

XXIII СИМПОЗИУМ ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ ИМЕНИ АКАДЕМИКА А.П. ВИНОГРАДОВА

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ



Москва, 14–16 ноября 2023 г.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОХИМИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В.И. ВЕРНАДСКОГО РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ГЕОХИ РАН)

XXIII СИМПОЗИУМ
ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ

имени
академика А.П. Виноградова

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

14 – 16 ноября 2023 г.

Москва

2023

ОРГАНИЗАТОРЫ:

Отделение Наук о Земле РАН
Научный Совет по проблемам геохимии РАН
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

ОРГКОМИТЕТ

председатель:
академик КОСТИЦЫН Юрий Александрович, ГЕОХИ РАН

Заместители председателя:
чл.-корр. ДУБИНИНА Елена Олеговна, ИГЕМ РАН
СЕВАСТЬЯНОВ Вячеслав Сергеевич, ГЕОХИ РАН

Ученый секретарь:
БУЙКИН Алексей Иванович, ГЕОХИ РАН

Программная комиссия:

КОСТИЦЫН Юрий Александрович, ГЕОХИ РАН – председатель
БУЙКИН Алексей Иванович, ГЕОХИ РАН
ВЕЛИВЕЦКАЯ Татьяна Алексеевна, ДВГИ ДВО РАН
ГОНЧАРОВ Иван Васильевич, ТомскНИПИнефть
чл.-корр. ДУБИНИНА Елена Олеговна, ИГЕМ РАН
ИГНАТЬЕВ Александр Васильевич, ДВГИ ДВО РАН
чл.-корр. КАМИНСКИЙ Феликс Витольдович, ГЕОХИ РАН
чл.-корр. КОТОВ Александр Борисович, ИГТД РАН
чл.-корр. КУЗНЕЦОВ Антон Борисович, ИГТД РАН
чл.-корр. ПОКРОВСКИЙ Борис Глебович, ГИН РАН
ПОЛЯКОВ Вениамин Борисович, ГЕОХИ РАН
РЕУТСКИЙ Вадим Николаевич, ИГМ СО РАН
СЕВАСТЬЯНОВ Вячеслав Сергеевич, ГЕОХИ РАН
СПАСЁННЫХ Михаил Юрьевич, Сколтех
академик ЧЕРНЫШЁВ Игорь Владимирович, ИГЕМ РАН
ШАТАГИН Константин Николаевич, ИГЕМ РАН

Организационная группа:

АНОСОВА Мария Олеговна, ГЕОХИ РАН
ДУШЕНКО Никита Владимирович, ГЕОХИ РАН
ИВАНИЦКИЙ Олег Михайлович, ГЕОХИ РАН
КУЗНЕЦОВА Ольга Витальевна, ГЕОХИ РАН
КУЛИКОВСКИЙ Владимир Евгеньевич, ГЕОХИ РАН
СОМСИКОВА Алина Вадимовна, ГЕОХИ РАН
ФЕДУЛОВ Вениамин Сергеевич, ГЕОХИ РАН
ФЕДУЛОВА Валерия Юрьевна, ГЕОХИ РАН
ФУГЗАН Мира Минигалимовна, ГЕОХИ РАН
ЦХОВРЕБОВА Анна Роландовна, ГЕОХИ РАН

XXIII Симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (14-16 ноября 2023 года). Тезисы докладов. / М: ГЕОХИ РАН, 2023, 214 с. ISBN 978-5-905049-30-9

ISBN 978-5-905049-30-9

© Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), 2023

ПРЕДИСЛОВИЕ

С 14 по 16 ноября 2023 года в Москве будет работать очередной XXIII-й Всероссийский симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Эти симпозиумы вот уже более полувека традиционно проходят в стенах Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) Российской академии наук. Они были задуманы и организованы академиком Александром Павловичем Виноградовым и с 1976 года носят его имя. Для нас очень важна и чрезвычайно полезна возможность регулярно встречаться и обмениваться своими идеями, новыми разработками, услышать мнение коллег, в том числе критическое. Живое общение невозможно заменить чтением публикаций.

Работы, представленные на этот симпозиум, охватывают широкий круг геохимических проблем. На симпозиум подано 96 докладов из 50 различных научных организаций, 89 из них принято к публикации в том или ином виде. В работе симпозиума примут участие исследователи из всех региональных отделений Российской академии наук, а также учёные из других, неакадемических организаций. Эти научные связи очень важны для нас всех, особенно в период, когда вся российская наука переживает не лучшие времена.

В целом мы отстаём по общему уровню приборной оснащённости и организации труда исследователя. Но в России есть и неплохо оснащённые лаборатории. Благодаря высокой профессиональной квалификации и репутации наших учёных нам удаётся осуществлять плодотворное сотрудничество с передовыми зарубежными лабораториями, несмотря на объективно существующие трудности.

Изотопная геохимия давно стала и продолжает оставаться одним из наиболее эффективных инструментов познания в геологии, планетологии, геоэкологии. Изотопный состав элементов устойчив в химических превращениях. С другой стороны, существуют изотопные эффекты, связанные с радиоактивным распадом, фракционированием изотопов в определённых процессах. Это позволяет в одних случаях определить источник вещества, в других – параметры процессов, в третьих – последовательность геологических событий. Всё это – необходимые элементы геологических реконструкций. Примеры подобных подходов читатель увидит в тезисах публикуемых докладов.

Доклады, как сделанные устно, так и стендовые, помещены в алфавитном порядке по первому автору, тут же публикуется и программа симпозиума.

Наука в России во все времена давалась нелегко. В.И.Вернадский писал в 1908 году «Русские учёные ведут работу в тяжёлых условиях, которые совершенно непонятны на Западе. Их нервы все время напряжены, время и силы идут на борьбу с ненужными препятствиями» (Газета «Речь». Январь 1908 г.). К сожалению, это верно и век спустя. Но мы всегда должны быть готовы к неожиданным изменениям к лучшему. Вдруг в правительстве найдутся умные люди и будут выделены большие деньги на научные приборы. Полезно быть к этому готовыми. А это подразумевает необходимость поддерживать на высоком уровне наши знания, методы, творческие устремления и энтузиазм учёного.

Председатель Симпозиума,
академик

Ю.А. Костицын

14 – 16 НОЯБРЯ 2023 Г.

Расписание
XXIII СИМПОЗИУМА ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ
имени академика А.П.ВИНОГРАДОВА

14 ноября 2023 года

10.00-13.40	Утреннее заседание
13.40-15.00	Обеденный перерыв
15.00-18.00	Вечернее заседание

15 ноября 2023 года

10.00-13.00	Утреннее заседание
13.00-14.00	Обеденный перерыв.
13.00-15.00	1-я стендовая сессия
15.00-18.00	Вечернее заседание

16 ноября 2023 года

10.00-13.00	Утреннее заседание
13.20-14.00	Обеденный перерыв
13.00-15.00	2-я стендовая сессия
15.00-16.00	Общая дискуссия. Закрытие Симпозиума.

Стендовые доклады оформляются в формате А1 или А0.

Симпозиум состоится в конференц-зале Института геохимии и Аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН по адресу: Москва, ул. Косыгина, 19.

Регистрация участников Симпозиума будет проводиться с 9 часов утра 14 ноября 2023 года.

Для входа в Институт необходимо иметь при себе паспорт.

Проезд:

Станция метро «Воробьёвы Горы» (1-й вагон из центра), далее на эскалатор, выход из которого прямо напротив входа в ГЕОХИ РАН;

Электробус «297» от метро «Ленинский проспект» до остановки «Городской дворец творчества – Метро Воробьёвы Горы».

14 НОЯБРЯ 2023 Г.

10.00-10.10 Открытие Симпозиума. Председатель Оргкомитета **Ю.А. Костицын**

УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: *Ю.А. Костицын, Е.О. Дубинина*

10.10-10.30 **Каминский Ф.В., Севастьянов В.С.** Памяти Э.М. Галимова.

10.30-11.00 **Костицын Ю.А.** Хондритовая модель Sm-Nd изотопной системы мантии Земли: исходная идея, развитие, проблемы.

11.00-11.30 **Чернышев И.В., Чугаев А.В.** Геохимия изотопов свинца: новые возможности при изучении генезиса рудных месторождений.

11.30-12.00 **Поляков В.Б.** Совместное применение ядерного неупругого гамма-резонансного рассеяния и неупругого рассеяния нейтронов для измерения β -фактора на примере пирита (FeS₂).

12.00-12.20 ПЕРЕРЫВ

12.20-12.40 **Покровский Б.Г., Кулешов В.Н., Буякайте М.И., Колесникова А.А.** Карбонатные горизонты с аномально низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ в переходных толщах от венда к кембрию – следы постледникового потопы.

12.40-13.00 **Голубев В.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Очирова Г.В.** $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, и U–Pb изотопная систематика руд урановых месторождений «песчаникового типа».

13.00-13.20 **Каменщиков А.Е.** Спектральное и вспомогательное оборудование «НКЦ «ЛАБТЕСТ» для проведения элементного и изотопного анализа.

13.20-15.00 ОБЕД

ВЕЧЕРНЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: *В.Б. Поляков, В.Н. Реутский*

15.00-15.20 **Верховский А.Б.** Памяти И.Н. Толстихина. **On-line**

15.20-15.35 **Буйкин А.И., Сорохтина Н.В.** Изотопный состав благородных газов в породах массива Себлявр (Кольская щелочная провинция): мантийная метка источника и влияние разных компонентов.

15.35-15.50 **Буйкин А.И.** Азот-аргоновая изотопная систематика как индикатор субдукционного компонента в мантийных источниках.

15.50-16.05 **Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В.** ^{40}Ar - ^{39}Ar исследование лунных метеоритов: захваченные компоненты, термальная и радиационная история.

16.05-16.20 **Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Лоренц К.А., Верховский А.Б.** Обрит Песьяное: газы, захваченные в процессе ударной переработки реголита.

16.20-16.40

ПЕРЕРЫВ

- 16.40-17.00 Каминский Ф.В., Севастьянов В.С., Кузнецова О.В. Стратификация мантии по изотопному составу углерода.
- 17.00-17.20 Реутский В.Н., Борздов Ю.М., Пальянов Ю.Н. Изотопные эффекты углерода при субдукции карбонатного вещества в металлосодержащую мантию.
- 17.20-17.40 Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Посохов В.Ф. Мегакристаллы полевых шпатов как запись истории магматических очагов.
- 17.40-18.00 Вревский А.Б. Ликвационная дифференциация коматиитов: особенности изотопно-геохимического состава и возраст (Костомукшская зеленокаменная структура, Фенноскандинавский щит). On-line.

15 НОЯБРЯ 2023 Г.

УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: *Е.О. Дубинина, В.С. Севастьянов*

- 10.00-10.30 Дубинина Е.О., Коссова С.А., Осадчиев А.А., Чижова Ю.Н., Авдеенко А.С. Изотопные системы воды ($\delta^{18}\text{O}$, δD) и растворенного неорганического углерода ($\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$, $[\text{DIC}]$) в формировании водных масс западной части Берингова моря.
- 10.30-11.00 Реутский В.Н., Борздов Ю.М. Влияние скорости роста алмаза на его изотопный состав и концентрацию примеси азота.
- 11.00-11.20 Лаврушин В.Ю., Челноков Г.А., Айдаркожина А.С., Ермаков А.В., Лямина Л.А., Брагин И.В. Стабильные изотопы С, N, O, H в минеральных водах подвижных поясов Северной Евразии.
- 11.20-11.40 Чижова Ю.Н., Дубинина Е.О., Коссова С.А. Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, δD) льда пещер Аскинская и Киндерлинская (Южный Урал) как показатель условий и механизма образования льда.
- 11.40-12.00 Дубинин А.В., Дубинина Е.О. Скорость сульфатредукции и время формирования современного состояния Черного моря по данным изотопного состава серы сульфата и сульфида.

12.00-12.20

ПЕРЕРЫВ

- 12.20-12.40 Поляков В.Б., Мироненко М.В., Аленина М.В. Совместный расчет химических и изотопных равновесий: изотопы углерода, кислорода и железа.
- 12.40-13.00 Воронин М.В., Поляков В.Б., Осадчий Е.Г., Сипавина Л.В. β -факторы железа для троилита по данным мессбауэрской спектроскопии.

13.00-14.00

ОБЕД

13.00-15.00 ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СТЕНДОВЫХ ДОКЛАДОВ.

ВЕЧЕРНЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: *Б.Г. Покровский, М.Ю. Спасённых*

- 15.00-15.20** Бажанова А.Е., Спасенных М.Ю., Торшина Л.С., Козлова Е.В., Булатов Т.Д., Леушина Е.А., Ермаков Я.Ю., Мальцева А.Ю. Изотопно-геохимические исследования нетрадиционных коллекторов Восточного Предкавказья для решения задач разведки и разработки месторождений углеводородов.
- 15.20-15.40** Гончаров И.В., Веклич М.А., Жердева А.В., Фадеева С.В., Обласов Н.В., Козырева К.В., Самойленко В.В. Особенности изотопного состава углерода нефтей и газов Восточной Сибири, как ключ к выявлению их генезиса.
- 15.40-16.00** Падалко Н.Л., Козлова Е.В., Черников Е.В., Яворов П.Ф., Булатов Т.Д., Бажанова А.Е., Леушина Е.А., Спасенных М.Ю. Изотопный анализ углерода органического вещества в комплексной характеристике юрско-меловых углеводородных систем севера Западно-Сибирского НГБ.
- 16.00-16.20** Карамов Т.И., Идрисова Е.К., Хайруллина А.И., Спасенных М.Ю. Исследование изотопного состава серы пирита в отложениях баженовского горизонта Западной Сибири.

16.20-16.40 ПЕРЕРЫВ

- 16.40-17.00 Парфенова Т.М.** Распределение стабильных изотопов органического углерода вдоль обнажения венд-кембрийских отложений на северо-востоке Сибирской платформы. **On-line.**
- 17.00-17.20 Трушков П.В., Самойленко В.В., Гончаров И.В., Веклич М.А., Солтанова А.О., Эфтор И.В., Шакиров В.А.** Изотопный состав углерода экстрактов из пород и нерастворимого ОВ доманиковых отложений Южно-Татарского свода и Мухано-Ероховского прогиба.
- 17.20-17.40 Педенчук Н.А., Гао С., Чжао Ю., Чжоу Ю.** Влияние интенсивности освещения на изотопный состав углерода биомаркеров морских диатомей *Pleurosigma intermedium* и *Rhizosolenia setigera*.
- 17.40-18.00 Ртищев Н.А., Авенирова Е.С., Покровский Б.Г., Барабошкин Е.Ю.** Новые данные о хемотратиграфии сеноманских отложений разреза горы Сельбухра-Южная (Юго-Западный Крым).

16 НОЯБРЯ 2023 Г.

УТРЕННЕЕ ЗАСЕДАНИЕ

Председатели: *А.Б. Кузнецов, К.Н. Шатагин*

- 10.00-10.20** Костицын Ю.А., Криволуцкая Н.А., Сомсикова А.В.,
Аносова М.О., Цховребова А.Р. Изотопно-геохимические
критерии рудоносности интрузивных пород Норильского региона.
- 10.20-10.40** Цховребова А.Р., Костицын Ю.А., Расс И.Т., Покровский Б.Г.
Влияние древнего литосферного материала на состав источника
вещества щёлочно-карбонатитовых пород Маймеча-Котуйской
провинции, Сибирь.
- 10.40-11.00** Цховребова А.Р., Шабыкова В.В., Силантьев С.А., Буйкин А.И.
Особенности изотопного состава Sr и Nd в закалочных стёклах
базальтов Срединно-Атлантического хребта, 12°–31° с.ш.
- 11.00-11.20** Екайкин А.А. Усовершенствованная модель изотопного состава
кислорода и водорода атмосферных осадков в Центральной
Антарктиде, включающая изотоп ^{17}O .
- 11.20-11.40** Зотина Т.А., Чугуевский А.В., Александрова Ю.В.,
Мельгунов М.С. Ретроспективная оценка потенциальной
мобильности техногенных радионуклидов в донных отложениях
р. Енисей.

