправленного - восходящего и нисходящего – движения минералообразующих флюидов по зонам рудоконтролирующих разломов.

В обоих кратко охарактеризованных выше подтипах месторождений отложение урана происходило в результате его осаждения на восстановительном барьере. Образование рудных залежей над поверхностью несогласия происходило в результате реакционного взаимодействия окислительных ураноносных растворов, циркулировавших в толще песчаников, с восстановительными растворами, которые привносились в область рудоотложения при восходящем движении флюидов по зоне рудоконтролирующего разлома. Образование рудных тел под поверхностью несогласия происходило при нисходящем движении окислительных ураноносных растворов по зоне рудоконтролирующего разлома в результате реакционного взаимодействия с восстановительными агентами в фундаменте бассейна (восстановительными растворами, графитовым веществом, минералами двухвалентного железа). Чтобы подчеркнуть принципиальное различие в условиях формирования этих подтипов месторождений несогласия, в англоязычной литературе для их обозначения использовались термины "egress" и "ingress" (дословно "выход" и "вход"), обозначающие направление движения растворов по зонам рудоконтролирующих разломов (Jefferson et al., 2007₁; Шумилин, 2011). В качестве наиболее близкого по смыслу аналога мы приняли обозначения – рудообразующие системы и соответственно месторождения эксфильтрационного (egress style) и инфильтрационного (ingress style) типов (фиг. 1).

Движущие силы и физический механизм разнонаправленной циркуляции флюидов по зонам рудоконтролирующих разломов при отложении урановых руд месторождений инфильтрационного и эксфильтрационного типов канадские исследователи относили к числу ключевых, но еще не проясненных вопросов: "Как балансировались потоки флюидов в процессах их нисходящего (ingress) и восходящего (egress) течения в разломы и



Фиг. 1. Схема зональности метасоматических ореолов и структуры циркуляции флюидов при формировании месторождений эксфильтрационного и инфильтрационного типов (по Jefferson et al., 2007).

из разломов фундамента?" (Jefferson et al., 2007₁, p. 297). Однако, по свидетельству геохронологических данных, на последовательных этапах формирования месторождений наряду с отложением рудной минерализации, происходило также ее переотложение. Поэтому вопросы о природе движущих сил и физическом механизме циркуляции флюидов относятся не только к процессам формирования рудного запаса месторождений, но ко всем событиям периодического проявления флюидной активности в течение необычно протяженной во времени геологической истории формирования урановых руд в бассейне Атабаска, последовательные этапы которой были разделены периодами времени в десятки и сотни миллионов лет.

МНОГОЭТАПНОСТЬ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАТИРОВОК

Первые геохронологические датировки урановой минерализации в бассейне Атабаска были приведены в статье (Hoeve, Sibbald, 1978), опубликованной через 10 лет после открытия первого в бассейне месторождения Раббит-Лейк: "возраст первичной минерализации руд месторождений Клафф-Лейк, Ки-Лейк и Раббит-Лейк отвечает периоду времени приблизительно от 1000 до 1250 млн лет" (р. 1467). К настоящему времени, согласно компиляции в (Chi et al., 2018), число публикаций с геохронологическими данными о возрасте руд месторождений бассейна Атабаска составляет порядка 80.

В статье (Cumming, Krstic, 1992) были приведены сводные данные лаборатории геохронологии канадского университета Альберта по значениям абсолютного возраста восьми месторождений бассейна Атабаска: Сигар-Лейк. Клафф-Лейк. Коллинс-Бей, Даун-Лейк, Игл-Пойнт, Мак-Артур Ривер, Мидуэст, Раббит-Лейк. Для всех месторождений был определен возраст урановой минерализации от 1324 \pm 13 до 1379 \pm 6 млн лет за исключением месторождения Мак-Артур Ривер, для которого было получено значение возраста 1514 ± 18 млн лет. Принятая авторами интерпретация этих возрастных датировок предполагала, что "отложение первоначальной руды, по крайней мере в случае месторождения Мак-Артур Ривер, происходило около 1514 млн лет назад, отложение же основной части урана или его ремобилизация происходили в течение сравнительно узкого временного интервала от 1325 до 1380 млн лет" (Cumming, Krstic, 1992, р. 1637). В целом же "...Процессы переработки-переотложения руд происходили ~1280, ~1000, ~575 и ~225 млн лет назад. Они могли проявляться в масштабе всего бассейна, затрагивая в какой-то степени все изученные авторами месторождения" (р. 1623).

В статье (Alexandre et al., 2009) приведены систематизированные сведения о результатах определения U/Pb возраста vpанинита и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования глинистых минералов из проявлений урановорудной минерализации в породах фундамента бассейна и в песчаниках формации Атабаска. По результатам U/Pb датирования уранинита и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования синрудного иллита формирование первичной рудной минерализации происходило в период времени около 1590 млн лет назад практически одновременно во всех месторождениях бассейна Атабаска, локализованных как в породах фундамента, так и в формации песчаников. Более древние значения возраста отложения первичной рудной минерализации авторы объясняют тем, что "ранее опубликованные значения абсолютного возраста урановых месторождений типа несогласия могли быть искажены в результате потерь радиогенного Pb и Ar, что приводит к занижению оценок возраста и тем самым объясняет значительные вариации в ранее опубликованных датировках" (Alexandre et al., 2009, p. 42).

Для U/Pb датирования использовались образцы с массивным уранинитом из рудного тела в породах фундамента месторождения Мак-Артур Ривер и образцы из рудопроявлений Вирджин-Ривер и Саутвест с рассеянной вкрапленностью заполнения открытых пор и трещин в отложениях серии Атабаска. Для ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования использовались образцы с синрудным иллитом и хлоритом в месторождениях, локализованных в породах фундамента бассейна.

Результаты U/Pb датирования зафиксировали значения возраста уранинита 1540 ± 19 млн лет из месторождения Mak-Артур Ривер и 1594 ± 64 млн лет из рудопроявления Саутвест. Самые древние синрудные иллиты имеют аналогичный 40 Ar/ 39 Ar возраст 1583 ± 15 млн лет. Средневзвешенное значение для этих возрастов составляет 1588 ± 15 млн лет. "Поскольку это значение возраста устойчиво воспроизводится как в месторождениях, локализованных в породах фундамента, так и в месторождениях, локализованных в формации песчаников, он, скорее всего, отвечает времени формирования основного уранинита месторождений бассейна Атабаска" (Alexandre et al., 2009, р. 53).

Наряду с определением возраста основной рудной минерализации авторами было определено также время основных предрудных и пострудных событий, связанных с циркуляцией флюидов в геохронологической истории бассейна Атабаска. Возраст предрудных событий, совпадающих с диагенетическими преобразованиями кластических пород заполнения бассейна, составил в среднем 1675 ± 15 млн лет. В период времени око-

ло 1590 млн лет произошло отложение первичного уранинита, которое предположительно было инициировано процессами тектонической активизации в южном Вайоминге. Затем последовали дискретные проявления процессов циркуляции флюидов, запечатленные в многоэтапных событиях нарушения изотопных систем уранинита и глинистых минералов. Первое такое пострудное событие с возрастом 1525 млн лет, определенное по результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования, было предположительно связано с Мазатзалским орогенезом на современной территории юго-запада США и северной Мексики. Следующее возмущающее событие с возрастом около 1400 млн лет, затронувшее все фазы, датированные ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом, предположительно инициировалось другими орогеническими процессами также на современном юго-западе США. Возраст 1275 млн лет назад, зафиксированный изотопными системами всех глинистых минералов и уранинита месторождения Мак-Артур Ривер, близко соответствует времени внедрения основных даек роя Мак-Кензи, которые пересекали бассейн Атабаска 1267 ± 2 млн лет назад. Датировки от 1150 до 1050 млн лет соответствуют Гренвилльскому орогенезу, тогда как возраст от 1000-950 до 850 млн лет может быть отнесен к сборке и распаду суперконтинента Родиния.

Таким образом, геохронологические данные фиксируют в бассейне Атабаска длительный процесс формирования урановых руд и пострудных преобразований, последовательные этапы которого были разделены периодами времени в десятки и сотни миллионов лет. При интерпретации этой геологически длительной эволюции бассейна (Alexandre et al., 2009) предполагают, что основная рудная минерализация сформировалась в самый ранний начальный этап 1590 млн лет назад. Последующие же более молодые геохронологические датировки ~1400, 1270, 1150, 1000-850 млн лет назад фиксировали дискретные этапы ремобилизации первичного урана, которые "были отражением крупномасштабных, возможно, охватывавших весь континент событий, внешних по отношению к бассейну... в частности, удаленных орогенических и тектонических событий". Поэтому многоэтапная история формирования месторождений бассейна Атабаска "должна изучаться как целое, а не как серия разрозненных локальных систем" (р. 58). Это заключение (Alexandre et al., 2009) согласуется с приведенным во Введении представлением авторов настоящей статьи о том, что проблема происхождения уникально богатых руд месторождений бассейна Атабаска заключается в особых условиях их формирования в масштабе всего бассейна.

Интерпретация в (Alexandre et al., 2009) геохронологических данных предполагала по существу одноэтапный процесс формирования рудного

запаса месторождений бассейна Атабаска: "...пострудные события, начиная примерно с 1590 млн лет тому назад, важны, в первую очередь, с точки зрения сохранения уранинитовой минерализации и ремобилизации урана" (р. 57). Альтернативным предположением, которое мы предлагаем обсудить, могла бы быть гипотеза многоэтапного отложения урана. Но из-за отсутствия однозначных критериев для различения процессов отложения и/или переотложения урана геохронологические датировки не могут служить основанием для выбора из альтернативных сценариев одноэтапного или многоэтапного формирования рудного ресурса урановых месторождений бассейна Атабаска. Однако приведенные выше геохронологические данные уверенно обосновывают представление о многоэтапном проявлении на месторождениях в локальных областях отложения/переотложения рудной минерализации устойчиво воспроизводившихся процессов гидротермальной активности, которые позволяют предполагать общность природы движущих сил и механизма циркуляции минералообразующих флюидов.

ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ И МЕХАНИЗМЫ ЦИРКУЛЯЦИИ ФЛЮИДОВ

В качестве возможных движущих сил и механизмов циркуляции флюидов при формировании месторождений несогласия в бассейне Атабаска в литературе рассматривались в основном следующие процессы: 1) *свободной тепловой конвекции*, обусловленной изменением плотности флюидов в термоградиентом поле области фильтрации и 2) *вынужденной конвекции*, обусловленной тектонической деформацией пород бассейна.

Гипотеза тепловой конвекции флюидов как возможного механизма формирования урановых месторождений несогласия была предложена в (Hoeve, Quirt, 1987). В качестве инициирующего условия для возникновения свободной тепловой конвекции предполагалась локальная температурная аномалия, связанная с повышенной теплопроводностью графитсодержащих разломов — "примеси даже незначительного количества графита могут значительно повысить теплопроводность пород" (стр. 166).

Первой широко цитируемой до настоящего времени работой, в которой гипотеза термоконвективного механизма формирования месторождений несогласия была рассмотрена с использованием методов компьютерного моделирования динамики флюидов, была статья (Raffensperger, Garven, 1995). Численные расчеты свободной тепловой конвекции флюидов производились для модели обобщенного образа осадочного бассейна канадских и австралийских месторождений несогласия. Конвективное течение локализовалось в основном в пределах мощного горизонта

песчаников. Возможность глубоко проникающей конвекции флюидов по зонам высокопроницаемых разломов в метаморфические породы фундамента в (Raffensperger, Garven, 1995) не рассматривалась. Поэтому для поиска ответа на поставленный выше вопрос механизме 0 разнонаправленной циркуляции флюидов при формировании месторождений несогласия в бассейне Атабаска нами была принята гипотеза термоконвективной системы с межразломной свободной тепловой конвекцией флюидов, концептуальная модель которой была предложена в (Simms, Garven. 2004).

Гипотеза межразломной конвекции. При наличии в области фильтрации субпараллельных высокопроницаемых разломов структура конвекции самоорганизуется в конвективную ячейку с нисходящей ветвью течения по одному разлому и восходящей ветвью течения по другому разлому. Перетекание флюидов от нисходящей к восходящей ветвям течения происходит по вмещающим межразломным породам. Для такой конвективной ячейки в (Simms, Garven, 2004) был предложен термин "fault-bounded convection cell" ("ограниченная разломами ячейка конвекции"), для которого в русском языке, отклоняясь от буквального перевода, будем использовать не тождественные, но близкие по смыслу к англоязычному оригиналу термины "межразломная конвективная ячейка" или "ячейка межразломной конвекции".

В статье (Simms, Garven, 2004) межразломная циркуляция флюидов была установлена по результатам численных расчетов. Для теоретического анализа этого процесса в (Malkovsky, Pek, 2015) была рассмотрена проблема условий возникновения конвективной неустойчивости в трехмерной молели конвективной ячейки. включаюшей два параллельных высокопроницаемых разлома и слой заключенных между ними пород с меньшей проницаемостью. Проведенное исследование показало, что в такой межразломной конвективной ячейке могут реализоваться два типа конвекции: А и В (фиг. 2). При конвекции типа В контуры циркуляции флюидов локализованы в зонах разломов и параллельны им, т.е. реализуется процесс внутриразломной конвекции без существенного выхода флюидов в межразломное пространство за исключением, возможно, зон динамического влияния разломов. При конвекции типа А по одному из разломов происходит только нисходящее, а по другому разлому – только восходящее течение с обменом флюидами через область пород, заключенную между разломами, т.е. в области фильтрации реализуется процесс межразломной конвекции. Определяющими параметрами для развития межразломной конвекции являются относительные значения проницаемости $k_{\rm f}/k_{\rm r}$ и ширины δ/h зон разломов (где $k_{\rm f}$ и $k_{\rm r}$ – значения



Фиг. 2. Схема конвективной циркуляции растворов в межразломной конвективной ячейке.

проницаемости зон разломов и вмещающих пород между разломами, δ и h – ширина и высота зон разломов). При принятых в теоретической модели (Malkovsky, Pek, 2015) типовых значениях $k_{\rm f}/k_{\rm r} = 10-50$ и $\delta/h \le 10^{-2}$ оптимальным условием для развития межразломной конвекции является значение относительной ширины конвективной ячейки 2l/h = 0.6 - 0.8 (где 2l – расстояние между разломами, см. фиг. 2). При этом межразломная циркуляция растворов может происходить даже при низкой проницаемости пород между разломами, недостаточной для развития конвекции в отсутствие разломов. Этот результат теоретического анализа конвективной неустойчивости, согласующийся с результатами качественных оценок структуры конвекции в (Simms, Garven, 2004), позволил предполагать, что процесс межразломной конвекции может быть привлечен как возможное объяснение для ответа на поставленный выше вопрос о том, как "балансировались" потоки флюидов при формировании эксфильтрационных и инфильтрационных месторождений бассейна Атабаска. Для обоснования этого предположения нами было проведено численное моделирование процесса свободной тепловой межразломной конвекции флюидов в концептуальной модели условий формирования урановых месторождений бассейна Атабаска (Pek, Malkovsky, 2016; Пэк, Мальковский, 2017).

В качестве модели геологической структуры области фильтрации был принят трехслойный разрез (фиг. 3), в котором средний слой представляет хорошо проницаемый водоносный горизонт мощностью 100 м, сложенный в основном кварцевыми песчаниками серии Атабаска, нижний слой – низкопроницаемые метаморфические породы фундамента, верхний – экранирующие низкопроницаемые песчано-глинистые сланцы (Jefferson et al., 2007₁; Пакульнис, Шумилин, 2005). Нижняя граница слоя песчаников отвечает поверхности несогласия, от нее в породы фундамента проникают два вертикальных высокопроницаемых разлома протяженностью 5 км и поперечной мощностью 100 м. В начальный момент времени давление флюидов в области моделирования — гидростатическое, давление на верхней границе области моделирования – фиксированное, боковые границы – непроницаемые. Температура линейно возрастает с глубиной с геотермическим градиентом 30°С/км. Для температуры на границе поверхности несогласия, по данным о результатах изучения флюидных включений (Куser, Cuney, 2009), принято значение 200°С. В качестве начального условия для развития в области моделирования тепловой конвекции, в соответствии с представлениями (Hoeve, Quirt, 1987), была принята повышенная теплопроводность одного из разломов (разлома F₁ на фиг. 3) при фоновом значении теплопроводности остальных структурных элементов модели. Задача моделирования заключалась в расчете структуры термоконвективных течений флюидов в зависимости от вариаций переменных параметров модели.

По результатам тестовых расчетов была определена базовая модель, после чего рассматривалось последовательное воздействие на структуру течения флюидов изменения значений ее варьируемых параметров: расстояния между разлома-



Фиг. 3. Схема области моделирования.

ми L, вертикальной протяженности разломов H, проницаемости разломов k_f , проницаемости горизонта песчаников k_s и пород фундамента бассейна k_b .

На фиг. 4 приведен пример структуры межразломной конвекции флюидов в базовой расчетной модели с представительными для бассейна Атабаска значениями геометрических и фильтрационных параметров. Можно видеть, что в модели самоорганизуется ячейка межразломной конвекции. Контур межразломной циркуляции флюидов включает: сосредоточенный восходящий поток эксфильтрации растворов по разлому F_1 модели, латеральное перетекание растворов по горизонту песчаников до входа в зону разлома F_2 , сосредоточенный нисходящий поток инфильтрации растворов по разлому F_2 и замыкающее конвективную ячейку рассредоточенное перетекание растворов по породам фундамента между зонами разломов F_2 и F_1 . Образование рудных тел над поверхностью несогласия в этой модели происходит в результате смешения восходящего по зоне разлома *F*₁ эксфильтрационного потока восстановительных растворов с окислительными ураноносными растворами, циркулирующими в толще песчаников. Образование рудных тел под поверхностью несогласия происходит в результате реакционного взаимодействия нисходящих по зоне разлома F₂ инфильтрационных окислительных ураноносных растворов с восстановительными агентами в фундаменте бассейна. Вследствие пространственной разобщенности восстановительных барьеров, образование обоих типов рудной минерализации происходит на различных участках области рудолокализации, но гипотеза межразломной конвекции позволила нам предложить объяснение условиям

гидродинамической сопряженности рудообразующих процессов.

При моделировании, наряду с определением структуры циркуляции, рассчитывались также значения скорости течения флюидов. В структуре конвекции флюидов на фиг. 4 нисходящая ветвь конвективной ячейки по разлому F₂ может быть аппроксимирована линейным потоком, ограниченным в поперечном сечении шириной зоны разлома. Поэтому данные о скорости течения флюидов по нисходящей ветви конвекции были использованы для оценки потенциальной рудопродуктивности механизма термоконвективной циркуляции рудообразующих флюидов. При принятых в базовой модели значениях параметров и содержании урана в рудообразующих флюидах бассейна Атабаска 10^{-4} моль/л (Richard et al, 2011) для формирования месторождения инфильтрационного типа с запасами ~50000 урана потребуется около 160 тысяч лет, при увеличении на порядок значений проницаемости зон разломов этот срок сокращается до 16 тысяч лет.

Таким образом, приведенные в (Pek, Malkovsky, 2016; Пэк, Мальковский, 2017) результаты позволили предложить трактовку термоконвективного механизма гидродинамически сопряженного процесса отложения эксфильтрационной и инфильтрационной рудной минерализации, согласующуюся с геологически реалистичными оценками запасов и длительности формирования урановых месторождений бассейна Атабаска. Однако в геохронологическом контексте эта трактовка предполагает одноэтапный процесс рудоотложения. Поэтому для альтернативной гипотезы многоэтапного отложения урана необходимо рассмотреть возможность дискретной реализации механизма термоконвективной межразломной циркуляции флюидов, который сопровождался, как было сказано



Фиг. 4. Структура конвекции флюидов в базовой модели. $k_{\rm b} = 10^{-16} \,{\rm m}^2$, $k_{\rm s} = 10^{-14} \,{\rm m}^2$, $k_{\rm c} = 10^{-16} \,{\rm m}^2$, $k_{\rm f} = 10^{-14} \,{\rm m}^2$, $H = 5000 \,{\rm m}$, $L = 4000 \,{\rm m}$.

выше, устойчиво воспроизводившимися процессами отложения/переотложения рудной минерализации.

Если процессы флюидного тепломассопереноса на последовательных этапах формирования месторождений интерпретировать как дискретные проявления гидротермальной активности флюидодинамической системы бассейна Атабаска, то в соответствии с уже приводившейся ранее выдержкой из статьи (Alexandre et al., 2009) поэтапная геохронологическая история такой системы "должна изучаться как целое, а не как серия разрозненных локальных систем" (р. 58). Следуя этой рекомендации, объединяющей разобщенные во времени, но, тем не менее, устойчиво воспроизводившиеся процессы флюидного тепломассопереноса, флюилодинамическая система бассейна Атабаска должна была обладать общностью движущих сил и механизмов циркуляции флюидов в течение почти миллиарда лет.

Межразломная геотермическая конвекция. Свободная тепловая конвекция вызывается термогравитационными (архимедовыми) движущими силами, обусловленными зависимостью плотности флюида от температуры. В обсуждаемой гипотезе формирования урановых месторождений бассейна Атабаска процесс межразломной свободной тепловой конвекции флюидов инициировался, как это предполагалось в (Hoeve, Ouirt, 1987), локальным повышением температуры, которое возникало вследствие повышенной теплопроводности зоны графитсодержащих разломов. Однако приведенные в (Malkovsky, Pek, 2015) результаты теоретического анализа условий возникновения конвективной неустойчивости в трехмерной модели межразломной конвективной

ячейки (см. фиг. 2) показали, что наличие в области фильтрации локальной температурной аномалии не является необходимым условием. При субкритических значениях проницаемости пород области моделирования, недостаточных для развития свободной тепловой конвекции в отсутствие разломов, триггерным условием для возникновения межразломной термоконвективной циркуляции является увеличение проницаемости зон разломов до значений, превышающих критические условия для возникновения межразломной тепловой конвекции. Поэтому при наличии в палеогидротермальной системе высокопроницаемых разломов межразломная термоконвективная циркуляция флюидов может инициироваться и поддерживаться в региональном геотермическом поле с фоновым геотермическим градиентом, т.е. как процесс, который может быть определен терминологически как межразломная геотермическая конвекция. Если свободная тепловая конвекция флюидов происходит по механизму геотермической конвекции, то длительность действия ее движуших сил определяется временем существования геотермического градиента. Поэтому во флюидодинамической системе с межразломной геотермической конвекцией, гидродинамические условия для периодической термоконвективной циркуляции флюидов могли возобновляться в бассейне Атабаска неоднократно в течение геологически длительного периода времени. Однако триггерным условием для их активизации, наряду с действием движущих сил, является, как о том было сказано выше, повышенная проницаемость зон разломов.

Проницаемость зон разломов. Поскольку геохронологические данные о поэтапной гидротер-

мальной активности зафиксированы в рудной минерализации месторождений, структура разнонаправленной циркуляции флюидов по зонам разломов на последовательных этапах геологической истории бассейна Атабаска была, скорее всего, аналогичной установленной при образовании эксфильтрационных и инфильтрационных месторождений (см. фиг. 1). Значительные рудные запасы этих месторождений свидетельствуют о высокой проницаемости зон разломов в период рудоотложения. Поэтому можно предполагать, что процессы поэтапной циркуляции флюидов происходили также по зонам высокопроницаемых разломов. Периодическая активизация проницаемости зон разломов предположительно ассоциировалась в бассейне Атабаска с "удаленными орогеническими и тектоническими событиями" (Alexandre et al., 2009). Реактивация смещений по разломам и увеличение их проницаемости, обусловленные тектоническими деформациями пород, неизбежно оказывали влияние также на процессы тепловой конвекции и на движущие силы для миграции флюидов. Поэтому в работах по компьютерному моделированию исследователями месторождений было проведено систематические изучение влияния на структуру циркуляции флюидов процессов свободной тепловой конвекции и режимов тектонической деформации бассейна Атабаска.

Так, в статье (Cui et al., 2012) были рассмотрены процессы циркуляции флюидов в обобщенных численных моделях свободной тепловой конвекции и тектонических режимов субгоризонтального сжатия и растяжения канадских бассейнов Атабаска и Телон, а также австралийского бассейна Комболджи. В отсутствие деформаций в высокопроницаемом горизонте песчаников формируются ячейки конвекции как в модели (Raffensperger, Garven, 1995). В условиях воздействия деформаций тепловая конвекция в песчаниках угнетается. Деформации растяжения инициируют нисходящее движение урансодержащих окислительных флюидов из горизонта песчаников по зонам разломов в фундамент бассейна с потенциальной возможностью формирования месторождений инфильтрационного типа. Деформации сжатия инициируют восходящее движение восстановительных флюидов по зонам разломов до их смешения с урансодержащими флюидами в горизонте песчаников с потенциальной возможностью формирования месторождений эксфильтрационного типа. Таким образом, в (Cui et al., 2012) были воспроизведены возможные варианты восходящего и нисходящего движения флюидов по зонам разломов с потенциальной возможностью формирования месторождений несогласия, но при различных режимах тектонических деформаций.

Однако если предполагать, что региональные режимы тектонических деформаций сжатия и

растяжения сменяли друг друга в масштабе бассейна Атабаска поэтапно, то они должны были бы зафиксироваться в поэтапном различии возрастных датировок месторождений инфильтрационного и эксфильтрационного типов. Отсутствие таких систематических различий свидетельствует скорее в пользу представления о пространственновременной сопряженности процессов формирования месторождений, чем о поэтапной разобщенности процессов их формирования.

Поскольку в бассейне Атабаска основными типами тектонической активизации зон разломов в синрудный и пострудный периоды были сдвиговые и взбросовые перемещения (Jefferson et al., 2007₁), в статьях (Li et al., 2017, 2018) было проведено систематическое рассмотрение влияния режимов тектонического сжатия территории бассейна на структуру тепловой конвекции флюидов. В статье (Li et al., 2017) проведен численный расчет влияния на течение флюидов последовательно возраставшего горизонтального сжатия трехслойной модели с нижним слоем, представлявшим низкопроницаемые породы фундамента бассейна, средним слоем – проницаемые песчаники и верхним слоем – низкопроницаемые экранирующие породы. Напряжения сжатия прилагались к боковым поверхностям модели, содержавшей наклонный высокопроницаемый разлом в фундаменте бассейна, до достижения итоговой 2% деформации. Варьируемыми параметрами были задаваемые в начальных условиях углы падения разлома и амплитуды вертикального смещения по нему поверхности несогласия. Полученные результаты позволили заключить, что приложение напряжений сжатия вызывает сначала восходящее движение флюидов по зонам разломов, как в моделях (Cui et al., 2012), обусловленное более быстрым нарастанием порового давления в малопроницаемых породах фундамента по сравнению с более проницаемыми песчаниками. При достижении уровня деформации > 0.6% дилатансионное увеличение трещинно-порового пространства и декомпрессия в зонах разломов обусловливает приток в них нисходящих флюидов из горизонта песчаников. Таким образом, режим нарастающего тектонического сжатия может приводить к последовательному формированию месторождений сначала эксфильтрационного, а затем инфильтрационного типов. Изменения значений варьируемых параметров не оказывают значительного влияния на характер циркуляции флюидов.

В статье (Li et al., 2018) в качестве прототипов для моделирования были приняты территориально близко расположенные месторождения Феникс и Грифон с общим для них полем региональных тектонических напряжений сжатия, но с различной локализацией рудной минерализации по отношению к поверхности несогласия: на месторождении Феникс – в песчаниках Атабаска, на месторождении Грифон – в породах фундамента. Локализация обоих месторождений контролируется зонами разломов со смещениями поверхности несогласия: на месторождении Феникс – менее 10 м, на месторождении Грифон – до 60 м. Результаты компьютерных расчетов деформационных преобразований и миграции флюидов, произведенных с учетом реологического контраста в петрофизических свойствах пород месторождений в фундаменте бассейна, позволили воспроизвести различия в масштабе взбросовых смещений и в структуре движения флюидов по зонам разломов: восходящего на месторождении Феникс и нисходящего на месторождении Грифон. Таким образом, если в (Li et al., 2017) было показано, что в реактивируемых разломах фундамента смена эксфильтрационного и инфильтрационного режимов рудоотложения может быть обусловлена последовательно нарастающей тектонической деформацией сжатия, то в (Li et al., 2018) авторы дополняют эти результаты объяснением возможности формирования в общем для месторождений тектоническом поле сжимающих напряжений одновременно эксфильтрационной и инфильтрационной рудной минерализации в зависимости от реакции разрывных нарушений на деформации сжатия и локальных различий в петрофизических свойствах пород фундамента бассейна.

В статье (Li et al., 2020) приведены результаты численного моделирования миграции флюидов при различных сочетаниях действия движущих сил тектонической деформации и свободной тепловой конвекции в обобщенной модели канадских и австралийских месторождений несогласия. Постановка задачи моделирования близка к принятой в (Li et al., 2017). Последовательно рассматривались базовые модели: 1) только тепловой конвекции, 2) тепловой конвекции с последующей деформацией сжатия и 3) деформации сжатия с последующей тепловой конвекцией. В моделях с только тепловой конвекцией циркуляция флюидов самоорганизуется в ячейки конвекции, локализованные в горизонте песчаников, как это представлено в (Raffensperger, Garven, 1995; Cui et al., 2012). В моделях с сочетанием тепловой конвекции с последующей деформацией сжатия варьировались значения скорости деформации. При быстрой деформации тепловая конвекция подавляется уже начиная с деформации 0.5%, после чего во всей модели устанавливается восходящее движение флюидов; при деформации 2% в горизонте песчаников появляются признаки термоконвективных течений, но продолжает господствовать компрессионный режим общего сжатия с восходящим движением флюидов; при деформации 3% процессы дилатансии вызывают нисходящее движение флюидов по зоне разлома как в (Li et al., 2017), но при этом в горизонте песчаников фиксируются отчетливые структуры термоконвективной циркуляции флюидов. В моделях с медленной деформацией сжатия с последующей тепловой конвекцией, в отличие от модели с быстрой деформацией, не происходит подавления тепловой конвекции. В области моделирования вплоть до деформации 2% на фоне общего сжатия происходит восходящее движение флюидов по зоне разлома, но при сохранении их термоконвективной циркуляции в горизонте песчаников; при деформации 3% процессы дилатансии приводят к развитию структуры циркуляции флюидов, как и при быстрой деформации с нисходящим движением флюидов по зоне разлома при сохранении термоконвективной циркуляции в горизонте песчаников. В моделях, имитировавших сочетание деформации сжатия с последующей тепловой конвекцией, сначала достигался уровень общей деформации 3%, после чего инициировался процесс свободной тепловой конвекции. При этом во всех случаях происходил возврат к структуре термоконвективной циркуляции флюидов, как в модели с только тепловой конвекцией флюилов.

По результатам проведенных моделирующих расчетов в работе (Li et al., 2020) авторы приходят к заключению, что основным механизмом циркуляции флюидов в многоэтапной геохронологической истории формирования месторождений несогласия был процесс свободной тепловой конвекции. "Действие движущих сил тектонической деформации было относительно кратковременным и скорее всего не могло обеспечить притока количества флюидов, необходимого для формирования крупных урановых месторождений несогласия". "Предполагается, что во время периода тектонической активизации, связанного с удаленным тектоническим событием, реактивация деформации сжатия создавала проницаемость зон разломов в фундаменте бассейна, вызывая приток флюидов к зонам дилатансии, после чего в асейсмические периоды господствовала тепловая конвекция".

Обоснование в (Li et al., 2020) представления о механизме активизации проницаемости зон разломов ("во время сейсмических периодов косейсмические разрывы зон разломов создавали проницаемость с развитием трещин и зон разрушения"), созвучное с нашими представлениями о сейсмодислокационном механизме миграции рудоносных растворов при формировании урановых (Петров и др., 2008) и золоторудных (Злобина и др., 2020) месторождений, показывает, что в периоды воздействия на флюидодинамическую систему бассейна Атабаска удаленных орогенических и тектонических событий проницаемость зон разломов могла возрастать до значений, удовлетворяющих критическому условию для инициации и поддержания межразломной геотермической конвекции флюидов. Однако такая интерпре-

тация еще не достаточна для проведения различий между альтернативными трактовками одноэтапного или многоэтапного формирования уникально богатых руд урановых месторождений бассейна Атабаска, поскольку остается невыясненным основной вопрос о процессах отложения и/или переотложения урана.

ОТЛОЖЕНИЕ И/ИЛИ ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ УРАНА

Вследствие отсутствия однозначных критериев для различия процессов отложения и переотложения урана, геохронологические датировки приводятся в литературе многими исследователями месторождений с упоминанием о возможности их альтернативной интерпретации: "...каждая стадия урановой минерализации может представлять новую стадию отложения минералов из урансодержащих растворов или локальную перекристаллизацию и изменение изотопных систем ранее образовавшихся минералов в результате миграции флюидов под воздействием конкретных глобальных тектонических событий" (Fayek et al., 2002₂, p. 1563). Такая интерпретация геохронологических данных обусловлена тем, что в рудах с последовательно отлагавшимися генерациями уранинита затруднительно выявить вклад "дополнительного" урана на фоне его пространственного совмещения с омоложением возрастных датировок первичного уранинита. Это затруднение возникает вследствие отличительно присущего месторождениям бассейна Атабаска телескопированного отложения продуктов последовательных этапов рудной минерализации: хотя "в одном и том же месторождении могут встречаться оксиды U различного возраста... остается не ясным, нужны ли многочисленные стадии отложения урана для объяснения больших запасов и высокого содержания руд этих месторождений" (Cuney, 2005, рр. 246-247). Однако уникальный пример месторождения Кианна из группы месторождений тренда Ши-Крик в западной части бассейна Атабаска (Sheahan et al., 2016) позволяет предложить свидетельство геологически обоснованного исключения из модальности процесса телескопированного отложения уранинита с обоснованием формирования эксфильтрационных и инфильтрационных рудных тел месторождения в пространственно разобщенных областях рудоотложения.

Кианна является в настоящее время единственным примером месторождения, в котором в одном объекте полноценно представлены рудные тела всех трех основных типов структурной локализации месторождений бассейна Атабаска (endmember styles of mineralization): 1) эксфильтрационное "подвешенное" (perched) рудное тело в горизонте песчаников примерно в 30 м над поверхностью несогласия, 2) эксфильтрационное рудное тело, локализованное непосредственно над и под поверхностью несогласия, и 3) два инфильтрационных рудных тела в породах фундамента – "верхнее" в интервале глубин от 50 до 175 м и "нижнее" в интервале глубин от 230 до 240 м от поверхности несогласия. Поэтому "месторождение Кианна обеспечивает уникальную возможность для изучения на одном месторождении всех трех стилей рудной минерализации, которые ранее наблюдались в различных участках по всему бассейну, и связать эти стили в одну согласованную металлогеническую модель" (Sheahan et al., 2016, р. 226).