11.40-12.00 ПЕРЕРЫВ

- 12.00-12.20** Коссова С.А., Дубинина Е.О., Чинова Ю.Н. Изотопные параметры
(δD , $\delta^{18}\text{O}$) эстуарных вод рек Обь и Енисей.
- 12.20-12.40** Токарев И.В., Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю., Зуев Д.М. Изотопные
($^{18}\text{O}+^2\text{H}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) признаки современной деградации мерзлоты на
юго-западе Якутии.
- 12.40-13.00** Севастьянов В.С., Федулова В.Ю., Кузнецова О.В.,
Душенко Н.В., Федулов В.С., Малова А.И., Долгоносков А.А.
Изотопно-геохимические характеристики органического вещества в
осадках сиповых полей моря Лаптевых.

13.00-14.00 ОБЕД

13.00-15.00 ПРЕДСТАВЛЕНИЕ СТЕНДОВЫХ ДОКЛАДОВ.

15.00-16.00 Общая дискуссия. Закрытие Симпозиума.
Председатели: *Ю.А. Костицын, Е.О. Дубинина*

ДАЛЕЕ – ТОВАРИЩЕСКИЙ УЖИН (запись при регистрации)!

1-Я СТЕНДОВАЯ СЕССИЯ

(15 ноября 2023г., 13.00-15.00)

1. **Авдеенко А.С., Дубинина Е.О.** Динамика остывания Эльджуртинских гранитов.
2. **Айдаркожина А.С., Лаврушин В.Ю., Челноков Г.А., Ермаков А.В.** δD , $\delta^{18}O$, $\delta^{15}N(N_2)$, $\delta^{13}C$ в CO_2 и CH_4 в термах штольни Нейтрино (Приэльбрусье).
3. **Акимов Е.Ю., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В.** Sr-Nd изотопная систематика апатита из палеопротерозойских корундосодержащих метасоматитов Хитоостров, Беломорский подвижный пояс.
4. **Бажанова А.Е., Булатов Т.Д., Козлова Е.В., Леушина Е.А., Гончарова А.В., Торшина Л.С., Спасенных М.Ю.** Изотопно-геохимические исследования пород и углеводородных флюидов Восточной Сибири.
5. **Богомолов Е.С., Левский Л.К., Мезенцева А.В., Сергеева Н.А.** Сульфиды – потенциальный компонент ядра Земли?
6. **Веклич М.А., Гончаров И.В., Жердева А.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В.** Вариации изотопного состава углерода газообразных углеводородов, ассоциированных с баженовской свитой.
7. **Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Высоцкий С.В.** Свидетельства бактериального круговорота серы в мезоархее по изотопным данным $\delta^{34}S$ и $\Delta^{33}S$ вулканогенно-осадочного месторождения Лекса (Карелия, Россия).
8. **Ветошкина О.С.** Изотопный состав углерода и кислорода в нижнепермских карбонатных отложениях, Южный Тиман.
9. **Вишневская И.А., Костицын Ю.А., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г.** Распределение изотопного состава Sr, Nd, Pb в поверхностных осадках Карского моря.
10. **Волынец А.О., Некрылов Н.А., Костицын Ю.А., Гольцман Ю.В., Певзнер М.М., Перепелов А.Б., Бабанский А.Д.** Sr-Nd изотопный состав миоцен-четвертичных вулканических пород Срединного хребта Камчатки.
11. **Гончаров И.В., Жердева А.В., Веклич М.А., Обласов Н.В., Самойленко В.В.** Аномальный изотопный состав углерода газов Западной Сибири.
12. **Давыдов В.Г., Салль Е.Г., Беляцкий Б.В., Салтыкова А.К., Антонов А.В., Кобзева Ю.В., Бильская И.В.** Развитие прецизионной методики изотопного анализа примесного серебра в образцах золота различного происхождения.
13. **Демонтерова Е.И., Пашкова Г.В., Михеева Е.А.** Тестирование методов выщелачивания для определения соотношений изотопов Sr и Nd в глине на примере стандарта глины Geopt-33 (Ball Clay, DBC-1).
14. **Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н., Коссова С.А., Ковальчук Е.В.** Реконструкция формирования расплавов, становления и остывания высоко фракционированных гранитов многофазного массива Раумид по изотопно-кислородным данным.
15. **Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю.** Оценка экологической безопасности функционирования полигона захоронения промышленных стоков на Астраханском газоконденсатном месторождении по изотопным данным.
16. **Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю.** Изотопный состав азота залежей Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения (Якутия).
17. **Иванова Е.С., Якубович О.В., Викентьев И.В., Аносова М.О., Соболев И.Д., Тюкова Е.Э.** Временные закономерности вариаций изотопного состава серы в пирите золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал).
18. **Игнатьев А.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Асеева А.В., Нестерова Н.С.** Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$) и серы ($\delta^{34}S$, $\delta^{33}S$, $\delta^{36}S$) в ассоциирующих графитах и сульфидах неархейских полосчатых железистых кварцитов (Костомукшский зеленокаменный пояс Карелии, Россия): первые данные.

19. Ильменский А.С., Леушина Е.А., Торшина Л.С., Спасенных М.Ю. Исследование изотопного состава углерода, азота и серы продуктов термического преобразования органического вещества нефтематеринских пород как метод мониторинга эффективности разработки при тепловом воздействии на пласт.
20. Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Саватенков В.М. Источники рудного вещества Алгоминского рудного узла (Алдано-Становой щит) по изотопно-геохимическим данным.
21. Кириченко И.С., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Пономарчук В.А., Реутский В.Н. Изотопы ^{13}C , ^{18}O и ^{32}S в донных отложениях термальных озер кальдеры Узон (Камчатка).
22. Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Рыбакова А.Д., Панкрушина Е.А., Рянская А.Д., Игошева В.С., Фокина А.К. Изоскейпы биодоступного стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Уральского региона РФ.
23. Козачек А.В., Екайкин А.А., Туркеев А.В., Тебенькова Н.А., Чихачев К.Б. Измерения изотопного состава кислорода и водорода водяного пара в Центральной Антарктиде: инструменты, методы и первые результаты.
24. Козлов Е.Н., Сидоров М.Ю., Реутский В.Н., Фомина Е.Н. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов девонской Кольской щелочной провинции.
25. Коста-Белобрежская Л.Н. Радиоактивные изотопы плутония ($^{239,238}\text{Pu}$ и ^{240}Pu) техногенного происхождения после аварии на Чернобыльской АЭС в «Салуджа» [SALUGGIA] в северной Италии не обнаружены.
26. Кропачева М.Ю., Репина А.В. Формы нахождения гамма-излучающих изотопов в пойменных почвах временных каналов Балчуговской протоки реки Енисей.
27. Кряжев С.Г., Соловьев С.Г., Васюков В.Е., Шумилин Д.А. Изотопный состав серы сульфидов в рудах меднопорфирового месторождения Малмыж.
28. Кудряшов Н.М., Калинин А.А., Удоратина О.В. Lu–Hf изотопный состав циркона в редкометалльных пегматитах Колмозерско-Вороньинского пегматитового поля (Кольский регион).

2-Я СТЕНДОВАЯ СЕССИЯ

(16 ноября 2023 г., 13.00–15.00)

1. Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Фокин П.А. $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в позднеюрских микробиальных марганцевых карбонатах Западно-Сибирской плиты.
2. Майорова Т.П., Ефанова Л.И. Изотопно-геохимические особенности золоторудной минерализации хребта Манитаныдр (Полярный Урал).
3. Митюшева Т.П., Смолева И.В. Изотопный состав харовых водорослей и донных осадков озер заказника «Параськины озера» (Южный Тиман).
4. Морозова А.С., Дубинина Е.О., Расс И.Т., Авдеенко А.С. Изотопные системы С и О в карбонатах, силикатных и оксидных минералах пород Ковдорского массива.
5. Нагорная Е.В., Бакшеев И.А., Краснова Е.А., Кряжев С.Г., Николаев Ю.Н. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов и серы сульфидов золоторудного месторождения Кекура, Западная Чукотка.
6. Носова А.А., Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Возняк А.А. Изотопный состав Nd в мезопротерозойских ферробазитах Ладожского грабена.
7. Обласов Н.В., Гончаров И.В., Эфтор И.В., Веклич М.А., Жердева А.В., Фадеева С.В., Самойленко В.В. Изотопные признаки полигенности нефтей Верхнечонского месторождения (Восточная Сибирь).
8. Окунева Т.Г., Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Солошенко Н.Г. Высотное распределение изотопных отношений стронция в снеге и льде на южном склоне Эльбруса в интервале высот 2300–5642 м н.у.м.

9. **Петров В.В.** Особенности изотопного состава кислорода и водорода природных вод Прибайкалья.
10. **Ронкин Ю.Л.** Геохимия изотопов Sr, Nd, Pb, Hf гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Ю. Урала.
11. **Ронкин Ю.Л., Чашухин И.С.** Геохимия изотопов Sr и Nd перцолитов массива Северный Крак (Ю. Урал).
12. **Салль Е.Г., Давыдов В.Г., Беляцкий Б.В., Салтыкова А.К., Антонов А.В., Кобзева Ю.В., Бильская И.В.** Методика прецизионного измерения изотопного состава примесного серебра в золотых образцах на многоколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой.
13. **Сандула А.Н., Шадрин А.Н.** Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных отложений в разрезах р. Утлан и нижнего течения р. Унья (визе, нижний карбон, Северный Урал).
14. **Серов П.А., Морозова Л.Н.** Нарушение Sm-Nd системы редкометалльных пегматитов Кольского редкометалльного пегматитового пояса: анализ причин.
15. **Тебенькова Н.А., Екайкин А.А., Верес А.Н., Козачек А.В.** Формирование климатического сигнала в изотопном составе кислорода и водорода атмосферных осадков Центральной Антарктиды.
16. **Токарев И.В., Абылхаева А.А., Якубович О.В.** Изотопы кислорода и водорода вод Акмолинской и Северо-Казахстанской областей Казахстана.
17. **Фадеева С.В., Гончаров И.В., Кашапов Р.С., Веклич М.А., Обласов Н.В., Самойленко В.В., Жердева А.В., Трушков П.В.** Выявление нефтематеринских толщ палеозоя юго-востока Западной Сибири по результатам изотопного состава углерода и пиролиза (Боровая, Северо-Калиновья).
18. **Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Аносова М.О., Астраханцев О.В., Постников А.В., Сабиров И.А., Сомсикова А.В., Федотова А.А.** Ранняя кора Волго-Уралии: Sm-Nd систематика.
19. **Харитонов Н.А., Барановская Е.И., Челноков Г.А., Ермаков А.В.** Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) природных вод северной части Тянь-Шаня.
20. **Хомякова В.А., Рец Е.П., Корнилова Е.Д., Козачек А.В., Екайкин А.А.** Использование относительной концентрации тяжелого кислорода в качестве естественного трассера для определения доли талого стока в бассейне горной реки.
21. **Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л., Кисин А.Ю., Пупышев А.А., Панкрушина Е.А., Мандрыгина Д.А.** Потенциальные образцы сравнения для U-Pb датирования методом ЛА-ИСП-МС: апатиты Кучинского карьера и Нижнеалабашского лога.
22. **Червяковский В.С., Червяковская М.В., Пупышев А.А., Вотяков С.Л.** U-Pb датирование и определение состава РЗЭ в апатите из одного кратера методом ЛА-ИСП-МС.
23. **Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Рассохина И.В., Оуан V., Özdemir Y., Оуан E.** Sr-Nd-Pb изотопная систематика щелочных миоцен-четвертичных базальтов Аравийской плиты (Турция): источники базитовых расплавов и их эволюция.
24. **Шабыкова В.В., Краснова Е.А., Силантьев С.А., Грязнова А.С.** Изотопный состав карбонатизированных серпентинитов Срединно-Атлантического хребта как индикатор длительности их экспонирования на морском дне.
25. **Шагалов Е.С., Киселева Д.В., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Рыбакова А.Д., Панкрушина Е.А., Рянская А.Д., Игошева В.С., Фокина А.К.** Распределение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных и подземных водах юга России (Ростовская область, Краснодарский край, республика Крым, республика Адыгея).

ДИНАМИКА ОСТЫВАНИЯ ЭЛЬДЖУРТИНСКИХ ГРАНИТОВ

Авдеев А.С., Дубинина Е.О.

ИГЕМ РАН (*elenadelta@inbox.ru*)

На примере Эльджуртинских гранитов (≈ 2 млн. лет, например, Костицын, Кременецкий, 1995), расположенных в южной части Эльбрусской неовулканической области Северного Кавказа, предлагается оценить равномерность остывания пород по уравнению Додсона (Dodson, 1973). В качестве одной из переменных в этом уравнении используется размер минеральных зерен (a). При изотопном анализе обычных мономинеральных фракций кварца или любого другого минерала, выделенных из дробленого образца горной породы, информация о размере кристаллов теряется. Для того, чтобы в уравнении Додсона параметр a полностью выполнял свою функцию, требуется отбор отдельных минеральных зерен с сохранением их геометрических параметров. Для решения данной методической задачи нами был применен метод искусственного выветривания, где в качестве главного фактора используется шоковый перепад температуры.

Эльджуртинские граниты пространственно связаны с юго-восточной частью Тырныаузского рудного поля, которое находится в северной части высокогорного Передового хребта в пределах Пшекиш-Тырныаузской тектонической зоны. Все изученные образцы представлены фрагментами керна Тырныаузской глубокой скважины (ТГС), глубина которой достигает 4001 м. Коллекция образцов представлена 5 образцами с разных глубин (Эл-3: –529 м., Эл-4: –638 м., Эл-7: –1386 м., Эл-10: –1950 м., Эл-12: –2332 м.). Эльджуртинские граниты представляют собой достаточно однообразные светлые порфировидные неравномерно зернистые породы, состоящими из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и биотита.

Для извлечения из образцов отдельных зерен кварца производился кратковременный нагрев пластинки породы с помощью газово-воздушной горелки (≈ 900 °C), и резкое охлаждение с помощью жидкого азота (-190 °C). Установлено, что разрушение пластин 1–2 см толщиной происходит после нескольких циклов нагрева-охлаждения. Образец, рассыпавшийся на минеральные зерна, разбирался на фракции под биноклем, отдельные зерна кварца были отобраны для изотопного анализа кислорода. Изотопный анализ кислорода проводился методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990) с точностью лучше, чем ± 0.1 ‰ (σ). В зависимости от размера кристалла, величины $\delta^{18}\text{O}$ в кварце варьируют в пределах 0.2–0.4 ‰ при изменении a от 0.5 до 2.5 мм. Общий интервал вариаций по всем 5-ти изученным образцам составил: $\delta^{18}\text{O}(\text{Qtz}) = 9.56\text{--}10.31$ ‰, $\delta^{18}\text{O}(\text{Kfs}) = 7.97\text{--}8.81$ ‰, $\delta^{18}\text{O}(\text{Bt}) = 4.8\text{--}5.8$ ‰.

При оценках скоростей остывания гранитных пород с помощью диффузионных уравнений (Dodson, 1973; Dennis, 1994; Farver, Yund, 1991), кварц наиболее информативен, поскольку среди породообразующих минералов гранитов он имеет минимальные скорости диффузии, и закрывается первым. На величину $\delta^{18}\text{O}(\text{Qz})$ в момент закрытия влияет изотопный состав кислорода остальных минералов, в нашем случае, полевых шпатов и биотита. Расчет

температуры закрытия изотопной системы кислорода кварца (T_q) выполнен по следующему уравнению (Дубинина и др., 2023):

$$T_q (^\circ\text{C}) = \sqrt{\frac{A_{q-p} \cdot 10^6 \cdot (X_p + X_b \cdot (1 + A_{p-b}/A_{q-p}))}{(\delta_q - \delta_R)}} - 273$$

где q – кварц, b – биотит, p – полевошпат; X_q , X_b , X_p – доля кислорода породы, приходящаяся на каждый из минералов; A_{p-b} и A_{q-p} коэффициенты в соответствующих термометрических уравнениях (использована система согласованных термометрических уравнений Chacko et al., 2001); изотопный состав кислорода кварца – δ_q , всей породы – δ_R .

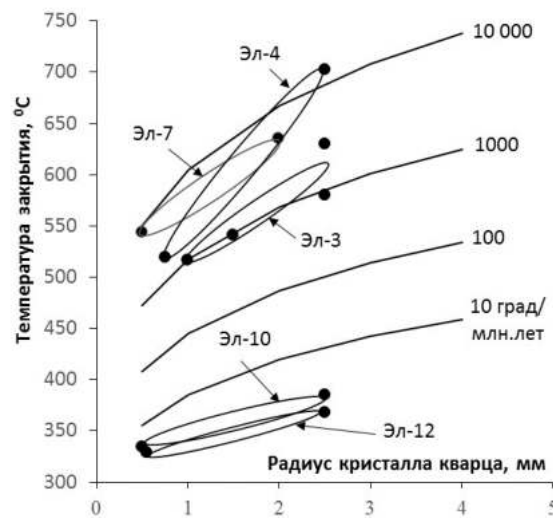


Рисунок 1. Зависимость температуры закрытия (T_q) от размера кристалла кварца. Расчетные кривые – для скоростей остывания 10 000, 1000, 100 и 10 град/млн. лет.

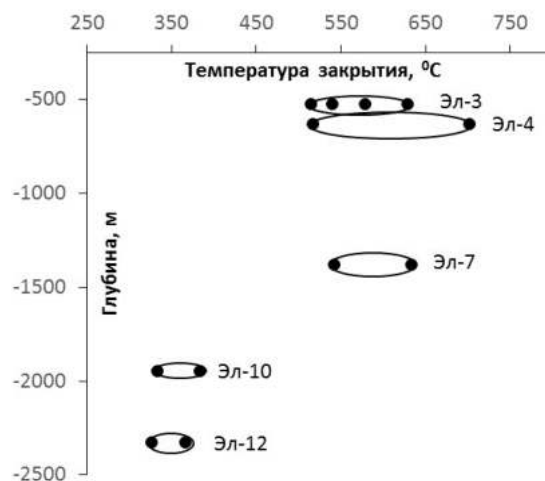


Рисунок 2. Распределение температуры закрытия кварца (T_q) в зависимости от положения образца в разрезе массива.

В идеальном случае для одного домена породы (т.е. одного образца) оценки скоростей остывания с применением зерен кварца разного размера должны быть идентичными. В 4-х образцах из пяти (кроме Эл-4) получены согласованные

оценки, но при этом скорость остывания разных образцов в пределах массива варьирует от 10 до 10 000 град/млн. лет. (рис. 1). Мы считаем, что полученные вариации оценок связаны с разным положением образцов в пределах массива, и прежде всего – с глубиной (рис. 2). В принципе, породы, находящиеся в кровле массива, остывают быстрее, т.е. T_q в них должна быть более высокой. Однако для Эльджуртинского массива скорее наблюдается разбиение образцов на две группы – граниты, имеющие более высокие T_q , отобранные на отметках керна менее 1500 м, и граниты из нижней части массива, имеющие низкие T_q . Для последних оценки скоростей остывания являются очень низкими – менее 10 град/млн. лет. Исходя из хорошо известного возраста массива, можно точно охарактеризовать эти скорости как нереально низкие. Скорости остывания пород в верхней части массива, напротив, вполне реальные.

Полученные данные показывают, что, несмотря на довольно однородное строение, становление Эльджуртинских гранитов массива было, как минимум, двухфазным. Нижняя часть массива может быть отнесена к первой фазе, которая испытала повторный прогрев при становлении гранитов верхней части. из-за чего оценки скоростей ее остывания оказались заниженными (Дубинина и др., 2023). Вероятно, что граница между фазами внедрения лежит в области отметки 1500 м, где действительно наблюдаются следы флюидного воздействия на породы. Более четкой геологической границы на данной глубине не отмечается, что говорит о крайне малом временном интервале между внедрениями. Предлагаемый подход позволяет идентифицировать такие кратковременные события, как небольшой перерыв в становлении крупного интрузивного тела, что крайне затруднительно установить другими методами.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН.

Литература

- Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н. и др. (2023) // *Петрология*. Т. 31. № 4. С. 349–375.
- Костицын Ю.А., Кременецкий А.А. (1995) // *Геохимия*. № 6. С. 780–797.
- Dennis P.F. (1984) // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. V. 89. Iss. B6. P. 4047–4057.
- Dodson M.I. (1973) // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 40. Iss. 3. P. 259–274.
- Farver J.R., Yund R.A. (1991) // *Chem. Geol.* V. 90. Iss. 1–2. P. 55–70.

$\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$, $\delta^{13}\text{C}$ В CO_2 И CH_4 В ТЕРМАХ ШТОЛЬНИ НЕЙТРИНО (ПРИЭЛЬБРУСЬЕ)

Айдаркожина А.С., Лаврушин В.Ю., Челноков Г.А., Ермаков А.В.

ГИН РАН (altin.echo@mail.ru)

Геохимическими методами изучены углекислые источники, находящиеся в долинах рек Баксан, Малка и Худес. Выявлено, что наблюдаемые в них значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, идентичны местным водам рек и пресных родников. Впервые проведены изотопные ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$, $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и CH_4) исследования

термальных углекислых вод (до 41.3 °С), выходящих в забое 4-х километровой исследовательской штольни Баксанской нейтринной обсерватории, далее штольня Нейтрино.

Работа выполнена на основе результатов экспедиционных работ, проведенных в 2021 г и 2022 г. в Северном Приэльбрусье. Было обследовано около 18 источников, четыре из которых находились в штольне Нейтрино.

Даная работа продолжает начатые ранее исследования углекислых минеральных источников, связанных с Эльбрусской областью развития плиоцен-четвертичного вулканизма на Большом Кавказе (Костенко, Лаврушин, 2005; Лаврушин и др, 2020; Щербак, 1965). Несмотря на проведение многолетних исследований, часть проблем не была решена. В частности, до сих пор не были исследованы геохимическими методами горячие источники, выходящие в забое исследовательской горизонтальной штольни Нейтрино.

Штольня пробита в правом борту р. Баксан напротив одноименного поселка. Ее протяженность составляет почти 4 км. В забое штольни разгружаются горячие углекислые источники с температурой воды до 41.3 °С. Такая высокая температура воды с одной стороны может быть обусловлена тем, что штольня находится в центральной части обширной изотопно-гелиевой ($^3\text{He}/^4\text{He}$) аномалии, маркирующей глубинный вулканический очаг вулкана Эльбрус (Лаврушин и др., 2020). С другой – она может быть следствием вскрытия вод на значительной глубине в толще пород. Забой штольни, где отмечены выходы горячих источников, перекрыт почти двухкилометровой толщей кристаллических пород палеозойского возраста (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы). Поэтому высокая температура подземных вод может отражать естественные геотермические условия в недрах горы Курмутау (3945 м).

Проведенные ранее исследования изотопных характеристик воды углекислых источников Приэльбрусья показали (Лаврушин, 2012), что наблюдаемые в них значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, идентичны водам местных рек и пресных родников и на диаграмме $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ группируются вблизи глобальной линии метеорных вод. На активное участие в формировании водного баланса углекислых источников атмосферных осадков также указывает и выявленные зависимости значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ от абсолютных отметок выходов источники (Лаврушин, 2012). В отличие от всех остальных поверхностных углекислых источников Приэльбрусья вода терм из штольни Нейтрино заметно обогащена тяжелым изотопом кислорода (^{18}O) (рис. 1). Причем фигуративные точки, отобранные на разном удалении от забоя штольни на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ формируют хорошо выраженный тренд, пересекающий линию местных поверхностных вод в области значений $\delta^{18}\text{O} = -15.3$ и $\delta^2\text{H} = -104$ ‰. Его можно интерпретировать как линию смешения изотопно-легких и изотопно-тяжелых вод. Первые – это ледниковые или атмосферные воды, сформировавшиеся на больших высотах горы г. Курмутау. Вторые, очевидно, имеют глубинное происхождение. Это могут быть как древние седиментационные воды, долгое время взаимодействовавшие с вмещающими породами при повышенных температурах, так и магматогенные воды, поступающие к поверхности из вулканической камеры вулкана Эльбрус. Однозначно определить генезис изотопно-тяжелых вод не представляется возможным из-за примеси ледниковых вод. Экстраполяция тренда на рис. 1,

сформированного этими точками, в область более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ в принципе допускает вероятность их магматогенного происхождения, но и не исключает предположение об их коровом – метаморфогенном генезисе.

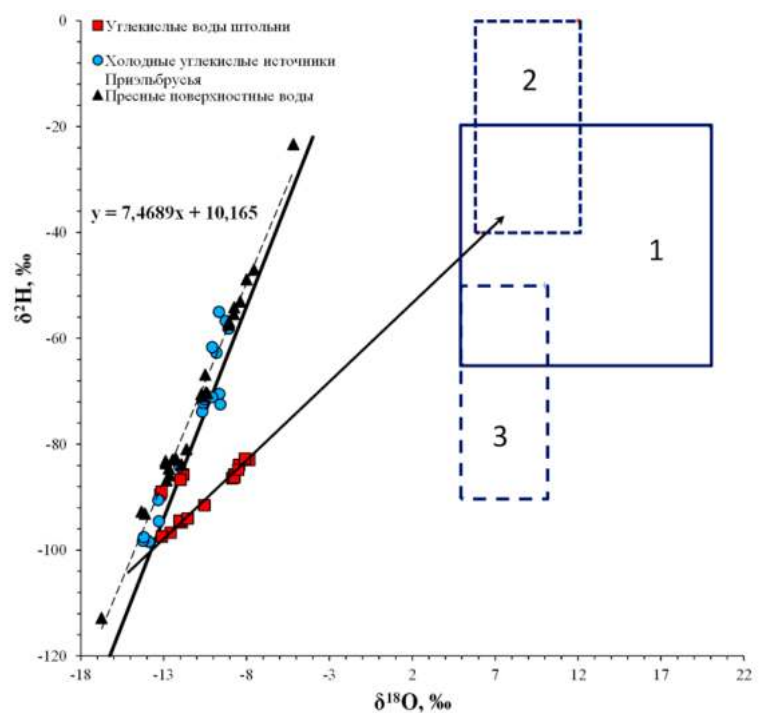


Рисунок 1. Особенности изотопного состава кислорода и водорода углекислых и поверхностных вод Приэльбрусья. Линиями показано: жирной линией – глобальная линия метеорных вод, стрелкой – линия тренда для углекислых вод штольни, пунктиром – линия местных поверхностных вод; боксами обозначены разные типы глубинных вод: 1 – метаморфогенные (Тейлор, 1982 и др.), 2 – «андезитовые» (Allard, 1983) и 3 – «базальтовые» (Таран, 1989).

В газах штольни было выявлено, впрочем, как и в газах ближайших к штольне углекислых источников Приэльбрусья, присутствие метана в концентрациях до 0.5 %, характеризующегося высокими значениями $\delta^{13}\text{C} = -33.5 \dots -26.0$ ‰. Этому метану сопутствует углекислота с «мантийными» значениями $\delta^{13}\text{C}$ ($-8.0 \dots -6.4$ ‰) и азот с примесью неатмосферной составляющей. Последняя, судя по значениям $\delta^{15}\text{N} = +1.3$ ‰, имеет коровый генезис. Высказана гипотеза, что появление изотопно-тяжелого метана в газах Приэльбрусья может быть следствием не только вулканической активности, обеспечивающий изотопный обмен в системе « $\text{CO}_2\text{--CH}_4$ », но и, в какой-то степени, быть следствием активности метанотрофных термофильных бактерий, окисляющих CH_4 .

Литература

- Костенко О.Е., Лаврушин В.Ю. (2005) // ДАН. Т. 404. № 1. С. 100–104.
 Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. Труды ГИН РАН. Вып. 599. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.
 Лаврушин В.Ю., Айдаркожина А., Покровский Б.Г. и др. (2020) // Геохимия. Т. 65. № 11. С. 1115–1128.
 Тейлор Х. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. В кн.: Барнс Х. (ред.) Геохимия гидротермальных рудных

месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–237.

Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Дубик Ю.А. (1989) // Докл. АН СССР. Т. 304. № 2. С. 440–443.

Щербак В.П. (1965) // Геохимия. № 7. С. 889–894.

Allard P. *Origins of hydrogen, carbon, sulfur, nitrogen and rare gases in volcanic exhalations: evidence from isotope geochemistry*. In: Tazieff H., Sabroux J.C. (eds.) *Forecasting of volcanic events*. Amsterdam: Elsevier, 1983. P. 337–386.

Sr–Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА АПАТИТА ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОРУНДОСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ ХИТООСТРОВ, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Акимова Е.Ю.¹, Кузнецов А.Б.², Константинова Г.В.²

¹СПбГУ (e.akimova@spbu.ru), ²ИГГД РАН (antonbor9@mail.ru)

Палеопротерозойские корундсодержащие метасоматиты Хитоостров – самое крупное проявление корундовой минерализации в Беломорском подвижном поясе. Эти метасоматиты характеризуются уникальным изотопным составом кислорода и водорода, значения $\delta^{18}\text{O}$ в них достигает -27‰ , $\Delta^{17}\text{O}$ до -14‰ , а δD опускается до -235‰ (Bindeman et al., 2014 и ссылки там). Существуют разнообразные гипотезы о происхождении аномалии изотопного состава кислорода, большинство из которых предполагает участие метеорных вод в процессе минералообразования, но есть и альтернативные точки зрения, допускающие эндогенное происхождение аномалии. Например, изучение изотопного состава благородных газов в валовых образцах и мономинеральных фракциях корундсодержащих пород (Акимова и др., 2017) показало, что участие атмосферной компоненты во флюидных включениях минимально. В то же время, фиксируются повышенные содержания ^3He , что обычно является меткой глубинных пород.

Дополнительным способом установить источник флюида, участвовавшего в процессе минералообразования, является исследование изотопного состава Sr и Nd в апатите (Фор, 1989), но для корундсодержащих пород Хитоостров ранее таких работ не проводилось.

Для исследования были отобрано несколько образцов корундсодержащих пород проявления Хитоостров, где аномалия изотопного состава кислорода и водорода выражена наиболее явно. Для сравнения были также отобраны пробы вмещающих пород – гранатовых амфиболитов и кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи.

Из всех проб были отобраны мономинеральные фракции апатита. При изучении Rb–Sr и Sm–Nd систематики истертые образцы апатита обрабатывались 0.1 N раствором соляной кислоты, а затем растворялись в 1 N HCl (Горохов и др., 2016). Концентрации и изотопный состав Rb, Sr, Sm, Nd определяли масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ^{87}Rb – ^{84}Sr .

Как следует из полученных данных, апатиты в корундсодержащих породах, кианит-гранат-биотитовых гнейсах и гранатовых амфиболитах характеризуются схожими ϵNd , меняющимися в довольно узком диапазоне (примерно от -7 до -11). При этом отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – в апатитах из кианит-гранат-биотитовых гнейсов равно 0.7253 , из корундсодержащих пород – 0.7086 – 0.7089 , а в гранатовых амфиболитах оно минимально – 0.7056 . На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – ϵNd точки корундсодержащих пород и гранатовых амфиболитов оказываются на линии смешения нижнекорового и мантийного источников, а точка вмещающих кианит-гранат-биотитовых гнейсов несколько смещена в сторону верхнекорового источника (рис. 1).

Sm–Nd возраст апатита из всех исследованных пород около 1.78 ± 0.2 млрд лет в пределах погрешности совпадает с возрастом свекофеннского этапа регионального метаморфизма и с возрастом корундсодержащих пород, определенным U–Pb методом по цирконам (Серебряков и др., 2007 и ссылки там).

Пониженные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатите из корундсодержащих пород могут свидетельствовать о глубинном (нижнекоровом либо мантийном) источнике флюида, приведшего к метасоматический переработке кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи. При этом изотопный состав Nd мог как изменяться в процессе метасоматоза, так и наследоваться от вмещающих пород, поскольку при флюидном воздействии на апатит изотопный состав неодима меняется значительно слабее, чем концентрации Sm и Nd, а тем более Sr и Rb и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Li et al., 2022a,b).