По геохронологическим данным формирование урановой минерализации месторождения происходило в 6 этапов. Наиболее древний возраст 1495 \pm 26 млн лет зафиксирован в уранините U1 верхнего инфильтрационного тела. В образцах уранинита U2 из нижнего инфильтрационного тела установлен возраст 1280 \pm 30 млн лет. Возраст уранинита U3 в верхнем инфильтрационном теле 1088 \pm 22 млн лет, уранинита U4 в верхнем инфильтрационном теле 1088 \pm 22 млн лет, уранинита U4 в верхнем инфильтрационном теле 855 \pm 27 млн лет. U–Pb возраст уранинита U5 в образцах из "подвешенной" рудной минерализации и из рудного тела, локализованного вдоль поверхности несогласия, 739 \pm 58 млн лет. Возраст уранинита U6 из этих эксфильтрационных рудных тел 482 \pm 11 млн лет.

Текстурные взаимоотношения между U1 и U4 допускают возможность переотложения U2–U4 после отложения первичной минерализации U1 ~ ~ 1500 млн лет назад. Однако у исследователей месторождений не вызывает сомнений инфильтрационное происхождение U1–U4 в рудных телах, "сформировавшихся в результате инфильтрации (ingress) урансодержащих окислительных флюидов при их миграции по зонам разломов и взаимодействии с породами фундамента" (Sheahan et al., 2016, p. 248). U5 в рудном теле, локализованном вдоль поверхности несогласия, возможно также подвергался переотложению около ~ 750 млн лет назад, но его образование происходило по механизму формирования эксфильтрационных месторождений: "восстановительные флюиды продвигались из фундамента вверх по разлому пока не вступали во взаимодействие на поверхности несогласия с ураноносными окислительными флюидами бассейна с отложением в зоне несогласия уранинитовой минерализации эксфильтрационного типа" (Sheahan et al., 2016, р. 249). U6 в "подвешенной" рудной минерализации отлагался с образованием кайм обрастания зерен U5, что "свидетельствовало о наличии в бассейне окисленных урансодержащих флюидов около 500 млн лет назад" (Sheahan et al., 2016, p. 247).

Таким образом, пример месторождения Кианна позволяет обосновать представление о возможном привносе урана в месторождения бассейна Атабас-



Фиг. 5. График корреляции ресурсов и содержаний урана для месторождений несогласия Канады (Живов и др., 2012; рис. 5.7).

ка не только на начальном, но также и на последуюших этапах геологической истории формирования месторождений с разрывом во времени, как на месторождении Кианна, до ~ 1 млрд лет. Предполагаемые (inferred) ресурсы месторождения Кианна более 500000 тонн при содержании 1.36% U₃O₈. Этот весьма значительный рудный ресурс распределен между четырьмя рудными телами, совокупный объем которых определяет в итоге относительно невысокое среднее содержание урана в рудах месторождения. Однако представляется вполне очевидным, что если бы этот рудный ресурс был сосредоточен в одном рудном теле с многократно меньшим объемом области рудолокализации, то содержание урана в рудах месторождения было бы соответственно многократно более высоким. Отмечавшееся выше характерное для месторождений бассейна Атабаска телескопирование продуктов последовательных этапов отложения/переотложения рудной минерализации свидетельствует о практически неизменном объеме областей минералоотложения, созданных на начальном этапе формирования месторождений. Поэтому, если привнос новых порций урана происходил в основном в те же области, в которых были локализованы продукты предшествующих этапов отложения урановой минерализации, то он должен был приводить к сопряженному увеличению в месторождениях ресурсов и содержания урана. Именно такая положительная корреляция ресурсов и содержания урана была выявлена в (Живов и др., 2012) для месторождений бассейна Атабаска (фиг. 5) по результатам анализа базы данных Мирового распределения урановых месторождений (World Distribution..., 2009). Эту необычную для рудных месторождений корреляцию запасов и содержания руд, наряду с приводившимися ранее сведениями о повышенном осредненном содержании урана в рудах месторождений бассейна Атабаска и его уникально высоком содержании в месторождениях Мак-Артур Ривер и Сигар-Лейк, мы рассматриваем как аргумент, свидетельствующий в пользу гипотезы о многоэтапности формирования урановой минерализации на фоне телескопированного поступления рудоносных растворов в первоначально образованные и подновляемые сейсмотектоническими воздействиями структурные ловушки. Однако предположение о возможности привноса в месторождения новых порций урана в течение более чем 1 млрд лет с очевидностью ставит вопрос об его источнике.

ИСТОЧНИКИ УРАНА

В продолжающейся уже более 40 лет дискуссии утвердились две основные гипотезы, предполагающие поступление урана в результате его мобилизации из песчаников Атабаска и/или из пород метаморфического фундамента бассейна (Hoeve, Sibbald, 1978; Fayek, Kyser, 1997; Cuney et al., 2003; Hecht et al., 2003; Jefferson et al., 2007₁; Kyser, Cuney, 2009). Песчаники Атабаска рассматривались канадскими геологами как основной источник урана, поскольку окислительные поровые флюиды песчаников были основным транспортным агентом для переноса, мобилизации и отложения урана. В настоящее время содержание урана в песчаниках Атабаска ≤ 1 г/т с локализацией урана на 50-80% в зернах обломочного циркона (Cuney et al., 2003). Однако, поскольку отложения бассейна Атабаска формировались в результате эрозии метаморфических пород Гудзонского орогена с содержанием урана в источнике сноса от 5 до 20 г/т (Jefferson et al., 2007₁), они могли быть исходно также обогащены ураном. В статье (Fayek, Kyser, 1997) был произведен балансовый расчет, который позволил заключить, что при предположении исходного содержания урана в песчаниках Атабаска 70 г/т количество мобилизованного урана многократно превосходило суммарные ресурсы месторождений бассейна. Предполагалось, что мобилизация урана происходила в результате его выщелачивания из урансодержащего циркона: "окислительные рассолы бассейна вполне

могли растворять обломочный циркон, что приводило к высвобождению урана из его структуры" (с. 654). Однако эта оценка не согласуется с позднее установленными данными, свидетельствовавшими не о выщелачивании, а об обогащении ураном диагенетически измененных зерен обломочного циркона (Cuney et al., 2003). Из числа других урансодержащих минералов песчаников Атабаска основным минералом для мобилизации урана был монацит, диагенетическая трансформация которого сопровождалась образованием алюмофосфатных минералов, обедненных U, но обогащенных Th и редкоземельными элементами (Jefferson et al., 2007₁).

В фундаменте бассейна источником урана могли быть обогащенные Th, K и U высококалиевые щелочные гранитоиды и пегматиты. Основным носителем урана в них был также монацит, из которого уран мог выщелачиваться диагенетическими рассолами с 75% эффективностью (Сиney et al., 2003). Процесс выщелачивания урана сопровождался образованием четких контактов между реликтовым монацитом и новообразованными мелкими зернами Th-силикатов и происходил, по-видимому, по механизму "растворения монацита с переотложением Th-силикатов в том же объеме" (Hecht, Cuney, 2000, p. 792).

Наряду с процессами вышелачивания монацита, которые прослеживаются на глубину до 200 м от уровня поверхности несогласия, возможным источником урана в фундаменте бассейна могли быть рудопроявления оксидов урана более древнего возраста. На месторождении Миллениум в одной из текстурных разновидностей урановой минерализации был установлен рассеянный уранинит с U/Pb возрастом от 1770 до 1650 млн лет, т.е. старше первого этапа отложения урановых руд в бассейне Атабаска. Эти возрастные датировки, близкие к возрастному диапазону формирования жильных рудных тел месторождений соседнего урановорудного района Биверлодж, засвидетельствовали "наличие в фундаменте бассейна источника урановой минерализации, предшествовавшего первичным событиям минералоотложения в бассейне Атабаска" (Fayek et al., 2010, p. 5).

В концепции одноэтапного формирования месторождений бассейна Атабаска реалистично предполагать, что уран мог поступать в рудообразующую систему как из песчаников Атабаска, так и из фундамента бассейна: "монацит определенно играл роль источника РЗЭ, Sr и U, будь то из пород заполнения, фундамента бассейна или обоих" (Kyser, Cuney, 2009, р. 178). Однако для гипотезы о многоэтапном отложении урана необходимо, чтобы привнос урана происходил не только на начальном, но и на последующих этапах формирования месторождений. Если такое периодическое поступление дополнительных порций урана происходило с интервалами времени в десятки и сотни миллионов лет, то его единственным геологически реалистическим источником могли быть урансодержащие породы фундамента бассейна.

Приведенное в предыдущих разделах статьи краткое изложение представлений о механизме, лвижуших силах и триггерных условиях межразломной геотермической конвекции флюидов при формировании месторождений бассейна Атабаска допускает возможность их многократной реализации в варианте с мобилизацией урана из пород фундамента бассейна, но при условии изменения начальных параметров процесса тепловой конвекции флюидов. В принятой в (Pek, Malkovsky, 2016; Пэк, Мальковский, 2017) постановке задачи молелирования было залано наличие в межразломной ячейке графитсодержащего разлома с восстановительными условиями для миграции флюидов, повышенная теплопроводность которого предопределяла ориентацию вектора в контуре термоконвективной ширкулящии флюилов против часовой стрелки, но не была обязательным условием для инициирования конвекции. Как было установлено в (Malkovsky, Pek, 2015), триггерным условием для процесса межразломной геотермической конвекции флюидов является наличие в области моделирования высокопроницаемых разломов. Поэтому при наличии таких разломов термоконвективная циркуляция флюидов в бассейне Атабаска могла инициироваться также и при отсутствии в контуре циркуляции флюидов восстановительных условий для осаждения рудной минерализации. В такой системе с окислительными условиями процесс фронтального просачивания флюидов по межразломной трассе через урансодержащие породы фундамента мог обусловить мобилизацию урана с его последующим переносом по восходящей ветви конвекции из фундамента в вышележащий горизонт песчаников. Для иллюстрации возникающих при этом структур циркуляции флюидов нами было проведено моделирование процесса геотермической конвекции в постановке задачи моделирования, аналогичной приведенной на фиг. 3, но при одинаковых значениях теплопроводности зон разломов и значениях отношения их проницаемостей $k_{\rm F1}/k_{\rm F2}$, отклоняющихся на порядок от невозмущенного $k_{\rm F1}/k_{\rm F2} = 1$ значения (фиг. 6). Можно видеть, что изменение отношения проницаемостей зон разломов приводит к инверсии ориентации векторов термоконвективной циркуляции флюидов. При одинаковых значениях геометрических параметров и проницаемости зон разломов ориентация векторов контура термоконвективной циркуляции флюидов самоустанавливается произвольно по или против часовой стрелки.



Фиг. 6. Инверсия вектора термоконвективной циркуляции флюидов при отклонении на порядок отношения kF_1/kF_2 значений проницаемости *k* зон разломов от их невозмущенного $kF_1/kF_2 = 1$ значения (пояснения в тексте).

В бассейне Атабаска присутствуют многочисленные разрывные нарушения локализованные в породах как с окислительными, так и с восстановительными свойствами (Annesly, Madore, 2005). Поэтому можно предполагать, что во флюидодинамической системе бассейна Атабаска имелись благоприятные условия для инициации многочисленных межразломных термоконвективных ячеек как с окислительными условиями в контурах циркуляции флюидов, так и с восстановительными барьерами на восходящей и нисходящей ветвях конвекции. В таком случае, процессы поэтапного привноса урана из урансодержащих пород фундамента бассейна и его отложения с формированием урановых месторождений могли происходить в бассейне Атабаска одновременно.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Вследствие уже неоднократно упоминавшегося отсутствия однозначных критериев для разделения процессов отложения и переотложения урана, концепция его многоэтапного отложения может обсуждаться лишь как гипотеза. Однако приведенная в статье трактовка процессов транспорта урана в системе с межразломной свободной тепловой конвекцией флюидов позволяет все же предложить возможное объяснение некоторым ключевым аспектам проблемы происхождения уникально богатых руд урановых месторождений бассейна Атабаска.

Действие движущих сил геотермической конвекции определяется временем существования геотермического градиента. Поэтому в системе с

фоновым геотермическим полем процесс межразломной геотермической конвекции флюидов мог неоднократно возобновляться в течение всей протяженной во времени многоэтапной геологической истории формирования рудной минерализации месторождений бассейна Атабаска.

Для геотермической конвекции с межразломной циркуляцией флюидов одним из основных ограничивающих условий является проницаемость зон разломов. В периоды воздействия на флюидодинамическую систему бассейна Атабаска удаленных орогенических событий сейсмотектонические деформации могли вызывать увеличение проницаемости зон разломов до значений, превышающих ее пороговое значение, которые инициировали термоконвективную циркуляцию флюидов. Если в дальнейшем проницаемость зон разломов вследствие кольматации трещинных каналов фильтрации отлагающимся минеральным веществом снижалась и становилась ниже ее порогового значения, то конвекция прекращалась. В следующем эпизоде сейсмотектонических деформаций, обновлявших или создававших новые трещинные каналы фильтрации, проницаемость зон разломов вновь увеличивалась до пороговых значений, инициируя возрождение геотермической конвекции. Такой периодически возобновлявшийся циклический процесс с пороговыми условиями возникновения и завершения термоконвективной циркуляции минералообразующих флюидов отвечал началу и завершению эпизодов отложения/переотложения рудной минерализации на последовательных этапах геологической истории формирования месторождений бассейна Атабаска. Этот циклический процесс во многом сходен с инициируемым сейсмическими событиями клапанным гидродинамическим механизмом разломо- и рудообразования (Sibson, 1996, 2001; Cowie et al., 1998; Nguyen et al., 1998; Cox, 2005, 2016).

Если последовательные эпизоды сейсмотектонических деформаций изменяли в ячейке межразломной конвекции соотношение значений проницаемости зон разломов, как показано на фиг. 6, то вследствие инверсии ориентировки векторов термоконвективной циркуляции флюидов направления их восходящего и нисходящего движения могли в одном и том же разломе последовательно сменять друг друга. Механизм изменения гидравлической проницаемости для зон сейсмически активных разломов описан в (Seront et al., 1998; Lin et al., 2003; Boullier et al., 2004; Ito, Kiguchi, 2005; Boullier, 2011 и др.). Возможность такой сейсмогенно обусловленной инверсии направления движения флюидов позволяет объяснить нередкие случаи формирования на одном и том же месторождении рудных тел с типами инфильтрационной и эксфильтрационной урановой минерализации (Jefferson et al., 2007_2).

По результатам изучения флюидных включений в месторождениях бассейна Атабаска идентифицируются два представительных типа (endmembers) рудообразующих флюидов: первичные диагенетические NaCl (Cl > Na > Ca > Mg > K) и вторичные CaCl₂ (Cl > Ca \approx Mg > Na > K) рассолы с солержанием солей 20-25 и 25-40%, соответственно. Последние предположительно сформировались в результате реакционного взаимодействия первичных диагенетических NaCl-рассолов с Са-содержащими породами фундамента бассейна (Richard et al., 2016). "Оба рассола имеют высокое содержание металлов, но CaCl₂ рассол на порядок более обогащен Си, Рb, Zn, Mn и U" (р. 266), что предположительно могло быть обусловлено тем, что "CaCl₂ рассол выщелачивал металлы из фундамента более эффективно, чем NaCl рассол" (р. 265).

В статье (Martz et al., 2019), посвященной проблеме формирования минералообразующих CaCl₂ рассолов, авторы конкретизируют представление о фильтрационном обмене флюидами между песчаниками и породами фундамента бассейна. "Образование CaCl₂ рассола в результате взаимодействия между исходным NaCl рассолом и породами фундамента означает, что исходный рассол сначала просачивался вниз в зону разлома в период его тектонической активизации в фундаменте бассейна. Затем этот рассол химически прореагировал с породами фундамента с образованием насыщенного CaCl₂ рассола. Этот образовавшийся рассол в конечном итоге был вытеснен вверх из фундамента обратно в песчаники, где он смешивался с повсеместно распространенными пластовыми водами (то есть с исходным рассолом, богатым NaCl)" (Martz et al., 2019, р. 137). В качестве возможных механизмов миграции флюидов предполагались процессы тектонической деформации и свободной тепловой конвекции, но в основном для локальных обстановок зон динамического влияния разломов с мощностью от 20 до 40 м. Однако по результатам изучения флюидных включений CaCl₂ рассолы с повышенным содержанием урана были широко распространены как в песчаниках, так и в породах фундамента (Richard et al., 2016). Поэтому вопрос об условиях их формирования предстает как проблема объяснения происхождения этой важной разновидности минералообразующих флюидов в масштабе бассейна Атабаска.

Приведенные на фиг. 6 схемы циркуляции флюидов в межразломой конвективной ячейке с окислительными условиями позволяют нам предположить, что процесс фронтального просачивания флюидов по протяженной в несколько километров трассе их межразломной миграции создавал благоприятные условия для мобилизации урана из урансодержащих пород фундамента бассейна Атабаска. Однако в процессе такой миграции мог происходить также Na-Ca-обмен просачивавшихся диагенетических флюидов с Са-содержащими минералами пород фундамента: "взаимодействие NaCl рассолов с богатыми кальцием минералами (например, плагиоклаз-, пироксен-, амфиболсодержащие породы в литологии фундамента) является наиболее вероятным объяснением богатых CaCl₂ рассолов" (Derome, 2005, р. 1542). Если такой процесс реализовывался, то проблема происхождения CaCl₂ рассолов с высоким содержанием урана получает естественное объяснение как результат сопряженного выщелачивания U и Ca из пород фундамента бассейна. Как и в охарактеризованном выше случае мобилизации урана, CaCl₂ рассолы, формирующиеся на трассе их миграции по межразломной ветви конвективной ячейки, затем переносятся по восходящей ветви конвекции в вышележащий горизонт песчаников.

Поскольку в межразломной конвективной ячейке по контуру термоконвективной циркуляции флюидов возможны различные сочетания окислительных и восстановительных условий, то в модели с межразломной геотермической конвекцией допустима реализация следующих сценариев:

вынос U и CaCl₂ рассолов из фундамента бассейна в горизонт песчаников происходит как без отложения урановой минерализации, так и с ее отложением в эксфильтрационных и инфильтрационных рудных телах;

если в термоконвективной ячейке отсутствуют восстановительные барьеры, то процесс циркуляции в ней окислительных NaCl флюидов приводит к выносу из нее U и CaCl₂ рассолов в горизонт песчаников без отложения урановой минерализации;

если на входе в термоконвективную ячейку нисходящее движение диагенетических урансодержащих NaCl флюидов происходит по зоне разлома с восстановительными условиями, то в зоне этого разлома могут формироваться инфильтрационные рудные тела;

после сброса в зоне разлома рудной минерализации NaCl флюиды переходят в субгоризонтальное рассредоточенное движение по межразломным породам с окислительными условиями. На этой протяженной трассе фильтрации они выщелачивают уран и в результате Na-Ca-катионного обмена с породами фундамента трансформируются в CaCl₂ рассолы;

если на восходящей ветви конвекции господствуют окислительные условия, то эти урансодержащие рассолы переносятся по зоне разлома в горизонт песчаников, в котором смешиваются с NaCl-флюидами;

если в зоне разлома на восходящей ветви конвекции господствуют восстановительные условия, то может реализоваться процесс отложения рудной

этапного формирования рудной минерализации месторождений не отрицает возможности переотложения урана начального этапа, но допускает также и возможность соучастия мобилизуемого

2022

из фундамента бассейна урана в формировании рудного запаса месторождений как на начальном, так и на последующих этапах. Если это предположение справедливо, то пространственная локализация дополнительных порций урана в структурных ловушках, созданных на начальном этапе формирования месторождений, могла приводить к формированию их уникально богатых руд.

Руководствуясь методологией минеральных систем урановых месторождений (Skirrow et al., 2009), мы предлагаем гипотезу многоэтапности формирования уникально богатых руд месторождений

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64

Приведенные сценарии термоконвективной

циркуляции минералообразующих флюидов мо-

гут интерпретироваться как возможное объясне-

ние и одноэтапного, и многоэтапного процессов

формирования рудной минерализации. По вопросу об источниках урана в литературе утверди-

лись представления о привносе урана в области

рудоотложения окислительными урантранспор-

тирующими флюидами из двух его основных ис-

точников – песчаников Атабаска и пород фунда-

мента бассейна. В одноэтапной интерпретации

предполагается, что после начального этапа фор-

мирования рудного запаса месторождений воз-

можность поступления урана из этих источников

была утрачена. О возможности истощения рудно-

го потенциала песчаников Атабаска после завер-

шения начального этапа или первых двух предпо-

ложенных в (Alexandre et al., 2009) рудоформиру-

ющих этапов свидетельствует крайне низкое

содержание в них урана в настоящее время. По-

скольку породы фундамента, в отличие от пород

осадочного заполнения бассейна, сохраняли свой потенциальный рудный ресурс на всех этапах

вплоть до настояшего времени. правомерно за-

даться вопросом – если источник урана в фунда-

менте вносил вклад в формирование рудного ре-

сурса месторождений на начальном этапе, то по-

чему этот ресурс не продолжал вносить свой

вклад на последующих этапах? Гипотеза много-

бассейна Атабаска за счет телескопированного поступления рудоносных растворов в первоначально образованные и полновляемые сейсмотектоническими воздействиями структурные ловушки. В этом контексте нами с позиций взаимосвязи сейсмотектоники и флюидодинамики обсуждаются вопросы природы движущих сил и механизма геотермической конвекции минералообразующих флюидов, процессов мобилизации урана из урансодержащих пород фундамента бассейна и образования в системах межразломных термоконвективных ячеек инфильтрационных и эксфильтрационных месторождений урана. Авторы надеются, что предложенная в статье интерпретация многоэтапной геологической истории формирования урановых месторождений бассейна Атабаска будет способствовать разработке физически обоснованного представления об особых условиях их формирования в масштабе всего бассейна, а также в других районах со сходными геологическими условиями.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН "Тектонодинамические обстановки и физико-химические условия формирования минеральных систем основных промышленно-генетических типов урановых месторождений".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б., Пинский Э.М. Урановые месторождения и провинции типа несогласия // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 52–59.

Злобина Т.М, Петров В.А. Прокофьев В.Ю. Абрамов С.С., Котов А.А., Вольфсон А.А., Лексин А.Б. Сейсмогенная природа флюидодинамических структурных парагенезов Уряхского золоторудного поля (Северо-Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 4. С. 291–320.

Живов В.Л., Бойцов А.В., Шумилин М.В. Уран: геология, добыча, экономика. М.: РИС "ВИМС", 2012. 304 с.

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

Машковцев Г.А., Алтунин О.В., Гребенкин Н.А., Коротков В.В., Овсянникова Т.М., Ржевская А.К. Первоочередные задачи и современные технологии геологоразведочных работ на уран // Разведка и охрана недр. 2017. С. 8–22.

Пакульнис Г.В., Шумилин М.В. Месторождения урана типа "несогласия" района Атабаска (Канада). Аналитический обзор зарубежных публикаций // Минеральное сырье. № 17. М.: ВИМС, 2005. 102 с.

Петров В.А., Леспинас М., Хаммер Й. Тектонодинамика флюидопроводящих структур и миграция радионуклидов в массивах кристаллических пород // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 2. С. 99–126. Пэк А.А., Мальковский В.И. Роль тепловой конвекции флюидов в формировании урановых месторождений типа несогласия: бассейн Атабаска (Канада) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 3. С. 201–219.

Пэк А.А., Мальковский В.И., Петров В.А. Тепловая конвекция минералообразующих флюидов как возможный механизм многоэтапного формирования уникально богатых руд урановых месторождений несогласия бассейна Атабаска (Канада) // "Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований". Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. Электронное издание. Москва. ИГЕМ РАН, 2020. С. 203–206.

Тарханов А.В., Шаталов В.В. Уран 2009. Ресурсы, потребности и производство // Минеральное сырье. Серия геолого-экономическая. № 29. М.: ВИМС, 2010. 39 с.

Шумилин М.В. Урановые месторождения "несогласия". Перспективы открытия в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2011. № 5. С. 70–75.

Шумилин М.В. Новые данные о месторождениях урана типа несогласия в Канаде и их значение для поисков аналогов в России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2015. № 4. С. 72–77.

Alexandre P., Kyser K., Thomas D., Polito P, Marlat J. Geochronology of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and their integration in the evolution of the basin // Mineral. Deposita. V. 44. 2009. P. 41–59.

Annesley I.R., Madore C., Portella P. Geology and thermotectonic evolution of the western margin of the Trans-Hudson Orogen: evidence from the eastern sub-Athabasca basement, Saskatchewan // Can. J. of Earth Sci. 2005. V. 42. P. 573–597.

Boullier A.-M. Fault-zone geology: lessons from drilling through the Nojima and Chelungpu faults // Geology of the Earthquake Source. Geological Society London Special Publications. 2011. V. 359. 42 p.

Boullier A.-M., Fujimoto K., Othani T., Roman-Cross G., Lewin E., Ito H., Pezard P., Ildefonse B. Textural evidence for recent co-seismic circulation of fluids in the Nojima fault zone, Awaji island, Japan // Tectonophysics. 2004. V. 378. P. 165–181.

Chi G., Li Z., Chu H., Bethune K.M., Quirt D., Ledru P., Normand C., Card C., Bosman S., Davis W.J., Potter E.G. A shallow-burial mineralization model for the unconformity-related uranium deposits in the Athabasca basin // Econ. Geol. 2018. V. 113. P. 1209–1217.

Cox S.F. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust // Economic Geology 100th Ann. V. 2005. P. 39–75.

Cox S.F. Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes // Econ. Geol. 2016. V. 111. № 3. P. 559–587.

Cowie P.A. A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismic faults // J. Struct. Geol. 1998. V. 20. N_{2} 8. P. 1075–1087.

Cui T., Yang J., Samson I.M. Tectonic deformation and fluid flow: implications for the formation of unconformity-related uranium deposits // Econ. Geol. 2012. V. 10. P. 147–63.

2022

Nº 1

Cumming G.L., Kristic D. The age of unconformity uranium mineralization in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan // Can. J. Earth Sci. 1992. V. 29. P. 1623–1639.

Cuney M. World-class unconformity-related uranium deposits: Key factors for their genesis // Proceedings of the Eighth Biennial SGA Meeting. 2005. P. 245–248.

Cuney M., Brouand M., Cathelineau M., Derome D., Freiberger R., Hecht L., Kister P., Lobaev V., Lorilleux G., Peiffert C., Bastoul A.M. What parameters control the high grade – large tonnage of the Proterozoic unconformity related uranium deposits? // Proc. Conf. Uranium Geochemistry 2003 (M. Cuney, ed.). Université Henri Poincaré. Nancy. France, 2003. P. 123–126.

Derome D., Cathelineau M., Cuney M., Fabre C., Lhomme T., Banks D.A. Mixing of sodic and calcic brines and uranium deposition at McArthur River, Saskatchewan, Canada: a Raman and laser induced breakdown spectroscopic study of fluid inclusions // Econ. Geol. 2005. V. 100. P. 1529–1545.

Fayek M., Kyser K. Characterization of multiple fluid events and rare-earth-element mobility associated with formation of unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan // Can. Mineral. 1997. V. 35. P. 627– 658.

Fayek M., Harrison T.M., Ewing R.C., Grove M., Coath C.D. O and Pb isotopic analyses of uranium minerals by ion microprobe and U–Pb ages from the Cigar Lake deposit // Chem. Geol. 2002₁. V. 185. P. 205–225.

Fayek M., Kyser K., Riciputi L. U and Pb isotope analysis of uranium minerals by ion microprobe and the geochronology of the McArthur River and Sue Zone uranium deposits, Saskatchewan, Canada // Can. Mineral. 2002₂. V. 40. P. 1553–1569.

Fayek M., Camacho A., Beshears C., Jiricka D., and Halaburda J. Two Sources of Uranium at the Millennium Uranium Deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada // GeoCanada 2010 – Working with the Earth. Expanded abstracts. 2010.

Geological Classification of Uranium Deposits and Description of Selected Examples. IAEA TECDOC-1842. IAEA, Vienna. 2018. 417 p.

Hagemann S.G., Lisitsin V.A., Huston D.L. Mineral system analysis: Quo vadis //Ore Geology Reviews. 2016. V. 76. P. 504–522.

Hecht L., Cuney M., Brouand M., Deloule E. Tracing the sources of unconformity-type utanium deposits? // Proc. Conf. Uranium Geochemistry 2003 (M. Cuney, ed.). Université Henri Poincaré. Nancy. France. 2003. P. 177–180.

Hoeve J., Sibbald T.I.I. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in northern Saskatchewan, Canada // Econ. Geol. 1978. V. 73. № 8. P. 1450–1473.

Hoeve J., Quirt D.H. A stationary redox front as a critical factor in the formation of high-grade, unconformity-type uranium ores in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada // Bulletin de Minéralogie. 1987. V. 110. P. 157–171.

Huston D.L., Mernagh T.R., Hagemann S.G., Doublier M.P., Fiorentini M., Champion D.C., Jaques A.L., Czarnota K., Cayley R., Skirrow R., Bastrakov E. Tectono-metallogenic systems – The place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples // Ore Geol. Rev. 2016. V. 76. P. 168–210. *Ito H., Kiguchi T.* Distribution and properties of fractures in and around the Nojima Fault in the Hirabayashi GSJ borehole. In: Petrophysical properties of crystalline rocks (edited by *Harvey P.K., Brewer T.S., Pezard P.A., Petrov V.A.*) // Geological Society London Special Publications. 2005. V. 240. P. 61–74.

Jefferson C.W., Thomas D.J., Gandhi S.S., Ramaekers P., Delaney. G., Brisbin D., Cutts C., Quirt D., Portella P., Olson R.A. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta // In: Goodfellow W.D. (Ed). Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007₁. No 5. P. 273–305.

Jefferson C.W., Thomas, D., Quirt, D., Mwenifumbo C. J., Brisbin, D. Empirical Models for Canadian Unconformity-Associated Uranium Deposits // Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration. 2007₂. P. 741–769.

Kyser K., Cuney M. Unconformity-related uranium deposits // In: *Cuney M., Kyser K.* (Eds.). Recent and Not-so-recent Development in Uranium Deposits and Implications for Exploration // Short Course Series. Mineralogical Association of Canada, Quebec. 2009. P. 161–219.

Li Z., Chi G., Bethune K.M., Thomas D., Zaluski G. Structural controls on fluid flow during compressional reactivation of basement faults: insights from numerical modeling for the formation of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada // Econ. Geol. 2017. V. 112. P. 451–466.

Li Z., Chi G., Bethune K.M., Eldursi K., Thomas D., Quirt D., Ledru P. Synchronous egress and ingress fluid flow related to compressional reactivation of basement faults: the Phoenix and Gryphon uranium deposits, southeastern Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada // Mineral. Deposita. 2018. V. 53. P. 277–292.

Li Z., Chi G., Bethune K.M., Eldursi K., Quirt D., Ledru P., Thomas D. Interplay between thermal convection and compressional fault reactivation in the formation of unconformity-related uranium deposits // Mineral. Deposita. 2020. https://doi.org/10.1007/s00126-020-01011-6

Lin A., Tanaka N., Uda S., Satish-Kumar M. Repeated coseismic infiltration of meteoric and seawater into deep fault zones: a case study of the Nojima fault zone, Japan // Chem. Geol. 2003. V. 202. P. 139–153.

Malkovsky V.I., Pek A.A. Onset of fault-bounded free thermal convection in a fluid-saturated horizontal permeable porous layer // Transport in Porous Media. 2015. V. 110. P. 25–39.

Martz P., Mercadier J., Cathelineau M., Boiron M-C., Quirt D., Doney A., Gerbeaud O., De Wally E., Ledru P. Formation of U-rich mineralizing fluids through basinal brine migration within basement-hosted shear zones: A large-scale study of the fluid chemistry around the unconformity-related Cigar Lake U deposit (Saskatchewan, Canada) // Chem. Geol. 2019. V. 508. P. 116–143.

Nguyen P.T., Cox S.F., Harris L.B., Powell C.McA. Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia // J. Struct. Geol. 1998. V. 20. № 12. P. 1625–1640.

Pek A.A., Malkovsky V.I. Linked thermal convection of the basement and basinal fluids in formation of the unconfor-

mity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada // Geofluids. 2016. V. 16. Is. 5. P. 925– 940.

Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer Science and Business Media B.V., 2009. 1250 p.

Pirajno F. A classification of mineral systems, overviews of plate tectonic margins and examples of ore deposits associated with convergent margins // Gondwana Research. 2016. V. 33. P. 44–62.

Quirt D.Q. Athabasca unconformity-type uranium deposits: one deposit type with many variations // Uranium Geochemistry 2003: Proceedings of an International Conference, Nancy-France, 2003. P. 309–312.

Raffensperger J.P., Garven G. The formation of unconformity-type uranim ore deposits. 2. Coupled hydrochemical modeling // Am. J. Sci. 19952. V. 295. P. 639–696.

Richard A., Rozsypal C., Mercadier J., Banks D.A., Cuney M., Boiron M.C., Cathelineau M. Giant uranium deposits formed from exceptionally uranium-rich acidic brines // Nature Geoscience. 2012. № 5. P. 142–146.

Richard A., Cathelineau M., Boiron M.-C., Mercadier J., Banks D., Cuney M. Metal-rich fluid inclusions provide new insights into unconformity-related U deposits (Athabasca Basin and Basement, Canada) // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. P. 249–270.

Seront B., Wong T.-F., Caine J.S. et al. Laboratory characterization of hydromechanical properties of a seismogenic normal fault system // J. Struct Geol. 1998. V. 20. № 7. P. 865–881.

Sheahan C., Fayek M., Quirt D., Jefferson C.W. A Combined ingress-egress model for Kianna unconformity-related uranium deposit, Shea Creek Project, Athabasca Basin, Canada // Econ. Geol. 2016. V. 111. P. 225–257.

Sibson R.H. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes // J. Struct. Geol. 1996. V. 18. № 8. P. 1031–1042.

Sibson R.H. Seismogenic framework for ore deposition // Rev. Economic Geology. 2001. V. 14. P. 25–50.

Simms M.A., Garven G. Thermal convection in faulted extensional sedimentary basins: theoretical results from finite-element modeling // Geofluids. 2004. V. 4. P. 109– 130.

Skirrow R.G., Jaireth S., Huston D.L., Bastrakov E.N., Schofield A., van der Wielen S.E., Barnicoat A.C. Uranium mineral systems: Processes, exploration criteria and a new deposit framework // Geoscience Australia Record. 2009/20, 2009. 44 p.

Unconformity-related Uranium Deposits. IAEA-TEC-DOC-1857. IAEA, Vienna. 2018. 295 p.

World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO) with Uranium Deposit Classification, 2009 Edition. IAEA-TEC-DOC-1629. IAEA, Vienna. 2009. 126 p.

World Distribution of Uranium Deposits (UDEPO), 2016 Edition. IAEA TECDOC-1843. IAEA, Vienna. 2018. 247 p.

Wyborn L.A.I., Heinrich C.A., Jaques A.L. Australian Proterozoic mineral systems: essential in gredients and mappable criteria // Aus IMM Publication Series 4/94. 1994. P. 109–115.

УДК 550.93:553.495

ВОЗРАСТ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК (СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКАЯ УРАНОВОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ) ПО ДАННЫМ U–Pb (ID-TIMS), Pb–Pb, Xe_n–Xe_s, K–Ar и Rb–Sr ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

© 2022 г. В. Н. Голубев^{а,} *, И. В. Чернышев^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия *e-mail: golub238@gmail.com Поступила в редакцию 06.10.2021 г. После доработки 27.10.2021 г. Принята к публикации 28.10.2021 г.

Длительность процессов формирования гидротермального оруденения относится к важнейшим генетическим параметрам. Современный облик месторождений определяется не только процессами рудоотложения, но и последующим преобразованием руд. Особое место в геологической истории месторождений занимают процессы предварительного концентрирования рудных компонентов. При изотопно-геохронологическом изучении гидротермальных образований месторождения Восток – самого крупного среди молибден-урановых месторождений Средней Азии и Казахстана – с помощью U-Pb (ID-TIMS) метода установлено, что U-Pb изотопные системы его урановых руд отчетливо запечатлели событие, которое проходило 267 ± 7 млн лет назад. С полученной датировкой согласуются результаты изотопного датирования настурана, околорудных метасоматитов и пострудных кварц-карбонатных жил, полученные с помощью Xe_n-Xe_s, K-Ar и Rb-Sr методов. С этим событием связано образование пострудных кварц-карбонатных жил, экстракция радиогенного свинца из первичных руд (скоплений) урана и его переотложение в разновозрастных сульфидах. В результате отмеченного события первичные урановые руды месторождения Восток утратили свои U–Pb геохронометрические "метки". Информация о возрасте первичных руд сохранилась в виде "замороженных" изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb в переотложенном галените. Данные изучения изотопного состава свинца переотложенного галенита показывают, что образование первичных руд урана, послуживших источником этого свинца (или начального этапа уранового рудообразования), -413 ± 7 млн лет. Оценка времени образования первичных руд месторождения Восток вполне согласуется с нижним пределом возраста этого процесса, который вытекает из недавно полученных (Голубев и др., 2020) U-Pb и Rb-Sr датировок вулканитов и гранит-порфиров (434-424 млн лет), вмещающих руды в Балкашинском рудном поле.

Ключевые слова: Северо-Казахстанская урановорудная провинция, U–Pb, Pb–Pb, Xe_n–Xe_s, K–Ar, Rb–Sr методы датирования, первичные урановые руды и их переотложение **DOI:** 10.31857/S0016777022010026

введение

В начале 1950-х годов в Центральной Азии был установлен ранее неизвестный тип урановых месторождений, связанных с континентальным вулканизмом. Позже месторождения аналогичного типа были открыты в породах различного возраста (от ордовикского до позднемелового) в Казахстане, Забайкалье, Монголии, Китае, США, Латинской Америке и на Дальнем Востоке (Uranium..., 1985). Особый интерес к изучению этих месторождений объясняется тем, что до последнего времени именно они определяли основной потенциал урановорудной промышленности России. В ранних публикациях урановые месторождения в континентальных вулканических поясах были описаны как месторождения "уран-молибденовой" формации или как "месторождения в вулканических депрессиях" (Геология месторождений..., 1966; Гидротермальные месторождения..., 1978). Пространственная приуроченность этой группы урановых месторождений к выходам вулканических пород дала основание для развития представлений о характере связи вулканизма и уранового рудообразования. Месторождение Восток, изотопному датированию которого посвящена настоящая работа, — типичный представитель месторождений "уран-молибденовой" формации. Оно "...является самым значительным объектом среди молибден-урановых месторождений Средней Азии и Казахстана" (Урановые и молибден-урановые..., 2012).

Датирование урановой минерализации этих месторождений осложняется тем, что их основные промышленные руды, сложенные настураном, как правило, характеризуются тонкой минеральной неоднородностью, которая определяется либо наличием включений неурановых минералов в урановой матрице, либо многофазностью самой урановой матрицы. В пределах сравнительно небольших объемов рудных прожилков обычно встречаются различные урановые минералы и их генерации (Дымков, 1973; Дымкова и др., 1983; Рябева, 1982; Текстуры и структуры..., 1977). Их отложение может быть связано с разными стадиями гидротермального минералообразования (Голубев и др., 2008) или даже с разными процессами (Чернышев и др., 2019). Интервал времени, разделяющий отложение разных генераций и фаз vpановых минералов в одних случаях практически не превышает погрешность измеренного U-Рь возраста (первые миллионы лет) (Андерсон и др., 1988), а в других – составляет несколько десятков или даже сотен миллионов лет (Hills, Richards, 1976; Голубев и др., 1983; Андерсон и др., 1983; Golubev et al., 2006; Голубев и др., 2008).

Неоднородность урановых руд может возникать как в процессе их формирования, так и в результате эпигенетического преобразования. Она отражает сложность геохимической истории руд и во многом предопределяет их изотопную неоднородность. Неоднородность может быть следствием изменения состава минералообразующих растворов в процессе первичного отложения настурана (сингенетическая неоднородность) или возникать в результате его последующего преобразования (эпигенетическая неоднородность). Опыт наших ранних исследований показал, что существует корреляция изотопных данных с оптически контролируемой минералогической неоднородностью урановых руд (Чернышев, 1978; Чернышев и др., 1983; Голубев и др., 1983; Чернышев, Голубев, 1996; Голубев и др. 2000). Для понимания причин изотопной гетерогенности урановых руд важное значение имеют результаты изучения тонкой, слабо проявленной минералогической неоднородности настурана, которая, как правило, обусловлена вариациями элементного состава минерала (Голубев и др., 2008; Голубев, 2011). Она часто не находит отчетливого отражения в его оптических характеристиках, а устанавливается только при изучении образцов с помощью высокоразрешающих электронных микроскопов.

В ряде случаев разброс изотопных дат связан с присутствием в исследуемых образцах тонких включений свинецсодержащих минералов (сульфидов, селенидов, теллуридов, оксидов), обога-

шенных радиогенными изотопами ²⁰⁶Pb и ²⁰⁷Pb. Данные об изотопном составе таких минералов имеют ключевое значение при оценке возможных источников вещества. Принципиально возможны два источника радиогенной компоненты свинца в этих минералах: 1) эндогенный, участвовавший в формировании урановой минерализации: 2) собственно урановые минералы месторождения, в которых, спустя определенный промежуток времени после их отложения, произошло перераспределение накопленного радиогенного свинца. При этом экстракция радиогенного свинца могла происходить в течение последующих стадий гидротермального процесса или в результате проявления нового этапа гидротермальной деятельности через значительный промежуток времени. В общем случае на каждой стадии гидротермального процесса возможно появление радиогенного свинца из различных источников.

О наличии самостоятельных минеральных фаз радиогенного свинца в урановых смолках упоминалось еще в работе (Eckelman, Kulp, 1957). Это явление было интерпретировано как результат экстракции и переотложения свинца, накопленного в урановых минералах, и послужило основой для определения времени метаморфизма и преобразования урановых руд. Последующие изотопногеохронологические работы (Koeppel, 1968; Hills, Richrds, 1976), в частности наши исследования урановых месторождений (Чернышев, Голубев, 1996; Golubev, Chernyshev, 2003; Голубев, Чернышев, 2003; Голубев и др., 2008; Чернышев и др., 2017), показали широкий масштаб и разнообразие указанного явления. Эта особенность поведения изотопов свинца на урановых месторождениях, отражая нарушенность U-Pb систем оксидов урана, осложняет их изотопное датирование. В то же время, при постановке детального U-Pb и Pb-Рь изучения конкретных месторождений, указанное явление может служить источником ценной геохронологической и генетической информации. От определения причин возникновения и источников радиогенного свинца в таких фазах решающим образом зависит геохронологическая интерпретация результатов U-Pb изотопного изучения руд.

Оценка возраста уранового оруденения в Северо-Казахстанской рудной провинции, в том числе на месторождениях Балкашинского рудного поля (БРП), в пределах которого находится месторождение Восток, основана на соотношении руд или рудосопровождающих гидротермальных образований с разновозрастными породами. Определение нижней возрастной границы урановорудного процесса базируется на фактах локализации некоторых рудных тел Балкашинского и Тушинского месторождений в кварцевых порфирах и фельзитах – наиболее поздних магматических образованиях этой территории. Возраст этих пород, вплоть до недавнего времени считали раннесреднедевонским (Урановые и молибден-урановые..., 2012). Однако согласно результатам U-Pb-, Rb–Sr- и K–Ar-датирования, опубликованным в работе (Голубев и др., 2020), возраст кварцевых порфиров и фельзитов отвечает границе раннего и позднего силура (кварцевые порфиры) и позднему силуру (фельзиты). Верхняя возрастная граница урановорудного процесса – не моложе позднего девона – определяется тем, что в нижнекаменноугольных и более молодых отложениях не установлены гидротермальные изменения, характерные для всех урановорудных полей Северного Казахстана. Отсюда следует, что образование урановых руд в БРП и конкретно на месторождении Восток могло проходить не раньше позднего силура и не позже позднего девона. Представленные в настоящей работе результаты изотопно-геохронологического изучения (U-Pb (ID-TIMS), Pb-Pb, Xe_n-Xe_s, K-Ar и Rb-Sr) гидротермальных образований на месторождении Восток свидетельствуют о его сложном и длительном формировании.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЛКАШИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОСТОК

Балкашинское рудное поле (БРП) расположено между двумя крупными геологическими блоками – Кокчетавским кристаллическим массивом и Калмыккульским синклинорием. Геологическим изучением этого района занимались Е.П. Сонюшкин, Б.А. Масягутов, Б.И. Омельяненко, Г.А. Ведешкин, С.И. Дарвин, Г.П. Полуаршинов и другие геологи. Результаты их исследований обобщены в монографии (Урановые и молибден-урановые..., 2012), в которой также охарактеризованы гидротермальные образования БРП. Территория рудного поля представляет собой полосу северо-западного простирания, протягивающуюся на 15 км (фиг. 1). Она примыкает к юго-западной границе Новокронштадской наложенной мульды, выполненной вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами и красноцветными конгломератами с прослоями песчаников. Мульда приурочена к узлу пересечения Балапанского (или Главного северо-западного) и Порфиритового разломов с Кутунгузской зоной меридиональных разломов. Часть мульды, ограниченная этими разломами, образует кальдеру проседания. Самые древние породы в пределах рудного поля находятся в его северо-западной части. Они представлены двумя толщами раннесреднеордовикского возраста: терригенной (песчаники, алевролиты и аргиллиты) и кремнисто-яшмовой (кремнистые сланцы, яшмы и яшмокварциты). Юго-западную часть рудного поля занимают терригенно-осадочные флишеподобные средневерхнеордовикские отложения. Среди них выделяют нижнюю (аргиллитовую) и верхнюю (песчаниковую) толщи. Широко развитые в районе рудного поля породы позднеордовикского Зерендинского магматического комплекса представлены гранитоидами главной фазы, а также диоритами, габбро и габбродиоритами ранней фазы.

Пространственно основные месторождения БРП связаны с краевой юго-западной частью Новокронштадтской мульды и тяготеют к зонам крупных разрывных нарушений (см. фиг. 1). Рудные тела сосредоточены в терригенно-осадочных средневерхнеордовикских отложениях (месторождения Восток, Звездное и северная часть Тушинского месторождения) и в вулканогенных породах, выполняющих мульду (месторождения Балкашинское и Центральная часть Тушинского).

Месторождение Восток приурочено к участку усложнения морфологии Балапанского разлома, которое вызвано изменением его простирания и падения. На месторождении известны две рудные залежи: Главная и Северо-Западная, которые имеют единый корень на глубине около 700 м от поверхности. Залежи контактируют с основным швом Балапанского разлома и располагаются в его висячем боку, в ордовикской аргиллитовой толще. Они представляют собой совокупность множества мелких прожилков настурана, приуроченных к трещинам различной ориентировки и происхождения. Большинство настурановых прожилков развивается по плоскостям сланцеватости.

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ВОСТОК

Гидротермальный процесс в БРП начался с метасоматического изменения пород – березитизации. Она широко захватила ордовикские флишоидные породы, вызвав наиболее интенсивные изменения этих пород в зонах рассланцевания вблизи Балапанского разлома. По другую сторону разлома в красноцветных грубообломочных и вулканогенных породах изменения проявлены только непосредственно у контакта с разломом, затухая на расстоянии около 20 м от него. Внутренние зоны березитизированных пород состоят преимущественно из серицита и карбоната с небольшим количеством кварца.

Послеберезитовые гидротермальные образования по составу, формам и последовательности выделения (отложения) делятся на четыре группы: 1 – пиритовые и кварц-карбонат-пиритовые прожилки; 2 – настурановые и настуран-карбонатные прожилки; 3 – анкеритовые жилы и брекчии; 4 – кварц-карбонатные жилы. Представленная на фиг. 2 схема последовательности



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Балкашинского рудного поля. Составлена по материалам РУ-1 ЦГХК и Б.А. Масягутова; с учетом данных работы (Голубев и др., 2020). 1 – красноцветные конгломераты с прослоями песчаников, D_{2-3} ; 2 – фельзиты, S_2 ; 3 – кварцевые порфиры, S_{1-2} ; 4 – туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники; 5 – красноцветные конгломераты и песчаники; 6 – гранитоиды главной фазы Зерендинского магматического комплекса, O_3 – S_1 ; 7 – диориты, габбро и габбродиориты ранней фазы Зерендинского магматического комплекса, O_3 – S_1 ; 7 – диориты, габбро и габбродиориты ранней фазы Зерендинского магматического комплекса, O_3 – S_1 ; 8 – аргиллиты, алевролиты и песчаники, O_{2-3} ; 9 – кремнисто-терригенные толщи, O_{1-2} ; 10 – разрывные нарушения: I–I – Балапанский (Главный северо-западный) разлом, II–II – Порфиритовый разлом, III–III – Флюоритовый разлом, IV–IV – Кутунгузский разлом, V-V – Фельзитовый разлом. 11 – месторождения урана: мелкие (а) и крупные (б); 1 – Балкашинское, 2 – Восток, 3 – Звездное, 4 – Тушинское.

минералообразования на месторождении Восток составлена на основании детальных минералогических исследований, проводившихся Ю.М. Дымковым, Н.И. Волковым и А.В. Тимофеевым (Дымков и др., 1974; Текстуры и структуры..., 1977; Урановые и молибден-урановые..., 2012), а также результатов собственных наблюдений авторов настоящей статьи.

Рассмотренные ниже минеральные ассоциации характеризуют лишь отдельные эпизоды процесса минералообразования на месторождении Восток. Такая фрагментарность изложения объясняется тем, что задача авторов — показать, какое положение в относительной последовательности формирования минералов занимают те из них, по которым выполнялось настоящее изотопное исследование.

Один из главных минералов пиритовой стадии – пирит 1 (цифрой здесь и далее обозначены генерации минерала), образующий мономинеральные прожилки и гнездообразные выделения в доломите 1. Промышленные концентрации рудных минералов связаны со следующей, настурановой стадией минералообразования. Отложение рудных прожилков сопровождалось развитием в породах флишоидной толщи Са-Fe-Mg-карбонатов и хлоритов. Настурановые прожилки чаще всего ориентированы по сланцеватости пород. Их мощность обычно не превышает 1.5 см, протяженность колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Прожилки другой ориентировки имеют прихотливую форму и резко изменяющуюся мощность (от первых миллиметров до 2 см). Их протяженность, как правило, не более 1.5 м. Основные промышленные руды месторождения представлены настураном 1 и настураном 2. Настуран 1 тесно ассоциирует со сложным сульфидом молибдена (Мо-сульфид), в котором отмечаются высокие содержания Fe и Pb (табл. 1), образуя с ним агрегаты мозаичного облика (фиг. 3а). Соотношение этих фаз даже в пределах одного прожилка может меняться в очень широком диапазоне. Участки с различным соотношением настурана 1 и Мо-сульфида обычно ориентированы параллельно зальбандам прожилков. Рентгеновская дифракционная картина Мо-сульфида очень расплывчата: наиболее характерные для молибденита линии лишь едва намечаются. Особенности



Фиг. 2. Схема последовательности минералообразования на месторождении Восток.

состава и структуры этого минерала не позволяют идентифицировать его с молибденитом в том понимании, которое дается в справочной литературе. Сульфидам молибдена близкого состава с несовершенной решеткой даются разные названия: иордизит (Meixner, 1950; Stamples, 1951); фемолит (Скворцова и др., 1964; Дара и др., 1977); железистый молибденит (Мельников и др., 1978).

На настуран 1 нарастает и пересекает его настуран 2, чаще всего не содержащий Мо-сульфид (фиг. 3б). Настуран 2 тесно ассоциирует с хлоритом, который выполняет трещинки усадки в настуране 2 и частично внутренние зоны его прожилков, имеющих симметричное строение. В тех же трещинках, наряду с хлоритом, отмечаются редкие мелкие выделения галенита 2, сфалерита и твердого битума. В самом же настуране 2 галенит (галенит 1) на отдельных участках образует тонкую вкрапленность. Отложением настурана 2 завершилось формирование основных рудных концентраций на месторождении Восток. Дальнейшее развитие гидротермального процесса привело к образованию карбонатных и кварц-карбонатных жил и прожилков и частичному переотложению в них урана.

Наиболее раннее (после образования настурана 2) отложение минералов урана связано с развитием анкерита буровато-зеленых и бурых оттенков, которое проходило в течение карбонатной стадии гидротермального процесса. На участках пересечения и замещения анкеритом рудных прожилков в нем отмечается настуран 3, который формирует тонкие (не более 0.02 мм) выделения в интерстициях зерен анкерита (фиг. 4). Характер развития настурана 3 дает основание считать, что его образование связано с процессом переотложения настурана первых двух генераций. На отдельных участках настуран 3 представлен более крупными (до 0.1 мм) стяжениями неправильной формы. В местах пересечения рудных прожилков анкеритом в последнем неоднократно были установлены мелкие (не более 0.05 мм) выделения галенита 3. На других участках галенит в этом анкерите не встречен. Отмеченный характер локализации галенита 3 дает основание считать, что он образовался преимущественно из свинца, экстрагированного из урановых минералов.

Гидротермальная деятельность на месторождении Восток завершилась образованием многочисленных кварц-карбонатных жил, линз и прожилков. Одними из первых в этот период гидро-

ГОЛУБЕВ, ЧЕРНЫШЕВ

№ образца и место	Точка	Содержание, % ат.							
его отбора	опробования	As	Fe	Мо	S	Pb	U	Ca	Сумма
	1	0.77	8.91	26.87	60.11	2.64	0.02	0.49	99.81
	2	1.11	10.28	26.09	59.50	2.27	0.07	0.46	99.78
	3	1.11	9.54	26.52	59.84	2.27	0.08	0.41	99.77
V-698/1	4	0.76	9.08	27.28	60.04	2.29	0.01	0.38	99.84
Гор. +180, орт 321	5	0.68	9.20	25.60	60.84	3.00	0.01	0.45	99.78
	6	0.78	11.42	25.64	59.83	1.43	0.28	0.40	99.78
	7	1.02	9.39	26.86	60.49	1.75	0.03	0.25	99.79
	8	0.58	13.83	24.53	59.05	1.26	0.03	0.34	99.62
	13	0.84	9.27	27.07	61.05	1.03	0.15	0.33	99.75
	14	0.89	9.16	27.08	61.54	0.88	0.00	0.27	99.82
V-969/578	15	0.89	9.14	27.41	60.98	1.05	0.01	0.34	99.81
Скв. 969, инт 578 м	16	0.80	9.93	26.28	61.63	0.88	0.00	0.27	99.80
	17	0.85	9.43	26.57	61.77	0.90	0.01	0.23	99.76
	18	0.85	9.21	27.36	61.24	0.73	0.00	0.40	99.79
	19	0.80	9.37	27.60	60.80	0.76	0.00	0.46	99.80
	21	1.26	6.89	26.68	61.29	3.33	0.03	0.37	99.85
	22	1.14	6.01	27.46	61.74	3.06	0.04	0.46	99.90
V-902/1	24	1.41	7.16	26.07	61.47	3.17	0.19	0.39	99.85
V-902/1 Гор. +30, орт 607	25	1.52	5.38	26.32	60.93	4.38	0.37	0.90	99.80
	26	1.25	5.10	25.51	62.27	4.96	0.09	0.43	99.63

Таблица 1. Результаты определения состава Мо-сульфида из урановых руд с месторождения Восток

Примечание. Изучение образцов проводили в ИГЕМ РАН на электронном микрозонде ЈХА 8200 (аналитик В.И. Таскаев).

термальной деятельности формировались кварцкарбонатные жилы со слюдистыми минералами. Жилы весьма разнообразны по размерам, форме и ориентировке. Мощность их может достигать 20–25 см, а протяженность (в случае развития вдоль крупных нарушений) – нескольких метров. Однако чаще всего размеры почти на порядок меньше. Вслед за кварц-карбонат-слюдистыми жилами формировались жилы и прожилки, сложенные розовым анкеритом и кварцем. В призальбандовых зонах этих образований, на участках пересечения ими рудных зон, встречаются относительно редкие включения галенита 4, размер которых не превышает 1.5 мм.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопно-геохронологическое изучение гидротермальных образований месторождения Восток U–Pb, Rb–Sr и K–Ar методами в рамках настоящей работы проводили в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН при участии А.А. Агаповой, М.М. Аракелянц, Э.Д. Баировой, Ю.В. Гольцмана, А.В. Ереминой, В.А. Троицкого и Н.К. Щербининой.

U–Pb (ID-TIMS) метод

Анализировали микропробы настурана массой 1–15 мкг, которые при оптическом контроле выделяли с поверхности полированных шлифов с помощью алмазных и твердосплавных инструментов (табл. 2).

Разложение проб проводили в концентрированной HNO_3 при температуре около 60°С. Из полученного раствора отбирали две аликвоты: 1 – для определения содержаний U и Pb методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера ²³⁵U + ²⁰⁸Pb; 2 – для измерений изотопного состава общего Pb. В аликвоту для определения содержаний U и Pb трасер добавляли до хроматографического выделения элементов. Для масс-спектрометрического анализа исследуемые элементы выделяли на анионите BIO-RAD AG 1 × 8, 200–400 меш. Суммарный уровень лабораторного фона при химической подготовке образцов не превышал 0.1 нг для Pb, и 0.05 нг для U.

Изотопный анализ выполняли на термоионизационных масс-спектрометрах МИ-1320 и Sector 54. Для измерения урана на масс-спектрометре МИ-1320 использовали двухленточный режим с воль-



Фиг. 3. Строение настурановых прожилков. а – мозаичная структура настуран-Мо-сульфидного агрегата: Nt – настуран, Мо – Мо-сульфид; б – почковидные корки настурана 2 (Nt 2) нарастают на настуран 1 (Nt 1) и пересекают его.

фрамовым испарителем и рениевым ионизатором, а на масс-спектрометре Sector 54 — трехленточный режим с двумя танталовыми испарителями и рениевым ионизатором. Анализ изотопного состава свинца на обоих масс-спектрометрах проводился в одноленточном режиме с силикагелевым активатором на рениевой подложке. Коррекция на масс-фракционирование изотопов свинца велась по результатам систематического анализа стандартного образца свинца SRM 981. Корректирующий фактор составил 1.0008 на единицу разности масс изотопов свинца. Правильность конечных результатов контролировали по данным анализов международных стандартных образцов Pb (SRM 983 и SRM 981) и U (U 500) Национального института стандартов и технологий (США). Итоговая погрешность определения отношений ²⁰⁶Pb/²³⁸U и ²⁰⁷Pb/²³⁵U не превышала 0.6 и 0.7% соответственно, а ²³⁸U/²⁰⁴Pb и ²³⁵U/²⁰⁴Pb – 1%. Погрешности отвечают 95-процентному доверительному уровню. Обработка эксперимен-



Фиг. 4. Развитие настурана 3 (Nt 3) на участке замещения настурана 2 (Nt 2) бурым анкеритом (Ank).

тальных данных проводилась по программам Pb-DAT и ISOPLOT (Ludwig, 1991; Ludwig, 2003). В геохронологических расчетах использовали значения констант, рекомендованные Международной подкомиссией по геохронологии МГК (Steiger, Jager, 1977).

Rb-Sr метод

Разложение проб силикатных пород и минералов проводили в растворе смеси концентрированных HF и HNO₃ в соотношении 5:1 в присутствии смешанного трасера 85 Rb + 84 Sr. Хроматографическое выделение Rb и Sr выполняли с использованием ионнообменной смолы DOWEX 50×8. Для изотопного анализа рубидия использовали двухленточный источник ионов. Испарителем и ионизатором служили ленточки из тантала. При изотопном анализе стронция использовали одноленточный режим ионизации на окисленном тантале, что позволило практически исключить влияние фонового тока рубидия на получаемые результаты. Измерения начинали после спада интенсивности ионного тока рубидия до уровня, соответствующего вкладу ⁸⁷Rb в ⁸⁷Sr менее 0.002%. Рабочая температура измерений 1350-1400°С. Суммарный уровень лабораторного фона при химической подготовке образцов не превышал10 пг для Rb, и 150 пг для Sr. Воспроизводимость результатов измерения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (26) не превышала 0.005%. Измеренные значения приводили к результатам текущих анализов стандартного образца Sr SRM-987.

К—Аг метод

Содержание радиогенного аргона определяли методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера моноизотопа ³⁸Ar. Выделение и очистку аргона из образцов проводили с помощью выделительной установки АУ-4М. Изотопный анализ аргона выполняли на масс-спектрометре МИ-1201. Примесь воздушного ⁴⁰Ar в опытах составляла 20-30% от общего количества 40 Ar. Точность измерений аргона контролировали измерением содержания аргона в эталонных пробах, а также измерением изотопного состава воздушного аргона. Содержание калия определяли методом пламенной фотометрии. Точность опрелеления K-Ar возраста, зависевшая от особенностей образца и условий анализа для конкретных образцов, приведена в табл. 5.

Xe_s — Xe_n метод

Определения Xe_s—Xe_n методом возраста настурана из месторождения Восток были выполнены А.П. Мешиком в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского. Физические основы и методика определения возраста урансодержащих минералов Xe_s—Xe_n методом изложены в работе (Shukolukov, Meshic, 1987). Средняя случайная погрешность измерения изотопных отно-

№ образца и место	No mooti-	Изотопные отношения						
его отбора	лы проор	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	²³⁵ U / ²⁰⁴ Pb		
	3	1109	74.5	38.521	18921	137.3		
V-661/1	2	943	67.1	38.299	15179	110.1		
Гор. +180, орт 323	4	1847	114.6	38.490	37229	204 Pb 235 U / 204 Pb 921 137.3 179 110.1 229 270.2 984 79.7 498 511.6 499 18.1 144 327.6 817 303.5 235 393.6 962 797.9 204 1104.5 742 121.5 315 357.9 982 3128.2 129 1394.2 451 1519.9 525 112.7 782 1232.0 550 976.4 464 1904.6 006 3105.9 165 189.9 189 204.6 782 49.2 714 164.8 469 3.4		
	1	778	58.0	38.476	10984	79.7		
	1	3328	194.9	38.211	70498	511.6		
N 707 /1	$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	18.1						
$V - \frac{8}{12}$	3	2309	139.4	38.263	45144	327.6		
10p 130, 0p1 1 00	5	2124	129.4	38.333	41 817	303.5		
	6	2649	159.1	38.612	54235	U/204Pb235U /204Pb18921137.315179110.137229270.21098479.770498511.6249918.145144327.641817303.554235393.609962797.9522041104.516742121.549315357.91310823128.21921291394.21094511519.915525112.7697821232.034550976.4624641904.6280063105.926165189.928189204.6678249.222714164.84693.4		
	01	5842	330.5	38.531	109962	797.9		
	02	6581	372.8	38.097	152204	1104.5		
	04	1753	114.4	38.292	16742	121.5		
	05	2260	136.6	42.409	49315	357.9		
	08	19005	1019.1	38.311	431082	3128.2		
V-698/1	06	7753	437.2	38.732	192129	Image: Non-State Image: Non-State Image: Non-State		
Гор. +180, орт 321	07	9096	496.9	38.524	209451			
	1-1	1595	102.1	38.301	ношения Рb 238U/204Pb 235U / 204Pb 18921 137.3 15179 110.1 37229 270.2 10984 79.7 70498 511.6 2499 18.1 45144 327.6 41817 303.5 54235 393.6 109962 797.9 152204 1104.5 16742 121.5 49315 357.9 431082 3128.2 192129 1394.2 209451 1519.9 15525 112.7 169782 1232.0 134550 976.4 262464 1904.6 428006 3105.9 26165 189.9 28189 204.6 6782 49.2 22714 164.8 469 3.4			
	1-2	7753	424.9	37.989	169782	1232.0		
	1-3	6749	380.0	38.882	134550	976.4		
	1-4	11 412	630.3	38.501	262464	1904.6		
	1-6	19369	1037.7	39.183	428006	3105.9		
	2	1302	84.4	38.512	26165	189.9		
V 702/1	1	1384	88.4	38.320	28 189	204.6		
V - 700/1	5	490	42.1	38.726	6782	49.2		
10p. + 00, 0p1 525	3	1172	77.9	38.391	22714	164.8		
	6	221	27.6	38.590	469	3.4		

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопного изучения проб настурана из образцов, отобранных в подземных горных выработках месторождения Восток

шений для количеств ксенона ~ 10^{-11} см³ составляла 0.5%. Для учета систематической погрешности, вызванной изотопной масс-дискриминацией в источнике ионов, применялся газовый эталон Хе атмосферного изотопного состава.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

U-Pb изотопные системы урановых руд

Изотопное датирование настурана первой и второй генераций существенно осложнялось отсутствием возможности извлечения их в чистом виде. Как уже отмечалось, с ними постоянно ассоциируют сульфиды (Мо-сульфид и галенит) и довольно часто — переотложенные настуран 3 и настуран 4. Последние характеризуются низкими значениями отношения Pb/U, отвечающими кайнозойскому возрасту. Что касается сульфидов, то показали, что чем больше их содержание в пробе, тем выше ее изотопный возраст (фиг. 5). Из этого следует, что сульфиды из гидротермальных образований месторождения содержат аномальный по составу (обогащенный радиогенными изотопами ²⁰⁶Рb и ²⁰⁷Рb) свинец. Переотложенный настуран присутствует, главным образом, на участках развития более поздних карбонатов, поэтому исключить его попадание в пробы можно было путем локальной отборки монолитных микрообъемов настурана. Сульфиды же находятся непосредственно в настурановой матрице, поэтому невозможно избежать их присутствия даже при локальном отборе проб. При этом можно добиться лишь некоторой степени чистоты проб настурана в отношении примесного свинца, присут-

результаты изотопного U–Pb изучения проб настурана с различной примесью этих минералов



Фит. 5. Зависимость значений U–Pb изотопного возраста локальных проб от соотношения в них настурана и Мо-сульфида, выраженное через элементное отношение U/Mo. Результаты изучения индивидуальных образцов: а) обр. V-661/1; б) обр. V-698/1; в) обр. V-787/1.

ствующего в пробах в виде сульфидов, но полностью освободиться от его присутствия не удается.

Необходимые для геохронологических расчетов данные измерений изотопного состава общего Pb и отношения Pb/U, полученные по 24 локальным микропробам, выделенным из четырех образцов настурана, приведены в табл. 2.

С целью исключить или минимизировать искажения изотопного возраста настурановой фазы за счет присутствия сульфидов проводилась изохронная графико-аналитическая модельная обработка изотопных данных в координатах $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ μ $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}-^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. что, по сути дела, представляет собой один из способов коррекции возраста на примесный свинец. Правильность определения возраста настурана и изотопного состава примесного свинца связана с выполнением следующих условий модели: 1) одновозрастность настурана в серии проб, объединяемых изохроной; 2) замкнутость объема U-Pb системы проб с момента кристаллизации настурана и заключенного в нем свинецсодержащего минерала; 3) пробы имеют различное содержание примесного свинца; 4) изотопный состав примесного свинца одинаков в серии проб, объединяемых изохроной.

Рассмотрим выполнимость перечисленных условий изохронной модели применительно к исследуемым образцам.

1. По минералогическим данным настуран первых двух генераций формировался в течение одной стадии минералообразования. Согласно существующим оценкам и расчетам, длительность стадии гидротермального процесса может составлять от нескольких тысяч до одного млн лет (Рундквист и др., 1971; Кигай, 1979; Голубев, 1981; Непгу et al., 1997; Leavitt et al., 2004), т.е. она существенно меньше или сопоставима с аналитической погрешностью изотопного датирования. Следовательно, изотопными методами минералы одной стадии будут определяться как одновозрастные. Это позволяет считать, что при датировании первых двух генераций настурана первое условие изохронной модели выполняется.

2. В качестве свидетельства выполнимости второго условия, по-видимому, можно рассматривать данные определения отношения Pb/U в настуране первой и второй генераций, полученные с помощью электронного микрозонда. Это отношение для замкнутых или в равной степени (в том числе и полностью) "омоложенных" в какое-то время и впоследствии замкнутых U-Pb систем должно оставаться постоянным в любых точках настурана. В подавляющей части изученных на микрозонде полированных шлифов величина Pb/U в настуранах первой и второй генераций варьировала в сравнительно узком интервале – 0.043–0.054 (табл. 3).

Эти вариации могут объясняться как аналитической погрешностью, так и возможным присутствием в пределах анализируемых участков настурана плохо различимых включений свинецсодержащих сульфидов. Согласно данным, полученным нами при изучении уранинитовой минерализации, в минералах с открытой уран-свинцовой системой соотношение Pb/U весьма существенно отличается не только в разных образцах, но и в пределах единичных кристаллов (Голубев и др., 1983). В

дового а	нализа микрообъемов	з настуранов ранн	их генераций месторождения
Содержание, мас. %		$\mathbf{D}\mathbf{b}/\mathbf{U}$ (or)	
J	Pb	F0/0 (al.)	Оценка возраста, млн лет
	Образец 698/1		
.3	3.30	0.047	280
.9	3.38	0.048	290
.7	3.66	0.052	310
.1	3.25	0.046	280
.1	3.04	0.043	260
8	3.01	0.043	260
1	2.24	0.047	200

Таблица 3. Результаты микрозондового анализа BOCTOK

Генерация настурана			$\mathbf{D}\mathbf{b}/\mathbf{U}$ (or)	Оценка возраста млн лет				
тенерация настурана	U	Pb	10/0 (al.)	Оценка возраста, млн лет				
Образец 698/1								
1	81.3	3.30	0.047	280				
1	80.9	3.38	0.048	290				
1	80.7	3.66	0.052	310				
2	81.1	3.25	0.046	280				
2	82.1	3.04	0.043	260				
2	81.8	3.01	0.043	260				
2	82.4	3.34	0.047	280				
2	80.3	3.61	0.052	310				
2	81.7	3.30	0.047	280				
2	81.4	3.39	0.048	290				
2	83.0	3.46	0.048	290				
2	81.5	3.48	0.049	300				
Образец 661/1								
1	85.5	3.90	0.053	320				
1	82.7	3.64	0.051	310				
2	85.9	3.85	0.052	310				
2	83.6	3.11	0.043	260				
2	85.4	3.90	0.053	320				
	•	Образец 783/1	•					
2	82.9	3.09	0.043	260				
2	84.9	3.55	0.048	290				
2	81.9	3.21	0.045	270				
2	82.7	3.23	0.045	270				
		Образец 787/1	•	,				
2	84.0	3.39	0.047	280				
2	80.3	3.50	0.050	300				
2	81.1	3.76	0.054	320				

табл. 3 приведена также оценка U-Pb возраста исследуемых микрообъемов настурана, сделанная в предположении, что весь свинец, установленный в них с помощью микрозонда, является радиогенным. Очевидно, что полученный таким образом возраст должен быть выше U-Pb изотопного возраста того же микрообъема настурана, поскольку при расчетах не учитывается примесный свинец. Как видно из табл. 3, значения возраста, рассчитанные по соотношению общих количеств свинца и урана, не превышают 320 млн лет и практически одинаковы для настурана первой и второй генераций. Приведенные данные позволяют считать, что второе условие изохронной модели выполняется.