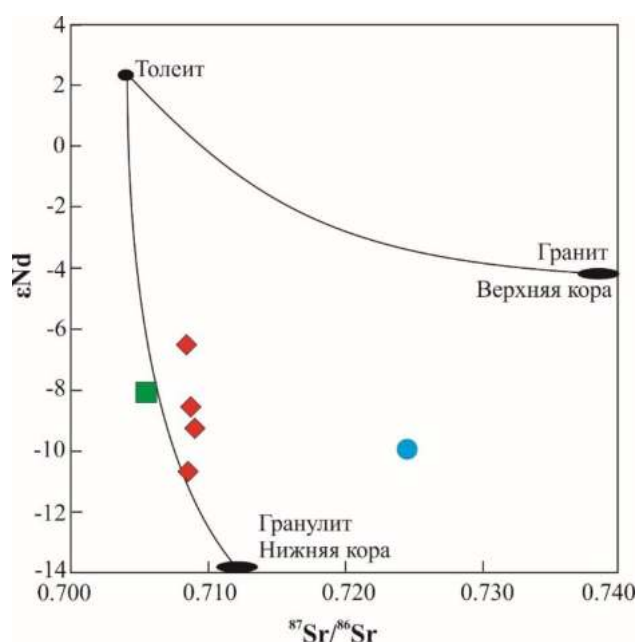


Рисунок 1. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – ϵNd с полями возможных источников флюида (мантийный, нижнекоровый, верхнекоровый) и линиями смешения между ними (по Фору, 1989). Красным цветом показаны точки корундсодержащих пород, синим – точка кианит-гранат-биотитовых гнейсов чупинской толщи, зеленым – точка гранатовых амфиболитов по габбро.

Таким образом, новые данные по изотопному составу Sr и Nd в апатите из палеопротерозойских корундсодержащих метасоматитов свидетельствуют в

пользу их глубинного происхождения и ставят под сомнение гипотезы о поверхностном происхождении аномалии изотопного состава кислорода.

Литература

- Акимов Е.Ю., Козлов Е.Н., Лохов К.И. (2017) // *Геохимия*. № 11. С. 1015–1026.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В. и др. (2016) // *Стратиграф. Геол. корреляция*. Т. 24. № 1. С. 3–22.
- Серебряков Н.С., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. и др. (2007) // *ДАН*. Т. 413. № 3. С. 388–392.
- Фор Г. *Основы изотопной геологии*. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. (2014) // *Geosphere*. V. 10. Iss. 2. P. 308–339.
- Li X.-C., Harlov D.E., Zhou M.-F. et al. (2022a) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 323. P. 123–140.
- Li X.-C., Harlov D.E., Zhou M.-F. et al. (2022b) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 330. P. 191–208.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД И УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Бажанова А.Е., Булатов Т.Д., Козлова Е.В., Леушина Е.А., Гончарова А.В.,
Торшина Л.С., Спасенных М.Ю.

Сколтех (Alina.Bazhanova@skoltech.ru)

Нефтегазовый комплекс Восточной Сибири, основная часть месторождений углеводородов (УВ) которого относится к докембрийским и кембрийским отложениям, является ключевым для воспроизводства сырьевой базы России, учитывая высокую долю прогнозных и перспективных ресурсов, а также близость к активно развивающимся Азиатско-Тихоокеанским рынкам сбыта. Неравномерная изученность углеводородных систем данного района обуславливает актуальность проведения комплексных исследований органического вещества (ОВ), включая определение условий осадконакопления, генерации, миграции и аккумуляции УВ.

В работе изучены нефти, потенциально нефтематеринские породы (НМТ) и коллекторские интервалы из рифейских, вендских и кембрийских отложений. Методика геохимического анализа включала пиролиз Рок-Эвал (HAWK, Wildcat Technologies), SARA-разделение, ГХ×ГХ-МС (Pegasus 4D, LECO) и изотопную масс-спектрометрию (Delta V Plus, Thermo Fisher Scientific). Получены изотопно-фракционные кривые по углероду, азоту и сере.

По результатам пиролитических исследований НМП наибольшим содержанием органического углерода (ТОС) характеризуются аргиллиты рифея (до 15 вес. %) и венда (до 27 вес. %). Минимальные значения ТОС в изученной коллекции установлены в интервале венд-кембрийского карбонатного разреза: 0.3...0.7 вес. %. Пиролитические и молекулярные характеристики пород, полученные с помощью резервуарного метода, позволили выявить интервалы в венд-кембрийских отложениях, насыщенные миграционными УВ.

В НМП рифейского возраста значения изотопного состава углерода, серы и азота породы в среднем -34.0‰ VPDB , 0.1‰ CDT и 2.8‰ Air ; в карбонатно-глинистых породах венда -32.0‰ VPDB , 7.2‰ CDT и 7.6‰ Air ; в глинистых породах венда -40.5‰ VPDB , -10.0‰ CDT и 2.5‰ Air , соответственно. Интервалы в пределах венд-кембрийского карбонатного разреза характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}} -35.2\ldots 30.4\text{‰ VPDB}$. Значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от -0.2 до 38.7‰ CDT .

Значения $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{15}\text{N}$ для экстрактов и исследованных нефтей отражают различия в генезисе флюидов (Тимошина, 2005). Для экстрактов глинистых пород рифейского возраста изотопный состав углерода составляет -32.5‰ VPDB , серы 10.4‰ CDT и азота 8.3‰ Air ; карбонатно-глинистых пород венда -30.9‰ VPDB , 6.7‰ CDT и 2.9‰ Air ; глинистых пород венда -35.5‰ VPDB , 0.7‰ CDT и 3.2‰ Air , соответственно. В коллекторских интервалах карбонатного венд-кембрийского разреза изотопный состав экстракта $\delta^{13}\text{C} -35.5\text{‰ VPDB}$, $\delta^{34}\text{S} 7.7\text{‰ CDT}$ и $\delta^{15}\text{N} 4.1\text{‰ Air}$. Изотопный состав углерода нефти из вендского резервуара составляет -29.4‰ VPDB . В вышележащем карбонатном разрезе изотопный состав углерода нефти имеет более легкие значения -35.4‰ VPDB , $\delta^{34}\text{S}$ до 8.0‰ CDT и $\delta^{15}\text{N} 3.0\text{‰ Air}$.

Проведенные исследования расширяют представления об УВ системах Восточной Сибири. Полученные данные изотопного состава и изотопно-фракционные кривые использованы для корреляции нефть-нефть и нефть-нефтематеринская порода и подкрепляют выводы, полученные ранее на основе пиролитических и биомаркерных исследований.

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-10-2022-011 в рамках программы развития НЦМУ.

Литература

Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтепроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. Новосибирск: СО РАН Гео, 2005. 166 с.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ РАЗВЕДКИ И РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

Бажанова А.Е., Спасенных М.Ю., Торшина Л.С., Козлова Е.В., Булатов Т.Д.,
Леушина Е.А., Ермаков Я.Ю., Мальцева А.Ю.

Сколтех (Alina.Bazhanova@skoltech.ru)

Изотопно-геохимические исследования органического вещества нефтематеринских пород и углеводородных коллекторов являются информативным инструментом изучения нефтяных систем. Предкавказский

регион имеет более чем столетнюю историю геологических исследований и нефтегазодобычи, однако, разработка нетрадиционных коллекторов (внутри керогенонасыщенных пород) остается актуальной задачей для нефтяных компаний, работающих в данном регионе. К нетрадиционным коллекторам относятся нефтяные сланцы кайнозойских отложений, включающие хадумскую, кумскую и другие свиты. С целью анализа перспективности разработки данных объектов авторами проведены геохимические и изотопные исследования органического вещества пород и экстрактов из этих пород.

Материалом для исследований являются образцы керна одной из скважин, вскрывших палеогеновые отложения, в районе Прикумской системы поднятий (Ставропольский свод) Восточно-Предкавказского нефтегазоносного бассейна.

По данным литологических и пиролитических исследований в палеогеновом разрезе были выделены и подробно охарактеризованы хадумская и кумская свиты. По пиролитическим исследованиям выделены нефтенасыщенные интервалы двух типов: нефтеаккумулирующие интервалы с повышенными коллекторскими свойствами (коллектор I) и технологически стимулируемые породы, имеющие вторичную пористость за счет преобразования органического вещества (коллектор II) (Козлова и др., 2022), подтвержденные данными молекулярного и изотопного состава экстрактов.

Исследования изотопного состава углерода, азота и серы пород и SARA фракций экстрактов пород проводились на изотопном масс-спектрометре Delta V Plus, Thermo Fisher Scientific. Для анализа генезиса флюидов авторами использованы изотопно-фракционные кривые (SARA фракции) по углероду, азоту и сере.

По результатам исследований отмечены значительные вариации элементного и изотопного состава C_{org} , N_{bulk} и S_{bulk} пород. Керогенонасыщенные отложения хадумской и кумской свит характеризуются высокими значениями C_{org} (до 6.5 вес. % и до 17.7 вес. %, соответственно). Средние значения изотопного состава углерода керогена хадумской свиты -28.9‰ VPDB , кумской свиты -27.5‰ VPDB . В отложениях отмечается повышенное содержание серы: S_{bulk} до 4.8 вес. % в хадумской свите и до 3.3 вес. % в кумской свите. Для изотопного состава серы характерны значения в широком диапазоне $-29.6\text{‰} \dots 1.4\text{‰ CTD}$, пониженные значения наблюдаются при повышенном содержании серы. Изотопный состав азота $\delta^{15}N_{bulk}$ варьирует в диапазоне $-5.1\text{‰} \dots 6.3\text{‰ Air}$.

Выделенные по пиролитическим данным коллекторские интервалы по изотопным характеристикам имеют отличия от вмещающих керогенонасыщенных толщ, которые характеризуются повышенными содержаниями органического углерода C_{org} 2.3...5.6 вес. % и серы S_{bulk} до 3.5 вес. %. Изотопный состав углерода керогена пород $-26.3\text{‰} \dots -30.4\text{‰ VPDB}$; серы $-24.6\text{‰} \dots -10.9\text{‰ CTD}$; азота $-0.5\text{‰} \dots 1.8\text{‰ Air}$. Коллектор I типа в хадумской свите занимает центральную часть разреза и характеризуется контрастными значениями изотопного состава по сравнению с ниже- и вышележащими отложениями. Для этих отложений присущи более низкие значения C_{org} менее 1.2 вес. % и S_{bulk} 0.8 вес. %. Изотопный состав углерода керогена пород варьирует в диапазоне $-29.4\text{‰} \dots -30.1\text{‰ VPDB}$. Для изотопного состава серы характерны повышенные значения до 1.4 % CTD. Изотопный состав азота $\delta^{15}N_{bulk}$ варьирует в

диапазоне $-1.1...6.3\text{ ‰ Air}$. Коллекторы II типа, выделенные в пределах керогенонасыщенных пород, характеризуются промежуточным значением S_{org} – меньше 2.0 вес. % при повышенном содержании S_{bulk} до 4.8 вес. %; облегчением изотопного состава на одну ‰ по углероду и до -26.3 ‰ CTD в среднем по сере относительно вмещающих толщ.

Изменения изотопного состава пород связаны со сменой обстановок осадконакопления, в частности, опреснением бассейна Паратетис (Попов и др., 2019), что нашло отражение в смене литологического состава и исходной биоты. Комплексные изотопно-геохимические исследования позволяют фиксировать эти изменения в керновом материале. Подтверждено, что повышенное содержание серы и пониженные значения ее изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ в обогащенных S_{org} интервалах хадумской и кумской свит соответствуют промежуткам господства сероводородного заражения. Изотопный состав азота керогена отражает, прежде всего, исходный состав морской биоты, а также связан с термической зрелостью органического вещества.

Установлены различия нефтегенерирующих и аккумулярующих интервалов в формах изотопно-фракционных кривых по углероду, азоту и сере. В целом значения $\delta^{13}\text{C}$ фракций экстрактов коллекторских интервалов ниже значений для нефтематеринских пород. Для $\delta^{15}\text{N}$ и $\delta^{34}\text{S}$ наблюдается противоположный тренд. Выделенные маркеры нефтегенерирующих и нефтеаккумулярующих участков по изотопным характеристикам позволяют идентифицировать присутствие в породах миграционного битумоида.

Таким образом, проведенные в работе комплексные изотопно-геохимические исследования позволили выделить коллекторские интервалы в разрезе отложений хадумской и кумской свит и охарактеризовать их по изотопному составу пород и насыщающих флюидов. В том числе, установлена генетическая связь пород и флюидов в разрезе нефтематеринских отложений.

Продуктивность выделенных интервалов была подтверждена промысловыми работами 2023 г., в ходе которых выделенный коллектор в пределах хадумской свиты показал устойчивый дебет после проведения многостадийного гидроразрыва пласта. В настоящее время исследуется возможность использования данных по молекулярному и изотопному составам флюидов для решения задач мониторинга разработки.

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-10-2022-011 в рамках программы развития НЦМУ.

Литература

Козлова Е.В., Булатов Т.Д., Лушина Е.А. и др. (2022) // 24 Международная научно-практическая конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа «Геомодель-2022». 5–8 сентября 2022, Геленджик. Тезисы докладов. С. 208–212.

Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф. и др. (2019) // Стратиграф. Геол. корреляция. Т. 27. №. 3. С. 70–92.

СУЛЬФИДЫ – ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ КОМПОНЕНТ ЯДРА ЗЕМЛИ?

Богомолов Е.С.^{1,2}, Левский Л.К.¹, Мезенцева А.В.¹, Сергеева Н.А.¹

¹ИГГД РАН (*e.bogomolov@mail.ru*); ²ВСЕГЕИ

С целью поиска первичного изотопного состава свинца были изучены палеорархейские породы побужской гранулит-гнейсовой области Украинского щита. Ранее для этих пород были получены возрасты циркона (метод SIMS), варьирующие в широких пределах от 2.00 до 3.75 млрд лет (Лобач-Жученко и др., 2017).

В настоящем исследовании применялся Pb–Pb Step Leaching метод, который, как показал наш опыт, является оптимальным при изучении архейских пород. Из первых, сравнительно мягких кислотных выщелоков извлекаются изотопы (или химические элементы), относящиеся к сульфидным включениям, более жесткая обработка в дальнейшем обеспечивает получение данных для вмещающей породы. Полученные для сульфидных включений результаты были аналитически безупречны, но тем не менее неожиданными. Измеренный возраст оказался равным 4695 ± 14 млн лет, что превышает возраст хондритов (4567 млн лет) на ≈ 100 млн лет и соответствует более примитивным изотопным параметрам по сравнению с CD, как это показано на графике (Albarede, 2009). Ранее подобный «избыточный» возраст не отмечался для земных пород, но зафиксирован в лунной почве реголита (Tera, Wasserburg, 1972).

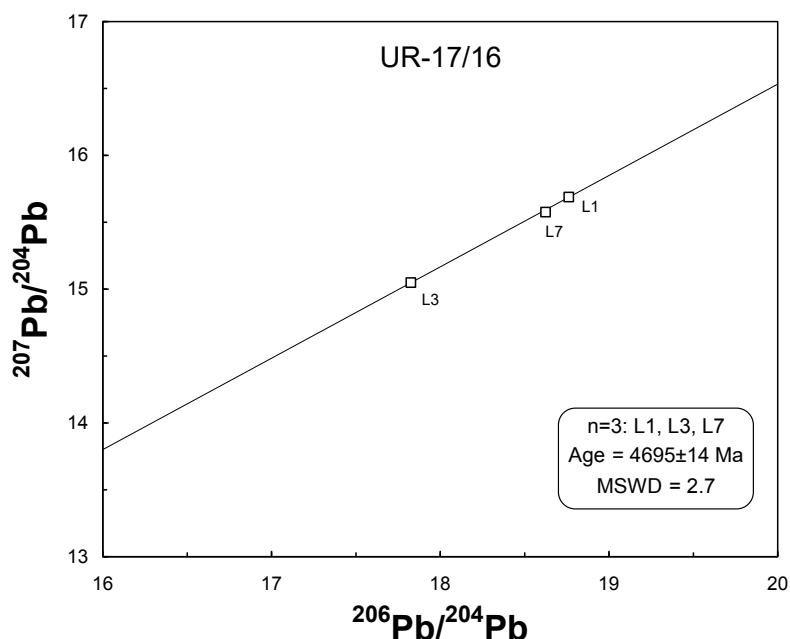


Рисунок 1. Pb–Pb диаграмма выщелачивания пироксенита UR-17/16.