3. Основная доля примесного свинца в пробах настурана с месторождения Восток содержится в ассоциирующих с настураном сульфидах, поэтому выполнение третьего условия достигалось отборкой в каждом из образцов проб с различной примесью Мо-сульфида и галенита.

4. С целью сведения к минимуму возможных различий в изотопном составе примесного свинца в пробах настурана их отборка для каждой изохронной серии проводилась из отдельно взятого образца, характеризующего лишь небольшой участок настуранового прожилка. Вместе с тем, сами образцы были отобраны из различных прожилков на разных горизонтах месторождения. Таким образом, было получено четыре серии проб из образцов V-661/1, V-698/1, V-783/1 и V-787/1. Вопрос о

№ образца	Индекс пробы	Изотопные о в галенитах	тношения Рb (галенит 3)	Изотопные отношения Рb в примесном свинце настурана по данным изохронных построений		
		206 Pb/ 204 Pb \pm 2 δ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}\pm 2\delta$	206 Pb/ 204 Pb \pm 2 δ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}\pm 2\delta$	
V-661/1	1л 1н	326 ± 3 326 ± 1	34.6 ± 0.3 34.6 ± 0.2	327 ± 12	34.40 ± 0.76	
V-787/1	46 46-2	340.2 ± 0.4 341.1 ± 0.3	$\begin{array}{c} 35.56 \pm 0.05 \\ 35.67 \pm 0.04 \end{array}$	351 ± 7	34.86 ± 0.30	
V-783/1	1a	194.7 ± 0.7	26.54 ± 0.14	201.5 ± 1.3	26.84 ± 0.77	
V-698/1	1г 1в 2а-1 2а-2 2	$1251 \pm 3 \\ 1273 \pm 5 \\ 717.3 \pm 1.2 \\ 834.4 \pm 3.4 \\ 864.3 \pm 6.5$	92.08 ± 0.21 93.41 ± 0.36 58.59 ± 0.14 66.70 ± 0.27 68.33 ± 0.49	585 ± 580	53 ± 29	

Таблица 4. Результаты изотопного анализа свинца галенитов (галенит 3)

постоянстве изотопного состава примесного свинца и, следовательно, соблюдении четвертого условия изохронной модели в каждой из этих серий обсуждается ниже при рассмотрении аналитических данных. В выбранных для изотопных исследований образцах на небольших участках (не более 1 см²) отмечено наиболее контрастное распределение свинецсодержащих сульфидов в настуране.

Хорошее соответствие экспериментальных точек проб из образцов V-661/1, V-783/1 и V-787/1 линиям регрессии на U-Pb диаграммах (фиг. 6) выражается в низких значениях СКВО (от 0.97 до 4.3), что позволяет говорить о выполнимости для них последнего условия модели, а сами линии регрессии рассматривать как изохроны. Отвечающие им значения возраста находятся в диапазоне 258-279 млн лет. Разброс значений изотопного возраста для изохрон не выходит за пределы суммы погрешностей значений T(²⁰⁶Pb/²³⁸U) и T(²⁰⁷Pb/²³⁵U). Хорошее согласие результатов по изохронам ²³⁸U/²⁰⁴Pb—²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²³⁵U/²⁰⁴Pb— 207 Pb/ 204 Pb, то есть по двум разным U–Pb системам, — важный аргумент в пользу того, что полученные датировки отражают время проявления реального геологического события. Среднее значение возраста, рассчитанное с использованием данных по шести изохронам для этих образцов, составляет 267 ± 7 млн лет. Значения отношений ²⁰⁶Рb/²⁰⁴Рb и ²⁰⁷Рb/²⁰⁴Рb в примесном свинце, определяемые по пересечению изохрон с осью ординат, сушественно выше, чем в обыкновенном свиние. Следовательно, основная часть (более 50%) в изотопном составе примесного свинца, который сосредоточен преимущественно в ассоциирующих с настураном сульфидах, представлена радиогенной компонентой. Результаты прямых измерений изотопного состава свинца галенитов в образцах V-661/1, V-783/1 и V-787/1, приведенные в табл. 4, хорошо согласуются с изотопными отношениями ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb в примесном свинце настурана (по данным изохронных расчетов), что может рассматриваться как дополнительный признак соблюдения четвертого условия модели.

На U-Pb диаграммах, построенных для проб из образца V-698/1 (фиг. 6ж, з), прямые, аппроксимирующие экспериментальные точки, отвечают значениям возраста 268 ± 16 и 272 ± 14 млн лет. Эти значения находятся в том же интервале. который определяет возраст образцов V-661/1, V-783/1 и V-787/1. Однако указанные прямые имеют очень большую погрешность аппроксимации (СКВО равен 248 и 261 соответственно), а изотопные отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb в разных пробах галенита из этого образца существенно отличаются (см. табл. 4). Доля радиогенной компоненты в изотопном составе свинца галенитов из обр. V-698/1 намного выше, чем в галенитах из обр. V-661/1, V-783/1 и V-787/1. Поэтому даже небольшая разница в количестве обыкновенного свинца, захваченного разными зернами галенита при их образовании, могла быть причиной существенных вариаций изотопного состава свинца этих зерен (см. табл. 4). Судя по величинам (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb)_о и (²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)_о в пробах настурана из обр. V-698/1 (фиг. 6ж и 63). доля радиогенной компоненты в изотопном составе примесного свинца этих проб намного выше, чем в обр. V-661/1, V-783/1 и V-787/1. Очевидно, что на различных участках настуранового прожилка, где проводилась отборка проб настурана, как и в разных зернах галенита из этого образца, изотопный состав примесного свинца в пробах мог отличаться из-за



Фиг. 6. Диаграммы изотопных отношений 238 U/ 204 Pb $^{-206}$ Pb/ 204 Pb и 235 U/ 204 Pb $^{-207}$ Pb/ 204 Pb для проб урановых минералов из образцов V-661/1 (а, б), V-783/1 (в, г), V-787/1 (д, е) и V-698/1 (ж, з).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1 2022

No anofic	Содержание							Возраст, млн лет	
л⊍ прооы	K, %	Ar, нг/г	Rb, ppm	Sr, ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	K–Ar	Rb-Sr	
Метасоматиты									
112	3.35 ± 0.04	65.6 ± 1.4	_	—	_	—	264 ± 12	_	
69	3.23 ± 0.04	68.4 ± 1.4	_	_	_	—	283 ± 12	_	
108	3.43 ± 0.04	71.2 ± 1.5	_	_	_	—	279 ± 12	_	
878	3.19 ± 0.04	65.8 ± 1.4	_	_	_	_	275 ± 10	_	
94	3.76 ± 0.06	76.5 ± 1.5	_	_	_	—	273 ± 12	_	
121	4.84 ± 0.05	97.2 ± 2.0	_	_	_	—	268 ± 10	_	
698/1	0.77 ± 0.04	14.7 ± 0.7	_	_	_	—	256 ± 12	_	
Поздние жилы									
136	8.61 ± 0.07	178.5 ± 3.0	306	9.18	94.4 ± 0.3	1.06331 ± 0.00007	272 ± 9	262 ± 2	
874	9.05 ± 0.08	183 ± 3	1028	42.6	71.9 ± 0.6	1.00116 ± 0.00030	270 ± 10	278 ± 3	
875	7.60 ± 0.06	152 ± 3	910	5.76	575.6 ± 0.7	2.94952 ± 0.00044	268 ± 10	273 ± 1	

Таблица 5. Результаты К—Аг и Rb—Sr датирования гидротермальных слюдистых минералов Балкашинского рудного поля

Примечание. По метасоматитам Rb-Sr датирование не проводили.

разницы в количестве захваченного обыкновенного свинца. По-видимому, именно этим и объясняется широкий разброс точек на диаграммах фиг. 6ж и 63. Следовательно, при соблюдении первых трех условий изохронной модели четвертое условие для серии проб из образца V-698/1 не выполняется.

Дополнительная геохронологическая информация для настурана из этого образца, а также для настурана из образцов V-661/1 и V-787/1 получена в результате их Xe_s-Xe_n датирования. Показания этого геохронометра не зависят от содержания и изотопного состава примесного свинца в пробах (Shukolukov, Meshic, 1987). Две пробы из образца V-698/1 с резко различным соотношением настурана и Мо-сульфида (1:1 и 15:1) дали практически одинаковые значения Xe_s-Xe_n возраста – 256 ± ± 20 и 262 ± 15 млн лет соответственно (фиг. 7). Не отличается от них и K–Ar датировка – 256 \pm \pm 12 млн лет, полученная по пробе, отобранной из зоны интенсивно измененных аргиллитов непосредственно на контакте с настурановым прожилком V-698/1. Примерно такие же значения Xe_s-Xe_n возраста показали пробы настурана из образцов V-661/1 (255 ± 20 млн лет) и V-787/1 (250 ± 15 млн лет).

Хорошая сходимость значений U–Pb возраста по изохронам на диаграммах $^{238}U/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{235}U/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$ для серий проб из каждого отдельного образца и между разными образцами, а также согласие с ними (в пределах погрешностей определений) значений Xe_s-Xe_n возраста настурана из тех же образцов, позволяют считать, что полученные датировки отражают время проявления реального геологического события. Наиболее вероятными представляются следующие два варианта его интерпретации. Согласно первому, в раннепермское время происходило формирование настурана первых двух генераций; присутствующий в ассоциирующих с настураном сульфидах сильно аномальный по изотопному составу свинец привнесен вместе с ураном в зону рудоотложения. Высокая степень аномальности свинца указывает, что он извлекался из источника с концентрациями урана, сопоставимыми с теми, которые отмечаются в урановых рудах. Другой возможный сценарий предполагает, что в пермское время имела место гомогенизация изотопного состава свинца в ранее образованных рудных прожилках. В ходе этого процесса из настурана был экстрагирован накопленный радиогенный свинец и переотложен в сульфидах. В каждом из вариантов предполагается участие первичных, более древних скоплений урана (или первичных руд), служивших источником радиогенного свинца, переотложение которого происходило в пермское время. Следовательно, наряду с пермским событием, в истории месторождения имело место событие, с которым связано отложение первичных руд (скоплений урана), послуживших в дальнейшем источником радиогенного свинца в примесном свинце настурана 1 и настурана 2. Геологическая интерпретация этих событий только на основании данных изучения рудных прожилков допускает, как отмечалось ранее, различные варианты. Необходимость более определенной геологической интерпретации U-Рь данных обусловила проведение дополнитель-



Фиг. 7. Возрастные спектры и дифференциальная потеря Xe в пробах настурана из образцов V-661/1 (a), V-787/1 (б) и V-698/1 (в, г). Соотношение настурана и Мо-сульфида в пробах из образца V-698/1 резко отличается: B - 1 : 1, r - 15 : 1.

ных изотопных исследований, результаты которых рассматриваются далее.

Данные K—Ar и Rb—Sr датирования слюдистых минералов из гидротермальных образований

Для получения дополнительных изотопно-геохронологических данных по гидротермальным образованиям БРП было проведено изучение околорудных метасоматитов и поздних кварц-карбонатных жил, содержащих светлые калиевые слюды. При отсутствии высокотемпературных воздействий изотопные системы этих слюд вполне устойчивы. Отмеченное обстоятельство создавало предпосылки для получения изотопных возрастных характеристик разных стадий гидротермального минералообразования. По околоруд-

ным метасоматитам получены только K-Ar датировки. Отборка проб метасоматитов проводилась из зон серицитизации в кварцевых порфирах (пробы 112, 69, 108 и 878) и фельзитах (пробы 94 и 121). Минеральный состав таких проб довольно однороден. Это - агрегат тонкодисперсных кварца и серицита в соотношении, близком к единице, что объясняет относительно низкое содержание калия в пробах (табл. 5). Их фазовый состав подтверждается данными рентгеноструктурного анализа. В пробе околорудноизмененных аргиллитов V-698/1 отмечается почти полное замещение первичных минералов породы новообразованными серицитом, кварцем и карбонатом; доля серицита в пробе составляет около 15%. Как видно из табл. 5, K-Ar возраст околорудных метасоматитов вне зависимости от типа исходных пород, подвергшихся изменению, отвечает пермскому времени и практически не отличается от U-Pb изохронной датировки настурана первых двух генераций.

В исследуемых образцах из поздних жил и прожилков светлая слюда диагностирована как мусковит (политип 2M₁). Средний размер чешуек мусковита – 1.5–2.0 мм. Обычно они сосредоточены в агрегатах неправильной или прожилковидной форм. Сравнительная простота выделения таких агрегатов позволила отобрать мономинеральные фракции мусковита, по которым были получены K-Ar и Rb-Sr данные (см. табл. 5). При расчете Rb-Sr возраста изотопное отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стронции, захваченном при кристаллизации мусковитов. принималось равным этому изотопному отношению в карбонатах, присутствующих в тех же жилах. Значения K-Ar и Rb-Sr возраста мусковитов вполне удовлетворительно согласуются между собой и находятся в том же интервале геохронологической шкалы, которому соответствовали изотопные датировки метасоматитов и руд. Исследуемые жилы относятся к наиболее поздним гидротермальным образованиям на месторождении и не несут следов позднейшего гидротермального воздействия. Согласие значений возраста по разным изотопным системам образцов, отобранных из разных поздних жил, дает основание считать полученные значения соответствующими времени формирования жил. В качестве еще одного свидетельства пермского возраста минеральных образований поздней стадии можно рассматривать тот факт, что на участках пересечения ими настурановых прожилков изотопный состав свинца галенитов. присутствующих в поздних жилах и прожилках, идентичен изотопному составу примесного свинца в настуране.

Изотопный состав свинца сульфидов и хронология формирования урановых руд

Отмеченная ранее высокая степень аномальности примесного свинца показывает, что он извлекался из источника с концентрациями урана, сопоставимыми с теми, которые присущи урановым рудам. Следовательно, наряду с пермским событием, в истории формирования месторождения имело место событие, с которым связано отложение первичных скоплений урана, послуживших в дальнейшем источником радиогенного свинца в примесном свиние исследуемых настуранов. Для решения задачи определения времени формирования первичных урановых руд использовались галениты из широко развитых на месторождении пострудных кварц-карбонатных жил. Формирование этих жил, по данным K-Ar и Rb-Sr датирования присутствующих в них мусковитов, проходило 270 ± 6 млн лет назад. В узлах пересечения с рудными зонами галениты этих жил содержат значительную добавку радиогенных изотопов ²⁰⁶Pb и ²⁰⁷Pb. Весьма рельефно зависимость степени аномальности свинца от положения галенитов по отношению к рудным зонам иллюстрируется данными по образцам, отобранным на разном расстоянии от таких пересечений (фиг. 8, табл. 6). Они достаточно определенно свидетельствуют, что источником радиогенной компоненты свинца в галенитах служили собственно урановые руды. По изотопному составу радиогенной компоненты свинца и на основании данных о возрасте пострудных жил можно установить возраст источника этой компоненты, используя соотношение:

$$({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_{\text{R}} = \frac{({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{w}} - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{o}}}{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{w}} - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{o}}} = \frac{1}{137.88} \frac{e^{\lambda_{\text{s}f}} - e^{\lambda_{\text{s}fm}}}{e^{\lambda_{\text{s}f}} - e^{\lambda_{\text{s}fm}}},$$
(1)

где $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_{\text{R}}$ — изотопное отношение ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ в радиогенной компоненте свинца галенитов; $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{w}}$ и $({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{w}}$ — изотопные отношения в общем свинце галенитов; $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{o}}$ и $({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{o}}$ — изотопные отношения в обыкновенной компоненте свинца галенитов; $({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{o}}$ и $({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{o}}$ — изотопные отно-шения в обыкновенной компоненте свинца галенитов; t — возраст первичных руд (скоплений) урана; t_m — возраст процесса экстракции радиогенного свинца из первичных скоплений урана и его переотложения в поздних жилах; λ_5 и λ_8 — постоянные распада соответственно 235 U и 238 U.

Величины $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_{R}$, необходимые для проведения расчетов по формуле (1), наиболее точно могут быть определены из уравнений линии регрессии. Ими в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ описывается изотопный состав свинца серий проб переотложенных галенитов (фиг. 9). Линейный характер наблюдаемой связи обусловлен тем, что изотопный состав свинца одновозрастных и сингенетичных галенитов представляет двухкомпонентную смесь обыкновенного и радиогенного свинца.

На месторождении были отобраны две серии проб галенитов из кварц-карбонатных жил V-582 и V-660 на участках пересечения этими жилами рудных зон. Свинец во всех галенитах содержит заметную радиогенную добавку (табл. 6). Линии регрессии, которыми аппроксимируются изотопные данные, полученные по выбранным сериям проб (фиг. 9), проходят через точки обыкновенного свинца, что помимо уже отмеченного линейного характера связи величин изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb является важным аргументом в пользу участия двух компонентов в составе свинца переотложенных галенитов – радиогенного и обыкновенного свинца. Для уменьшения погрешностей изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb проведено нормирование результатов


Фиг. 8. Участок пересечения рудной зоны пострудной кварц-карбонатной жилой V-582. В нижней части показан характер изменения изотопного отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb в зависимости от положения места отбора галенита-4 относительно рудной зоны. 18.5 – значение отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb в обыкновенном свинце. 1 – терригенно-осадочная толща; 2 – настурановая минерализация; 3 – кварц-карбонатная жила; 4 – разрывные нарушения; 5 – участки отбора проб галенита и их номера (см. табл. 6); 6 – отношение ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, отвечающее данной пробе.

анализа каждой пробы по среднему значению ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb для проб из данной серии (данного образца). При этом предполагалось, что вариации ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb в пределах одного образца, учитывая низкое (близкое к кларковому) содержание тория на месторождении, связаны с некоторым различием фактора фракционирования в разных опытах. На графиках (см. фиг. 9) приведены как первичные данные изотопного анализа, так и те, которые получены в результате нормирования изотопных отношений. Нормирование измеренных значений отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb позволило существенно уменьшить отклонение экспериментальных точек от линии регрессии. Значения СКВО на диаграммах с нормированными значениями отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb для серий проб из образцов V-582 и V-660 соответственно в 9 и 8 раз меньше, чем на диаграммах с ненормированными отношениями ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb.

Соотношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb в радиогенной компоненте свинца из образцов V-582 и V-660 (см. фиг. 9) довольно близки; различия не выходят за рамки погрешностей определения. Исходя из этих соотношений и времени переотложения t_m радиогенного свинца в поздних жилах (267 ± 7 млн лет назад), по уравнению (1) рассчитан возраст скоплений урана, являвшихся источником радиогенной компоненты – 413 ± 7 млн лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На месторождении Восток — самом крупном молибден-урановом месторождении Средней Азии и Казахстана — с помощью высокоточного традиционного U—Pb (ID-TIMS) геохронологического метода, а также с привлечением данных Rb–Sr, K—Ar и Xe_n–Xe_s методов выявлены два этапа формирования богатых урановых руд.

На основании результатов U–Pb изучения локальных микрообъемов (1–15 мкг) настурана и настурана с включениями сульфидов Mo и Pb, а также Pb–Pb изучения галенита оценен возраст начального этапа уранового рудообразования (413 \pm 7 млн лет) и возраст проявленного на месторождении Восток пермского гидротермального события (267 \pm 7 млн лет), вызвавшего переотложение урана и обособление в сульфидах ранее

голубев, чернышев

	Изотопные отношения				
№ пробы	Измеренные			Нормированные	
	206 Pb/ 204 Pb $\pm 2\delta$	$\frac{207}{\text{Pb}}/\frac{204}{\text{Pb}} \pm 2\delta$	208 Pb/ 204 Pb ± 2 δ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb
		Образен V 58	$2700 \pm 230 \text{ opt } 224$		
1	108.03 ± 0.66	26.734 ± 0.080	2, 10p. + 250, 0p1 224	107.64	26 655
1	198.05 ± 0.00 195.05 ± 0.41	26.734 ± 0.080 26.506 ± 0.084	38.439 ± 0.000	197.04	26.510
2	193.03 ± 0.41 101.00 ± 0.17	20.300 ± 0.084 26 201 ± 0.025	38.260 ± 0.003	195.07	26.310
3	191.90 ± 0.17	20.291 ± 0.023	38.209 ± 0.049	191.93	20.301
4	189.00 ± 0.01	26.210 ± 0.103 26.124 ± 0.008	38.441 ± 0.183	189.22	26.132
5	189.08 ± 0.00	20.124 ± 0.008	38.283 ± 0.017	189.09	20.123
0	187.80 ± 0.09	26.026 ± 0.013	38.270 ± 0.021	187.90	26.035
/	185.90 ± 0.09	25.876 ± 0.016	38.151 ± 0.041	186.23	25.945
8	185.17 ± 0.18	25.855 ± 0.028	38.240 ± 0.034	185.29	25.879
9	177.88 ± 0.22	25.505 ± 0.036	38.440 ± 0.038	177.53	25.429
10	177.39 ± 0.29	25.396 ± 0.047	38.265 ± 0.040	177.44	25.407
11	167.28 ± 0.15	24.788 ± 0.044	38.270 ± 0.108	167.32	24.797
12	166.86 ± 0.24	24.748 ± 0.039	38.258 ± 0.064	166.92	24.762
13	166.19 ± 0.08	24.751 ± 0.014	38.384 ± 0.017	165.98	24.704
14	165.45 ± 0.08	24.648 ± 0.014	38.227 ± 0.037	165.58	24.677
15	161.18 ± 0.20	24.461 ± 0.053	38.405 ± 0.094	160.93	24.405
16	160.86 ± 0.16	24.417 ± 0.039	38.322 ± 0.105	160.79	24.401
17	160.57 ± 0.05	24.369 ± 0.009	38.267 ± 0.015	160.61	24.379
18	159.21 ± 0.16	24.279 ± 0.028	38.237 ± 0.047	159.32	24.303
19	147.03 ± 0.44	23.544 ± 0.061	38.246 ± 0.102	147.11	23.563
20	142.30 ± 0.24	23.255 ± 0.057	38.257 ± 0.081	142.36	23.269
21	141.77 ± 0.06	23.228 ± 0.013	38.264 ± 0.024	141.81	23.239
	1	Образец V-66	, гор. +180, орт 324		I
22	191.13 ± 0.16	26.280 ± 0.023	38.339 ± 0.029	191.18	26.290
23	190.18 ± 0.24	26.232 ± 0.036	38.354 ± 0.063	190.19	26.235
24	189.11 ± 0.15	26.193 ± 0.017	38.409 ± 0.021	188.99	26.167
25	188.54 ± 0.23	26.112 ± 0.094	38.326 ± 0.212	188.62	26.129
26	188.22 ± 0.29	26.109 ± 0.053	38.361 ± 0.064	188.22	26.108

 38.384 ± 0.048

 38.332 ± 0.052

 38.368 ± 0.049

Таблица 6. Результаты изотопного изучения галенитов (галенит 4) из поздних кварц-карбонатных жил V-582 и V-660

накопленного радиогенного свинца. В результате этого события первичные урановые руды месторождения Восток утратили свои U–Pb геохронометрические "метки". Однако информация о возрасте первичных руд сохранилась в виде "замороженных" изотопных отношений 206 Pb/ 204 Pb и 207 Pb/ 204 Pb в переотложенном галените. Процесс, вызвавший в пермское время переотложение урана и обособление в сульфидах радиогенного свинца в месторождении Восток, по-видимому, геологически синхронен с регио-

 187.81 ± 0.22

 186.31 ± 0.19

 185.21 ± 0.21

 26.093 ± 0.034

 25.979 ± 0.039

 25.931 ± 0.040

27

28

29

нально проявленным в Северном Казахстане термальным событием, которое привело к "омоложению" К–Аг и Rb–Sr датировок каледонских гранитоидов.

187.75

186.38

185.19

26.080 25.993

25.926

Вышеприведенная оценка времени образования первичных руд месторождения Восток вполне согласуется с нижним пределом возраста этого процесса, который вытекает из недавно полученных (Голубев и др., 2020) U–Pb и Rb–Sr датировок вулканитов и гранит-порфиров (434–424 млн лет), вмещающих руды в БРП.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1 2022





Фиг. 9. Диаграммы изотопных отношений 206 Pb/ 204 Pb – 207 Pb/ 204 Pb для галенитов из образцов V-582 (a, б) и V-660 (в, г). a, в – первичные данные; б, г – результаты анализа каждой пробы нормированы по среднему значению 208 Pb/ 204 Pb для проб из данной серии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Н.С. Бортникова за обсуждение статьи и сделанные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Статья подготовлена в рамках выполнения Государственного задания Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андерсон Е.Б., Лобиков А.Ф., Маркова Т.А., Никитин С.А. О длительности гидротермального уранового рудообразования // Изотопная геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1988. С. 92–99.

Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. Ред. А.Б. Каждан. М.: Атомиздат, 1966. 182 с.

Гидротермальные месторождения урана. Ред. Ф.И. Вольфсон. М.: Недра, 1978. 446 с.

Голубев В.Н. Возраст рассеянной урановой минерализации в породах обрамления Стрельцовского урановорудного поля и Ямского участка (Восточное Забайкалье) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 5. С. 448–459. Голубев В.Н., Чернышев И.В. Радиогенный свинец в сульфидных минералах урановых месторождений и его геохронологическое значение // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза (тезисы докладов). Санкт-Петербург, 2003. С. 132–135.

Голубев В.Н., Чернышев И.В., Агапова А.А., Боронихин В.А., Троицкий В.А. Геохронологическое изучение уранинитов по индивидуальным зернам // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 74–89.

Голубев В.Н., Кюне М., Поти Б. Фазовый состав и U– Рь изотопные системы настурана кварц-кальцит-настурановых жил месторождения Шлема-Альберода // Геология руд. месторождений. 2000. № 6. С. 513–525.

Голубев В.Н., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе по данным анализа U–Pb и Pb–Pb изотопных систем урановых руд // Геология руд. месторождений. 2008. № 6. С. 548–557.

Голубев В.Н., Шатагин К.Н., Сальникова Е.Б., Чернышев И.В. Северо-Казахстанская урановорудная провинция, Кокчетавский массив: U–Pb (ID-TIMS) и Rb–Sr геохронология пород рудовмещающих вулкано-тектонических депрессий // Геология руд. месторождений. 2020. № 1. С. 4–22.

Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. М.: Недра, 1981.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1

<u>№ 1 2022</u>

Дара А.Д., Сидоренко Г.А., Скворцова К.В., Валуева А.А. Новые данные о фемолите // Рентгенография минерального сырья. 1977. Сб. 11. С. 28–33.

Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды. М.: Атомиздат, 1973. 240 с.

Дымков Ю.М. Парагенезис минералов ураноносных жил. М.: Недра, 1985. 207 с.

Дымков Ю.М., Волков Н.И., Шилякова И.И., Назаренко Н.Г., Павлов Е.Г. Настуран из уран-молибденового месторождения // Атомная энергия. 1974. Т. 36. С. 506-512.

Дымкова Г.А., Прибытков П.В., Назаренко Н.Г. и др. Исследование гетерогенности настуранов и продуктов их термической переработки // Новые данные о минералах. 1983. Вып. 31. С. 51–65.

Кигай И.Н. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979. Т. II. С. 3–34.

Мельников И.В., Горшков А.И., Стрельцов В.А., Иванова О.А., Коровушкин В.В., Боронихин В.А., Соболева С.В. О некоторых кристаллических особенностях структуры тонкодисперсных железосодержащих дисульфидов молибдена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 1. С. 123–135.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971.

Рябева Е.Г. О микронеоднородности настурана // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1982. № 1. С. 42–46.

Скворцова К.В., Сидоренко Г.А., Дара А.Д., Силантьева Н.И., Медоева М.М. Фемолит – новый сульфид молибдена // Зап. ВМО. 1964. Вып. 4. Ч. 93. С. 439–444.

Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М.: Атомиздат, 1977. С. 111–128.

Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. С. 19–57.

Чернышев И.В. Уран-свинцовая геохронология процессов формирования и преобразования гидротермальных урановых месторождений // Гидротермальные месторождения урана. М.: Недра, 1978. С. 376–398.

Чернышев И.В., Голубев В.Н. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье – крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924–937.

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Троицкий В.А., Агапова А.А., Цветкова М.В., Щербинина Н.К. Изохронные построения и локализация отбора проб // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 90–108.

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В. Аномальный изотопный состав свинца галенита и возраст процесса

преобразования гидротермальных урановых минералов (на примере месторождения Чаули, Чаткало-Кураминский район, Узбекистан // Геология руд. месторождений. 2017. № 6. С. 576–586.

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Манджиева Г.В., Гареев Б.И. Поведение изотопов ²³⁸U, ²³⁵U, ²³⁴U в процессе окислительного выветривания минерализованных урансодержащих пород (на примере изучения пород, урановых минералов и вод карьера месторождения Тулукуевское, Восточное Забайкалье) // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 446–467.

Eckelmann W.R., Kulp J.L. Uranium lead method of the age determination. Part 1. Lake Athabasca // Bull. Geol soc. Amer. 1957. V. 68. № 9. P. 35–53.

Golubev V.N., Chernyshev I.V. Radiogenic lead in sulfide minerals from uranium deposits and its geochronological significance // International conference "Uranium Geochemistry" 2003, Nancy-France, 2003. P. 169–172.

Golubev V.N., Kister P., Cuney M. Multiple episodes of uranium deposition and/or remobilization in the Shea Creek unconformity related deposit, Western Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada) // JAGOD-2006. CD 179.

Henry C.D., Elson H.B., McIntosh W.C., Heizler M.T., Castor S.B. Brief Duration of Hydrothermal Activity at Round Mountain, Nevada, Determined from ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology // Econ. Geol. 1997. V. 92. P. 807–826.

Hills J.H., Richards J.R. Pitchblende and galena ages in the Alligator River Region, Nothern Territory, Australia // Mineral. Deposita (Berl.). 1976. V. 3. № 11. P. 133–154.

Kister P., Cuney M., Golubev V.N., Royer J.J., Le Carlier De Vesuld Ch., Rippert J.C. Radiogenic lead mobility in the Shea Creek unconformity-related uranium deposit (Saskatchewan, Canada): migration pathways and Pb loss quantification // Comptes Rendus Géosciences. 2004. V. 336. 3. P. 205–215.

Leavitt E.D., Spell T.L., Goldstrand P.M., Arehart G.B. Geochronology of the Midas Low-Sulfidation Epithermal Gold-Silver Deposit, Elko County, Nevada E. D. // Econ. Geol. 2004. V. 99. P. 1665–1686.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991b. 35 p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec., 2003. V. 4.

Shukolukov Yu.A., Meshic A.P. Application of xenon isotopes for dating pitchblendes // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sec.). 1987. V. 66. P. 123–136.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. No 2. P. 359-362.

Uranium Deposits in Volcanic Rocks // Proceeding of a technical committee meeting El Paso, Texas, 2–5 April 1984, International Atomic Energy Agency, Vienna, 1985, 468 p.

УЛК 550.4

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

© 2022 г. С. Ф. Винокуров*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия *e-mail: aigidos2005@vandex.ru Поступила в редакцию 20.06.2019 г.

После доработки 13.05.2021 г. Принята к публикации 08.06.2021 г.

В результате анализа материалов по гидрогенным месторождениям урана, образованным в результате деятельности обогашенных ураном и сопутствующими элементами грунтовых и пластовых вод, выделено пять типов объектов. Первый по литературным данным, а остальные охарактеризованы по детальным работам автора. Основными принципами для типизации послужили проявленность и соотношение инфильтрационных и эксфильтрационных процессов, отраженных в эпигенетической рудоконтролирующей зональности. Первые три типа – инфильтрационно-окислительный и восстановительный, эксфильтрационно-восстановительный, являются монохронными с единым ведущим геохимическим барьером и включают преимушественно мелкие и средние месторождения урана. Остальные два типа – инфильтрационно-эксфильтрационный и эксфильтрационно-инфильтрационный — имеют полихронный и полигенный характер со сложным сочетанием геохимических барьеров и представлены средними и крупными по запасам урана месторождениями. Им присуще наличие богатых руд с содержанием урана более 0.5% и сопутствующих РЗЭ, а также характерна отработка экологичным методом скважинного подземного выщелачивания, исключая приповерхностные месторождения первого типа.

Ключевые слова: типизация, месторождение, уран, гидрогенные, инфильтрация, эксфильтрация, окислительный, восстановительный, зональность, вертикальная, горизонтальная DOI: 10.31857/S0016777022010099

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогенными месторождениями урана являются рудные объекты, которые сформированы грунтовыми и/или пластовыми низкотемпературными и телетермальными водами, обогащенными ураном и сопутствующими элементами, и распространены на всех континентах мира в проницаемых осадочных и вулканогенных отложениях от конца палеозоя до кайнозоя включительно. Этим промышленным урановым месторождениям принадлежит одно из первых мест в мире по запасам урана, т.к. кроме песчаникового к ним относится класс поверхностных месторождений (Винокуров, 2009). Типизация гидрогенных месторождений производилась по литологическому, генетическому, гидрогеологическому и другим признакам (Лаверов и др., 1986; Шмариович, 1986; Кисляков, Щеточкин, 2000; World, 2009; Машковцев и др., 2010). В настоящее время актуальность рассмотрения этого вопроса существенно возросла в связи с тем, что гидрогенные месторождения урана Витимского района с запасами порядка 100 тыс. т урана, добываемые дешевым и экологическим методом ПВ, заняли ведущее место по экономическим показателям в сырьевой базе атомной промышленности РФ.

Наиболее полно типизация рассмотрена в монографии "Гидрогенное рудообразование" (Кисляков, Щеточкин, 2000). В ней практически все гидрогенные месторождения урана отнесены к инфильтрационному классу, в котором выделяются 3 подкласса – пластово-, грунтово- и трещинно-инфильтрационный. Доминирующая часть их попадает в первые два подкласса, подразделяющиеся по геотектонической обстановке на орогенные и тектоно-эвстатические. Дальнейшее их деление производится по типу металлоносных вод, рудоосаждающих геохимических барьеров и рудных геохимических ассоциаций. По этим признакам выделяются многочисленные типы гидрогенных месторождений урана, которые иллюстрируются соответствующими примерами.

При этом констатируется роль эксфильтрационных процессов, т.е. воздействие восходящих углекисло-битумных термальных (120-200°С) растворов на интенсивность отложения урана и сопутствующих элементов, а также на характер эпигенетической зональности в Сугралинском и Букинайском рудных полях (Винокуров, Меньшиков, 1995; Кисляков, Щеточкин, 2000). Несмотря на это, проявления эксфильтрационного режима не учитываются при типизации гидрогенных месторождений урана, т.к. считается, что доминирующая часть урана и элементовспутников привносится нисходящими инфильтрационными водами, а эксфильтрационное перераспределение имеет местный, локальный характер. По этой классификации к эксфильтрационным относятся месторождения Fe, Mn, Cu, Pb–Zn и другие, для которых восходящие телетермальные воды служили источником соответствующих элементов.

Вопросы источников урана и сопутствующих элементов не обсуждаются, т.к. предполагается, что ими могут быть любые породы фундамента, а основная роль отводится аридизации климата, которая повышает почти на порядок содержание элементов в грунтовых водах (Кисляков, Щеточкин, 2000). Следует в связи с этим отметить, что влияние локальных источников сказывается на распределении сопутствующих элементов. Так, самое северо-восточное месторождение Вараджан Букинайского рудного поля является существенно молибденовым, а иордизит - главным рудным минералом, тогда как на юго-восточном Кенимехском месторождении отмечаются только повышенные содержания молибдена при близкой литологии рудовмещающих осадков.

В зарубежной литературе гидрогенные месторождения урана относятся преимущественно к песчаниковому классу, в котором по классификации МАГАТЭ выделено несколько типов по морфологии оруденения, характеру восстановителя и т.д.: ролловый, пластообразный, с детритовым углеродом, с чужеродным углеродом, с чужеродным сульфидом, ванадий-урановые и т.п. (Word..., 2009; Винокуров, 2009). К этим же объектам принадлежит класс поверхностных месторождений урана, включающий калькреты Йилирри.

Следовательно, в существующих типизациях гидрогенных месторождений урана мало использованы в качестве основного признака нисходящий и восходящий режимы вод, отраженные в рудоконтролирующей эпигенетической зональности. По нашим данным, эксфильтрационные углекислые термальные воды играли значительную, иногда ведущую роль в образовании урановых руд, особенно богатых. Ведь они могли быть восстановительными для железа, но не для урана. Эффект от перераспределения урана этими водами может быть от заметного до доминирующего. К локальным факторам относятся также аномалии и проявления урана в породах фундамента рудного поля.

Автор публиковал работы по различным вопросам геологии и происхождения гидрогенных месторождений урана, начиная с 70-х годов до последнего времени (Винокуров и др., 1970-2017). Главным альтернативным принципом выделения типов считалось проявление и соотношение инфильтрационных и эксфильтрационных процессов при формировании гидрогенного уранового оруденения, которое контролируется эпигенетической зональностью. В связи с этим выделяются типы месторождений, причем каждый тип подтверждается фактическими данными по детально изученному месторождению или их ряду. При этом слюдковый тип представлен минералами шестивалентного урана, контролирующей вертикальной зональностью и противопоставляется остальным с четырехвалентным ураном и горизонтальной рудоконтролирующей зональностью. Среди них имеются как простые монохронные, так и сложные полигенные месторождения, сформированные при последовательном воздействии процессов инфильтрации и эксфильтрации в том или ином порядке.

ТИПЫ ГИДРОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

К настоящему времени собран фактический материал для выделения основных типов гидрогенных месторождений урана, образованных различными по генезису грунтовыми и/или пластовыми водами. Рассмотрение необходимо для сопоставительного факторного анализа этого большого класса урановых месторождений с целью разработки их детальной геолого-генетической типизации, уточнения комплекса поисково-оценочных критериев и выделения наиболее перспективных типов для различных районов РФ.

1 тип. Инфильтрационно-окислительный

Примером для этого типа послужило уникальное месторождение Йилирри (Западная Австралия) в калькретах с запасами 46 тыс. тонн при среднем содержании урана 0.15%. Ширина полосы калькрет в долине Йилирри достигает 6500 м. а форма рудных тел от небольших линз до протяженных пластов. Рудные концентрации локализованы в русловой части долины и сосредоточены в интервале глубины от 3 до 10 м (Лаверов и др., 1983). Основной материал русловой части долины состоит из аллювия, эвапоритов и калькрет. Русловой аллювий включает глинистый материал с обломками кварца и полевых шпатов. Эвапориты концентрируются в конусах выноса и в соляных озерах в виде сульфатов или хлоридов, среди которых преобладают гипс, целестин и галит.

Рудные концентрации локализованы только в калькретах, и единственный урановый минерал — карнотит ($K_2[(UO_2)_2 \cdot V_2O_8] \cdot 3H_2O$), был обнаружен в виде тонких пластинок на стенах пустот и вдоль трещин. Калькреты весьма разнообразны по тек-



Фиг. 1. Месторождение Кукинское. Геологический разрез (Машковцев и др., 2010). 1 – современные отложения; 2 – гравелиты, хлидолиты, конгломераты (K₁); 3 – конгломераты, гравелиты, песчаники (J₁); 4 – мезозойские кварцевые сиенит-порфиры; 5 – разрывные нарушения; 6 – урановорудные залежи.

стуре и цвету (Лаверов и др., 1983). Наиболее распространены плотные белые, фарфоровидные и кавернозные калькреты. В верхнем переходном слое чаще встречаются желваковые калькреты, состоящие из комочков с карбонатной оболочкой. В нижнем переходном слое снижается содержание карбонатов, а количество глинистого материала и кварца превышает 10%. Во всех типах калькрет имеются остатки красно-бурых или коричневых суглинков, замещенных в разной степени карбонатом. Калькреты залегают на глинах с обломками кварца мощностью до 25 м. В свою очередь, слой долинных глин лежит на архейском гранитогнейсовом фундаменте, пересеченном поясами зеленокаменных пород, с возрастом гранитов 2600 млн лет.

Несомненным является образование карнотитовых руд в калькретах в аридных условиях при высокой степени испарения (до 2500 мм в год) и среднем количестве дождевых осадков до 200 мм в год. При этом большая часть их приходится на время интенсивных дождей и тропических циклонов, когда возникают временные потоки. Образование рудных тел происходит на фоне интенсивных испарительных процессов, продолжающихся в настоящее время. Грунтовые воды циркулируют от уступов архейского фундамента в русло долины, заполненное калькретами, которые являются основным рудоносным горизонтом. Австралийские геологи предполагают, что формирование руд происходило на испарительном барьере в калькретах и источником урана могли служить граниты, а ванадия – зеленокаменные породы (Лаверов и др., 1983).

К инфильтрационно-окислительному типу также относится слюдковое месторождение Кукинское, находящееся в иных условиях, которое располагается в северо-западном борту Ингодинской впадины (Машковцев и др., 2010). Урановые руды при средней мощности 6.45 м и содержании 0.047% локализованы преимущественно в гравелитах одноименной свиты (J₃) общей мощностью около 70 м. Выявлено два рудных тела на глубинах 5–15 и 10-40 м с общими запасами около 500 т (фиг. 1). Из урановых минералов установлен только отенит – $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2$ ·10–12H₂O. Околорудные изменения выражены окварцеванием, флюоритизацией и каолинитизацией отложений кукинской свиты и сиенит-порфиров фундамента. Элементами-спутниками урана в рудах являются мышьяк, молибден и цинк. По мнению геологов Сосновского ПГО, в формировании Кукинского месторождения основную роль играли обогащенные ураном инфильтрационные воды, которые вблизи уровня грунтовых вод откладывали слюдковую минерализацию. К этому типу, вероятно, относятся все мелкие до средних месторождения урана со слюдковой минерализацией в зонах окисления, контролируемые вертикальной зональностью (Машковцев и др., 2010).

2 тип. Инфильтрационно-восстановительный

Этот тип представлен девятью мелкими промышленными месторождениями с запасами до 1.5 тыс. т урана каждое в углистых среднеэоценовых отложениях бучакского яруса Украинского щита (фиг. 2). С 1965 по 1970 гг. автор принимал участие в детальном изучении пяти месторождений – Садовое, Ташлыкское, Братское, Сурское и Червоноярское. Наиболее полный объем детальных исследований был проведен на Братском урановом месторождении, где, помимо обычного комплекса работ, было выполнено микробиологическое изучение проб пород и урановых руд, их изотопных свойств, а также экспериментальное моделирование эпигенетических процессов рудообразования (Винокуров и др., 1970–1973).

В основании этого месторождения залегают ураноносные углистые осадки среднего эоцена мощностью до 20–30 м. Они перекрываются верхнеэоценовыми отложениями киевского яруса — кварц-глауконитовыми песками и глинами мощностью до 35 м. Выше их залегает пачка мелко- и



Фиг. 2. Схема ураноносности среднеэоценовых угленосных отложений Украинского щита (Винокуров, 1970). 1 – контуры палеодепрессий, выполненных континентальными угленосными отложениями среднего эоцена: а – установленные и б – предполагаемые; 2 – буроугольные залежи; 3 – месторождения урана в углистых отложениях среднего эоцена: Садовое – (1); Ташлыкское – (2); Братское – (3), Христофоровское – (4), Девладовское – (5), Сурское – (6), Червоноярское – (7), Петро-Михайловское – (8), Первозвановское – (9); 4 – названия палеодепрессий: Братская и др.

среднезернистых глинистых песков харьковского яруса олигоцена мощностью до 15 м. Завершается разрез четвертичными красно-бурыми глинами мощностью от 2 до 15 м. Осадконакопление протекало в узких палеодепрессиях с глубиной вреза до 30 м, протяженностью до 50 км и шириной 0.5–1.5 км, в редких случаях 3–4 км (фиг. 3). Ураноносный комплекс представлен песчано-глинистыми отложениями с маломощными прослоями бурых углей и широким развитием русловых фаций, которые постепенно переходят в песчано-глинистые или углисто-глинистые осадки (фиг. 4). Типичной их особенностью является крайне неравномерное распределение углистого материала от отсутствия до полного насыщения осадков.

Месторождение имеет местный источник урана и элементов-спутников в виде пегматоидных гранитов. Так, в Западном разломе Братского месторождения выявлена меридиональная ураноносная зона протяженностью 2.5 км при ширине до 300 м с содержаниями урана от 0.01 до 0.06% в розово-красных гранитах на глубинах от 77 до 285 м, в которой установлена уранинитовая и черниевая минерализация (фиг. 4).

На месторождении установлены два водоносных горизонта: в трещиноватых протерозойских породах и в отложениях бучакского яруса, которые разделены глинистыми образованиями коры выветривания. В участках отсутствия и малых мощностей последней предполагается активная связь водоносных горизонтов, что подтверждается близкими статическими уровнями и химическим составом подземных вод. Первый из них имеет направление движения подземных вод с северо-востока на юго-запад и дренируется глубоко врезанной долиной реки Мертвовод (фиг. 3). Для него характерен хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный состав вод с общей минерализацией до 3.4 г/л, величинами pH 7.3–7.7 и содержаниями урана 1.3–12.0 × 10⁻⁶ г/л. Распространение второго горизонта ограничено контурами палеодепрессии, и для него типичен аналогичный состав с минерализацией 0.9–1.8 г/л и pH 6.9–8.3. Содержание урана изменялось на месторождении от северо-восточного и центрального до западного участка с 2.3–97.0 до 0.6–1.3 × 10⁻⁶ г/л.

Эпигенетическая зональность включает пять зон: полного и частичного окисления, сульфидного обогащения, урановых руд и неизмененных пород. Окисленные породы имеют простой минеральный состав и сложены кварцем и каолинитом, которые в разной степени пропитаны гидроксидами железа (гидрогетит, гетит). В пятнисто окисленных разностях пород иногда наблюдается довольно значительное количество углистого материала и полуокисленных сульфидов железа. Гидрогетит является наиболее распространенным минералом и встречается в измененных отложениях в виде землистой цементирующей массы желтого и желто-бурого цвета.

Зоны сульфидного обогащения выделяются в виде участков, в которых сульфиды составляют от 5 до 50-70% объема пород в слабо углистых песках. Сульфиды обычно наблюдаются в виде основной цементирующей массы, превращаясь в массивные песчаники, мощность которых обычно составляет от 2-5 до 10-20 см, но иногда достигает 0.5 м. В глинисто-углистых породах они создают мелкую вкрапленность, тонкие прожилки, порошковатые налеты, стяжения и желваки разной величины. Выявлена следующая последовательность выделения эпигенетических суль-



Фиг. 3. Геологическая карта района Братского месторождения со снятым чехлом верхнеэоцен-четвертичных отложений (Винокуров, 1970). 1 – современные площади распространения отложений среднего эоцена; 2 – изопахиты среднеэоценовых отложений; 3–5 – области преимущественного развития в разрезе среднеэоценовых отложений: 3 – русловых разнозернистых и гравийных песков, 4 – пойменных глинистых и алевритоглинистых осадков, 5 – углистых (а) и безуглистых (б) осадков; 6 – породы докембрийского фундамента: граниты, мигматиты, гнейсы; 7 – рудные залежи Братского месторождения; 8 – аномальные концентрации урана; 9 – тектонические нарушения, выделенные по комплексу геолого-геофизических данных; 10 – обнажения докембрийских пород; 11 – поисковые скважины.

фидов (от ранних к поздним минералам): марказит \rightarrow бравоит, виоларит, иордизит, сфалерит, пирит \rightarrow сажистый пирит.

Урановые руды имеют мощность от 0.5 до 12 м и локализованы преимущественно в углистых песках (65%), а также в углистых глинах (20%) и углях (15%). Содержание урана в рудах изменяется в целом от 0.01 до 0.5%. Основная часть урана приурочена к углистому (более 35%) и глинистому (около 25%) веществу, а на долю урановых черней приходится около 20% общего урана. Величина радиоактивного равновесия (Крр) в урановых рудах изменяется от 20 до 650%. При этом избыток урана обычно характерен для средних частей рудных залежей, а избыток радия — для краевых. Элементами-спутниками урана являются: Мо (64), Ni (37), Co (0.36), Zn (0.32), а также Tl. В скобках приведены коэффициенты парной корреляции с ураном в %. Для них типично образование самостоятельных минералов: йордизит — колломорфная разновидность молибденита (MoS_2), бравоит (Fe,Ni)S₂ и виоларит (NiS_2). При этом Tl является наиболее ярким показателем эпигенетической природы пирита, т.к. содержание его резко увеличивается до 300 г/т, т.е. на 1.5 порядка в участках непосредственного контакта зоны окисленных пород (Винокуров, Воскресенская, 1971).

Выявлено полное соответствие микробиологической и эпигенетической минералого-геохимической зональностей. Группа тионовых бактерий развита преимущественно в зонах пластового окисления. Причем железоокисляющие бактерии



2022

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 **№** 1



Фиг. 5. Био- и геохимическая характеристика эпигенетической зональности (Винокуров, 1970).

(*Th. ferrooxidan*) определены только в пробах из окисленных пород. Серообразующие (*Th. thioparus*) со значительной микробиологической активностью наиболее широко развиты в зонах частичного окисления и сульфидного обогащения (Винокуров, 1970). Сульфатвосстанавливающие бактерии имели равную величину микробиологической активности в зонах сульфидного обогащения и

урановых руд. Водородообразующие бактерии развиты шире и более интенсивно, но явный максимум их микробиологической активности установлен в рудной зоне (фиг. 5).

Образование урановых руд происходило во временном диапазоне от 2 млн лет до современного, судя по данным исследованиям соотношения изотопов 238 U, 234 U и иония 230 Th, и связано с



Фиг. 6. Карта Маришского рудного поля (с дополнениями авторов по материалам Михайлов и др., 1987). 1 – области поднятия гранитоидных пород; 2 – выходы нижнего туфового горизонта под неогеновые отложения; 3 – рудные залежи в туфах (месторождения "А" – Марица и "Б" – Навысен) и в проницаемых туфогенно-терригенных породах (месторождение "В" – Троян); 4 – пьезоизогипсы; 5–7 – содержание урана в водах (г/л): 5 – (10–50) × 10⁻⁶, 6 – (1–10) × × 10⁻⁶, 7 – менее 1 × 10⁻⁶.

периодом неотектонической активизации Украинского щита. Эти палеодолинные урановые месторождения представляют собой пример экзогенной инфильтрационной концентрации урана с формированием промышленного оруденения из грунтово-пластовых вод без участия других процессов. Об этом свидетельствует отсутствие иных эпигенетических новообразований (карбонатных, кремнистых и др.) помимо гидроксидов, сульфидов железа и продуктов окисления (фюзенизации) углистого вещества без признаков его растворения и переноса.

К этому типу относятся месторождения урана Пригородное и Смоленское в неогеновых отложениях Северного Алтая, Санарское и Борисовское в четвертичных осадках Южного Урала, Торфяное в палеогеновых отложениях Северного Казахстана, а также, вероятно, некоторые объекты в кайнозойских аллювиальных осадках Вайоминг в Северной Америке (Fischer, 1970, Reynold et al., 1978; Халезов и др., 2009; Машковцев и др., 2010).

3 тип. Эксфильтрационно-восстановительный

В этот тип выделены урановые месторождения, связанные с позднекайнозойской тектономагматической активизацией, которые значительно распространены в районе Родопского свода и приурочены к впадинам, выполненным туфогенно-осадочными отложениями (Марица, Навысен, Елешница и др.) Наиболее детально и комплексно изучено Маришское рудное поле, включающее три аналогичных месторождения — Марица, Навысен и Троян (фиг. 6), которое подробно рассмотрено в статье (Винокуров, Стрелкова, 2016).

Это рудное поле расположено в краевой части одноименной впадины, которая выполнена вул-каногенно-осадочными отложениями верхнего



Фиг. 7. Геологический разрез (с дополнениями авторов по материалам Михайлов и др. 1987). 1 – конгломераты, гравелиты, песчаники; 2 – пески, песчаники с примесью гравия; 3 – песчаники глинистые; 4 – алевролиты; 5 – глины; 6 – туфогравелиты; 7 – туфопесчаники; 8 – туфоалевролиты; 9 – туффиты; 10 – туфы; 11 – известняки; 12 – мергели; 13 – бурые угли; 14 – гнейсы и гранитогнейсы нижнего структурного этажа; 15 – границы преднеогенового размыва; 16 – разломы; 17–20 – окраска пород: 17 – серая, 18 – темно-серая, 19 – зеленоцветная, 20 – пестроцветная; 21 – граница выклинивания пластовой лимонитизации; 22 – урановые рудные тела.

эоцена-олигоцена и перекрывающими их осадками неогена. Продуктивная толща залегает моноклинально, и в рудном поле ее мощность 120-220 м. В основании ее лежат пролювиальные осадки: пестроцветные конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники. Их перекрывают терригенно-пирокластические отложения опресненной лагуны, представленные чередованием трех пластов проницаемых риолитовых и риодацитовых туфов с туфоалевролитами, туфопесчаниками и туффитами промежуточных пачек a, b и c (фиг. 7). Туфовые горизонты имеют мошность от 0.5 до 15.0 м, а промежуточные пачки от 5-7 до 35-40 м. Верхнезоценовые породы согласно перекрыты мелководными морскими отложениями олигоцена: глины, известняки, мергели с прослоями туффитов. На них согласно залегают озерные угленосные отложения позднего олигоцен-миоцена, представленные серыми и зелеными глинами и углями. Выше с размывом и угловым несогласием лежат красноцветные алевролиты, глины и песчаники плиоцена (фиг. 7).

Специфической чертой изученных туфогеноосадочных пород за пределами рудных контуров является их общая относительная обогащенность ураном, который можно рассматривать в качестве местного источника. Среднее содержание урана в туфах составляет 10–30 г/т, в туффитах, туфоалевролитах и туфопесчаниках содержания колеблются от 6 до 30 г/т. Минимальные количества урана 2—4 г/т характерны для пестроцветных терригенных пород, почти не содержащих пирокластического материала (Зеленова и др., 1985).

Подземные воды рудовмещающей толщи имеют гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый состав с минерализацией 2.7 г/л, pH 7.4—8.9 и отличаются резко повышенными концентрациями кремнекислоты (6.5—13.8) $\times 10^{-5}$ г/л и фтора (6—12) $\times 10^{-6}$ г/л. В подземных водах месторождения Марица установлены аномальные концентрации гелия. Участок аномальных концентраций гелия и фтора отличается также повышенной температурой (до 30°С) самоизливающихся вод, которые указывают на разгрузку в пределах рудного поля глубинных вод.

Среди эпигенетических изменений рудовмещающих пород наиболее проявлена монтмориллонитизация, а также отмечались новообразования цеолитов, каолинизация и лимонитизация. Монтмориллонитизация развита в разрезе широко, особенно сильно затронуты туфы, где монтмориллонит выделялся в виде прожилков, выполнял гнезда и иногда целиком замещал цемент (фиг. 8). В туффитах и туфопесчаниках крупные включения монтмориллонита встречались реже, но под микроскопом видны его выделения по порам и в цементе. Следует отметить, что за пределами эпигенетической зоны пепловый материал не претерпевает изменений (Зеленова и др., 1985).



Фиг. 8. Туф витрокластический с монтмориллонитовым цементом (а) и монтмориллонитовый прожилок в нем со сферолитовым строением (б). Прозр. шлиф, ув. 63 и 125 (по материалам О.И. Зеленовой).

Рудные тела локализованы в туфах, туфоалевритах и туфопесчаниках, но основная их часть приурочена к туфовым горизонтам. Локализации урановых руд главным образом контролируется границей сероцветных и зеленоцветных пород (фиг. 7). Рудные залежи в плане имеют полосовидную форму протяженностью до 1000 м при ширине 100-240 м, а в разрезе образуют удлиненные линзы мощностью 1-4 м, редко до 10 м. В них доминируют бедные и убогие руды со средним содержанием урана 0.017-0.080%. В наиболее обогащенных ураном пробах вблизи границ сероцветных и зеленоцветных пород Крр понижен до 45-50% при среднем его значении в рудах около 80%.

В качестве единственного уранового минерала был определен железосодержащий нингиоит $(U,Ca,Ce)_2(PO_4)_2\cdot 1-2H_2O)$. По опубликованным данным (Белова и др., 1978), кристаллы нингиоита отличались более прямолинейными формами и общей удлиненностью. Среди характерных свойств отмечены, с одной стороны, отсутствие ассоциации его с пиритом и другими сульфидами, а с другой стороны – тесное срастание с шаровидными выделениями без микродифракционных картин и имеющими состав цинкита (ZnO) и глинозема (Al₂O₃) по данным микрозондового анализа.

Анализ данных по полному химическому анализу измененных (зеленоцветных) и неизмененных (сероцветных) туфов показал, что сильно эпигенетически измененные зеленоцветные разности отличаются от неизмененных, с одной стороны, очень значительным (более чем трехкратным) избытком окиси магния и железа, значительным (более 50%) избытком воды, окисей фосфора, кальция и алюминия, а с другой стороны — существенным (более 50%) недостатком окисей натрия, калия и заметным — марганца и кремния (фиг. 9).

По нашему мнению, образование урановых месторождений в верхнеэоцен—олигоценовых туфогенногенно-осадочных впадинах Болгарии представляется в виде генетической модели, включающей нижеследующие обязательные условия:

 накопление толщи туфогенных осадков кислого состава с повышенным содержанием урана, которые послужили источником для формирования промышленного оруденения;

– эксфильтрационный этап, связанный с мощным потоком восходящих гидротермальных магний-кальциево-сульфатных растворов поствулканического происхождения, которые при смешении с пластовыми водами туфогенно-осадочных отложений образовывали специфичные термальные слабокислые сульфатные воды с повышенными концентрациями Mg, Ca, Fe и P;

 – значительный объем метасоматически измененных зеленоцветных (монтмориллонитизированных) пород, образование которых было обусловлено воздействием эксфильтрационных термальных растворов;

 – развитие ураноносных эксфильтрационных вод за счет выноса урана из эпигенетически измененных туфов, которые отлагали бедные урановые руды с нингиоитовой минерализацией на концентрационном геохимическом барьере.



Фиг. 9. Графики изменения средних содержаний основных компонентов в измененных породах: а – монтмориллонитизированных и б – лимонитизированных, по отношению к неизмененным (Винокуров, Стрелкова, 2016).

Рассматриваемые урановые месторождения Болгарии выделены в особый эксфильтрационный тип класса гидрогенных месторождений урана. К этому типу, наиболее вероятно, относятся урановое месторождение Факили в олигоценовых вулканогенных отложениях Турции, а также низкосортные урановые месторождения в четвертичных туфах провинции Лацио (Италия), расположенные в 50 км северо-восточнее г. Рима (Тедеско, 1988).

4 тип. Полигенный инфильтрационноэксфильтрационный

Этот тип рассмотрен на примере Хохловского месторождения, входящего в состав Западно-Сибирского урановорудного региона наряду с Далматовским и другими (фиг. 10). Это месторождение отличается наибольшей изученностью в этом районе, т.к. на нем проведены детальные исследования флюидных включений, анализ изотопных отношений $^{238}U/^{234}U$ и $^{234}U/^{230}$ Th, математическое моделирование теплопереноса (Винокуров и др., 2013).

Урановые руды приурочены к аллювиальным осадкам таборинской свиты (J₂₋₃tb), которые залегают на глубине 500-600 м. Рудовмещающие отло-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1

жения состоят из двух ритмов. Первый ритм, залегающий с размывом на породах палеозойского фундамента, сложен гравийно-галечными и песчаными осадками мощностью до 20–30 м в нижней части ритма, а в верхней части – сероцветными алевролитами и глинами мощностью от 2–3 до 30 метров. Второй ритм имеет более сложное строение: нижняя часть его сложена преимущественно песками различной зернистости с многочисленными прослоями алевролитов и глин, часто обогащенных органическим веществом, общей мощностью 15–20 м, а верхняя часть представлена пластом алевролито-глинистых лигнитоносных отложений.

В качестве местных источников урана и элементов-спутников рассматриваются палеозойские граниты, но детально этот вопрос не изучен. Следует отметить, что на других месторождениях этого типа, в частности, на Семизбайском, в качестве таковых принимаются зоны гидротермальных изменений в гранитах с аномальными содержаниями урана.

Пластовые воды рудоносного горизонта являются аномальными по температуре (24.3–25°С), слабокислыми (pH = 5.9–6.2), с колебанием величин Eh от +150 mB до -40 mB, углекислыми



Фит. 10. Зауральский ураноносный район (Халезов, 2009). Схема размещения месторождений и позднеюрских палеодолин. 1 — палеозойские породы складчатого Урала; 2 — породы осадочного чехла палеоген-неогенового возраста Западно-Сибирской плиты; 3 — речные долины средне-позднеюрского возраста, врезанные в складчатый фундамент и перекрытые чехлом морских и континентальных мел-палеоген-неогеновых отложений; 4 — месторождения урана; 5 изолиния глубины залегания фундамента 800 м; 6 — государственная граница.

(содержание $CO_2 - 2.2 \, r/л$), карбонатно-натровыми с повышенной минерализацией $3.0-4.6 \, r/л$.

Урановые руды прослежены на протяжении 28 км (фиг. 11). Рудные залежи имеют лентообразную форму протяженностью до первых километров при ширине до первых сотен метров. Морфология рудных тел разнообразна: от пластои линзовидной до ролловой. Основная часть рудных залежей залегает в песчаных отложениях второго ритма. Содержание урана в рудных телах колеблется от 0.01 до первых десятых процента, но нередко до первых процентов. Среднее содержание урана на Хохловском месторождении составляет 0.03% при средней мощности рудных тел 5.9 м (фиг. 12). Месторождения относятся к средним с запасами урана до 10 тыс. т.

Рядовые урановые руды сложены настураном (UO_2) и/или коффинитом $(U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x})$ при значительном развитии уран-титановой ассоциации в бедных рудах. Богатые урановые руды, обычно приуроченные к интенсивно тектонически проработанным глинам, алевролитам и глинистым песчаникам, обогащенным углеродистым веществом, имеют отличительные особенности (фиг. 13). Для них типичны крупные (первые мм) выделения настурана, сохранившие признаки затвердевшего уран-оксидного геля, высокие содержа-

ния урана (70–80%), неоднородность агрегатов и значительные повышения содержаний циркония (от 3 до 8.5%), а также присутствие в заметных количествах сульфидов, арсенидов и селенидов.

Урановые руды контролируются зонами эпигенетически измененных обеленных пород и залегают на границе их выклинивания в сероцветных породах. Рудоконтролирующая зона обеленных пород хорошо развита в отложениях нижнего и верхнего ритмов осадконакопления. В верховьях палеодолины обеленные породы захватывают всю ширину палеодепрессии, а ниже прослеживаются в виде широких лент в наиболее проницаемых осадках.

Наблюдается существенное развитие целого ряда эпигенетических минеральных новообразований, которые включают проявления сферолитового сидерита в интенсивно тектонически проработанных глинистых горизонтах, имеющих мощность до 5–7 м. Эти участки обычно совпадают с зонами осаждения гидроксидов железа. К ним также относятся специфические кремнистые новообразования в рудоносных песках и песчаниках, представляющие собой гелевидные выделения опала и/или кремнезема размером от 0.02 до 1–2 мм в межпоровом пространстве. Кроме того, эти поздние новообразования включают так-



Фиг. 11. Схематическая геологическая карта досреднеюрского фундамента Хохловского месторождения (по материалам Халезов, 2009). Породы палеозойского фундамента (1–8): 1 – переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, глинистых сланцев, 2 – известняки, 3 – серицит-хлоритовые сланцы, 4 – углистые сланцы, 5 – туфопесчаники, 6 – андезиты, андезито-базальты, 7 – граниты; 8 – базальты триасового возраста; 9 – контуры средне-позднеюрской речной долины; 10 – русловые сероцветные гравелиты, песчаники, алевролиты средне-позднеюрского возраста; 11 – древняя зона грунтово-пластового окисления; 12 – контуры оруденелых пород с содержаниями урана ≥0.01%; 13 – рудные залежи; 14 – линия предполагаемого тектонического контакта; 15 – положение опорного профиля.

же чешуйчатые выделения сложного смектитгидрослюдистого состава, развитые по тектоническим швам в глинах (фиг. 14).

Геохимические особенности включают набор элементов-спутников урана (Mo, Re, Se, As) в рядовых рудах и значительное увеличение числа сопутствующих элементов (Zr, Sc и др.) в богатых урановых рудах, а также наличие повышенных концентраций циркония в настуране. Кроме того, с точки зрения изотопной геохимии, выявлены значительные нарушения радиоактивного равновесия в ряду распада ²³⁸U, ²³⁴U и ²³⁰Th, свидетельствующие о воздействии на урановые руды активного неотектонического процесса, наиболее вероятно, связанного с эксфильтрацией углекислых термальных вод в рудовмещающие отложения.

По нашим представлениям (Винокуров и др., 2013), образование месторождения происходило в два этапа. Первый этап — инфильтрационный, по мнению большинства исследователей. Происходило образование древних грунтово-пластовых руд, контролируемых зоной окисления, которая была уничтожена последующим процессом вос-

становления. Но есть одно обстоятельство: происходила инфильтрация метеорных вод, обогащенных ураном за счет местных источников, т.е. предполагаемых аномальных по урану зон в гранитах или других породах, которая предопределяла локальность развития экзогенного оруденения в пределах палеодепрессий. Об этом свидетельствуют многочисленные факты наличия местных источников для месторождений подобного типа в Северной Америке (Бойл, 1985).

Второй этап, эксфильтрационный, связанный с неотектонической активизацией, вызвал интенсивное дробление и малоамплитудное смещение рудовмещающих пород, развитие в них термальных углекислых вод. Следствием этого явилось преобразование урановых руд (появление богатых руд с поздними сульфидами, арсенидами, селенидами металлов и многофазными гелями, обогащенных цирконием), образование железистых карбонатов и гидроксидов осаждения в измененных породах и кремнистых выделений в рудоносных песчаниках. Это обусловило еще большую локальность урановых руд. Следует отметить,



Фиг. 12. Геологический разрез по профилю VI-2200 (Винокуров и др., 2013). Литологический состав пород (1−6): 1 – глины; 2 – глины углистые; 3 – глины алевритистые; 4 – алевролиты; 5 – пески, песчаники мелкозернистые, глинистые; 6 – пески, песчаники крупно-, и разнозернистые; 7 – интервалы с богатым оруденением (содержание урана > 1% по данным опробования); 8 – контур рудных залежей с содержанием урана ≥ 0.01% (по данным γ-каротажа и опробования); 9 – тектоническое нарушение; 10 – границы второго (верхнего) рудоносного горизонта; 11 – скважины и их номера. Положение скважин 6012 и 6012а показано вне горизонтального масштаба, т.к. расстояние между ними составляет менее 5 метров.

что урановые руды месторождений являются комплексными, т.к. отрабатываются способом подземного выщелачивания (ПВ). В рабочих сернокислых растворах появляются промышленные содержания РЗЭ, которые извлекаются осаждением на ионитах (Винокуров и др., 2017).

В этом типе выделяется подтип инфильтрационно-вулканогенный, который представлен месторождениями Витимского урановорудного района. Специфической чертой образования месторождений урана этого подтипа является их генетическая связь с неогеновой тектоно-магматической активизацией с мощным проявлением базальтового вулканизма, послужившего источником тепла и различных преимущественно углекислых растворов, а также основных рудных компонентов (главный минерал — нингиоит) и элементовспутников (Ni, Co, Zn) (Коченов и др., 1990, 1997; Дойникова, 2021; Тарханова и др., 2014). К этому подтипу относятся также гидрогенные месторождения в отложениях неогена и мела, соот-





Фиг. 14. Эпигенетические минеральные новообразования (Винокуров и др., 2013). а – зональное кремнистое образование в межзерновом пространстве в светло-сером среднезернистом песке; прозрачный шлиф 2-6012a, без анализатора; б – образование сферолитового сидерита и чешуйчатых каолинит-гидрослюдистых выделений, имеющих параллельную оптическую ориентировку, по микроструктурным швам в светло-серых алевритистых глинах нижнего водоупора; прозрачно-полированный шлиф 50-6012a, с анализатором.

Фиг. 13. Центральный участок Хохловского месторождения (с дополнениями авторов по материалам ГРП № 71). 1 – номера профилей буровых скважин; 2 – поисково-разведочные скважины и их номера, в числителе – глубина залегания подошвы верхнего урановорудного горизонта (м), в знаменателе – удельная (площадная) его продуктивность по урану (кг/м²); 3 – гидрогеологические и технологические скважины; 4 – область развития (а) и изоглубины подошвы (б) верхнего урановорудного горизонта; 5 – контуры уранового оруденения балансового (а) и за балансового (б) в верхнем водоносном горизонте; 6 – участки рудных залежей с высокой удельной продуктивностью: более 5 кг/м² (а) и более 8 кг/м² (б); 7 – предполагаемые сдвиго-сбросы.



Фиг. 15. Геологическая карта Букинайского рудного поля (Винокуров и др., 1995). Отложения мезозойско-кайнозойского чехла (1–4): 1 – четвертичные пески, галечники и конгломераты, 2 – неогеновые алевролиты, глины и гравийные пески, 3 – палеогеновые глины, мергели, известняки и песчаники, 4 – верхнемеловые пески, песчаники, глины и ракушняки; 5 – породы палеозойского фундамента; 6 – разрывные нарушения; 7 – очаги проявления гидротермальных изменений пород восстановительного ряда (окварцевания, каолинизации, карбонатизации, пиритизации, битуминизации и др.); 8 – границы выклинивания зон пластового окисления в коньякских (а) и сантонских (б) отложения ях; 9 – рудные залежи урановых месторождений: Кенимех (1), Южный Букинай (2), Северный Букинай (3), Аленды (4), Терекудук (5), Вараджан (6), Тохумбет (7); 10 – участки детального изучения гидротермальных изменений рудовмещающих пород: Кенимех (1), Палваната (II), Четтык (III), Кара-Сыгыр (IV).