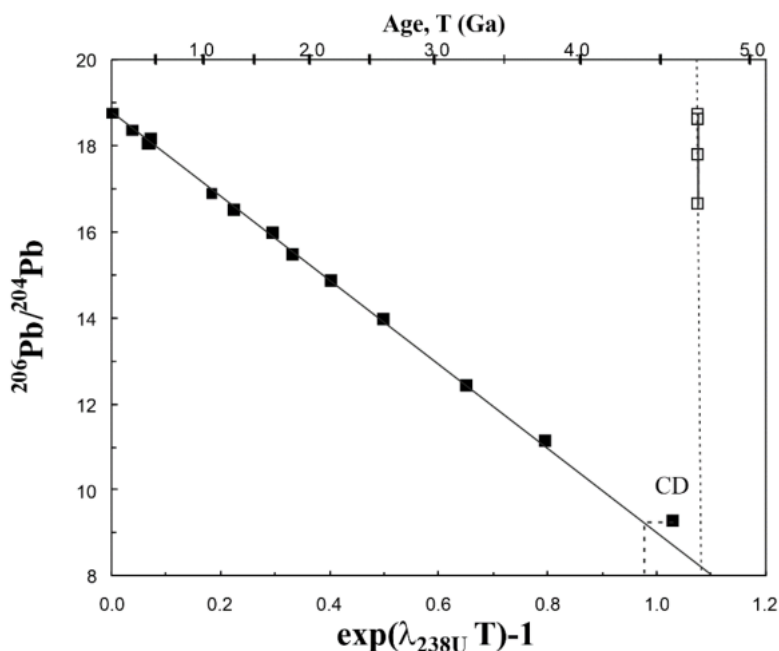


Рисунок 2. Эволюция изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в галенитах.

Если принять полученные данные реальными, то необходимо откорректировать хронологическую последовательность событий и процессов планетарной аккреции. В принятой модели она выглядит следующим образом: атомарное облако, молекулярное облако, пыль, образование планетозималей и зародышей (последние по размеру могут быть больше Луны), сегрегация планетозималей, приводящая к выделению силикатной и железо-никелевой составляющих. В процессе аккреции последняя обеспечивает образование земного железо-никелево-серного ядра (Fe–Ni–S). Отметим, что аналогичная формула справедлива для сульфидов, что исключает необходимость образования промежуточных тел (планетозималей). Земное ядро начинается строиться непосредственно из сульфидов, и только через ≈ 100 млн лет в процесс аккреции включается классическая силикатная модель. Вопрос о сульфидной и силикатной доле остается открытым.

Сульфидно-силикатная модель поможет решить проблему детритовых цирконов с возрастом 4463 млн лет (Ge et al., 2018), увеличивая вдвое до ≈ 200 млн лет возрастное «окно» для нескольких процессов нижнего Хадея: интенсивная метеоритная бомбардировка и образование Луны, образование океана магмы с глубиной 300–2000 км, образование силикатной коры, обеспечивающей возникновение детритовых цирконов.

Работа выполнена в институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках темы НИР FMUW-2022-0005.

Литература

- Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Корешкова М.Ю. и др. (2017) // ДАН. 2017. Т. 474. № 6. С. 731–736.
 Albarede F (2009) // *Nature*. V. 461. Iss. 7268. P. 1227–1233.
 Ge R., Wilde S.A., Nemchin A.A. et al. (2018) // *Geology*. V. 46. No. 4. P. 303–306.
 Tera F., Wasserburg G.J. (1972) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 17. Iss. 1. P. 36–51.

АЗОТ-АРГОНОВАЯ ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА КАК ИНДИКАТОР СУБДУКЦИОННОГО КОМПОНЕНТА В МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКАХ

Буйкин А.И.

ГЕОХИ РАН (*bouikine@mail.ru*)

Процесс субдукции играет существенную роль в формировании химической и изотопной гетерогенности мантии Земли. В частности, это касается таких чувствительных трассеров как благородные газы и азот, которые применяются в качестве инструментов для определения источников вещества и эволюции флюидной фазы в мантийных породах (например, Zindler, Hart, 1986; Porcelli, Wasserburg, 1995; Tieloff et al., 2000, 2003; Буйкин и др., 2021). Современные идеи о субдукционной природе некоторых газов в продуктах плюмового магматизма базируются на изучении изотопного состава тяжелых благородных газов. Так, Holland and Ballentine (2006) утверждали, что рециркуляция морской воды в источник OIB обуславливает снижение отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в сторону атмосферных значений. Рециклинг атмосферных аргона и, в особенности, ксенона в мантию был также подтвержден в работах Sumino et al. (2010) и Kendrick et al. (2011; 2013). Позднее Tucker et al. (2012) и Parai and Mukhopadhyay (2015) показали, что криптон и ксенон способны сохраняться в ходе погружения субдуцирующей плиты на большую глубину. Можно предположить, что именно проникновение атмосферной компоненты на большие глубины в мантию существенно понижает отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в плюмовых источниках (до 5000–12000) по сравнению с N-MORB (30000–40000).

Если субдукция является основной причиной низких мантийных отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в OIB, то вклад субдукционного компонента в состав азота должен быть еще более выраженным, поскольку, в отличие от благородных газов, большая его часть химически связана в минералах и поэтому гораздо лучше сохраняется в ходе субдукции на большие глубины. Собственно, именно это мы и наблюдаем в наиболее богатых мантийным компонентом образцах базальтовых стекол, карбонатитов и мантийных ксенолитов, связанных с плюмовым магматизмом (например, Dauphas, Marty, 1999; Marty, Dauphas, 2003; Basu, Murty, 2015; Buikin et al., 2018, 2022a): доля субдуцированного аргона мала (потери в ходе дегазации субдуцирующей коры), поэтому отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантийном компоненте уменьшаются, но не достигают атмосферных значений, а вклад поверхностного азота велик, в результате чего значения $\delta^{15}\text{N}$ достигают таковых в органическом материале осадков (рис. 1). Таким образом, положительные значения $\delta^{15}\text{N}$ в сочетании с относительно высокими мантийными отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ могут служить индикатором плюмового магматизма.

В образцах MORB соотношение изотопных составов азота и аргона другое: в отсутствие контаминации атмосферным компонентом значения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ достигают первых десятков тысяч, а азот характеризуется лёгким изотопным составом ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{(\text{mantle})} \approx 40\,000$ (Burnard et al., 1997); $\delta^{15}\text{N}_{(\text{mantle})} \approx -5\text{‰}$ (Cartigny, Marty, 2013)); в случае контаминации изотопные составы азота и аргона могут приближаться к таковым для воздушного компонента (рис. 1). Но возможны одновременно положительные значения $\delta^{15}\text{N}$ и аргон с изотопным

составом, близким к атмосферному (рис. 1, синие символы). Такие составы могут рассматриваться как результат влияния субдукционного компонента. Однако это противоречит следующим фактам: 1) формирование родительских расплавов MORB происходит на глубинах до 90 км (Kushiro, 2001), тогда как субдукционные клинья погружаются до 600–700 км (и ниже) и обычно сильно удалены от современных центров спрединга; 2) мы не знаем объектов MORB с изотопно-тяжелым азотом и высокими отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – близкими к линии смешения органического и мантийного компонентов (рис. 1). Поэтому логично предположить, что такие изотопные составы азота и аргона в образцах MORB скорее отражают *приповерхностное взаимодействие* мантийного источника с субстратом, обогащенным органическим веществом. Примером такого субстрата могут быть дериваты морской воды, циркулирующие в океанической коре (Buikin et al., 2022b).

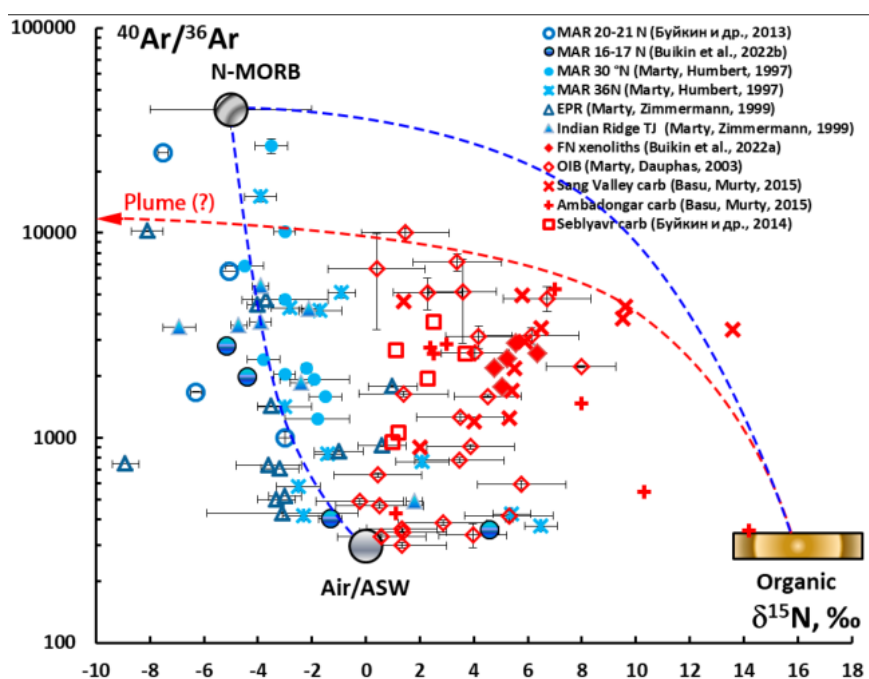


Рис. 1. Вариации изотопного состава аргона и азота в закалочных стеклах базальтов Срединно-океанических хребтов (синие символы) и в образцах из разных геологических объектов с подтвержденной плюмовой природой магматизма (красные символы). Можно отметить, что в большинстве «плюмовых» образцов, в независимости от степени атмосферной контаминации, доминирует изотопно-тяжелый азот, имеющий органическое происхождение. Высокие отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ при высоких значениях $\delta^{15}\text{N}$ в таких образцах – результат попадания в глубинный мантийный источник субдуцированного органического вещества; низкие $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ – отражают разную степень контаминации (приповерхностной или постмагматической) атмосферным аргоном. Для образцов, представляющих выплавки из малоглубинной мантии-источника MORB, напротив, характерен изотопно-легкий азот при очень широких вариациях изотопного отношения аргона – в зависимости от степени атмосферной контаминации. Образцы MORB с изотопно-тяжелым азотом и низкими отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, наиболее вероятно, отражают смешение между мантийным компонентом (на рисунке N-MORB) и насыщенными органикой гидротермальными рассолами – дериватами морской воды, циркулирующими в океанической коре. Линии смешения адаптированы по Mohapatra and Murty (2004).

Таким образом, азот-аргоновая изотопная систематика способна эффективно разделять процессы, в которых происходило изменение начальных мантийных составов. Ее применение при исследовании мантийных образцов поможет надежно определять, когда такое изменение является результатом субдукции, а когда оно связано с приповерхностным взаимодействием между компонентами мантии и гидро- (атмо-) сферы. Это важно учитывать при использовании благородных газов и азота для построения моделей структуры и эволюции мантии Земли.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В ПОРОДАХ МАССИВА СЕБЛЬЯВР (КОЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ): МАНТИЙНАЯ МЕТКА ИСТОЧНИКА И ВЛИЯНИЕ РАЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Буйкин А.И., Сорохтина Н.В.

ГЕОХИ РАН (bouikine@mail.ru)

В работе представлены результаты изучения изотопного состава и отношений He, Ne и Ar в мономинеральных пробах (пироксен, кальцит, магнетит, гранат), отобранных из пород, образовавшихся на разных этапах формирования щелочно-ультраосновного с карбонатитами комплекса Себлявр. Исследованию геохимии благородных газов в щелочно-ультраосновных массивах Кольской щелочной провинции (КЩП) были посвящены работы Marty et al. (1998), Tolstikhin et al. (2002). В этих работах на основании изотопного состава гелия и неона было доказано участие девонского мантийного плюма в образовании щелочных пород КЩП. Однако методические подходы, использованные в перечисленных выше работах, включали отжиг и дробление образцов лишь в одну ступень, что не позволяет надежно разделить разные компоненты благородных газов, в частности, захваченные и образованные *in situ*. Последнее очень важно, поскольку щелочно-ультраосновные породы и карбонатиты характеризуются повышенными содержаниями урана и тория, что наряду с древним возрастом массива (≈ 380 Ma, Gogol et al., 1998) приводит к образованию значительного количества *in situ* радиогенных/нуклеогенных благородных газов, способных привести к существенному искажению изначально захваченного изотопного состава (Буйкин и др., 2018).

Ранее было отмечено, что щелочно-ультраосновные комплексы КЩП различаются степенью сохранности первичного мантийного флюида и что наиболее высок этот показатель в породах Себляврского комплекса (Нивин, 2013). Этот факт во многом определил выбор объекта исследования. С целью определения изотопных меток благородных газов в мантийном источнике флюидной фазы и ее эволюции при образовании и последующих преобразованиях пород мы изучили изотопный состав He, Ne и Ar. Выделение газов из образцов выполнялось методом ступенчатого дробления (Буйкин и др., 2016; Wilske et al., 2023); изотопный анализ – на модифицированном газовом масс-

спектрометре VG3600 в Институте наук о Земле Университета города Хайдельберг (Германия). Подробно методика описана в работе (Hopp, Viladkar, 2018).

Полученные нами данные согласуются с выводом работы Marty et al. (1998) о том, что в образовании щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов КЩП активную роль играл глубинный мантийный плюм, и уточняют изотопные метки гелия, неона и аргона в нем. В отличие от пород Гулинского массива (Полярная Сибирь) и Индийских щелочно-ультраосновных комплексов (Буйкин и др., 2021; Hopp, Viladkar, 2018), для пород разных этапов формирования Себлявского комплекса – от ультраосновных до карбонатитов – выявлен единый плюмовый источник с изотопными метками гелия и неона, схожими с таковыми для плюма Реюньон ($^4\text{He}/^3\text{He} = 34000 \pm 1000$; $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{(\text{mantle})} = 0.0400 \pm 0.0015$). Ne–Ar изотопная систематика позволила также определить изотопную метку аргона в мантийном источнике: данные ступенчатого дробления большинства образцов сходятся на значении $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{(\text{mantle})} = 4000$ (при $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{(\text{mantle})} = 12.5$). Один образец раннего кальцитового карбонатита показал более радиогенный состав аргона ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 5070$) и более нуклеогенный состав неона ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{(\text{mantle})} = 0.0432$) в его мантийном источнике в сравнении с другими изученными образцами. Причина такой гетерогенности, наиболее вероятно, заключается в том, что этот карбонатит был отобран из зоны контакта с вмещающими гранито-гнейсами архейского возраста. По всей видимости, первичный силико-карбонатный расплав, из которого образовался этот образец, захватил небольшую долю корового флюида с повышенными содержаниями радиогенных и нуклеогенных компонентов благородных газов. При этом коровый флюид должен был достаточно гомогенно перемешаться с мантийным до его захвата во включения, поскольку иначе невозможно было бы получить характерных линий смешения атмосфера-мантия.