ветственно района Нинге-Тоге (Япония) и северной части Чехии (месторождения Гамр) с площадным развитием базальтового вулканизма (Muto, 1962; Kajitani, 1970; Арапов и др., 1984).

5 тип. Полигенный (эксфильтрационно-инфильтрационный)

Этот тип составляют крупные урановые месторождения Центрально-Кызылкумской провин-

ции, рассмотрим его на примере месторождения Кенимех Букинайского рудного поля. Последнее входит в состав Центрально-Кызылкумской провинции и включает месторождения Кенимех, Южный и Северный Букинай, Аленды, Терекудук и уран-молибденовое месторождение Вараджан на выклинивающихся зонах пластового окисления в верхнемеловых отложениях (фиг. 15).

В основании осадочного чехла лежат морские грубообломочные осадки мощностью до 20 м, на



Фиг. 16. Геологический разрез участка детализации ПВ-86 (Винокуров и др., 1995). 1 – пески; 2 – алевролиты; 3 – известняки, доломиты; 4–7 – зоны эпигенетического изменения пород: 4 – пластового окисления (лимонитизации), 5 – интенсивной карбонатизации, 6 – доломитизации ракушняков, 7 – каолинизации и монтмориллонитизации; 8 – ореолы радиоактивных аномалий с интенсивностью более 15 мкр/ч; 9 – урановые залежи; 10 – разрывные нарушения; 11 – разведочные скважины.

них залегают пепельно-серые глины мощностью 40—50 м, относимые к сеноман—турону. Выше располагаются отложения коньякского яруса мощностью 34—45 м, нижняя часть которых представлена аллювиальными сероцветными мелкозернистыми песками с линзами грубозернистых, а верхняя часть сложена темно-серыми алевролитами (Кисляков, Щеточкин, 2000; Винокуров, 2009). Осадки сантонского возраста включают мощную (до 100—120 м) сероцветную аллювиальную пачку, состоящую из песков, ритмично чередующихся с

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1 2022

глинистыми песчаниками, алевролитами и глинами, которые являются основными рудовмещающими для месторождения Кенимех, где залегают на глубине до 1200 м (рис. 16). Отложения кампана представлены морскими кварц-глауконитовыми песками 20–40 м, а маастрихта – светло-серыми мелкозернистыми песками общей мощностью 15–25 м.

На рудовмещающих верхнемеловых отложениях с размывом залегают морские осадки палеоцен-эоценового возраста мощностью 300 м и более, которые представлены горизонтами около 20 м брекчиевых доломитов и известняков (фиг. 16), а остальные — глинами. Перекрывающие их осадки олигоцен-миоценового возраста сложены маломощными мелкозернистыми, образованными за счет сноса материала с формирующегося Тянь-Шаня. К верхнему миоцену относятся палевые пески и гравийники, залегающие на платформенном чехле и фундаменте (Винокуров, 2009).

Рудное поле находится в Каракатинском и Кульжуктауском артезианских бассейнах, имеющих сходство. Основным является сеноман-палеоценовый водоносный комплекс (80-150 м), в котором выделяется до 8 горизонтов. Наиболее мощным представляется сенонский водоносный горизонт, по которому зона окисления заходит наиболее далеко в верхнемеловые отложения (фиг. 15). Воды сульфатно-хлоридные и натриево-кальциевые с минерализацией 2–3 г/л, питание их происходит за счет трещинно-карстовых вод глубокой циркуляции с pH = 7-8, а также грунтовыми и поверхностными потоками. В окисленных породах развиты кислородные воды с содержаниями урана и молибдена от ~10⁻⁶ до 1— 3×10^{-5} г/л (Кисляков, Шеточкин, 2000).

Эпигенетические изменения пород представлены новообразованиями окислительного и восстановительного рядов. Новообразования окислительного ряда выражены зонами приповерхностного и глубоко проникающего пластового окисления, которые образуют полосу измененных пород. Последние, в отличие от других типов, представлены красноцветными и желтоцветными породами, которые соответственно состоят из красных гидрогематитов на поверхности песчаных зерен и желтых, желто-бурых гидрогетитов, пседоморфно развитых по железосодержащим минералам. Первые представляют тыловые части зон пластового окисления и слагают полосы до десятков километров вблизи областей питания. Ниже по падению они сменяются бордюрами желтой лимонитизации шириной от первых сотен метров (Кенимех, Южный Букинай) до десятков километров (Северный Букинай), которые на выклинивании образуют зоны рудоносных пород (Кисляков, Щеточкин, 2000). Следует отметить, что гидрогематиты зон пластового окисления отличаются от гидротермальных аналогов своей структурой, выявленной с помощью электронной микроскопии и микрофазового анализа (Винокуров и др., 1995). Они представлены спутанно-волокнистыми комковатыми микроагрегатами.

Изменения восстановительного ряда по характеру развития, составу и последовательности образования подразделяются на три стадии, разделенные фазами дробления: 1) кислотного выщелачивания (новообразования каолинита, монтмориллонита, халцедона и других, развитые в приразломной части); 2) углекислая (или осаждения) – включает карбонаты (доломит, кальцит) и пирит, образующие базальный пойкилобластовый цемент в карбонатных столбах, имеющих мощность до десятков метров (фиг. 16); 3) углеводородная, состоит из легкого по составу маслянистого до тяжелого смолисто-асфальтенового битума, развитых как в карбонатах, так и за их пределами (Винокуров и др., 1995). На основании анализа имеющихся материалов предполагается, что каждая стадия совпадает по времени с фазой тектонической активности. Стадия кислотного выщелачивания - с позднеплиоценовой (базильбекской), углекислая – с раннечетвертичной (айтымской) и углеводородная - со среднечетвертичной, современной (надкулкудской).

Помимо основных, в ореоле кислотного выщелачивания установлены следующие минералы: фосфат (апатит), алюмофосфаты (варисцит, гойяцит), алюмосульфовосфат (сванберит), алюмосульфат (алунит), титанаты (лейкоксен, анатаз), оксидов железа и марганца (гематит, магнетит, якобсит, ферроксигит), селенистый и мышьяковистый пирит, клаусталит и самородное серебро. Большинство из них являются концентраторами урана и сопутствующих элементов во внешней зоне этого ореола, к которому приурочена обширная радиоактивная аномалия в отложениях сантон-кампанского возраста, значительно удаленная от границ выклинивания в них зон окисления (фиг. 17).

Радиоактивные аномалии интенсивностью от 15 до 300 мкр/час в отложениях верхнего сантона-кампана, расположенные на удалении более 1.0–1.5 км от границы выклинивания зоны пластового окисления, образуют полосу 5 × 1.5 км вдоль зоны Кенимехского разлома, которая приурочена к узлам пересечения ее северо-восточными нарушениями и к внешней зоне кислотного выщелачивания (фиг. 17). Для них характерно радиоактивное равновесие (Крр = 90-105%) при содержании урана до 250 г/т, отсутствие собственных урановых минеральных включений и приуроченность к различным минералам, главным образом, к фосфатам: сванбергит, варисцит, гояцит и кальциево-железистый фосфат, с которыми связано более 90% валового его содержания. Элементами-спутниками урана являются Se, Re, Mo и Ag, a также Pb, V, As, Sb и др., которые также в большинстве случаев не образуют собственных минералов, исключая микровыделения самородного серебра, α-селена и клаустолита (Винокуров и др., 1990, 1995).

Широкое развитие на Кенимехском и других месторождениях Букинайского рудного поля значительных участков эксфильтрационной концентрации урана и сопутствующих элементов (То-хумбет, Палваната, Четтык, Кенимех) представ-



Фиг. 17. Схема развития радиоактивных аномалий в кампанских отложениях юго-западного фланга месторождения Кенимех (Винокуров и др., 1995). 1 – контур радиоактивных аномалий; 2 – ареалы развития каолинизации – обеления (а) и осветления (б) в кварц-глауконитовых песках и песчаниках кампана; 3 – разрывные нарушения; 4 – границы выклинивания рудной зоны пластового окисления в отложениях кампана; 5 – контур участка детализации ПВ-86; 6 – тектонические нарушения с гидродинамическим перетоком.

ляется важным рудоподготовительным фактором для образования промышленных инфильтрационных руд. Эти участки являются местными источниками урана и сопутствующих элементов.

Выявлены сложные взаимоотношения между изменениями пород окислительного и восстановительного ряда, которые указывают на перемежаемость их во времени. Обычно зона пластовой лимонитизации накладывается на гидротермальные новообразования и красноцветное окисление. Это также подтверждается данными исследований флюидных включений в метасоматическом доломите, которые гомогенизуются при температуре 133–142°С (Винокуров и др., 1995). Однако имеются случаи наложения процессов восстановления на зону пластовой лимонитизации с формированием ореолов вторичного осветления и красноцветного ожелезнения пород.

Рудные залежи месторождения Кенимех приурочены к выклиниванию зоны пластового окисления. Их протяженность более 15 км в различных горизонтах верхнего мела, преимущественно на глубинах от 300 до 700 м. В плане они представлены узкими (до 150 м) извилистыми лентами, а в разрезе преобладают линзовидные тела, переходящие в роллы мощностью от 0.5 до 10.0 м при широком диапазоне содержаний урана – 0.01– 0.5% (фиг. 16). Урановые руды содержат до 5.5 г/т селена и рения, а также спорадические повышенные содержания Мо от 0.005 до 0.05% (Винокуров и др., 1995).

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1

Таким образом, тип эксфильтрационных-инфильтрационных гидрогенных месторождений отличается от всех остальных локализацией на выклинивании желто- и красноцветных зон пластового окисления, в области развития изменений пород восстановительного ряда, с которыми первые имеют сложные взаимоотношения. С одной стороны. к внешней зоне кислотного вышелачивания приурочены обширные радиоактивные аномалии, являющиеся местными источниками урана и сопутствующих элементов. С другой стороны, более поздние проявления углеводородов увеличивают восстановительную емкость пород. К этому типу относятся месторождения урана Учкудукского, Сугралинского и Сабырсайского рудных полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании характеристики ряда гидрогенных месторождений урана и их генезиса, по направленности потока отлагавших руды вод и его изменению и, соответственно, по изменению рудоконтролирующей эпигенетической зональности, выделено пять основных промышленно-генетических типов месторождений.

1. Первый, инфильтрационно-окислительный, контролируется вертикальной геохимической зональностью зоны окисления с отложениями слюдковых руд вблизи уровня подземных вод, обогащенных ураном и сопутствующими элементами (фиг. 18а). Концентрация их в подземных водах

132







(б) инфильтрационно-восстановительный

(в) эксфильтрационно-восстановительный



(г) инфильтрационно-эксфильтрационный



Фиг. 18. Схема формирования гидрогенных месторождений урана разного типа. 1 – гравийники; 2 – пески, песчаники; 3 – туффиты; 4 – алевролиты; 5 – глины коричневые; 6 – глины алевритистые; 7 – глины углистые; 8 – известняки; 9 – кора выветривания; 10 – обогащенные органикой породы; 11 – граниты; 12 – калькреты; 13 – лимонитизация; 14 – гематитизация; 15 – монтмориллонитизация; 16 – аномальные концентрации урана; 17 – урановое оруденение; 18 – богатые урановые руды; 19 – направление движения вод: а – инфильтрационных, 6 – эксфильтрационных; 20 – разломы.

происходила либо за счет уникального испарения (в случае с Йилирри), либо в связи с растворением первичного оруденения в породах различного возраста.

2. Второй тип, инфильтрационно-восстановительный, подчиняется горизонтальной геохимической зональности пластового окисления с образованием преимущественно урановых окислов на границе желтоцветных окисленных пород и кайнозойских сероцветных отложений, обогащенных органическим веществом (фиг. 18б). Аномальные содержания урана в водах появляются за счет выщелачивания из рудопроявлений в фундаменте, расположенных преимущественно за пределами месторождений.

3. Третий тип, эксфильтрационно-восстановительный, согласуется с горизонтальной геохимической зональностью, но с образованием в основном бедного уран-фосфорного (нингиоитового) оруденения в кайнозойских осадках на границе серых и зеленых пирокластов, которая обусловлена появлением монтмориллонита в связи с воздействием восходящих нагретых сульфатных вод (фиг. 18в). Пирокласты являются местным источником урана, т.к. кислое вулканическое стекло содержит около 30 ррт урана.

4. Четвертый тип, инфильтрационно-эксфильтрационный, является полигенным с настурановым, коффинитовым или нингиоитовым оруденением в пределах контакта белесых песков с вынесенным железом и органикой и кайно-мезозойскими породами, обогащенными углеродистым веществом. Им присуще наличие богатых руд, отличающихся повышенными содержаниями циркония и средних-тяжелых лантаноидов с V-образным характером их распределения. Для них типично присутствие гранитов и рудопроявления урана в области питания, которые являются местными источниками необходимых компонентов. Предполагается, что образование месторождений происходило в два основных этапа: на первом проявилось грунтово-пластовое оруденение, контролируемое зоной окисления, а на втором произошла переработка экзогенных руд восходящими углекислыми растворами различного генезиса с образованием современного облика (фиг. 18г).

5. Пятый тип, эксфильтрационно-инфильтрационный, также полигенный, преимущественно с настурановыми рудами на границе с окисленными красноцветными и желтоцветными песками в мезозойских породах, содержащих углеродистое вещество. Образование их также является двухэтапным: на первом, прежде всего, возникают участки с обширными ореолами аномальных концентраций урана и сопутствующих элементов в рудовмещающих отложениях (Кенимех, Павланата и др.), которые служат местными источниками. На этом же этапе происходит доломитизация и обогащение рудовмещающих пород углеродистым веществом за счет восходящих нагретых углекислых растворов, а также красноцветное окисление проницаемых горизонтов при смешении их с метеорными водами. На втором этапе продолжается развитие зоны окисления, но уже желтоцветной, метеорными пластовыми водами с отложением современных урановых руд (фиг. 18д).

Предложенная типизация гидрогенных месторождений урана не является окончательной, т.к. не включает крупномасштабные объекты Чу-Сарысуйской урановой провинции и других зарубежных районов, с которыми автор знаком по опубликованным работам. С этих позиций Чу-Сарысуйские крупномасштабные местророждения можно рассматривать в виде самостоятельного типа с двумя инфильтрационными длительными этапами (палеоценовым и неоген-четвертичным) и вероятным промежуточным эксфильтрационным для Инкай-Мынкудукского рудного пояса, локализованного в отложениях верхнего мела. По нашему мнению, наиболее перспективными для РФ представляются второй и четвертый типы гидрогенных месторождений урана.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит чл.-корр. РАН В.А. Петрова и проф. А.А. Пэка за детальное ознакомление и замечания к статье, двух анонимных рецензентов за конструктивные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Статья подготовлена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН "Тектонодинамические обстановки и физико-химические условия формирования минеральных систем основных промышленно-генетических типов урановых месторождений".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арапов Ю.А., Бойцов В.Е., Кремчуков Г.А. и др. Урановые месторождения Чехословакии. М.: Недра, 1984. 445 с.

Белова Л.Н., Горшков А.И., Иванова О.А. Новые данные о нингиоите: железосодержащий нингиоит // Докл. АН СССР. 1978. Т. 234. № 4. С. 1022–1023.

Бойл Д.Р. Геология и фациальные условия образования урановых месторождений базального типа в осадочных породах // Матер. по геологии урановых месторождений зарубежных стран. 1985. Вып. 34. С. 48–56.

Винокуров С.Ф. Геохимические особенности и условия образования уранового оруденения в угленосных отложениях среднего палеогена Украинского щита: дисс. ... канд. геол.-минералог. наук. 1970. 205 с.

Винокуров С.Ф. Естественно-научные основы устойчивого развития. Радиогеология. Учебное пособие. М.: РХТУ им. Д.И.Менделеева. 2009. 176 с.

Винокуров С.Ф., Васильева Э.Г. Об условиях эпигенетической концентрации рудных элементов в буроугольных отложениях // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 3. С. 130–134.

Винокуров С.Ф., Воскресенская Н.Т. О природе аномальных концентраций таллия в буроугольных отложениях // Геохимия. 1971. № 12. С. 1468–1476.

Винокуров С.Ф., Меньшиков В.В. Роль гидротермальных образований в формировании комплексного инфильтрационного месторождения Кенимех // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 144–160.

Винокуров С.Ф., Нестерова М.В. Новый механизм формирования уран-титановой ассоциации в рудах палеодолинных месторождений // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 371–376.

Винокуров С.Ф., Стрелкова Е.А. Условия образования палеодолинных месторождений в осадочно-вулканогенных отложениях верхнего эоцена – нижнего олигоцена Болгарии // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 2. С. 171–188.

Винокуров С.Ф., Шумлянский В.А. Рудно-битумная минерализация Днепровско-Донецкого и Волгоградско-Жирновского авлакогенов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 1. С. 85–95.

Винокуров С.Ф., Меньшиков В.В., Синенький Л.А. Шаровидный самородный селен как индикатор проявления гидротермальных процессов на гидрогенных комплексных месторождениях // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 430–433.

Винокуров С.Ф., Дойникова О.А., Крылова Т.Л., Меньшиков В.В., Нестерова М.В., Рыжов Б.И., Сысоев А.Н. Литолого-геохимические и минералогические особенности Малиновского месторождения урана // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 414–429.

Винокуров С.Ф., Прокофьев В.Ю., Дымков Ю.М., Нестерова М.В. Флюидные включения в поздних минеральных образованиях на палеодолинных месторождениях урана Западно-Сибирского рудного района: Термохимические особенности и генетические следствия // Геохимия. 2013. № 10. С. 924–946.

Винокуров С.Ф., Прокофьев В.Ю., Мальковский В.И., Дымков Ю.М., Чугаев А.В., Нестерова М.В. Неотектонический этап формирования Хохловского месторождения урана (Восточное Приуралье): структурные, гидрогеохимические и минералого-геохимические условия рудообразования // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 481–512.

Винокуров С.Ф., Магазина Л.С., Стрелкова Е.А. Редкоземельные и редкие элементы в урановых рудах палеодолинных месторождений Витимского района: характер распределения, генетическое и практическое значение // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С. 141–162.

Дойникова О.А. Минералогия урана восстановительной зоны гипергенеза (по данным электронной микроскопии). М.: Физматлит, 2012. 216 с. Зеленова О.И., Крылов О.Н., Лисицин А.К., Маринов Б.Н. Урановое оруденение в туфогенно-осадочных отложениях палеогена юго-восточной Болгарии // Матер. по геологии урановых месторождений. 1985. Вып. 96. С. 31–41.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: Геоинформмарк, 2000. 608 с.

Коченов А.В., Халезов А.Б., Шмариович Е.М., Дубинчук В.П. О минералого-геохимических особенностях инфильтрационных урановых месторождений "базального" типа // Литология и полезн. ископ. 1990. № 1. С. 123–132.

Коченов А.В., Халдей А.Е. К вопросу об источниках урана в экзогенных эпигенетических месторождениях // Литология и полезн. ископ. 1997. № 4. С. 371–378.

Лаверов Н.П., Смилкстын А.О., Шумилин М.В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 320 с.

Лаверов Н.П., Рыбалов Б.Л., Величкин В.И. и др. Основы прогноза урановорудных провинций и районов. М.: Недра, 1986. 206 с.

Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К. и др. Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

Михайлов Я., Крылов О.Н., Стрелянов Н.П. и др. Особенности формирования экзогенного уранового оруденения в туфогенно-осадочных породах палеогена // Геология руд. месторождений. 1987. № 1. С. 87–93.

Тарханова Г.А., Дубинчук В.Т., Чистякова Н.И. и др. Особенности минерального состава и условия формирования руд Вершинного месторождения // Разведка и охрана недр. 2014. № 6. С. 7–13.

Тедеско К. Урановое оруденение в четвертичных вулканических породах в северной части провинции Лацио // Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана. М.: Мир, 1988. С. 116–118.

Халезов А.Б., Долбилин С.И., Марков С.Н. и др. Месторождения урана в речных палеодолинах Уральского региона. М.: РИС ВИМС. "Минеральное сырье". 2009. 145 с.

Шмариович Е.М. Типизация пластово-инфильтрационных месторождений урана по характеру артезианских бассейнов // Советская геология. 1986. № 8. С. 31–38.

Kajitani K.A. Geochemical study on the genesis of ningyoite the special calcium uranous phosphate mineral // Econ. Geol. 1970. V. 65. P. 470–480.

Muto T. The precipitation environment of ningyoite // Mineral. Japan. 1962. № 3. P. 306–337.

Reynolds R.L., Goldhaber M.B. Origin of a South Texas rolltype uranium deposit: I. Alteration of iron-titanium oxide minerals // Econ. Geol. 1978. V. 73. № 8. P. 1677–1689.

Fischer R.P. Similarities, differenses and some genetic problems of the Wydning and Colorado Platean types of uranium deposits in sandstone // Econ. Geol. 1970. V. 65. P. 778–784.

World distribution of uranium deposits with deposits classification. IAEA-TECHDOC-1629. Vienna: IAEA, 2009. 117 p. УДК 553.07

ОСОБЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

© 2022 г. Б. Т. Кочкин*

[•]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия *e-mail: btk@igem.ru

Поступила в редакцию 09.02.2021 г. После доработки 16.02.2021 г. Принята к публикации 14.07.2021 г.

Для образования месторождений урана из окислительных вод поверхностного происхождения необходимо сочетание нескольких условий и процессов разных рангов, составляющих специфическую минеральную систему. Анализ экзогенных месторождений разного масштаба и качества руд из различных регионов мира показал, что среди совокупности критических процессов, необходимых для формирования крупных месторождений и обширных провинций, особую роль играют глобальные тектонические движения. Геодинамический режим с умеренной вертикальной дифференциацией блоков земной коры наиболее благоприятен для развития в приповерхностных условиях гидродинамической инфильтрационной рудообразующей системы. Инфильтрационная артезианская система способна функционировать в течение миллионов и десятков миллионов лет, что позволяет накопить на геохимическом восстановительном барьере большие запасы урана. Требуемый режим характерен для регионов, нахоляшихся в определенной геотектонической позиции. Таковы, например, периферийные районы орогенных поясов вдоль границ тектонических плит, а также обрамление некоторых внутриплитных долгоживущих глубинных разломов. В этих же регионах возможно соседство инфильтрационной и элизионной гидродинамических систем. На локальных участках взаимодействия подземных вод различного происхождения и состава появляются условия для особенно эффективного концентрирования урана в рудах. Ограничения на продуктивность гидродинамической инфильтрационной рудообразующей системы накладывают исторические факторы, предопределяющие формирование источника урана и литологические условия локализации руд, также климатические условия времени функционирования системы и пострудные условия, определяющие сохранность минерализации, накопленной в системе. Выявленные закономерности могут служить основой для прогноза древних провинций экзогенных урановых месторождений.

Ключевые слова: урановые месторождения, экзогенный эпигенетический класс, генетическая модель, прогнозные критерии

DOI: 10.31857/S0016777022010038

введение

Урановые месторождения, образованные из метеорных вод в экзогенных условиях, относятся к нескольким геолого-промышленным типам по классификации МАГАТЭ (Geological ..., 2018). Наиболее важный из них – "в песчаниках" (тип 9). Особая ценность месторождений этого типа для промышленности состоит в том, что их освоение ведется экологичным и экономичным способом скважинного подземного выщелачивания, который дал в 2019 году примерно 57% от общего объема мирового производства урана (Uranium ..., 2020).

Разработка теории экзогенного эпигенетического уранового рудообразования, завершившаяся в основном в 70-х гг. прошлого века, дала возможность быстрого обнаружения по всему миру многочисленных месторождений этого и сопряженных промышленных типов благодаря эффективному поисковому признаку – границе зоны окисления, которая контролирует рудные скопления. Большинство месторождений этого генезиса современные (альпийские) и факторы их рудообразования доступны для анализа. Эта уникальность месторождений, многие из которых продолжают формироваться прямо сейчас. позволила изучать условия и процесс их образования непосредственно. Связь урановых концентраций с границей зоны окисления была обнаружена в середине 50-х гг., а базовые научные публикации появились уже в середине 60-х гг. прошлого века (Экзогенные ..., 1965; Finch, 1967). В них были сформулированы многие особенности локализации руд на рассматриваемых месторождениях и установлены региональные предпосылки их формирования, определены важнейшие поисковые критерии и признаки.

На сентябрь 2019 г. (World ..., 2020) были известны 1430 месторождений урана этого типа (почти 40% от общего числа) с суммарными запасами ок. 5 млн т (ок. 8% общих ресурсов урана в мире). К сожалению, этот практический успех теории резко понизил вероятность найти новые крупные месторождения альпийского возраста. Именно в силу применения эффективного поискового признака практически все осадочные бассейны оказались хорошо изучены. Перспективы обнаружения интересных для промышленности объектов связаны с древними геологическими эпохами и нетрадиционными условиями реализации экзогенной рудообразующей гидродинамической системы.

Важный теоретический этап практической деятельности по восполнению минерально-сырьевой базы — выявление факторов, определяющих формирование месторождений. Это справедливо и для урана — сырья для атомной энергетики. В российской традиции прогноз новых объектов строится на генетических представлениях, в зарубежной — исходя из условий локализации "эталона". Так, в отношении рассматриваемых месторождений урана в СССР появился термин "экзогенные эпигенетические" (Экзогенные ..., 1965), а в США уже было распространено определение "песчаниковый" тип, например, (Hostetler, Garrels, 1962).

Систематизация урановых месторождений, ориентированная в целом на поиски новых объектов, развивалась преимущественно в этих двух направлениях: эмпирическом и теоретическом. Эмпирический подход, который основан на особенностях вмещающих пород или строения рудных тел, наиболее четко реализован Ф. Далькампом (Dahlkamp, 1978), и впоследствии был положен в основу классификации, принятой и развиваемой МАГАТЭ (Geological ..., 2018). Этот подход, удобный для классификации данных о ресурсах урана, затрудняет оценку перспектив новых районов и вовсе бесполезен для поисков еще неизвестных типов урановых концентраций. Генетический подход, традиционно развивавшийся российской геологической школой (Kazansky, Laverov, 1977; Константинов и др., 2010), также имеет ограничения в силу разных причин. Месторождения, особенно мелкие, отрабатываются быстрее, чем изучаются, мешают ограничения в доступе со стороны собственников или государства, наконец, многие месторождения так сложны, что оказываются среди объектов спорного генезиса (и, следовательно, в неопределенном прогнозном поле) даже после десятков лет научного внимания. Наиболее продвинутая глобальная генетическая классификация урановых месторождений, формирующихся на различных этапах геологического цикла, представлена в работе М. Кюнэ (Сиney, 2009).

Во всех упомянутых классификациях практически выпадает из рассмотрения такая природная особенность рудообразующих процессов, как их эволюция, вызванная медленным изменением глобальных условий в земной коре и атмосфере, которые в основном задаются эндогенными и экзогенными процессами, благоприятными (или нет) для возникновения рудообразующих систем. На такую эволюцию обратил внимание А.И. Тугаринов в 60-е гг. прошлого столетия (Тугаринов, 1967). Первая попытка дать анализ уранового рудообразования на эволюционном фоне представлена в работе В.И Казанского, Н.П Лаверова и А.И. Тугаринова (1978).

М.В. Шумилин (2011, 2015) объединил глобальный и эволюционный анализ циклов уранового рудообразования. В упрощенном виде это выглядит следующим образом. Новые месторождения урана неизменно появляются в одних и тех же крупных блоках земной коры, несмотря на то, что глобальное положение этих блоков периодически меняется в истории суперконтинентальных циклов. Способность урана к "круговороту" в пределах одних и тех же блоков земной коры связана с тем, что в орогенных зонах происходит рассеивание урана из древних образований с его концентрацией в молодых осадках в различных экзогенных месторождениях. Поступление урана в недра Земли связывается с погружением ураноносных осадков в зонах субдукции. Там они переплавляются, и с магматогенными продуктами уран вновь выносится вверх. Как следствие, в истории развития всех ураноносных провинций чередуются периоды преимущественно экзогенного и преимущественно эндогенного рудообразования.

Еще один теоретический подход к классификации урановых месторождений сформулирован на базе системного анализа и развивается в основном австралийскими геологами. Системный анализ позволяет учитывать структурную организацию рудоформирующих процессов в их совокупности. Этот подход получил название "концепция минеральных систем" (Wyborn et al., 1994; Descriptive ..., 2020). Концепция минеральных систем ориентирована на анализ всех рангов геологических факторов и процессов, которые играют критическую роль в мобилизации рудных компонентов из их источника, транспортирования и аккумуляции в более концентрированной форме, а также сохранности руд в последующей геологической истории. С позиции системного анализа каждый процесс – часть более общего процесса и,

одновременно, состоит из нескольких частных процессов. С точки зрения прогноза, рудообразующая минеральная система представляет собой частный случай геологических процессов рассеивания и концентрации вещества. По этой причине объект для прогноза и разведки (регион, район) более обширен, чем конкретное месторождение и рудная жила в нем. Практическая попытка реализации такого подхода с целью прогноза новых для Австралии промышленных типов месторождений, в том числе "песчаниковых", предпринята в работе (Skirrow et al., 2009).

В настоящей статье "концепция минеральных систем" применена к критическим процессам, необходимым для прогноза крупных урановых месторождений экзогенного эпигенетического происхождения. Этому способствуют не только современные теоретические разработки, но и широкий спектр известных на сегодняшний день урановых месторождений, отличающихся по запасам и концентрациям урана в рудах, по условиям и возрасту их образования, а также по степени их сохранности.

ЭКЗОГЕННАЯ РУДООБРАЗУЮЩАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА – МЕТОДОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ПРОГНОЗА

Генетическая концепция экзогенной эпигенетической урановой системы базируется на специфических геохимических свойствах урана, определяющих его поведение в гипергенных условиях. В окислительных подземных водах уран в 6валентном состоянии прекрасно мигрирует в уранильных комплексах, но, как только условия в подземных водах становятся восстановительными, комплексы разрушаются, уран переходит в 4-валентное состояние и осаждается в виде урановых минералов. Прямые измерения перепада содержаний урана между окислительными и восстановительными водами доказывают рудоформирующую роль подземных вод метеорного происхождения. Геохимическая теория формирования урановых концентраций на восстановительном барьере обоснована в классической работе А.К. Лисицина (Лисицин, 1975).

Источником рудной минерализации могут служить кристаллические породы фундамента, обычно гранитоиды, обломочные осадочные породы, обогащенные ураном, а также разрушающиеся древние месторождения урана. Минеральный состав руд представлен настураном с некоторой долей коффинита и реже нингиоита. Кроме урана при наличии источника в качестве элементов-спутников могут присутствовать его геохимические аналоги селен, молибден, рений, которые также способные изменять валентное состояние на восстановительном барьере. Присутствие в эпигенетических рудах урана других элементов, обычно в микроколичествах, объясняется иным, чем восстановление, механизмом концентрирования. Известны ванадий-урановые месторождения в США (тип 9.2.3 по МАГАТЭ). Ванадий там присутствует в окисленных породах, где он адсорбирован на оксидах железа или находится в форме собственных минералов – ванадатов 6-валентного урана (Geological..., 2018).

Важным компонентом любой минеральной системы являются минерализующие флюиды. В экзогенной инфильтрационной системе — это кислородные нейтральные до слабо щелочных подземные воды атмосферной природы. Они легко растворяют уран (и его спутники) и переносят его к участкам концентрирования. Проникновению кислородных вод в приповерхностные водоносные горизонты препятствуют обильная тропическая растительность или мерзлый грунт. В этой связи важным фактором в рассматриваемой экзогенной рудообразующей системе оказывается климат.

Восстановительные условия в инфильтрационном потоке возникают благодаря наличию в породе органических и минеральных веществ биогенной и абиогенной природы, которые окисляются растворенным в воде кислородом, обычно с участием микроорганизмов. В рудовмещающих породах смена окислительных условий на восстановительные выражается сменой желтой окраски на серую. За этой границей в сероцветных породах накапливается урановая минерализация.

Месторождения окислительного эпигенеза

Выше представлена модель классических экзогенных месторождений урана с окислительной эпигенетической зональностью. Условия миграции подземных вод, которые являются рудообразующим агентом, разделяются на два класса в зависимости от их гидродинамических особенностей (Шмариович, Лисицин, 1982):

а) месторождения грунтового окисления образуются кислородными подземными водами, движущимися в безнапорном режиме или при наличии местных напоров среди локальных водоупорных слоев в близповерхностных условиях;

б) месторождения пластового окисления формируются кислородными подземными водами, движущимися в относительно погруженных пластовых напорных системах (артезианских бассейнах).

Месторождения грунтового окисления — самые распространенные в природе. К этому классу относятся месторождения, локализованные как в четвертичных, так и в древних осадках. По классификации МАГАТЭ (Geological ..., 2018) они относятся в типу 11 "Поверхностные" двух подти-

пов "В торфяных болотах" и "В речных долинах", а также к подтипу 9.1 "В базальных руслах". Все они представлены, как правило, мелкими объектами (первые тысячи тонн U и меньше). Размеры тел в виде лент или линз небольшие (до первых км при мощности в метры), концентрации урана – низкие (0.0n% U). В связи с этим они редко оказываются практически значимыми. Примерами этого типа месторождений служит месторождение Санарское в аллювии одноименной реки на Восточно-Европейской платформе в Предуралье, Россия (Халезов, 2017). Месторождения и рудопроявления урана, контролируемые современными зонами грунтового окисления, встречаются как в орогенных областях, так и на платформах, без четкой избирательности тектонической позиции. Они встречаются во многих ландшафтных поясах, начиная от пустынного до умеренно теплого таежного, т.е. везде, где близповерхностные подземные воды содержат кислород и обладают окислительными свойствами, что позволяет им транспортировать уран к месту рудоформирования на восстановительном геохимическом барьере. Климатические условия их образования даже более критичны, чем тектонические. Эти современные концентрации урана можно назвать эфемерными, поскольку, если они не будут перекрыты от эрозии, то будут уничтожены гипергенными процессами.

Прогноз расположения эрозионных долин в континентальных комплексах осадочного чехла позволяет обнаруживать скрытые месторождения в палеодолинах, погребенных под мощными толщами более молодых осадков. Пример "палеодолинного" типа (9.1 по МАГАТЭ) – месторождение Долматовское мезозойского возраста в Зауралье, Россия, (Халезов, 2017) с запасами менее 10 тыс. тонн. Из-за древнего возраста рудообразующего процесса, рудоконтролирующая окислительная зональность здесь полностью уничтожена наложенными процессами вторичного восстановления, а рудная минерализация сохранилась только потому, что палеорусла оказались защищены от разрушения перекрывающими осадками мощностью около 400 м.

Основным фактором, сдерживающим формирование масштабных и богатых рудных скоплений рассматриваемого типа, является кратковременность рудообразующего грунтово-окислительного процесса. Локальный характер водоносных бассейнов определяет неустойчивость гидродинамического режима.