Полученные результаты также показали, что ступенчатое дробление позволяет использовать всего два-три образца (в отличие от нескольких десятков в работе Marty et al., 1998), чтобы выявить тип мантийного источника и надежно определить изотопные метки благородных газов в нем. Это стало возможным благодаря способности ступенчатого дробления разделять атмосферные, *in situ* и мантийные компоненты благородных газов. Здесь следует отметить, что применение дробления в одну ступень может быть использовано для определения изотопной метки мантийного источника – но только для гелия, поскольку этот элемент практически не подвержен контаминации атмосферным компонентом, в отличие от более тяжелых благородных газов. Однако при выделении газов методом дробления (как ступенчатого, так и одноактного) следует учитывать методические нюансы. Так, при повышенных концентрациях U, Th и K в исследуемых образцах, образованные *in situ* радиогенные и нуклеогенные компоненты (главным образом, ^4He , ^{21}Ne , ^{22}Ne , ^{40}Ar) могут эффективно выделяться при продолжительном дроблении (например, Буйкин и др., 2018; Scarsi, 2001). Даже небольшая доля этих компонентов может существенно исказить составы изначально захваченных во включения газов и приводить к неверной интерпретации полученных аналитических данных.

Еще один методический аспект, который следует из нашей работы, касается вопроса постмагматических диффузионных потерь гелия из минералов. Впервые эмпирически показано, что доломит существенно лучше подходит для изотопной систематики гелия, чем кальцит. В последнем гелий, имеет более высокий коэффициент диффузии (Cherniak et al., 2015), что в подавляющем большинстве случаев приводит к полному нарушению изначально захваченного изотопного состава гелия (из-за многократного увеличения доли *in situ* радиогенного компонента) и элементного отношения гелия к другим газам. Менее всего влиянию постмагматических потерь гелия из исследованных минералов подвержены пироксен и гранат, которые, таким образом, являются наиболее перспективными объектами для изучения изотопной систематики всех благородных газов в мантийных породах.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Минобрнауки России № 13.1902.21.008, соглашение № 075-15-2020-802.

Литература

- Буйкин А.И., Камалеева А.И., Мигдисова Н.А. (2016) // *Петрология*. Т. 24. № 3. С. 303–313.
- Буйкин А.И., Камалеева А.И., Сорохтина Н.В. (2018) // *Геохимия*. № 6. С. 586–593.
- Буйкин А.И., Норр J., Верховский А.Б. и др. (2021) // *Петрология*. Т. 29. № 6. С. 636–655.
- Нивин В.А. (2013) Автореферат диссертации на соискание ученой степени д.г.-м.н.
- Cherniak D.J., Amidon W., Hobbs D. et al. (2015) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 165. P. 449–465.
- Gogol O.V., Bayanova T.V., Balaganskaya E.G. et al. (1998) // *Chin. Sci. Bull.* V. 43. Iss. 1.S. P. 45.
- Hopp J., Viladkar S.G. (2018) // *Earth Planet Sci. Lett.* V. 492. P. 186–196.
- Marty B., Tolstikhin I.N., Kamensky I.L. et al. (1998) // *Earth Planet Sci. Lett.* V. 164. Iss. 1–2. P. 179–192.
- Scarsi P. (2000) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 64. Iss. 21. P. 3751–3762.
- Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al. (2002) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 65. Iss. 5. P. 881–901.
- Wilske C., Suckow A., Gerber C. et al. (2023) // *Geofluids*. 8040253.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА ГАЗООБРАЗНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ АССОЦИИРОВАННЫХ С БАЖЕНОВСКОЙ СВИТОЙ

Веклич М.А.¹, Гончаров И.В.^{1,2}, Жердева А.В.¹, Самойленко В.В.¹, Обласов Н.В.¹
¹АО «ТомскНИПИнефть» (VeklichMA@tomsknpi.ru); ²НИ ТПУ

Данные по компонентному и изотопному составу природных и попутных нефтяных газов активно используются в практике геохимических исследований для решения вопросов, связанных с установлением источников генерации этих газов, оценкой термической зрелости нефтематеринских пород, влиянием

вторичных микробиальных процессов (James, 1983; Chung et al., 1988; Whiticar, 1999; Boreham et al., 2001, 2008; Milkov, 2018). При этом, как правило, используются значения $\delta^{13}\text{C}$ для нормальных алканов. Что касается изотопного состава углерода насыщенных углеводородов изо-строения, то примеров его использования крайне немного. Так в работе (Boreham et al., 2001) для газов с месторождений Австралии была установлена хорошая корреляция между $\delta^{13}\text{C}$ изо- C_4 и $\delta^{13}\text{C}$ керогена. На примере газов того же региона показана возможность успешного применения $\delta^{13}\text{C}$ нео-пентана при типизации газов даже в условиях их сильной преобразованности в результате биodeградации (Boreham, Edwards, 2008).

Ранее с использованием данных по компонентному и изотопному составам нами была выполнена типизация газов юго-востока Западной Сибири, ассоциированных с нефтями баженовского, тогурского и палеозойского типов (Гончаров и др., 2005, 2012). Для каждого из перечисленных типов газов определены диапазоны изменения изотопного состава n -алканов $\text{C}_1\text{--C}_5$, которые позднее были дополнены и расширены (Гончаров и др., 2023).

При анализе результатов для достаточно большой выборки газов из различных нефтегазоносных бассейнов (Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Сахалин, Арктика, Волго-Урал) было отмечено, что молекулы изобутана и изопентана могут иметь величины $\delta^{13}\text{C}$ как практически идентичные с изомерами линейного строения, так отличающиеся (изотопно облегченные, либо утяжеленные относительно n -алканов).

Для всех газов баженовского типа характерной чертой является обогащенность тяжелым изотопом углерода изо-бутана и изо-пентана по сравнению с n -изомерами (рис. 1а). С учётом последовательности компонентов, приведённой на рисунке, получается М-образный характер распределения, и он типичен абсолютно для всех исследованных нами газов, генетически связанных с органическим веществом баженовской свиты. При этом Δ между $\delta^{13}\text{C}$ изо- C_n и $\delta^{13}\text{C}$ n - C_n , как для бутанов, так и для пентанов изменяется на одну и ту же величину – от 0.3 до 3.1 ‰. Следует отметить, что для антипода газов баженовского типа – газов тогурского типа, генерированных углистой органикой, как правило, изо-компоненты по сравнению с молекулами линейного строения, наоборот, обогащены легким изотопом ^{12}C , что приводит к W-образной форме изотопно-молекулярных кривых.

Как известно, с увеличением термической зрелости происходит утяжеление изотопного состава углерода (Галимов, 1973). В работе (Гончаров и др., 2016) на примере баженовской свиты получены отчетливые корреляции между $\delta^{13}\text{C}$ экстрактов из пород и пиролитическим параметром T_{max} , отражающего уровень катагенеза ОВ.

Однако, установить четкую закономерность утяжеления изотопного состава углерода индивидуальных компонентов $\text{C}_1\text{--C}_5$ с увеличением термической зрелости ОВ баженовской свиты не удалось. Зачастую нефти, характеризующиеся по молекулярным параметрам как более зрелые, могут содержать растворенный метан более низкой термической зрелости. С большой долей вероятности это обусловлено тем, что в залежи аккумулируется газ, генерированный ОВ на разных стадиях катагенеза. А поскольку на ранней стадии генерации количество метана

генерируется больше, и он обогащен легким изотопом углерода, то газ ассоциированный с нефтью не подчиняется правилу Чанга (Chung et al., 1988).

Использование подходов, описанных в литературе, и позволяющих определить уровень термической зрелости газообразных углеводородов (Boreham et al., 2001, 2008), показали свою неэффективность для газов баженовского типа. Тем не менее, мы разработали собственный подход.

Как уже было отмечено ранее, разница между величинами $\delta^{13}\text{C}$ для изо- и н-бутана (Δ) варьирует в диапазоне 0.3–3.1 ‰. При сопоставлении Δ с различными параметрами, отражающими уровень катагенеза, было установлено, что Δ достаточно неплохо коррелирует с T_{max} – по мере увеличения уровня термической зрелости, в газах, ассоциированных с баженовской свитой, разница между изотопным составом изомеров состава C_4 и C_5 нивелируется (рис. 1б).

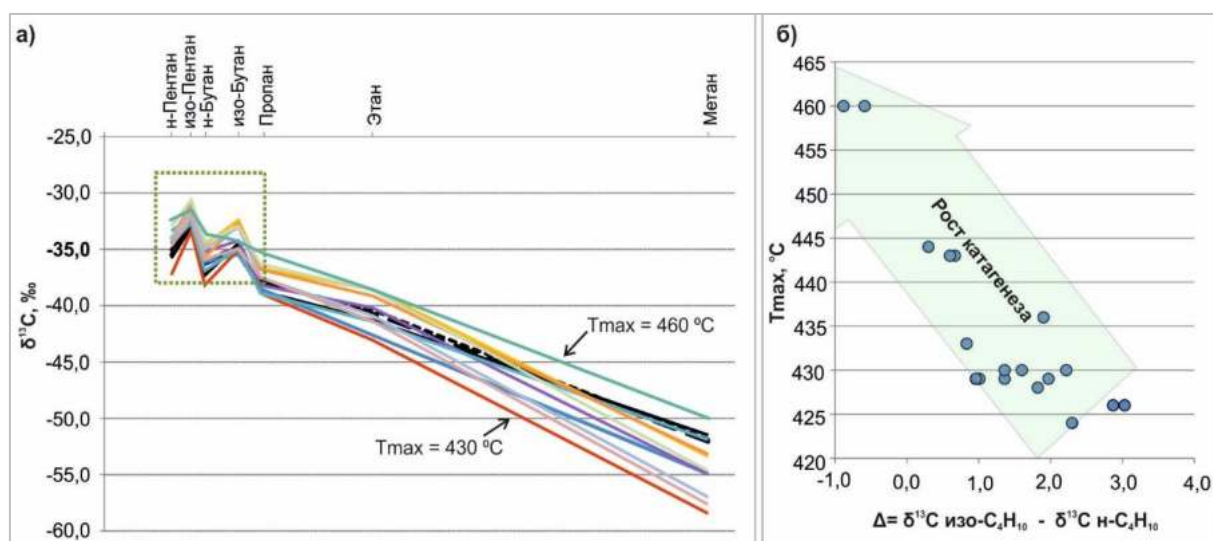


Рисунок 1. Изотопный состав углерода компонентов C_1 – C_5 газов, ассоциированных с флюидами баженовского типа (а) и его зависимость от уровня термической зрелости (б).

Литература

- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Гончаров И.В., Веклич М.А., Обласов Н.В. и др. (2023) // *Геохимия*. Т. 68. № 2. С. 115–138.
- Гончаров И.В., Коробочкина В.Г., Обласов Н.В. и др. (2005) // *Геохимия*. № 8. С. 892–898.
- Гончаров И.В., Обласов Н.В., Сметанин А.В. и др. (2012) // *Нефтяное хозяйство*. № 11 С. 8–13.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Веклич М.А. и др. // *XXI симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова (15–17 ноября 2016) Тезисы докладов*. М.: Акварель, 2016. С. 187–190.
- Boreham C.J., Edwards D.S. (2008) // *Org. Geochem.* V. 39. Iss. 5. P. 550–566.
- Boreham C.J., Hope J.M., Hartung-Kagi B. (2001) // *APPEA J.* V. 41. Iss. 1. P. 523–547.
- Chung H.M., Gormly, J.R. Squires R.M. (1988) // *Chem. Geol.* V. 71. Iss. 1–3. P. 97–104.
- James A.T. (1983) // *AAPG Bull.* V. 67. Iss. 7. P. 1176–1191.
- Milkov A.V., Etiope G. (2018) // *Org. Geochem.* V. 125. P. 109–120.
- Whiticar M.J. (1999) // *Chem. Geol.* V. 161. Iss. 1–3. P. 291–314.

СВИДЕТЕЛЬСТВА БАКТЕРИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРУГОВОРОТЕ СЕРЫ В МЕЗОАРХЕЕ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ $\delta^{34}\text{S}$ И $\Delta^{33}\text{S}$ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛЕКСА (КАРЕЛИЯ, РОССИЯ)

Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Высоцкий С.В.

ДВГИ ДВО РАН (velivetskaya@mail.ru)

За последнее время наше представление о круговороте серы в архейское время существенно расширилось за счет включения малораспространенных изотопов ^{33}S и ^{36}S в исследования изотопных эффектов серы в сульфидах из архейских пород. Обнаружение масс-независимого фракционирования изотопов серы ($\Delta^{33}\text{S}$, $\Delta^{36}\text{S} \neq 0\text{‰}$) в комбинации с вариациями $\delta^{34}\text{S}$, заархивированными в древних осадочных породах, предоставляют свидетельства процессов бактериальной сульфатредукции в малосульфатных палеоархейских (3.8–3.2 млрд лет назад) и неоархейских (2.8–2.5 млрд лет назад) океанах (Baumgartner et al., 2020; Zhelezinskaia et al., 2014), но функционирование бактериального круговорота серы в мезоархейских (3.2–2.8 млрд лет назад) океанах менее ясно.

В данной работе мы представляем данные по изотопному составу серы ($\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$) диагенетических пиритов из осадочных пород возрастом ≈ 2.9 млрд лет вулканогенно-осадочного месторождения Лекса, расположенного в пределах Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, юго-восточная часть Карельского кратона, Фенноскандинавский щит (Слабунов и др., 2006). Изотопный анализ серы был выполнен *in situ* с использованием метода фемтосекундной лазерной абляции/фторирования сульфидов (Ignatiev et al., 2018).

В изученных образцах пирита определены вариации величин $\Delta^{33}\text{S}$ между -0.3‰ и $+2.7\text{‰}$, т.е. явно масс-независимые эффекты изотопов серы. Отрицательные и положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$, наблюдаемые в настоящей работе, интерпретированы как результат перехода атмосферного фотолитического сульфата и элементной серы в пиритную серу; сохранение масс-независимых сигналов в осадочных породах Карельского кратона подтверждает влияние фотохимических процессов, протекающих в атмосфере на круговорот серы в мезоархее.

Наиболее поразительными особенностями изотопных данных, представленных здесь, является необычно большой для мезоархей диапазон изотопного масс-зависимого фракционирования серы: значения $\delta^{34}\text{S}$ простираются от -10‰ до $+32\text{‰}$, что значительно превышает ранее зарегистрированный диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в породах аналогичного возраста из Южной Африки и Западной Австралии. Кроме того, была выявлена сильная неоднородность изотопного состава серы на локальном уровне, как для величин $\delta^{34}\text{S}$, так и для величин $\Delta^{33}\text{S}$. Мы утверждаем, что источником изотопной неоднородности были бактериальные процессы.

Сочетание данных $\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$ для изученных пиритов позволило нам идентифицировать, по крайней мере, два различных бактериально-опосредованных путей метаболизма серы: восстановление сульфата и

диспропорционирование элементарной серы. Таким образом, различные пути микробиального метаболизма серы могли существовать уже очень рано в истории Земли, а именно в мезоархее.

Данная работа выполнена при поддержке граната РНФ, проект № 21-17-00076.

Литература

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. (2006) // *Геотектоника*. № 6. С. 1–33.

Baumgartner R.J., Caruso S., Fiorentini M.L. et al. (2020) // *Chem. Geol.* V. 538. 119488.

Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., et al. (2018) // *Chem. Geol.* V. 493. P. 316–326.

Zhelezinskaia I., Kaufman A.J., Farquhar J. et al. (2014) // *Science*. V. 346. Iss. 6210. P. 742–744.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В НИЖНЕПЕРМСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ, ЮЖНЫЙ ТИМАН

Ветошкина О.С.

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (vetoshkina@geo.komisc.ru)

Новые данные электронно-микроскопических исследований (СЭМ) нижнепермских известняков и доломитов, выходы которых приурочены к верхнему течению реки Вычегды (Южный Тиман), позволили найти дополнительные свидетельства предложенным ранее моделям карбонатной органоминерализации (Antoshkina et al., 2020). Часто на поверхности кристаллов и между слоями карбоната в ооидах наблюдаются углеродистые микрообразования в виде пленок и нитей, сохранившихся в различных формах. Кроме того, в кальцитовых ооидах обнаружен еще один тип микроструктур – тонкие обволакивающие минерализованные биопленки, на которых сохранились сформированные субмикроскопические выделения карбоната кальция.

Как правило, карбонат с примесью различных органо-углеродных компонентов, или в происхождении которого значительная роль принадлежала S_{org} и продуктам его преобразования, характеризуется легким изотопным составом углерода. Вопреки ожиданиям, карбонаты разреза показывают относительно высокие величины $\delta^{13}C$, которые изменяются в интервале от 4.0 до 6.5 ‰ (V-PDB), а $\delta^{18}O$ – от –8.1 до –2.7 ‰ (V-PDB). Очевидно, показатели $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, установленные в породах этого разреза, главным образом, контролируются палеофациальными особенностями бассейна: соленостью и степенью замкнутости. Изотопные данные показали, что формирование нижнепермских ооидных отложений происходило в условиях соленых лагун (Кулешов, 2001). Самые высокие значения $\delta^{13}C$ в породах могут отражать формирование доломита. В этом случае часто имеется тенденция к утяжелению изотопного состава углерода (Фор, 1989).

Ранее были получены результаты изотопно-геохимического исследования нижнепермских отложений, обнаруженных в естественном обнажении бассейна р. Вычегды, где наблюдаются верхние слои верхнеартинского подъяруса и их контакт с отложениями кунгура (Геология СССР, 1963). Изученные известняки с пеллециподами, которые относятся к нижним горизонтам кунгурского яруса, существенно отличаются по изотопным характеристикам от верхнеартинских. Они обеднены изотопом ^{13}C . Величины $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в интервале от -0.1 до 2.9 ‰. Одновременно с облегчением изотопного состава углерода происходит уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ (от -13.0 до -10.5 ‰). Нижележащие слои (P_{1ar}), представленные сильнодоломитизированными известняками или доломитами, характеризуются более тяжелым изотопным составом и углерода, и кислорода. Величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов изменяются в интервале от 5.5 до 6.5 ‰, а $\delta^{18}\text{O}$ – от -6.2 до -3.5 ‰. Очевидно, разница показателей $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, установленных в породах этого разреза, связана с обстановками формирования отложений разного возраста. Представленные данные для нижней части разреза (P_{1ar}) согласуются с новыми результатами исследований нижнепермских отложений, где зарегистрированы подобные изотопные показатели углерода (≈ 6 ‰) и кислорода, и могут быть полезны в целях стратиграфической корреляции.

Литература

- Геология СССР. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Ч. 1. Геологическое описание. Т. 2. Ч. 1. Л.: Госгеолтехиздат, 1963. 1079 с.
- Кулешов В.Н. (2001) // Литол. и полезн. ископаемые. № 5. С. 491–508.
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Antoshkina A.I., Zhegallo E.A., Isaenko S.I. (2020) // Paleontol. J. V. 54, Iss. 8. P. 825–834.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Sr, Nd, Pb В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ КАРСКОГО МОРЯ

Вишневская И.А.¹, Костицын Ю.А.¹, Окунева Т.Г.², Солошенко Н.Г.²

¹ГЕОХИ РАН (vishnevskai@geokhi.ru); ²ИГГ УрО РАН

За последние два десятка тысяч лет арктический регион сильно преобразился. Карское море, занимавшее узкую полосу Восточно-Новоземельского желоба, желобов Святой Анны и Воронина, в результате таяния континентальных ледников, приобрело современную конфигурацию и там началось накопление флювиогляциальных, а затем речных осадков (Polyak et al., 2002). Показано, что основными источниками голоценовых отложений Карского моря являются: речные взвеси Оби и Енисея, а также ледниковый материал архипелагов Новая Земля и Северная Земля, выносимый в море талыми водами. Рассеяние тонких взвесей контролируется циркуляцией поверхностных морских течений (Русаков и др., 2018). Представленная работа является первой в данном регионе и призвана показать области распределения осадков основных источников по

шельфу Карского моря основываясь на изучении изотопного состава Sr, Nd, Pb донных поверхностных терригенных отложений.

Донные осадки в районе исследований отбирались с помощью дночерпателей типа «Океан» и бокс-корера в ходе 5-и экспедиций на НИС «Академик Борис Петров» (2000, 2001 и 2003 гг.) и НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2015 и 2016 гг.). Глубина отбора донных осадков составляла 2 см. Результаты изучения литологического и химического состава опубликованы в работе (Русаков и др., 2018). Для Sr-, Nd-, Pb- изотопного исследования отобрана коллекция образцов, охватывающая все представленные кластеры осадков с I по IV согласно (Русаков и др., 2018) из разных географических зон. Взяты пробы из эстуариев рек Обь и Енисей, в том числе из районов иловых банок на внешней границе эстуариев; открытой части шельфа, Восточно-Новоземельского желоба, желоба Воронина, из заливов Цивольки, Ога (Вишневская и др., 2024) и Благополучия Новой Земли, а также пролива Карские ворота между Печорским и Карским морями.

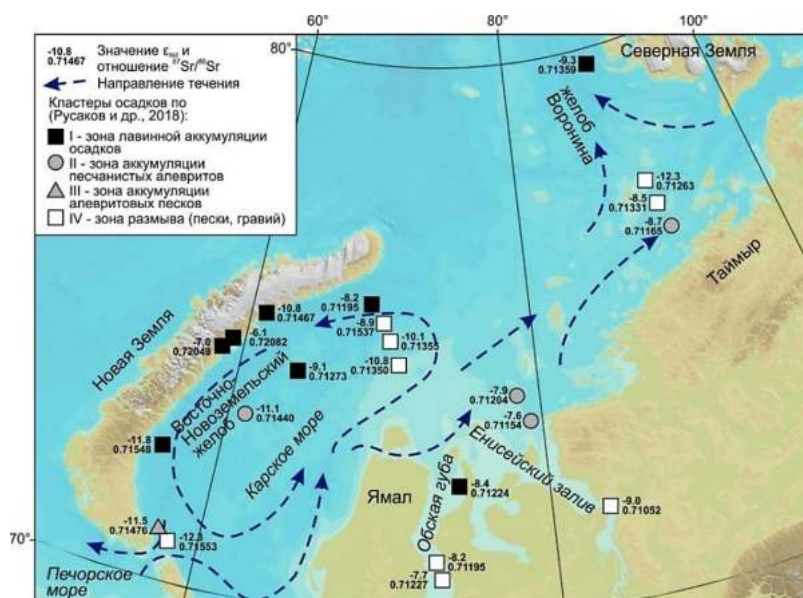


Рисунок 1. Место отбора проб и изотопным состав Sr и Nd поверхностных осадков Карского моря.

Содержание Rb, Sr, Sm и Nd и изотопный состав Sr и Nd изучался на мультиколлекторном масс-спектрометре Triton в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН по стандартной методике с применением смешанных трассеров $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$ и $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$. Для оценки воспроизводимости использовали международные стандарты SRM 987 (для Sr) и JNd-1 (для Nd). За период работы среднее измеренное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в SRM 987 составило 0.710246 ± 16 , отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в JNd-1 0.512116 ± 12 . Изотопный анализ Pb выполнен высокоточным MC-ICP-MS методом на масс-спектрометре Neptune Plus в лаборатории физико-химических методов ИГГ УрО РАН. Анализировались препараты Pb проб в растворах, трассированных Tl с опорным отношением $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889$. Точность и правильность получаемых результатов контролировалась путем измерения международного изотопного

стандарта Pb SRM 981, в котором отношения составили $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.059064 \pm 6$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.16812 \pm 18$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91448 \pm 8$ (2σ , $n=30$).

Полученные результаты были нанесены на карту Карского моря (рис. 1). Изотопный состав Sr, Nd, Pb осадков, переносимых реками Обь и Енисей, близки: отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в интервале от 0.71052 до 0.71537, значению ϵ_{Nd} изменяется от -9.0 до -7.6 , отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 17.63 до 18.68, отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 15.55 до 15.62, отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – от 37.07 до 38.86. Отложения с такими изотопными характеристиками прослеживаются до северной границы иловых банок, затем они изменяются, вероятнее всего из-за смешения с осадками других источников. Осадки, принесенные в Карскую котловину из Печерского моря, отличаются по изотопному составу неодима, для них значение ϵ_{Nd} варьирует в интервале от -12.3 до -11.5 , что, вероятно, обусловлено размывом древних пород Кольского полуострова (Tütken et al., 2002). Отложения, сносимые тальными водами с Новой Земли, отличаются высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (около 0.720), низкими значениями ϵ_{Nd} ($-7.0 \dots -6.1$) и высоким отношением $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19.34–19.14). Смешение осадков этих трех источников в пределах Центральной Карской возвышенности дают всё разнообразие изотопного состава Sr, Nd, Pb.

Отложения, отобранные в желобе Воронина, близки по изотопному составу на всём интервале опробования: отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.7117 до 0.7136, значение ϵ_{Nd} от -9.3 до -8.5 , отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.41 до 18.71, отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15.59 до 15.62, отношение $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 38.33 до 38.72. Такое единообразие можно объяснить хорошим перемешиванием осадка морскими течениями.

Полученные результаты позволяют оконтурить области влияния разных источников сноса в котловине Карского моря вне зависимости от размерности осадка. На юге преобладают отложения с типичными речными изотопными метками, на западе – осадки, полученные в результате эрозии зрелых континентальных пород, узкая полоса на границе с Новой Землей отличается своим осадочным материалом. Центральная же часть западной котловины Карского моря, благодаря активным течениям, заполнена хорошо перемешанными осадками из этих трех источников. Более северная и глубоководная часть Карской котловины отличается хорошо изотопно-гомогенизированными отложениями.

Работа выполнена в рамках госзадания ГЕОХИ РАН и ИГГ УрО РАН.

Литература

- Вишневская И.А., Костицын Ю.А., Окунева Т.Г. и др. (2024) // *Геохимия (в печати)*.
 Русаков В.Ю., Кузьмина Т.Г., Торопченова Е.С. и др. (2018) // *Геохимия*. № 11. С. 1076–1096.
 Polyak L., Levitan M., Khusid T. et al. (2002) // *Glob. Planet. Change*. V. 32. Iss. 4. P. 291–309.
 Tütken T., Eisenhauer A., Wiegand B. et al. (2002) // *Mar. Geol.* V. 182. Iss. 3–4. P. 351–372.

Sr-Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Волынец А.О.^{1,2}, Некрылов Н.А.^{1,3,4}, Костицын Ю.А.⁵, Гольцман Ю.В.⁶,
Певзнер М.М.⁷, Перепелов А.Б.⁸, Бабанский А.Д.⁶

¹*IBuC ДВО РАН (a.volynets@gmail.com);* ²*GZG, Abteilung Geochemie, Universität Göttingen;* ³*Минералогический музей им. Ферсмана,* ⁴*Институт геологических наук, Армения,* ⁵*ГЕОХИ РАН;* ⁶*ИГЕМ РАН;* ⁷*ГИН РАН;* ⁸*ИГХ СО РАН*

Срединный хребет – крупнейшая вулcano-тектоническая структура полуострова Камчатка – состоит из древнего (К-Pg) метаморфического массива и вулканического пояса (далее СХ), сформировавшегося в неоген-четвертичное (N-Q) время. В настоящее время СХ удален от современного глубоководного желоба приблизительно на 400 км. Сейсмофокальная зона трассируется на глубине ~400 км в южной части хребта под вулканом Хангар и на глубине ~300 км под вулканами восточного фланга СХ вплоть до широты реки Быстрая (Gorbatov et al., 1997). Большинство исследователей склоняются к тому, что неогеновый вулканизм СХ был обусловлен субдукцией Тихоокеанской плиты, когда активный желоб располагался на 200 км западнее современного, но в позднем миоцене-плиоцене в результате аккреции Кроноцкой дуги субдукция под СХ была заблокирована (Lander, Shapiro, 2007, и др.). У восточных берегов Камчатки образовалась новая зона погружения Тихоокеанской плиты, с которой связана современная вулканическая активность в Восточном вулканическом поясе и Центральной Камчатской депрессии. Имеющиеся данные по геохимии и геодинамике района свидетельствуют о невозможности однозначной интерпретации причин проявления существующей в СХ «постсубдукционной» вулканической активности. Структурно СХ можно разделить на две части: северную (СЧ) и южную (ЮЧ). Северная часть СХ представляет собой узкий хребет СВ простирания. Южная часть имеет значительно более сложное строение. В ее пределах можно выделить три элемента: (1) «восточную» ветвь СВ простирания (Козыревский и Быстринский хребты), которая является структурным продолжением СЧ хребта; (2) «западную» ветвь, которая веерообразно расходится от Срединно-метаморфического массива к ССВ и маркируется крупными вулканическими массивами – Хангар, Ичинский, Кекукнайский, Кетепана; (3) «центральная» ветвь ЮЧ СХ расположена между «восточной» и «западной» ветвями. Правомочность выделения этих «ветвей» подтверждается геохимическими исследованиями (Волынец и др., 2018, Volynets et al., 2010). В северной части СХ в N_1^3 - N_2 время извергались типично-островодужные породы, которые в четвертичное время сменились вулканитами переходного типа с высокой долей обогащения HFSE и умеренно-повышенными содержаниями флюид-мобильных элементов. В «восточной» ветви ЮЧ СХ в неогене также проявлены породы островодужного типа, а в N_2 -Q время наблюдаются близкие в пространстве и времени извержения пород островодужного и переходного типа с невысокой долей обогащения HFSE (Волынец и др., 2018). «Западная» ветвь ЮЧ СХ, напротив, характеризуется присутствием HFSE-обогащенных пород на всем протяжении своего развития, начиная с позднего миоцена (Волынец и др., 2018). N_2 -Q вулканиты

«центральной» ветви (Тигильский и Анаунский дол, массивы Окси, Уксичан и Большой Чекчебонай) по геохимическим признакам тяготеют к породам «восточной» ветви ЮЧ СХ (Волынец и др., 2018, Volynets et al., 2023).

Мы изучили изотопный состав стронция и неодима в представительной коллекции вулканических пород СХ, включающей в себя образцы всех выделенных зон хребта. На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ вулканы СХ образуют поля с существенно более широкими вариациями составов в сравнении с вулканитами Южной Камчатки, ВВФ и ЦКД. Породы неогенового возраста характеризуются несколько повышенными по сравнению с примитивной мантией значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при почти постоянных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что, вероятнее всего, связано с влиянием субдукционного флюида. Неогеновые породы «восточной» и «центральной» ветвей близки по составу четвертичным породам ЦКД, характеризуясь все же менее радиогенным составом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Неогеновые породы «западной» ветви, при тех же значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что и в породах «восточной» и «центральной» ветвей, отличаются от них несколько пониженными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, формируя тренд в сторону мантийного источника обогащенного типа EM1. Большинство четвертичных пород СХ характеризуются понижением значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и образуют четкий тренд от деплетированного мантийного источника N-MORB типа к обогащенному источнику EM1; особенно ярко этот тренд проявлен в породах западной ветви ЮЧ СХ и северной части хребта. Интересно, что изотопные метки пород массивов Хайлюля и Начикинский, расположенных на границе субдуцируемой Тихоокеанской плиты, также четко ложатся в зафиксированный нами тренд. Обогащенный характер источника магм СХ в его западной и северной частях подтверждается и четкими корреляциями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с такими элементными отношениями, как Ta/Yb, Nb/Y, Ce/Pb в породах хребта; это же было отмечено и для Начикинского вулкана (Portnyagin et al., 2007). Согласно многим работам (например, Turner et al., 2017) происхождение обогащенного источника EM1 типа связано с участием в магмогенерации литосферного компонента. Разрушение и ремобилизация сублитосферной метасоматизированной мантии могут быть инициированы активной современной тектоникой (например, Volynets et al., 2023); в результате образуются специфические изотопные и микроэлементные отношения, отличающиеся как от типично-островодужных, так и от типично-внутриплитных меток. Наиболее ярко проявлены следы участия этого компонента в породах «западного» фланга, и, в несколько меньшей степени – северной части СХ. Такие географические особенности «распределения» обогащенного компонента в пределах СХ могут быть связаны с присутствием в основании коры фрагментов метасоматически переработанной древней континентальной литосферы.

Авторы признательны В. Ладыгину и О. Дирксену за предоставленные образцы, В. Родину и Б. Тагирову за помощь в полевых работах.