Месторождения пластового окисления (в основном "таблитчатый" и "ролловый" подтипы, 9.2 и 9.3 по МАГАТЭ) имеют основное промышленное значение вследствие значительных масштабов рудных тел. Концентрация урана в рудах выдержанная и сравнительно убогая (обычно 0,n% U). Рудные тела залегают в сероцветных породах водоносных горизонтов артезианских бассейнов. Отличительная особенность месторождений — ярко выраженная рудоконтролирующая граница минерализованных серых песков с окисленными. К этому типу относятся крупнейшие месторождения урана этого типа в мире. Пример месторождение Мынкудук (ок. 200 тыс. тонн) в Чу-Сырысуйской впадине, Казахстан (фиг. 1). Отдельные рудные тела в плане разделяются безрудными отрезками линий выклинивания зон пластового окисления. В результате месторождение распадается на ряд отдельных участков, которые могут рассматриваться и как самостоятельные месторождения (Урановые ..., 1995).

Масштабы месторождения Мынкудук впечатляют. В плане урановорудные залежи укладываются в субширотную полосу протяженностью около 80 км при ширине примерно 10—15 км и контролируются мощными "многослойными" зонами пластового окисления. В сечении рудные тела имеют серповидную в целом форму ("ролл"), осложненную литологическими неоднородностями вмещающих пород (фиг. 2).

Зоны пластового окисления могут формироваться лишь в артезианских бассейнах с инфильтрационным водонапорным режимом. Для развития зон пластового окисления предпочтительно наличие аридного климата, отвечающего поясам пустынь, сухих и черноземных степей. Пластовоокислительный процесс характерен в основном для внутренних впадин областей постплатформенной тектонической активизации - "суборогенных" областей платформ, а также для малых артезианских бассейнов высокоамплитудного постплатформенного орогена и прибортовых частей межгорных впадин в пределах гипсометрически высоко поднятых сводовых структур. Масштабы накоплений урана, возникающих на границах зон пластового окисления, находятся в прямой зависимости от нескольких факторов: содержания урана в кислородных водах области инфильтрации (обычно 10^{-5} — 10^{-3} г/л), скорости движения вод, длительности процесса и концентрации восстановителей урана в водоносном горизонте. Концентрирование урана на выклинивании зон окисления обеспечивается восстановительной обстановкой, формирующейся в результате метаболизма бактерий, питающихся углефицированными растительными остатками. Наличие в породе рассеянных восстановителей может обеспечить только невысокие концентрации урана в руде из-за постоянного смещения в пространстве геохимического барьера при продвижении фронта зоны окисления. Неравномерность распределения углистых остатков определяет неравномерность распределения и концентрации урана вдоль выклинивания зоны окисления (Лисицин, 1975).



Фиг. 1. Месторождение Мынкудук. План размещения рудных залежей (Геолого-промышленные..., 2008, упрощено). 1 – разломы; 2 – рудные тела; 3 – границы зон окисления в разных горизонтах.



Фиг. 2. Характерная форма рудных залежей месторождения Мынкудук – сдвоенный ролл (Геолого-промышленные..., 2008, упрощено, схема вне масштаба). 1 – первично сероцветные гравийно-песчаные породы и пески с линзами алевритов, 2 – окисленные лимонитизированные породы, 3 – граница выклинивания зоны пластового окисления, 4 – рудные тела: 5 – верхнепалеозойские алевролиты нижнего водоупора.

Протяженность зон окисления зависит от размера артезианского бассейна и может достигать сотен километров. Чу-Сарысуйская впадина, которая располагается на периферии Тянь-Шаньской орогенной области, — лучший пример. Общие запасы урана в ней приближаются к 1 млн тонн. Здесь обнаружены крупнейшие месторождения этого типа в мире Мынкудукское, Инкайское и Буденновское (номера 2, 3 и 4 на фиг. 3). Основные месторождения, имея альпийский возраст, локализованы в меловых отложениях, менее значимые — в палеогеновых осадках (Кисляков, Щеточкин, 2000.).

Считается, что инфильтрация кислородных вод в Чу-Сарысуйском артезианском бассейне началась практически одновременно с началом его формирования в результате неоген-четвертичной тектонической активизации около 20 млн лет назад. Несмотря на очень низкие концентрации урана в кислородных пластовых водах ($n \times 10^{-5}$ г/л), за этот период времени на месторождениях этой впадины накопились огромные ресурсы урана.

Содержание урана в кислородных водах области инфильтрации часто связывают с наличием благоприятных источников урана и условиями дополнительного обогащения им растворов. Такими источниками и условиями могут быть некие разрушающиеся месторождения, первично обогащенные ураном породы, умеренный водообмен в сочетании с испарительным концентрированием в аридном климате. Область питания Чу-Сарысуйской впадины так обширна, что указать какие-либо конкретные источники урана невозможно. Отсюда, видимо, и общее низкое содержание урана в пластовых водах, что не помешало сформировать одну из крупнейших урановых провинций мира.



Фиг. 3. Месторождения Чу-Сарысуйской впадины (Геолого-промышленные..., 2008, с упрощениями). 1–4 – возраст пород, выходящих на поверхность: 1 – олигоцен-неогеновый; 2 – палеогеновый; 3 – меловой; 4 – палеозойский фундамент; 5 – разломы; 6 – направление фильтрации напорных подземных вод; 7 – рудные тела на границах зон пластового окисления.

Месторождения восстановительного эпигенеза

Если в вопросах генезиса (а следовательно, и прогноза) классических месторождений, которые локализуются на выклинивании зон окисления, теоретические дискуссии практически закончились в 80-е гг. прошлого века, то месторождения, особенности которых указывали на то, что их формирование происходило при участии эндогенных веществ, стали предметом дискуссии и остаются им до сих пор.

Это, в частности, касается вопросов, поставленных в статье Е.М. Шмариовича и А.К. Лисицина (1982), о соотношении экзогенных и эндогенных факторов в возникновении некоторых урановых объектов, интерпретации развитых в их пределах эпигенетических изменений пород, зональности и стадийности этих преобразований, их контроля дизъюнктивной тектоникой.

Месторождения восстановительного эпигенеза образуются при участии восходящих восстановительных термальных растворов, что сближает их с объектами гидротермального класса. По представлениям, изложенным в статье (Шмариович, Лисицин, 1982), на месторождениях с восстановительным эпигенезом, кроме урановых минералов в 4-валентной форме и дисульфидов железа, находящихся с ними в парагенетической ассоциации, присутствует комплекс преобразований пород, сопровождающийся дополнительным привносом элементов в восстановленных формах. Они включают сульфидную серу, закисное железо, органический углерод и другие, в том числе породообразующие, элементы.

В статье (Кочкин, 2020) представлена сводка примеров "восстановительных новообразований", встреченных на урановых месторождениях экзогенного эпигенетического класса, главным образом, песчаникового типа (тип 9 по МАГАТЭ). Не все из этих новообразований при кажущемся сходстве минерального выражения оказались причастны к урановому рудоформированию. В некоторых случаях растворы, ответственные за эту минерализацию, только обеспечивали консервацию и сохранность руд на пострудном этапе. Выше приводился пример Долматовского месторождения. В других случаях восходящие по разломам растворы, подпруживая пластовые инфильтрационные воды, вероятно, обеспечивали только "неподвижность" восстановительного барьера и структурный контроль рудных тел, поскольку сами восстановителей не содержали, как, например, углекислые воды на месторождениях Витимского района в Забайкалье, Россия (Кочкин и др., 2014).

В районах базальтового и андезито-базальтового магматизма восходящие растворы обычно имеют углекислый состав и могут быть агрессивны по отношению к урановой минерализации. На пространственную связь урановых месторождений и основного вулканизма на плато Колорадо (США) указывал Р. Керр (Kerr. 1958) задолго до разработки адекватных представлений о происхождении месторождений песчаникового типа. Тем не менее, частичное разрушение ранее образованных залежей и даже формирование в незначительном количестве переотложенной урановой минерализации в карбонатах установлены на месторождении Семизбай в Северном Казахстане (Кондратьева и др., 1992) и в адсорбированной форме на гидроксидах железа на месторождениях Витимского района (Амалатское базальтовое плато) (Кочкин и др., 2017). Значительные масштабы переотложения оксидов урана углекислыми водами на витимских месторождениях предполагаются на основе косвенных признаков в работе (Винокуров и др., 2017).

По-настоящему для отложения руд имеют значение только те восходящие воды, которые поставляют в рудовмещающий горизонт восстановители урана. К таким флюидам, прежде всего, относятся подземные воды нефтегазоносных бассейнов, поступающие тем или иным образом (обычно по разломам) в зону рудоформирования. Примером служат месторождения Прибрежной равнины в Южном Техасе, США. Они относятся к "ролловому" подтипу месторождений в песчаниках (9.3 по МАГАТЭ) и имеют альпийский возраст. Вмещающие неогеновые породы могут не содержать углистых обломков, поэтому в качестве восстановителей урана в таком случае рассматриваются также углеводороды и сероводород, привнесенные в рудовмещающие горизонты из подстилающих осадочных водоносных горизонтов с нефтегазовой специализацией. Взаимодействие этих вод с вмещающими породами привело к пострудной пиритизации локальных участков месторождений Фелдер и Лампречт и руд и вторичному восстановлению зоны пластового окисления (Goldhaber et al., 1983). На связь песчаниковых месторождений с нефтегагоносными бассейнами США указано также в работе (Jaireth et al., 2008). В классификации МАГАТЭ выделены специальные классы месторождений (9.2.2 и 9.3.2 и другие) с привнесенными (эпигенетическими в российской терминологии) восстановителями урана (Geological ..., 2018).

Обширные очаги восстановительных новообразований обнаружены в Кызылкумской урановой провинции, Узбекистан, где они благодаря своему составу получили наименование "углекисло-битумные" (Щеточкин, 1970). В их состав кроме битума входят пирит, гетит, барит, карбонаты, каолин, кварц и другие минералы.

Зоны окисления в пределах Центрально-Кызылкуского свода имеют локальное развитие, они начали формироваться позже и изолированы друг от друга, в отличие от региональных зон окисления Чу-Сарысуйской впадины. Они обрамляют выступы палеозойского фундамента в пределах осевой части свода. Ширина зон окисления в плане обычно не превышает первых десятков километров и ограничена размерами артезианских бассейнов. Месторождения этой провинции имеют альпийский возраст и локализуются в меловых и палеогеновых отложениях (Учкудукский ..., 1996; Кисляков, Щеточкин, 2000). Запасы наиболее крупных месторождений составляют 40–50 тыс. т урана (Geological ..., 2018).

Провинция, имеющая в целом сводово-блоковую структуру, граничит с Бухаро-Хивинским нефтегазоносным бассейном (фиг. 4). Это создает условия для взаимодействия двух гидродинамических систем: инфильтрационной и элизионной. Если инфильтрационная водонапорная система действует благодаря разнице в напорах между возвышенными областями питания и более низкими участками рельефа в очагах разгрузки, то в элизионной системе напоры в водоносных горизонтах создаются при отжимании седиментационных вод за счет уплотнения осадков в пределах прогибов земной коры. Эти напорные воды изначально приобретают восходящее движение. В областях интенсивной складчатости, напоры могут задаваться благодаря геодинамическому стрессу, что в условиях Бухаро-Хивинского региона, возможно, имеет локальное значение у разломов. В пределах элизионной системы формируются разнообразные месторождения, среди которых углеводороды, свинцово-цинковые руды с подчиненным количеством флюорита, барита, кальцита, проявления целестина, серы,



Фиг. 4 Кызылкумская урановорудная провинция (из Геолого-промышленные ..., 2008, с упрощениями). 1 – выступы палеозойского фундамента из-под осадочного чехла; 2 – глубина кровли фундамента (метры); 3 – разломы; 4 – месторождения (цифры: 1 – Учкудук, 2 – Сугралы, 3 – Южный Букинай, 4 – Сабырсай,); 5 – рудопроявления.

битумов (Печенкин, 2014₁). В инфильтрационной системе наиболее значимыми являются месторождения урана, как грунтовой, так и пластовой окислительной зональности (Печенкин, 2014₂).

Подземные воды, поступающие из элизионной гидродинамической системы Бухаро-Хивинского бассейна, рассматриваются в качестве поставщика эпигенетических восстановителей в сопредельные районы с инфильтрационным режимом подземных вод. На юге Кызылкумской провинции, вблизи сочленения бассейнов с разным гидродинамическим режимом подземных вод, урановые рудные тела подчас совмещаются с ореолами битумов, а зоны пластового окисления вторично восстановлены (например, месторождение Сабырсай). В средней части провинции (месторождение Южный Букинай) в приразломных зонах осадочного чехла встречаются крупные ореолы углекислобитумных новообразований. На удалении от нефтегазоносного бассейна и ближе к центральной оси Кызылкумского свода углекисло-битумные новообразования распространены в меньшей степени и тоже у разломов, секущих и фундамент, и осадочный чехол (месторождения Учкудук и Сугралы).

В целом группа месторождений с восстановительным эпигенезом отличается рядом особенностей от классических месторождений окислительной зональности. Во-первых, в плане ураноносные зоны, связанные с восстановительным эпигенезом, часто обнаруживают черты линейности и пространственно совпадают с разрывными нарушениями в фундаменте, представляя собой пластовонадтрещинные, околотрещинные, а иногда и просто трещинные образования. Во-вторых, оруденение на этих месторождениях обычно отличается более высокими концентрациями урана (до n % U) и большей контрастностью, а иногда имеет более сложный, чем обычно, набор элементов-спутников. В-третьих, на месторождениях отмечаются признаки стадийности отложения руд или чередования стадий окисления и восстановления. В одних случаях оруденение носит реликтовый характер и имеет признаки активного разрушения инфильтрационными кислородными водами с переосаждением урана в виде скоплений регенерированных урановых черней. В других случаях оруденение может оказаться и "захороненным" в сероводородной или углеводородной газо-гидрогеохимической обстановке.

В силу того, что рассматриваемая минеральная система относится к экзогенным, критическим фактором ее успешного функционирования является состав атмосферы, климат и жизнь во всех ее проявлениях. Самые древние месторождения в песчаниках образовались около 2 млрд лет назад. Кислород в земной атмосфере тогда уже был, но континентальной растительности, остатки которой могли бы служить восстановителем урана в терригенных осадках, еще не существовало. Считается, что образование этих древних месторождений происходило путем осаждения урана газообразными восстановителями неорганического происхождения (метан, водород), поступавшими по разломам из глубин земной коры. Более или менее типичные месторождения пластовой окислительной зональности с углистой органикой в качестве восстановителя залегают в терригенных породах моложе ордовикских (Descriptive ..., 2020).

ТЕКТОНОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭКЗОГЕННОГО ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Особенности реализации модели в разных условиях

Благодаря перечисленным выше особенностям, некоторые месторождения с ярко выраженным восстановительным эпигенезом до настоящего времени остаются генетически спорными объектами. На сегодняшний день можно считать господствующей точку зрения о том, что уран, как и в случае месторождений окислительной зональности, привносился к местам его накопления инфильтрационными кислородными экзогенными растворами, осаждаясь на восстановительном барьере при взаимодействии со встречными потоками восходящих газообразных (H₂S, H₂ и др.) или жидких (битумы) восстановительных, часто термальных, флюидов (Лисицин, 1975). Согласно со второй точкой зрения, поставщиками урана являлись глубинные термальные (150-200°С) относительно щелочные сульфидно-карбонатные растворы, имевшие принципиальные черты общности с гидротермальными флюидами, отлагавшими жилы с урановой смолкой (например, тип 4 по МА-ГАТЭ). Рудоотложение осуществлялось в результате подкисления или дополнительного восстановления этих флюидов и взаимодействия с вмещающими осадочными породами и заключенными в них инфильтрационными водами и органическими компонентами (Опарышева и др., 1973). В последнее время взгляды об эндогенном источнике урана на месторождениях Центральной Азии были поддержаны в статье (Грушевой, Печенкин, 2003). Третий взгляд, который изложен в работах, касающихся месторождений Витимского района, заключается в том, что поствулканические углекислые растворы перераспределяют и обогащают исходно бедные руды окислительной зональности до высоких концентраций с привносом некоторых других элементов (Винокуров и др., 2017; Тарханова и др., 2014). Последняя точка зрения, на наш взгляд, может объяснить частные проблемы генезиса конкретных месторождений и является примером гипотез ad hoc.

Е.М. Шмариович и А.К. Лисицин (1982) обратили внимание на то, что руды рассмотренных ими генетических групп могут не только встречаться разобщенно, но и пространственно совмещаться на одной территории. При обсуждении региональных закономерностей размещения урановых месторождений восстановительного эпигенеза они обращали внимание, прежде всего, на их связь с территориями, претерпевшими постплатформенную тектоническую активизацию, что также характерно и для классических месторождений окислительного эпигенеза. Далее они подчеркивали, что связь урановых месторождений и рудосопровождающего термального восстановительно-

го эпигенеза с магматизмом выражена не всегда, но при ее наличии чаще проявляется базальтовый или андезито-базальтовый магматизм (приводился пример плато Колорадо в США). Во многих регионах, в том числе при отсутствии магматизма, наблюдается связь урановых месторождений с нефтегазоносными бассейнами (например, Ферганская впадина и Кызылкумы в Узбекистане, Южный Техас в США и другие).

Для месторождений окислительного эпигенеза восстановители обычно сингенетичные вмещающей породе — углистый детрит в сероцветных платформенных осадках. Примерами служат месторождения Чу-Сарысуйской урановой провинции в Казахстане и месторождения штата Вайоминг в США. Реже — восстановители эпигенетические, т.е. привнесены в породу после ее образования, но до поступления кислородных ураноносных подземных вод. Примерно таков взгляд на урано-гуматные месторождения, например, Амброзия-Лейк в США (класс 9.2.2 по МАГАТЭ).

Появление среди классических месторождений окислительной зональности объектов с восстановительным эпигенезом, по нашему мнению, — всего лишь региональная или локальная особенность рудообразующей минеральной системы, которую можно связать с разгрузкой в артезианский бассейн каких-либо глубинных флюидов. Наиболее часто на экзогенных урановых месторождениях распространены минеральные образования восстановительного эпигенеза, связанные с двумя типами глубинных флюидов (Кочкин, 2020). Первый – образования, связанные с водами из нефтеносных бассейнов. Эти флюиды обязательно содержат эпигенетические восстановители урана: метан, битумы, сероводород или водород. Они могут принимать участие в формировании месторождений, пространственно сближенных с нефтегазоносными бассейнами по латерали или с нефтегазоносными горизонтами по вертикали. Самый яркий пример – месторождения Кызылкумской провинции (Кисляков, Щеточкин, 2000). Другой пример – месторождения Фелдер и Лампречт в штате Texac, США (Goldhaber et al., 1983). Второй тип глубинных флюидов – постмагматические термы. Сами по себе эти термы могут и не нести восстановители урана, но могут формировать над разломами стационарный (неподвижный) гидродинамический барьер, благодаря чему формируются очень богатые и контрастные руды. В пострудный этап эти термы участвуют в консервации рудной минерализации и преобразовании вмещающих пород, включая зону окисления. Пример – углекислые воды на месторождениях Витимского района, Бурятия, Россия (Кочкин и др., 2017). Известны и более экзотические составы восходящих флюидов. Например, на месторождении Сулучекинское (Илийская долина, Казахстан) рудоносный горизонт в пострудный этап был затоплен глубоко циркулирующими азотными термами атмосферного происхождения. В соответствии с их пресным бескислородным и бессероводородным составом практически отсутствуют какие-либо восстановительные новообразования в породах. Даже зона окисления сохранила свой желтый цвет (Кочкин и др., 1990).

Примеры наложения, стадийности и особенно чередования восстановительных и окислительных процессов, известные на месторождениях в Кызылкумах (и в некоторых других регионах) говорят о том, что разнонаправленные водные потоки из соседних гидродинамических систем могут взаимодействовать вдоль своих границ. Гидродинамическая модель формирования эпигенетических новообразований на границе, где происходит встреча нисходящего по пласту и восходящего по разлому потоков подземных вод предложена в статье (Белова и др., 1982). Такая модель объясняла структурный контроль руд на месторождениях восстановительного эпигенеза, а также создания длительных и устойчивых в пространстве условий для накопления очень богатой урановой минерализации над локальными участками разломов, поставляющими эпигенетические восстановители. Важное следствие из этой модели – новообразования, генетически связанные с нисходящими и восходящими водами должны накапливаться раздельно, т.е. по разные стороны от границы их раздела. Это было подтверждено на примере реальной залежи в карьере месторождения Учкудук (Кочкин, 1989). Наложение, чередование и стадийное проявление разных видов минерализации на одном участке объясняются в этой модели пульсационным изменением соотношения расходов обоих типов вод (фиг. 5).

Урановые мегапровинции

Экзогенные эпигенетические месторождения урана разных групп благодаря единству происхождения инфильтрационных кислородных рудоформирующих растворов могут образовывать региональные рудоносные зоны (мегапровинции). Движение рудообразующего потока может быть безнапорным грунтовым или напорным в артезианском бассейне. В обоих случаях движущей силой выступает градиент напоров подземных вод, формируемый перепадом высотных отметок рельефа дневной поверхности. Это объясняет локализацию месторождений этого генетического класса на территориях, которым свойственна вертикальная дифференциация рельефа, например, в орогенных и суборогенных областях постплатформенной тектонической (тектоно-магматической) активизации.

На северной периферии Тянь-Шаньского орогена на месте Туранской плиты за неоген-четвертичное время сформировалась суборогенная об-


Фиг. 5. Схема уранового рудообразования на границе инфильтрационной и элизионной гидродинамических систем. 1 – рудное тело (ролл); 2 – приразломные восстановительные новообразования; 3 – пески сероцветные; 4 – глины и алевриты сероцветные; 5 – пески желтоцветные в зоне окисления; стрелка – направление фильтрации кислородных вод; 6 – стрелка – направление движения элизионных вод; 7 – нефтегазовые скопления; 8 – граниты; 9 – метаморфические породы; 10 – разломы.

ласть, впадины которой вмещают месторождения Чу-Сарысуйской, Сыр-Дарьинской и Кызылкумской провинций (фиг. 6). Эрозия пород в области самого орогена обеспечивала мобилизацию огромных масс урана. Приуроченность этих урановых провинций к суборогенной области – давно известный факт. На то, что сама эта область – периферия зоны коллизии Индийской и Евразийской тектонических плит, сравнительно недавно обратили внимание Г.В. Грушевой и И.Г. Печенкин (2003). Они указали, что в этом регионе "...большая часть промышленных инфильтрационных месторождений урана тяготеет к внешнему фронту затухающих коллизионных процессов (к области суборогена) ...". С южной стороны этой коллизионной границы уже в Индии также выявлено несколько песчаниковых месторождений урана таблитчатого подтипа (9.2 по МАГАТЭ). Они приурочены к молассовым отложениям миоценплейстоценового возраста, заполняющим бассейн Сивалик, протянувшийся от Джамму на западе до долины Брахмапутры на востоке (Uranium ..., 2020).

Второй пример приуроченности крупных провинций экзогенных эпигенетических месторождений урана к зоне взаимодействия тектонических плит — месторождения, которые распространены в трех провинциях США: Бассейны Вайоминга, Плато Колорадо и Прибрежная равнина Техаса (фиг. 7). Три эти района вполне можно объединить в одну мегапровинцию, приуроченную к активизированной части Североамериканской платформы на восточной периферии Североамериканских Кордильер. Это горное сооружение активно воздымается на границе взаимодействия Тихоокеанской и Североамериканской плит. В провинции есть и классические месторождения окислительной зональности (Вайоминг), и близкие к нефтегазовым районам (Техас) и к районам базальтового вулканизма (Колорадо). Все они залегают в отложениях, формировавшихся начиная с позднего мела и представленных разнообразными терригенными осадками.

Менее крупные районы современного инфильтрационного уранового рудообразования известны в поясах альпийской складчатости, отличающихся значительной вертикальной дифференциацией рельефа и подчас проявлением основного вулканизма. Например, к такому поясу приурочены месторождения Франции, Чехии, Болгарии в Западной Европе, Китая и Монголии в Азии (World ..., 2020). Положение о том, что трансконтинентальный пояс экзогенных эпигенетических урановых месторождений, локализованных в осадочных бассейнах Евразии, пространственно приурочен к границам коллизии и



Фиг. 6. Притяньшаньская урановорудная мегапровинция (схематическое изображение размещения месторождений по данным World ..., 2020 и Геолого-промышленные ..., 2008 с упрощениями). 1 – выходы фундамента; 2 – разломы; 3 – месторождения урана.

субдукции тектонических плит в кайнозое и мезозое, обосновано в работе (Печенкин, 2016). Западная часть пояса приурочена к границе Евразийской плиты с Африканской и Аравийской. Восточная часть является внутриплитной долгоживущей структурой с элементами современного рифтообразования и очагами базальтового вулканизма. На некоторых тектонических схемах эта часть орогенного пояса обозначается как граница Евразийской и Китайской плит. Граница субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийскую расположена значительно юго-восточнее.

Долгоживущие глубинные внутриплитные разломы, разделяющие воздымающиеся и опускающиеся части платформ (щиты и плиты), выступают как рудоконтролирующие структуры для некоторых мезозойских месторождений. Месторождение Долматовское — один из объектов палеодолинного типа, сформировавшихся в мезозое вдоль протяженных границ поднятых Уральского и Казахстанского щитов с опускавшейся Западно-Сибирской плитой (World ..., 2020).

Еще один протяженный район мезозойских урановых месторождений, имеющих признаки пластовой окислительной зональности, расположен на обширной территории Южной и Восточной Африки в отложениях формации Кару (Саtuneanu et al., 2005; Шумилин, Ивлиев, 2018; World ..., 2020). Формация имеет возраст от верхов карбона—ранней перми до верхнего триаса. Отложения накапливались вдоль восточной границы воздымавшейся части африканского континента. В настоящее время отложения выполняют систему грабенов (рифтов), протягивающихся от атлантического на юге до индоокеанского побережья на востоке африканского континента. Логично предположить наличие здесь долгоживущей внутриплит-



Фиг. 7. Песчаниковые месторождения урана разных подтипов на территории США (схематическое изображение по данным World ..., 2020, с дополнениями и упрощениями). 1 – выходы фундамента; 2 – урановые месторождения.

ной структуры. Вероятный возраст окисления, повидимому, соответствует триасу-юре. Предполагается, что многие из месторождений этого района являются лишь сохранившимися останцами обширной урановой провинции.

Африканский и Западно-Сибирский примеры иллюстрируют некоторые условия, которые способны обеспечить сохранность руд, накопленных экзогенными эпигенетическими системами прошлого. Так, например, позиция мезозойского месторождения Долматовское (и других аналогичных) в борту Западно-Сибирской плиты иллюстрирует благоприятный геодинамический режим погружения рудовмешающей толши на границе с поднятым древним складчатым поясом. Погружение и накопление толщи более молодых осадков обеспечило сохранность минерализации в основании чехла платформы. Африканский пример иллюстрирует другие геодинамические условия сохранности древних месторождений – опускание рудовмещающих песчаных отложений в современных рифтовых зонах.

В связи с тем, что месторождения рассматриваемого генетического типа формируются сравнительно близко к поверхности, они легко разрушаются после деградации рудообразующей системы.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 **№** 1

В этой связи условия сохранности накопленной минерализации – особый фактор, который следует учитывать при прогнозе древних месторождений. Редкий случай консервации урановых руд встречен на месторождениях Витимского района – экран многолетней мерзлоты, дополняющий прочную покрышку базальтов (Кочкин и др., 2017).

ОБСУЖЛЕНИЕ: КРИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И УСЛОВИЯ

Из современных подходов к генетическим классификациям урановых месторождений (Cunev, 2009; Шумилин, 2015; Wyborn et al., 1994; Descriptive ..., 2020) следует, что класс экзогенных эпигенетических концентраций урана занимает определенное место в природном круговороте урана.

Определение границ экзогенной эпигенетической системы является дискуссионным вопросом. Агент транспорта урана – водный раствор, как и во многих иных минеральных системах. Очевидно, что недопустимо включать в эту модель месторождения, на которых перенос урана к местам рудообразования предполагается в 4-валентном состоянии, а концентрирование — за счет

изменения температуры и давления флюидов, как например, месторождения, "связанные с вулканизмом", тип 4 (Descriptive ..., 2020). Менее очевидна ситуация с месторождениями в "калькретах" (тип "речные долины" 11.2). Там перенос урана осуществляется в 6-валентном состоянии, а механизм концентрирования урана в форме солей не является восстановительным (Descriptive ..., 2020).

Восстановление урана в месте концентрирования на классических месторождениях осуществляется на сингенетических восстановителях. При этом самые древние и многие более молодые месторождения, которые можно отнести к рассматриваемому классу, формировались при участии эпигенетических восстановителей, которые поступали с восходящими глубинными флюидами. Из этого следует, что тип восстановителя урана является критическим, но не дисквалификационным условием в рассматриваемой минеральной системе. Примеры месторождений Ферганской долины в Узбекистане (Холодов и др. 1961). которые локализованы в известняках, а также месторождений, локализованных в красноцветных песках над нефтяными скоплениями (Зеленова и др., 1969), показывают, что тип вмещающих пород также не дисквалификационное условие. То же самое касается системы внутренней структуры коллектора инфильтрационных вод. Пример месторождений Витимского района, на которых рудные тела из песчаного пласта протягиваются в разломы фундамента и в водоупорную базальтовую кровлю, показывает, что напорный гидродинамический режим позволяет кислородным водам с ураном проникать в оба водоупора и формировать тела сложной морфологии (Кочкин и др., 2014). Внутренняя структура коллектора определяет только форму, которую будут иметь рудные тела: ролловую, таблитчатую или более сложную (подтипы 9.4 и 9.5) из тех, что представлены в классификации МАГАТЭ (Geological ..., 2018; World ..., 2020). Это открывает возможности для расширения границ системы на месторождения таких промышленных типов, как "связанные с несогласием" (тип 7). По этому пути пошли австралийские геологи в работе (Skirrow et al, 2009), объединив месторождения "в песчаниках", "у древних несогласий" и тип "Westmoreland" во Фромской впадине (Австралия), в одну "бассейновую" минеральную систему. Следует отметить, что название системы дано по морфологическому признаку рудовмещающей структуры (критерий локализации), а не на генетической основе.

Отрицательная структура коллектора — синклинальная складка в осадках или вулканическая кальдера — критичное условие также и с генетической позиции. В таких структурах возможно существование артезианских бассейнов с инфильтрацией метеорных кислородных вод на глубину. По периферии структуры должен существовать источник металла. Также критичен климат региона, как фактор, влияющий на поступление кислорода и урана в подземные воды. В целом самым важным процессом является вертикальная тектоническая дифференциация территории, которая необходима для реализации экзогенной эпигенетической рудообразующей системы с инфильтрационной гидродинамикой подземных вод. Таким образом, геодинамические регионы определенного типа и определенные климатические зоны следует включать в число картографируемых критериев при составлении прогнозных материалов на месторождения рассматриваемой системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Особенности критических условий и процессов, которые необходимо принимать во внимание при прогнозе районов образования крупных экзогенных эпигенетических месторождений и провинций:

1. Осадочный или иной коллектор подземных вод как будущее вместилище артезианских инфильтрационных бассейнов должен иметь обширные размеры. Это условие является следствием геологической предыстории развития потенциально рудоносной территории.

2. Устойчивость геодинамического режима с дифференцированными вертикальными тектоническими движениями в течение миллионов и десятков миллионов лет, необходимых для накопления значительных запасов урана, могут обеспечить периферийные области орогенов вдоль активных границ плит и некоторых внутриплитных долгоживущих разломов.

3. Обилие обогащенных ураном пород, которые подвергаются эрозии в области питания инфильтрационных бассейнов. Это условие также является следствием определенной предыстории территории.

4. Обогащение потенциальных рудовмещающих пород восстановителями урана. Сингенетическое или эпигенетическое происхождение восстановителей является следствием предыстории развития территории. Образование особо богатых руд более вероятно при участии эпигенетических восстановителей, особенно когда они поступают по разломам, обеспечивая стабильное положение фронта окисления и геохимического барьера. Начиная с фанерозоя, концентрированный подток по разломам глубинных вод, обогащенных восстановителями урана, обычно является следствием соседства (или совмещения в разрезе) инфильтрационных бассейнов с нефтегазоносными элизионными бассейнами. В более отдаленные геологические эпохи главную роль играли неорганические источники эпигенетических восстановителей урана.

5. Повышенное содержание урана в поверхностных водах области питания в период рудообразования является следствием дополнительного испарительного концентрирования (климатический пресс) в особо засушливых и жарких районах. Не следует ожидать эпигенетических месторождений в эпохи древнее времени образования кислородной атмосферы. С другой стороны, геологические эпохи до появления континентальной растительности были благоприятны для проникновения кислородных вод на глубину в более широком климатическом диапазоне, поскольку кислород не расходовался на окисление органики в почвенном слое.

6. Наконец, поскольку месторождения рассматриваемого класса формируются сравнительно близко к поверхности, то при прогнозе потенциально ураноносных районов и провинций прошлого важно принимать во внимание пострудную историю. Сохранность месторождений от разрушения могут обеспечить такие процессы, как захоронение рудовмещающих пород под мощной толщей более молодых осадков, перекрытие рудовмещающих пород прочным плохо проницаемым экраном, типа базальтового покрова, погружение рудовмещающих пород в локальные грабены, затопление рудовмещающего горизонта восстановительными водами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен сотруднику ИГЕМ РАН, д. г.-м. н. Александру Арнольдовичу Пэку, прочитавшему статью в процессе ее подготовки и сделавшему предложения по ее улучшению.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Статья подготовлена при финансовой поддержке госзадания ИГЕМ РАН (тема № 0136-2018-0017).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белова Л.Л., Кричевец Г.Н., Шмариович Е.М. О гидродинамических условиях формирования эпигенетической минерализации при взаимодействии пластовых вод и восходящих трещинно-жильных растворов // Докл. АН СССР. Геология. 1982. Т. 265. № 2. С. 393– 396.

Винокуров С.Ф., Магазина Л.О., Стрелкова Е.А. Редкоземельные и редкие элементы в урановых рудах палеодолинных месторождений Витимского района: характер распределения, форма нахождения, генетическое и практическое значение // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С.141–162.

Геолого-промышленные типы урановых месторождений стран СНГ. М.: ВИМС, 2008. 72 с.

Грушевой Г.В., Печенкин И.Г. Металлогеническое районирование осадочных бассейнов Центральной Азии как предпосылка для прогнозирования ролловых ура-

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64

новых месторождений-гигантов // Региональная геология и металлогения. 2003. № 18. С. 63–73.

Зеленова О.И., Кондратьева И.А., Лисицын А.К. Эпигенетические изменения красноцветных пород и урановое рудообразование над залежами углеводородов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 2. С. 68–89.

Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978. 208 с.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2000. 608 с.

Кондратьева И.А., Боброва Л.Л., Нестерова М.В. Роль пострудных процессов в преобразовании древнего инфильтрационного уранового месторождения // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 1. С. 70–90.

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

Кочкин Б.Т. О пространственном взаимоотношении оруденения и углекисло-битумных новообразований на пластовых инфильтрационных месторождениях урана // Геология руд. месторождений. 1989. Т. 31. №4. С. 88–97.

Кочкин Б.Т. Восстановительные новообразования на экзогенных инфильтрационных месторождениях урана и их связь с восходящими подземными водами // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 1. С. 23–35. https://doi.org/10.31857/S0016777020010049

Кочкин Б.Т., Лисицин А.К., Сахарнов О.И. Геолого-геохимическая модель и палеогидрогеологические условия формирования Сулучекинского месторождения // Матер. по геологии урановых месторождений. М., 1990. Вып. 122. С. 64–75.

Кочкин Б.Т., Новгородцев А.А., Тарасов Н.Н. Мартыненко В.Г. Морфологические особенности рудных тел и генезис месторождений урана Хиагдинского рудного поля // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 6. С. 539–555.

Кочкин Б.Т., Тарасов Н.Н., Андреева О.В., Асадулин Эн.Э., Голубев В.Н. Полигенность и полихронность урановой минерализации на месторождениях Хиагдинского рудного поля (Бурятия) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С. 124–140.

https://doi.org/10.7868/S0016777017020022

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: Недра, 1975. 248 с.

Опарышева Л.Г., Шмариович Е.М., Ларкин Э.Д., Щеточкин В.Н. Особенности урановой минерализации, залегающей в породах осадочного чехла и гранитах фундамента // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 7. С. 32–44.

Печенкин И.Г. Геолого-генетические типы гидрогенных месторождений (сообщение первое) // Разведка и охрана недр. 2014₁. № 6. С. 13–20.

Печенкин И.Г. Геолого-генетические типы гидрогенных месторождений (сообщение второе) // 2014₂. № 7. С. 12–17.

Печенкин И.Г. Связь металлогении урана с геодинамическими процессами в краевых частях Евразии // Руды и металлы. 2016. № 2. С. 5–17.

№ 1 2022

Тарханова Г.А, Дубинчук В.Т., Чистякова Н.И., Никитина Е.С., Прохоров Д.А., Нечелюстов Г.Н., Ружицкий В.В. Особенности минерального состава и условия формирования руд Вершинного месторождения // Разведка и охрана недр. 2014. № 6. С. 7–13.

Тугаринов А.И. Геохимическая эволюция Земли // Природа. № 11. 1967.

Урановые месторождения Казахстана (экзогенные). Алма-Ата: "Гылым", 1995.

Учкудукский тип урановых месторождений Республики Узбекистан. Ташкент: Фан, 1996. 334 с.

Халезов А.Б. Месторождения урана в речных палеодолинах Уральского региона. Разновидности месторождений типа "несогласия" в фанерозое // Минеральное сырье. № 34. М.: ВИМС, 2017. 194 с.

Холодов В.Н., Лисицин А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 50–62.

Шмариович Е.М., Лисицин А.К. Проблемы эпигенетического уранового рудообразования в породах осадочного чехла // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 7–18.

Шумилин М.В. Урановая металлогения на палеореконструкциях континентов // Разведка и охрана недр. 2011. № 2. С. 7–11.

Шумилин М.В. Историческая металлогения урана (опыт глобального анализа). Иркутск: изд. ООО "Репроцентр", 2015. 255 с.

Шумилин М.В., Ивлев И.Л. Урановые месторождения в осадках Кару Африки: стратиграфическое положение, генезис и перспективы. "Минеральное сырье". Серия методическая № 20. М.: ВИМС, 2018. С. 39.

Щеточкин В.Н. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 4. С. 92–101.

Экзогенные эпигенетические месторождения урана: условия образования. Авт. Батулин С.Г., Головин Е.А., Зеленова О.И. и др. М.: Атомиздат, 1965.

Catuneanu O., Wopfer H., Eriksson P.G. The Karoo basins of south-center Africa // African Earth Sciences. 2005. V. 43. P. 211–253.

Cuney M. The extreme diversity of uranium deposits // Mineral. Deposita. 2009. V. 44. P. 3–9.

Dahlkamp F.J. Classification of uranium deposits // Mineral. Deposita. 1978. № 13. P. 83–104.

Descriptive uranium deposit and mineral system models. Vienna: IAEA, 2020. 313 p.

Finch W.J. Geology of epigenetic uranium deposits in sandstones in the United States // U.S. Geol. Survey, Prof. Papers 538. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1967. P. 121.

Geological classification of uranium deposits and description of selected examples. IAEA-TECDOC-1842. Vienna: IAEA, 2018. 430 p.

Goldhaber M.B., Reynolds R.I., Rye R.O. Role of fluid mixing and fault-related sulfide in the origin of the Ray Point uranium district, South Texas // Econ. Geol. 1983. V. 78. N° 6. P. 1043–1063.

Hostetler P.B., Garrels R.M. Transportation and precipitation of uranium and vanadium at low temperatures, with special reference to sandstone-type uranium deposits // Econ. Geol. 1962. № 57. P. 139–167.

Jaireth S., McKay A., Lambert I. Association of large sandstone uranium deposits with hydrocarbons // AusGeo News. 2008. \mathbb{N} 89. P. 8–12.

Kazansky V.I., Laverov N.P. Deposits of uranium // Ore deposits of the USSR. Ed. *Smirnov V.I.* London: Pitman Publ., 1977. V. II. P. 349–424.

Kerr P.F. Uranium emplacement in the Colorado Plateau // Bulletin of The Geol. Soc. of America. 1958. V. 69. № 9. P. 1075–1112.

Skirrow R.G., Jaireth S., Huston D.L., Bastrakov E.N., Schofield A., van der Wielen S.E., Barnicoat A.C. Uranium mineral systems: Processes, exploration criteria and a new deposit framework // Geoscience Australia Record. 2009/20. 2009. 44 p.

Uranium 2020: Resources, Production and Demand. NEA No. 7551. OECD, 2020. 484 p.

World Uranium Geology, Exploration, Resources and Production. Vienna: IAEA, 2020. 988 p.

Wyborn L.A.I., Heinrich C.A., Jaques A.L. Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria // AusIMM Publication Series. 1994. No 5/94. P. 109–115. УДК 553.07

УГЛЕКИСЛЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ – РУДОСОХРАНЯЮЩИЙ ФАКТОР НА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ХИАГДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (РЕСПУБЛИКА БУРЯТИЯ)

© 2022 г. И. Н. Солодов^{а,} *, М. В. Нестерова^{b,} **

^аАкционерное общество "Атомредметзолото", Москва, Россия ^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия *e-mail: Info@armz.ru **e-mail: nestmv@igem.ru

Поступила в редакцию 30.08.2021 г. После доработки 08.09.2021 г. Принята к публикации 06.10.2021 г.

Приведен фактический материал, обосновывающий смешанный режим питания рудоносного водоносного горизонта на урановых месторождениях Хиагдинского рудного поля. Существует два конкурирующих потока — инфильтрация кислородсодержащих метеогенных вод и эксфильтрация глубинных углекислых гидрокарбонатно-магниевых подземных вод, содержащих эпигенетические восстановители в виде газов и растворенного органического вещества нефтяного ряда. Эксфильтрация преобладает над инфильтрацией. Углекислые подземные воды, содержащие эпигенетические восстановители, формируют постоянно действующий восстановительный геохимический барьер, выступающий в роли рудосохраняющего фактора.

Ключевые слова: урановое месторождение, инфильтрация, эксфильтрация, углекислые подземные воды, эпигенетические восстановители, рудосохранение

DOI: 10.31857/S0016777022010087

введение

Большинство исследователей, включая авторов данной статьи, урановые месторождения Хиагдинского рудного поля (ХРП) относят к экзогенному эпигенетическому классу палеодолинного типа грунтово-пластового окисления (Коченов и др., 1997₁; Лучинин и др., 1992; Коченов и др., 1997₂; Машковцев и др., 2010; Тарханова и др., 2014; Кочкин и др., 2017; Геотехнология ..., 2017; и др.). Значительно меньшая часть специалистов в области урановой геологии придерживается эндогенной гидротермальной теории рудообразования на этих месторождениях (Маринов и др., 1988; Ильичев и др., 1990; Винокуров и др., 2018 (неопубликованные данные); Рихванов и др., 2019), в которой телетермальным углекислым подземным водам отводится главенствующая роль в урановом рудообразовании и вторичных пострудных изменениях литологической среды восстановительной направленности. При этом рудосохраняющая роль углекислых подземных вод, содержащих растворенные минеральные и органические восстановители урана, в большинстве научных публикаций не обсуждается. Лишь Б.Т. Кочкиным с соавторами (2014) сделано предположение о проникновении в пострудную стадию из фундамента глеевых растворов (безсероводородных) в тальвеговой части палеооврагов и обогащении ураном этих участков рудных залежей. При этом доказательства существования эксфильтрации глеевых подземных вод не приведены. Часто фиксируемое присутствие сероводорода в подземных водах при опробовании гидрогеологических скважин не подтверждает глеевый тип гидрогеохимической среды.

Рудные залежи (37 шт.) месторождений ХРП Хиагдинское, Вершинное, Источное, Количиканское, Кореткондинское, Намаруское, Дыбрынское и Тетрахское (фиг. 1) залегают на небольшой глубине 90—330 м и могут разрушаться кислородсодержащими метеогенными окислительными водами. Часть сторонников экзогенной и эндогенной теорий рудообразования предполагают, что рудоконсервирующими факторами, препятствующими проникновению метеогенных вод в рудоносный горизонт, выступают базальтовый трапп, покрывающий осадочные (рудоносные) и вулканогенно-осадочные отложения джилиндинской свиты, и многолетняя мерзлота, распростра-



Фиг. 1. Урановые залежи (2) месторождений ХРП в палеодолинах овражно-балочной сети на склонах Байсыханского поднятия, разрывная тектоника (3), вулканические аппараты (6). Другие условные обозначения: 1 – выходы на поверхность витимканских гранитов фундамента; 4 – ось Байсыханского поднятия; 5 – центральная часть стволовых Аталангинской и Амалатской палеодолин.

няющаяся повсеместно на площади ХРП на глубину до 40—90 м. Считается, что базальтовый покров и многолетнемерзлые породы (ММП), выступая в роли водоупора, обуславливают застойный режим фильтрации подземных вод в рудоносном горизонте.

Существующие теории рудообразования не объясняют отсутствие промышленного уранового оруденения во многих палеодолинах Витимского ураново-рудного района, частью которого являются месторождения ХРП. При наличии основных поисковых признаков: источника урана в витимканских гранитах; палеодолин на склонах поднятий, заполненных миоценовыми терригенными осадками, содержащими главный концентратор урана – органическое вещество; базальтового покрова; многолетней мерзлоты – при этом многие палеодолины безрудны или представлены урановыми рудопроявлениями, не имеющими практического значения.

Цель данного исследования обобщить новые данные по гидродинамике и геохимии подземных вод в рудоносных отложениях палеодолин, полученные в ходе геологоразведочных работ 2009— 2013 гг., снять противоречия в перечисленных моделях и дать обоснование процессам сохранения урановых руд. В этом исследовании внимание сфокусировано на промышленных рудах (mC > 0.075 м%) в пролювиально-аллювиальных глинисто-песчаногравийных отложениях нижнеджилиндинской подсвиты. Рудопроявления низкого качества и не имеющие промышленного значения в базальтах, вулканогенно-осадочных отложениях и в зонах трещиноватости гранитного скального основания в данном обобщении не рассматриваются.

ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ

Байсыханское поднятие (часть Витимского плоскогорья) и современный рельеф на территории ХРП сформировались в конце олигоцена — 23 млн лет назад (Рассказов и др., 2007) (фиг. 2). К этому времени образовались зоны разуплотнения — дорудные разрывные тектонические нарушения СЗ простирания с глубиной заложения до 2.5–5.0 км (Ильичев и др., 1990). По системе этих разломов и зон тектонической трещиноватости закладывались палеодолины (овражно-балочная сеть), расчленявшие склоны холмистых гряд. Палеодолины на южном и северном склонах поднятия в течение 17–12.5 млн лет заполнялись аллю-



Фиг. 2. Хронология событий на территории Хиагдинского рудного поля.

виально-пролювиальными делювиальными отложениями, представляющими собой перемытую кору выветривания витимканских гранитоидов. По литологическому составу миоценовые отложения нижнеджилиндинской подсвиты (N12-3dz1) это хлидолиты, песчано-глинистые, гравелитовые и дресвяные отложения (Черняева и др., 2007). В этот период в водоносном горизонте сушествовали грунтовые условия питания, транзита и разгрузки подземных вод в стволовые Аталангинскую и Амалатскую палеодолины (см. фиг. 1). Во время формирования болотно-озерных слабопроницаемых алеврито-глинистых и песчаноглинистых отложений с прослоями вулканитов верхнеджилиндинской подсвиты (N₁²⁻³dz₂) (вулканогенно-осадочная толща) гидрогеологические условия в нижнеджилиндинском рудоносном горизонте сменились на грунтово-пластовые и сформировались урановые руды (12.5-5.0 млн лет назад, Голубев и др., 2017). Режим фильтрации подземных вод из безнапорного стал безнапорнонапорным и напорным. Уран выщелачивался из элювия витимканских гранитов и поступал в рудоносный горизонт с бортов и верховьев палеооврагов.

Базальтовый вулканизм в пределах Амалатского плато протекал в четыре этапа, в период с 9.5 до 0.6 млн лет назад (Рассказов и др., 2007). Наиболее интенсивная тектономагматическая активизация проявилась в период последних двух циклов (5.0-3.0 и 1.8-0.6 млн лет назад), когда значительная часть территории Байсыханского поднятия была покрыта базальтовым покровом (хойготская свита – Q–N₂hg), перекрывшим мощным слоем до 285 м осадочные и вулканогенно-осалочные отложения лжилинлинской свиты. Лишь в центральной части Байсыханского поднятия сохранились выходы гранитов палеозойского фундамента на поверхность. По-видимому, в этот же период произошло формирование пострудных разломов СВ простирания – Кореткондинский, Иранский и Хиагдинский (см. фиг. 1). В зоне этих тектонических нарушений амплитуда смещения по субвертикальному сместителю на некоторых месторождениях достигает 60 м. По данным опытно-фильтрационных работ, зоны разломов Кореткондинского и Хиагдинского в основном представляют собой слабопроницаемые гидравлические экраны.

На территории ХРП разведкой выявлено 17 вулканических аппаратов центрального типа (см. фиг. 1), детальное описание одного из них – вул-



Фиг. 3. Результаты бокового видеокаротажа в скважине на месторождении Вершинное. Приведены фотографии базальтов в пределах многолетней мерзлоты. Тип мерзлоты – мерзлый (льдистый), трещины заполнены льдом.

кан Вершинный — приведено в статье (Коченов и др., 1997₁). Большинство вулканов погребено под покровом базальтов и на поверхности не про-явлены.

С конца олигоцена и до начала формирования базальтового траппа на территории ХРП преобладал умеренно теплый гумидный климат. Короткий период — 5.5—2.5 млн лет — существовал семиаридный климат, который с начала наступления оледенения 2.5 млн лет назад сменился бореальным.

Согласно минералогическим и геохимическим исследованиям, образование фосфатных урановых руд в нижнеджилиндинском рудоносном водоносном горизонте происходило в восстановительном геохимическом барьере под влиянием сингенетических (растительный детрит) и эпигенетических (сероводород, метан, растворенное органическое вещество нефтяного ряда, поступающие из фундамента) восстановителей (Макаров и др., 1985; Кочкин и др., 2017; Тарханова и др., 2017; Дойникова и др., 2018).

СОВРЕМЕННАЯ ИНФИЛЬТРАЦИЯ МЕТЕОГЕННЫХ ВОД В РУДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ

Как отмечено выше, ряд исследователей платобазальты и ММП принимают за абсолютный водоупор, а режим фильтрации подземных вод считают застойным. Геокриологические и гидрогеологические исследования опровергают это утверждение. По крайней мере до оледенения базальты не являлись монолитным образованием и не выступали в роли водооупора. Базальты на всю мощность сильно разрушены процессами выветривания и разбиты сетью трещин на отдельные глыбы различных размеров (фиг. 3). Каждая глыба окружена каймой осветления шириной в несколько сантиметров. Инфильтрация атмосферных вод осуществлялась через базальты практически беспрепятственно. На фотографиях, полученных с помощью бокового видеокаротажа, хорошо видны следы окисления метеогенными водами черно-зеленых базальтов в виде охр красного и желтого цвета.

В гидрогеологическом разрезе ХРП выделены четыре водоносных горизонта: в трещиноватых породах фундамента, перекрытых слабопроницаемыми отложениями глинистого элювия гранитоидов; рудоносный нижнеджилиндинский водоносный горизонт, изолированный сверху водоупорной вулканогенно-осадочной толщей болотно-озерных отложений верхнеджилиндинской подсвиты; водоносный горизонт в трещиноватых базальтах ниже подошвы ММП – базальтовый горизонт; заверша-

Источник, скважина	Возраст водовме- щающих пород	Время года, дата	Минера- лизация	Ca	Mg	Na	HCO ₃ мг/д	SO ₄	Cl	U	СО ₂ (св.)	Литера- турный источник
Романовский	γPz ₁	лето	460	33	22	42	335	25	3	2.3×10^{-2}	294	(Маринов и др., 1988)
		зима	5328	256	382	547	3965	160	18	2.0×10^{-1}	1680	
Шербахта	Kz	лето	365	40	19	35	268	0	3	4.4×10^{-4}	634	
		зима	1799	112	67	266	1268	57.6	28	4.5×10^{-4}	-	
Скв. Придо- рожная	K ₁	лето	1181	28	84	248	750	32	39	3.5×10^{-2}	H_2S	
		зима	1327	56	87	320	780	45	39	3.1×10^{-2}	H_2S	
3473 (Залежь X3) (верховье пале- одолины)	$N^{2-3}{}_1dz_1$	14.07.1987	233		26		293				101	(Пешков и др., 1993)
		03.12.1987	747		104		964				_	
2888 (Залежь Х5) (средняя часть палеодолины)	N^{2-3} ₁ dz_1	21.07.1986	255		31		329				1050	
		22.02.1986	277		31		342				154	

Таблица 1. Летнее опреснение подземных вод в пределах Витимского плоскогорья

ют разрез сезонные надмерзлотные воды — зона летнего оттаивания.

Многолетнемерзлые породы также не являются водоупором, о чем свидетельствуют следующие факты.

Мерзлота на территории ХРП плохо изучена. Ее мощность 40-90 м определена в пределах рулоносных палеодолин. На водоразделах между палеодолинами и в центральной части Байсыханского поднятия сведения о параметрах ММП отсутствуют. Тем не менее известно, что нормативная глубина сезонного оттаивания в данном районе по СНиП 2-02-01-83 составляет 6.0 м. На склонах южной экспозиции глубина оттаивания в летний период может достигать 10 м и более, а мощность ММП на региональном и локальных водоразделах сокращаться до величины <40 м. Таким образом, весьма вероятно появление на этих участках сезонных сквозных таликов, через которые может происходить инфильтрация атмосферных вод. Подтверждением существования этого процесса служат данные о летнем опреснении подземных вод в трещиноватых породах палеозойского фундамента и в рудоносном водоносном горизонте осадочных отложений (табл. 1).

На всех крупных залежах месторождений ХРП между гидрогеологическими скважинами установлен гидравлический уклон 0.00n, что свидетельствует о наличии замедленного, типичного для гидрогенных месторождений при глубине залегания рудных залежей до 300 м, а не застойного, режима фильтрации в рудоносном водоносном горизонте. Наиболее детально гидродинамика подземных вод изучена в пределах Залежи В1 месторождения Вершинное (фиг. 4). При протяженности залежи 5.5 км гидрогеологические скважины расположены через каждые 0.8 км. Это позволило точно установить изменение пьезометрической поверхности подземных вод по простиранию залежи в направлении от Иранского к Хиагдинскому разлому и подтвердить наличие потока подземных вод от верховьев к низовьям палеодолины В1. Гидравлический уклон здесь снижается от 0.008 до 0.001, и пьезометрическая поверхность выполаживается перед Хиагдинским разломом, т.к. зона разлома выступает в роли слабопроницаемого гидравлического барьера.

От верховья (Иранский разлом) к низовью (Хиагдинский разлом) палеодолины минерализация подземных вод увеличивается от 240 до 995 мг/дм³ (фиг. 5), и гидрокарбонатно-кальциево-натриевый химический состав подземных вод становится гидрокарбонатно-магниевым, что свидетельствует о развитии инфильтрационного потока от верхней части палеоврага.

Руды хиагдинского типа по сравнению с большинством промышленных руд гидрогенных месторождений специфичны не только фосфатным составом урановых минералов (Дойникова и др., 2018), но и преобладанием среди карбонатов сидерита, тогда как наиболее распространенным минералом на месторождениях этого класса является кальцит.

Сидерит идеальный индикатор окислительных и восстановительных геохимических процессов. Изучение прозрачных шлифов под бинокулярным микроскопом показало, что в скважинах

СОЛОДОВ, НЕСТЕРОВА



Фиг. 4. Изменение уклона пьезометрической поверхности подземных вод вдоль Залежи В1 месторождения Вершинное. 1 – песчано-глинистые отложения; 2 – пески глинистые, хлидолиты, гравийники водоносного рудоносного горизонта; 3 – витимканские граниты; 4 – вулканический аппарат; 5 – разломы установленные и предполагаемые; 6 – контур палеодолины; 7 – изогипсы рельефа поверхности, м; 8 – балансовые урановые руды (> 0.01%); 9 – забалансовые урановые руды (<0.01%); 10 – гидрогеологическая скважина; 11 – гидроизопьеза и значение абсолютной отметки.



Фиг. 5. Возрастание минерализации подземных вод по мере погружения рудоносного водоносного горизонта (Залежь В1). В черных прямоугольных рамках – минерализация подземных вод в мг/дм³.

по разведочной линии РЛ 117 в верхней части рудной Залежи В1 (см. фиг. 5) сидериты окислены (фиг. 6в, г), а в нижней части по разведочной линии РЛ 66 (см. фиг. 5) они восстановлены (фиг. 6а, б) и по содержанию макрокомпонентов имеют типичный для первичного сидерита состав (в %): MgO 3.27, FeO 50.56, CaO 3.29, MnO 1.04, CO₂ 41.44.

Окисленные сидериты в верховьях палеодолин являются дополнительным свидетельством развития инфильтрации атмосферных вод от их верхней части.

Еще одним доказательством существования современного инфильтрационного питания рудоносного водоносного горизонта служат данные измерения Eh в системе вода—порода, выполненные по методике A.K. Лисицина (1975) на образцах керна разведочных скважин на месторождении Дыбрынское. Исследования проведены по трем разведочным скважинам в поднятом тектоническом блоке, погружающемся в северо-восточном направлении. В этом же направлении распространяется поток подземных вод, и окислительная обстановка на глубине 95—110 м (Eh +150...+190 мВ) (фиг. 7), типичная для кислородсодержащих метеорных вод, сменяется в интервале глубин 124—150 м сильно восстановительной — Eh —420...—330 мВ, наиболее благо-



Фиг. 6. Первичный восстановленный сидерит с кристаллами пирита (а – в проходящем свете, б – в скрещенных николях) в сероцветных рудоносных песках из низовья Залежи В1 и кристаллы окисленного сидерита в отраженном свете (в) с псевдоморфозами гидрогематита, видимыми при съемке в скрещенных николях (г), в частично окисленных песках из верховья этой же залежи.

приятной для образования нингиоита (Kajitani, 1970; Solodov, 2014) и сидерита (Гаррелс, Крайст, 1968).

Таким образом, об инфильтрации метеогенных вод свидетельствует ряд факторов, проявленных в направлении от верховьев к низовьям рудоносных палеодолин: 1) наличие потока подземных вод; 2) увеличение минерализации подземных вод в этом направлении; 3) смена гидрокарбонатных кальциевых/натриевых вод гидрокарбонатно-магниевыми; 4) смена окислительных (Eh +70...+150 мВ) условий на сильно восстановительные (Eh – 400...–300 мВ); 5) появление в верховьях сульфата в количестве до 25 мг/дм³ (признак окисления сульфидов), отсутствующего в нижней части палеодолин; 6) окисленные сидериты в верхней части и неизмененные их формы в низовьях палеодолин.

Приведенные фактические данные свидетельствуют о существовании современной инфильтрации метеогенных вод. Можно предположить, что и до оледенения в период формирования урановых руд 12.5–5.0 млн лет назад происходила инфильтрация атмосферных кислородсодержащих вод. В связи с этим возникает вопрос: какие процессы сдерживали инфильтрацию и способствовали формированию восстановительного геохимического барьера и сохранению урановых руд начиная с момента их зарождения по настоящее время?

СОВРЕМЕННАЯ ЭКСФИЛЬТРАЦИЯ УГЛЕКИСЛЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Поствулканические углекислые минеральные подземные воды широко распространены на территории Забайкалья, что типично для альпийских складчатых систем (Поляков и др., 2003). Обнаружено около 300 источников этих вод (Замана, 2017). Из них примерно 30 источников это термальные воды (20–77°С), выявленные в горной части восточного Прибайкалья. По составу они преимущественно сульфатно-гидрокарбонатные натриевые кремнистые, часто с сероводо-



Фиг. 7. Возрастание с глубиной степени восстановленности гидрогеохимической среды в поднятом тектоническом блоке на месторождении Дыбрынское по данным измерения Eh в системе вода—порода (аналитик H.И. Ганина). Прямоугольниками выделены поля распространения Eh подземных вод по литературным данным: окислительно-восстановительные системы O_2 и H_2S по (Крайнов и др., 2004); системы C_{opt} и биогенного H_2 по (Лисицин, 1975).

родом и слабоминерализованные (до 1 г/л). На основной площади Забайкалья, включая и Байсыханское поднятие, распространены весьма холодные углекислые подземные воды с температурой 2–6°С.

В.М. Степановым (1963) впервые на Витимском плоскогорье обнаружен необычный тип холодных углекислых подземных вод – гидрокарбонатно-магниевые. Позднее при изучении уранового месторождения Именское в Витимском ураново-рудном районе Б.Н. Мариновым (1974) доказано, что эти воды имеют глубинный источник происхождения. Обобщение результатов гидрогеохимического опробования гидрогеологических скважин, полученных в ходе геологоразведочных работ на месторождениях ХРП, показало, что в области распространения рядовых и богатых урановых руд преобладают подземные воды именно этого состава. Содержания HCO₃ и Mg закономерно возрастают с глубиной на всех месторождениях ХРП (фиг. 8а, б). Между этими компонентами существует идеальная прямая связь (фиг. 8в), что свидетельствует об их генетической взаимосвязи. Углекислый газ и, соответственно, гидрокарбонат имеют глубинное происхождение (Поляков и др, 2003; Замана, 2017). Прямая корреляционная зависимость магния от гидрокарбоната указывает на наличие эксфильтрации не только газовой, но и жидкой фазы. Причем этот процесс связан с древними (по отношению к руде) тектоническими нарушениями в осевых частях палеодолин. Концентрация свободного СО2 возрастает с глубиной, достигая на глубине 330 м 3.5 г/дм³. Соответственно, с ростом глубины увели-



Фиг. 8. Увеличение с глубиной залегания подземных вод концентрации HCO₃ (а) и Mg (б), прямая корреляционная зависимость содержания магния от концентрации гидрокарбоната (в) в подземных водах месторождений ХРП.



Фиг. 9. Изменение содержания магния в подрудных, рудных и надрудных породах по данным силикатного анализа.

чивается содержание HCO₃ до 6 г/дм³ и Mg до 620 мг/дм³. При этом связь гидрокарбоната с Са и Na отсутствует. Кальций и натрий в подземных водах этого типа присутствуют в подчиненном количестве.

Источником магния в подземных водах, всего вероятнее, являются роговая обманка и хлориты метаморфических и изверженных пород скального основания, отличающиеся более высокой магнезиальностью (MgO 2.5–5.1%) по сравнению с рудовмещающими терригенными отложениями (MgO 0.2–0.4%) (фиг. 9).

Связь уранового оруденения с эксфильтрующимися глубинными гидрокарбонатно-магниевыми водами иллюстрирует сопоставление удельной площадной продуктивности пласта (фиг. 10а) с изменением HCO₃ и Mg (фиг. 10б) по простиранию Залежи В1 месторождения Вершинное. Концентрации гидрокарбоната и магния в подземных водах симбатны, что дополнительно свидетельствует об их генетической взаимосвязи. Самые богатые по содержанию урана руды (продуктивность достигает 45–50 кг/м²) пространственно точно совпадают с аномально высокими содержаниями HCO₃ и Mg.

Рудосохраняющим фактором в отношении урановых руд являются глубинные углекислые гидрокарбонатно-магниевые подземные воды сложного состава, содержащие эпигенетические газы-восстановители (сероводород, водород, метан, углеводороды нефтяного ряда), растворенное органическое вещество (1.44—6.25 мг/дм³), в составе которого определены кислые смолы, асфальтиты и кислые битумы (Макаров и др., 1985).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Режим питания водоносных рудоносных горизонтов смешанный — инфильтрационно-эксфильтрационный. Количественное соотношение этих потоков не установлено. Тем не менее, исходя из соотношения площадей, можно предположить, что эксфильтрация значительно преобладает над инфильтрацией.

Об инфильтрации метеогенных вод свидетельствует ряд факторов, проявленных в направлении от верховьев к низовьям рудоносных палеодолин: 1) наличие потока подземных вод; 2) увеличение минерализации подземных вод в этом направлении; 3) смена гидрокарбонатных натриевых/кальциевых вод гидрокарбонатно-магниевыми; 4) смена окислительных (Eh +70...+150 мВ) условий на сильно восстановительные (Eh –400...–300 мВ) (фиг. 4); 5) появление в верховьях сульфата в количестве до 25 мг/дм³ (признак окисления сульфидов), отсутствующего в нижней части палеодолин; 6) окисленные сидериты в верхней части и неизмененные их формы в низовьях палеодолин; 7) летнее опреснение подземных вод.

Таким образом, базальтовый трапп и многолетнемерзлые породы не являются водоупором и, соответственно, рудоконсервирующим фактором.

Рудосохраняющим фактором являются эксфильтрующиеся из фундамента глубинные гидрокарбонатные магниевые с углекислотой подземные



Фиг. 10. Связь богатых урановых руд с гидрокарбонатно-магниевой аномалией: а – распределение по площади Залежи В1 удельной площадной продуктивности урановых руд в кг/м²; б – изменение содержания магния и гидрокарбоната в подземных водах вдоль Залежи В1 в направлении от Иранского до Хиагдинского разлома.

воды сложного состава, содержащие эпигенетические восстановители. Это еще один поисковый признак для нахождения урановых руд хиагдинского типа в Витимском ураново-рудном районе.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за конструктивные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке АО "Атомредметзолото".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гаррелс М.Р., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 370 с.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ том 64 № 1

Геотехнология урана (российский опыт): монография / Под. ред. И.Н. Солодова, Е.Н. Камнева. М.: "КДУ", "Университетская книга", 2017. 576 с.

Голубев В.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. U-Pb системы и изотопный состав урана в урановом месторождении "песчаникового" (палеодолинного) типа: месторождение Дыбрын, Витимский урановорудный район, Россия // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 55. № 6. С. 467–480.

Дойникова О.А., Тарасов Н.Н., Карташов П.М. Урановая минерализация палеодолинных месторождений Витима // Разведка и охрана недр. 2018. № 12. С. 24–30.

Замана Л.В., Оргильянов А.И., Крюкова И.Г. Новые проявления углекислых вод в Юго-Восточном Забайкалье // Успехи современного естествознания. 2017. № 4. С. 78–83.

Ильичев А.В., Данковцев Р.Ф., Лукьянова В.Т., Маринов Б.Н. К вопросу о генезисе уранового оруденения в неогеновых палеорусловых структурах под покровом базальтов Витимского плато (Забайкалье) // Матер. по

геол. мест. урана. Инф. сб. КНТС. М.: ВИМС, 1990. Вып. 125. С. 46–57.

Коченов А.В., Халдей А.Е., Халезов А.Б., Шагарова В.Б. Необычные случаи концентрации урана в палеодолинах // Литология и полезные ископаемые. 19971. № 3. С. 331–336.

Коченов А.В., Халдей А.Е. К вопросу об источниках урана в экзогенных эпигенетических месторождениях // Литология и полезные ископаемые. 19972. № 4. С. 371–378.

Кочкин Б.Т., Тарасов Н.Н., Величкин В.И. и др. 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., Тарасов Н.Н., Андреева О.В. и др. Полигенность и полихронность урановой минерализации на месторождениях Хиагдинского рудного поля (Бурятия) // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 2. С. 124–140.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 248 с.

Лучинин И.И., Пешков П.А., Дементьев П.К. и др. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья // Разведка и охрана недр. № 5. 1992. С. 12–15.

Макаров С.И., Ильичев А.В., Шуршалина М.А. Углекислые ураноносные источники южной части Витимского района (Западное Забайкалье) // Матер. по геол. мест. урана. Инф. сб. КНТС. М.: ВИМС, 1985. Вып. 95. С. 131–137.

Маринов Б.Н. К вопросу о происхождении гидрокарбонатных магниевых вод во впадинах Забайкальского типа // Геохимия. 1974. № 7. С. 1093–1099.

Маринов Б.Н., Ильичев А.В. О возможной роли углекислых ураноносных вод в кайнозойском рудообразовании на Витимском плато (Забайкалье) // Матер. по геол. мест. урана. Инф. сб. КНТС. М.: ВИМС, 1988. Вып. 113. С. 90–98. *Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К. и др.* Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

Пешков П.А., Грязнов В.П., Макшанинов В.В. и др. Отчет о результатах предварительной разведки месторождений Хиагдинского рудного поля в Центральном Забайкалье с подсчетом запасов урана по состоянию на 1.05.1992. Иркутск, 1993. 246 с.

Поляков В.А., Соколовский Л.Г. Генезис и динамика минеральных вод Кавказа по результатам изотопно-геохимических исследований // Гидрогеология, инж. геология, обзор. М.: ООО "Геоинформмарк", 2003. 65 с.

Рассказов С.В., Лямина Н.А., Черняева Г.П. и др. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: Феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири. Ин-т земной коры СО РАН. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2007. 193 с.

Рихванов Л.П., Домаренко В.А., Митрофанов Е.А. Комплексный состав руд урановых месторождений и некоторые тенденции поведения микроэлементов на месторождениях Хиагдинского рудного поля (Россия) // Актуальные проблемы урановой промышленности: Сборник трудов IX Международной научно-практической конференции. Алматы, 7–9 ноября 2019. Том. 2. С. 3–10.

Степанов В.М. Минеральные воды Северо-Западного Забайкалья // Минеральные воды Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 149 с.

Тарханова Г.А., Дубинчук В.Т., Чистякова Н.И. и др. Особенности минерального состава и условия формирования руд Вершинного месторождения // Разведка и охрана недр. 2014. № 6. С. 7–13.

Тарханова Г.А., Прохоров Д.А. Генетические особенности формирования уранового оруденения "витимского" типа // Разведка и охрана недр. 2017. № 11. С. 47–59.

Черняева Г.П., Лямина Н.А., Рассказов С.В. и др. Биостратиграфия и условия накопления средне- и верхнемиоценовой вулканогенно-осадочной толщи Джилиндинской впадины Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 4. С. 460–471.

Kajitani K. A geochemical study on the genesis of ningyoite, the special calcium uranium phosphate mineral // Econ. Geol. № 65. 1970. P. 470–480.