Работа выполнена в рамках тем НИР ИВуС ДВО РАН 0282-2019-0004, ГИН FMMG-2022-0002, ГЕОХИ РАН и ИГЕМ РАН, и при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00112 и 17-05-01163.

Литература

- Волынец, А.О., Певзнер, М.М., Толстых, М.А., и др. (2018) // Геология и геофизика. Т. 59. №12. С. 1979–1996
- Gorbatov, A., Kostoglodov, V., Suarez, G., et al. (1997) // J. Geophys. Res. № 102 (B8). P. 17883–17898.
- Lander, A.V., Shapiro, M.N. (2007) // In: Eichelberger, J., et al. *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. P. 57–64.
- Portnyagin, M., Bindeman, I., Hoernle, K., et al. (2007) // In: Eichelberger, J., et al. *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region*. P. 199–239.
- Turner, S., Langmuir, C., Dungan, M., et al. (2017) // Earth Planet Sci Lett. № 472. P. 216–228.
- Volynets, A., Churikova, T., Wörner, G., et al. (2010) // Contrib. Mineral. Petrol. № 159. P. 659–687.
- Volynets, A., Nekrylov, N., Gorbach, N., et al. (2023) // Lithos, Vol. 456–457, 107306.

β-ФАКТОРЫ ЖЕЛЕЗА ДЛЯ ТРОИЛИТА ПО ДАННЫМ МЕССБАУЭРОВСКОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Воронин М.В.¹, Поляков В.Б.², Осадчий Е.Г.¹, Сипавина Л.В.¹

¹ИЭМ РАН (voronin@iem.ac.ru); ²ГЕОХИ РАН (polyakov@geokhi.ru)

Для изотопов железа наряду с традиционными методами экспериментального определения равновесных факторов фракционирования, возможно использовать ядерные γ-резонансные методы – ядерное упругое (мессбауэровская спектроскопия) и ядерное неупругое γ-резонансное рассеяние (ЯНГРР). При этом в отличие от традиционных экспериментальных методов, позволяющих определять равновесные коэффициенты фракционирования между минералами, γ-резонансные методы дают возможность определять β-факторы, экспериментальное определение которых ранее считалось невозможным. Использование γ-резонансных методов основано на применении первого порядке термодинамической теории возмущений к расчёту ⁵⁷Fe/⁵⁴Fe β-факторов железа (Polyakov, 1997):

$$\ln \beta_{^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}} = \frac{m_{^{57}\text{Fe}} - m_{^{54}\text{Fe}}}{m_{^{54}\text{Fe}}} \left(\frac{K_{^{57}\text{Fe}}}{zRT} - \frac{3}{2} \right), \quad (1)$$

где $m_{^{57}\text{Fe}}$ и $m_{^{54}\text{Fe}}$ – массы ядер ⁵⁷Fe и ⁵⁴Fe; $K_{^{57}\text{Fe}}$ – кинетическая энергия колебаний ядер ⁵⁷Fe в расчёте на 1 моль вещества; z – число атомов железа в химической формуле; T – абсолютная температура; R – универсальная газовая постоянная.

В случае применения мессбауэровской спектроскопии кинетическая энергия колебаний ядер ⁵⁷Fe выражается через температурный сдвиг (ТС) в спектрах Мессбауэра (доплеровский сдвиг второго порядка – SOD):

$$K_{^{57}\text{Fe}}/z = S m_{^{57}\text{Fe}} c, \quad (2)$$

где S – ТС, выраженный в единицах скорости движения приёмника относительно источника в мессбауэровском эксперименте, c – скорость света.

Температурную зависимость ТС обычно описывают в рамках модели Дебая:

$$S(T) = -\frac{9R\theta_M}{8m_{57\text{Fe}}c} \left[1 + 8 \left(\frac{T}{\theta_M} \right)^4 \int_0^{\theta_M/T} \frac{\xi^3}{\exp(\xi)-1} d\xi \right], \quad (3)$$

θ_M – температура Мессбауэра. Определяя по экспериментальным данным температуру Мессбауэра, по формулам (1)–(3) рассчитывают $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ β -фактор.

Как и в случае определения равновесных изотопных факторов традиционными методами, надёжными значениями можно считать, те, для которых разные методы дают согласованные результаты. В данном исследовании мы измерили β -факторы троилита методом мессбауэровской спектроскопии с целью оценки надёжности результатов, полученных ранее методом ЯНГРР (Polyakov et al., 2007; Polyakov et al., 2013).

Препарат поликристаллического троилита (FeS) был синтезирован методом сухого синтеза (Kullerud, 1971). Мёссбауэровский эксперимент провели в геометрии поглощения, используя мёссбауэровский спектрометр MS1104em (разработка НИИ физики ЮФУ, Ростов-на-Дону), работающий в режиме постоянных ускорений с треугольной формой изменения доплеровской скорости движения источника относительно поглотителя. Мессбауэровские спектры троилита измеряли в интервале температур 90...295 К. Точность поддержания температуры ± 0.15 К. Время проведения измерений при данной температуре составляло не менее 1.5 часа. Обработку спектров проводили с помощью программного комплекса UnivemMS (Брюгеман и др., 1993). Зависимость изомерного сдвига от температуры представлены в табл. 1.

Таблица 1. Изомерный сдвиг (относительно $\alpha\text{-Fe}$) мессбауэровского спектра троилита.

Температура, К	Изомерный сдвиг, мм/с			
	Эксперимент	Погрешность 1σ	Стандартный подход, $\theta_M = 265$ К	С учётом зависимости δ_0 от температуры, $\theta_M = 319$ К
295	0.7574	0.0002	0.7576	0.7581
270	0.7751	0.0002	0.7751	0.7755
250	0.7886	0.0007	0.7890	0.7893
230	0.8025	0.0006	0.8027	0.8030
210	0.8168	0.0006	0.8163	0.8165
190	0.8304	0.0002	0.8297	0.8298
170	0.8433	0.0006	0.8429	0.8428
150	0.8575	0.0006	0.8556	0.8555
130	0.8682	0.0020	0.8679	0.8676
110	0.8790	0.0020	0.8795	0.8789
90	0.8875	0.0019	0.8900	0.8891

Обычно зависимость изомерного сдвига от температуры даётся уравнением:

$$\delta_{\text{IS}}(T) = \delta_0 + S(T) \quad (4)$$

Применение этого подхода приводит к значению $\theta_M = 265$ К, и обеспечивает хорошее описание температурной зависимости изомерного сдвига (табл. 1). Однако β -факторы, рассчитанные с использованием $\theta_M = 265$ К, отличаются от результатов экспериментов по ЯНГРР (рис. 1). Это обусловлено низким

значением температуры Дебая троилита. Поэтому, уже при температурах близких к комнатным необходимо учитывать зависимость от температуры величины δ_0 в (4). Введение в (4) добавочного к δ_0 члена ($-2.691 \times 10^{-5} T$ мм/с) повышает температуру Мессбауэра до 319 К.

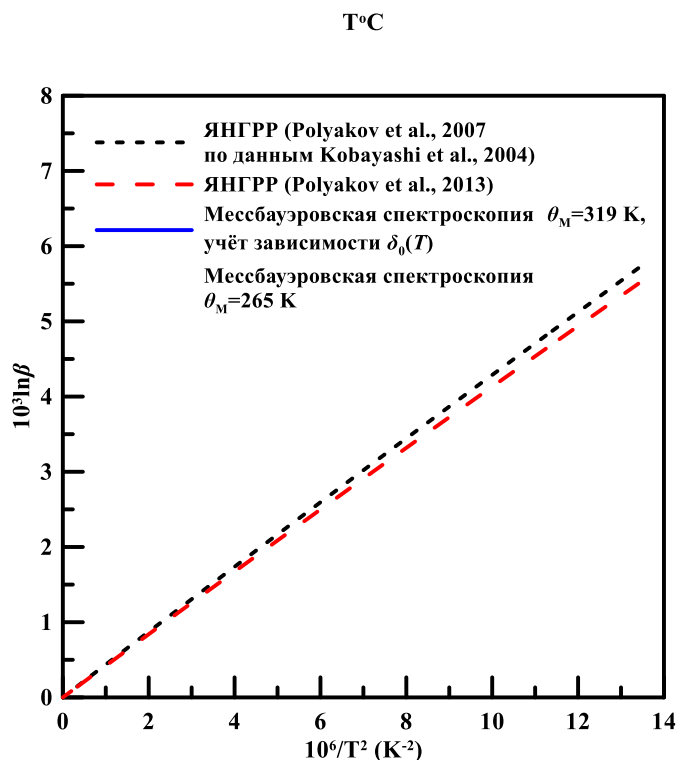


Рисунок 1. Сравнение β -факторов по данным мессбауэровской спектроскопии и ЯНГРР.

Согласие результатов с экспериментами по ЯНГРР (рис. 1), свидетельствует об их надёжности, и позволяет рекомендовать значения β -факторов железа троилита для геохимических исследований.

Работы выполнены по госзаданию Института экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН и Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН

Литература

- Брюгеман С.А., Арцыбашев Ю.А., Орлов С.В. (1993) Программа «UNIVEM», версия 4.50. МНПП «MosTek», НИИ физики при. РГУ. Ростов-на-Дону.
- Kullerud G. *Experimental Techniques in Dry Sulfide Research*. In: Ulmer G.C. (eds) *Research Techniques for High Pressure and High Temperature*. Berlin, Heidelberg: Springer, 1971. P. 288–315.
- Kobayashi H., Kamimura T., Alfè D. et al. (2004) // *Phys. Rev. Lett.* V. 93. Iss. 19. 195503.
- Polyakov V.B. (1997) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 61. Iss. 19. P. 4213–4217.
- Polyakov V.B., Clayton R.N., Horita J. et al. (2007) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 71. Iss. 15. P. 3833–3846.
- Polyakov V.B., Osadchii E.G., Chareev D.A. et al. (2013) // *Mineral. Mag.* V. 77. Iss. 5. P. 1985.

ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ КОМАТИИТОВ: ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ВОЗРАСТ (КОСТОМУКШСКАЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СТРУКТУРА, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

Вревский А.Б.

ИГГД РАН (avrevsky@mail.ru)

В вулканогенной толще рувинваарской свиты неоархейской Костомукшской зеленокаменной структуры Фенно-Карельской области Фенноскандинавского щита установлено, что образование подушечных структур при поверхностной кристаллизации коматиитовых потоков сопровождалась ликвационной дифференциацией первичного высокотемпературного (≤ 1540 °C) расплава внутри подушек с выделением контрастного лейкократового ликвата в ее ядре (рис. 1). В отличие от «классических» примеров ликвации основных расплавов на базитовый матрикси и дацитовые вариолы (глобулы) (например, Светов, 2005), в подушке установлена зона ликвата андезитового состава.

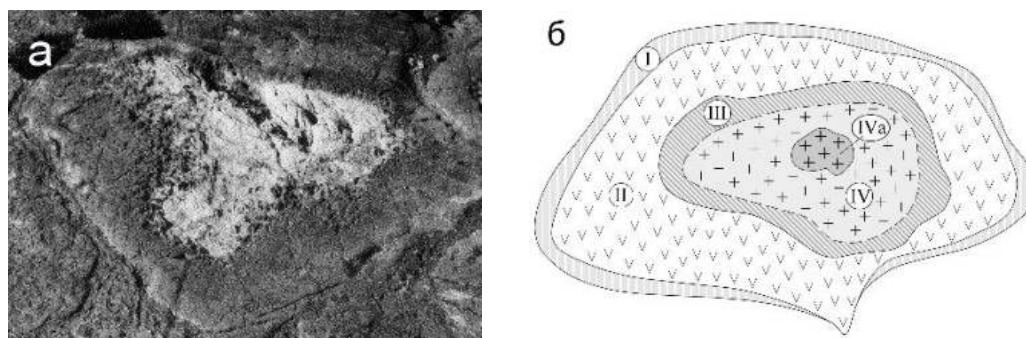


Рисунок 1. Фото и схема строения зональной подушки коматиита (I – коматииты зоны закалки, II – коматиитовые базальты краевой зоны, III – андезиты внешней зоны ядерной части, IV–V – дациты центральной зоны ядерной части подушки).

Быстрая закалка исходных коматиитовых расплавов в объеме подушки подразумевает термостатированность и сохранность первичных изотопно-геохимических характеристик расплава так, как это происходит в зонах спинифекс и прикровельных брекчий лавовых потоков коматиитов (Sossi et al. 2016).

Таблица 1. Некоторые средние характеристики изотопно-геохимического состава пород зональности подушки коматиита.

зоны	I	II	III	IV	IVa
SiO ₂ мас. %	49	52	57	67	–
mg#	0.75	0.65	0.53	0.46	–
$\Sigma(\text{REE})_N$	1.1	1.2	1.6	1.3	4.1
(La/Yb) _N	1.2	1.1	1.3	1.8	0.9
$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	+1.5	+1.5	+0.9	–	+1.5

В отсутствии первичной магматической минералогии в метаморфизованных потоках коматиитов доказательством процессов ликвационной дифференциации расплава служат близкие концентрации и подобные, не фракционированные спектры нормированного распределения РЗЭ как в матриксе, так и в ликвате, причем концентрация РЗЭ лантаноидов в андезите больше по сравнению с дацитами, содержание которых ($\sum REE_N$) в кислом ликвате сопоставима с концентрацией в коматиитовом матриксе (табл. 1, рис. 2). Такие особенности распределения РЗЭ являются характерными признаками ликвационной дифференциации базитовых расплавов, установленных экспериментально (Watson, 1976).

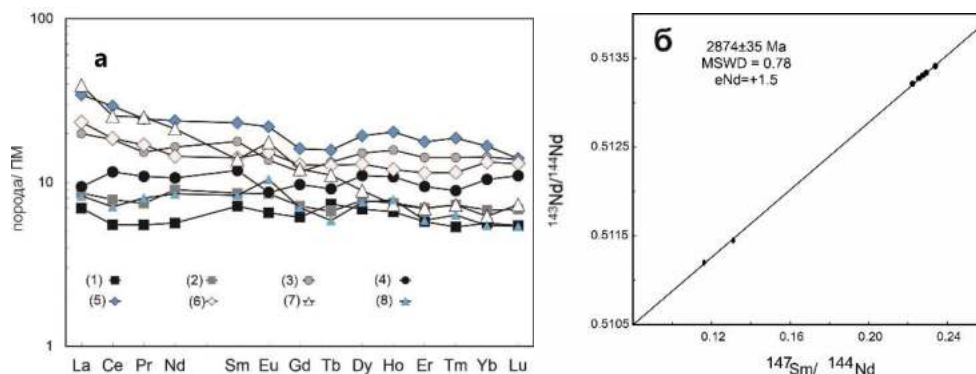


Рисунок 2. Нормированное к примитивной мантии (ПМ) распределение редкоземельных элементов в породах дифференцированной подушки коматиита (1–2 коматииты зоны (I) закалки, 3–4 коматиитовые базальты краевой (II) зоны, 5–6 андезиты внешней (III) зоны ядерной части, 7–8 дациты центральной (IV) зоны ядерной части подушки и Sm–Nd эволюционная диаграмма для пород дифференцированной подушки.

Sm–Nd изотопная систематика в геохимически закрытой системе подушки коматиита рувинваарской свиты позволила установить их изохронный возраст 2874 ± 35 млн. лет, что существенно (на 70–40 млн лет) удревает возрастные рамки всей контоксской серии Костомукшской зеленокаменной структуры по сравнению с ранее полученными данными (рис. 2). Первичные изотопные отношения Nd ($\epsilon_{NdT} = +1.4 \dots +1.7$) в коматиитах зоны закалки подушки, а также распределения ЛРЗЭ ($La_N/Yb_N = 0.9 \dots 1.27$) в них (табл. 1) можно интерпретировать как свидетельства генерации первичных коматиитовых расплавов из «обогащенного» мантийного источника, в отличие от т.н. «Северных коматиитов» – производных плавления «хорошо перемешанного» и «длительно деплетированного» мантийного резервуара ($\epsilon_{NdT} = +2.8$; $La_N/Yb_N = 0.4 \dots 0.5$) (Puchtel et al., 1998; 2001).

Способность коматиитовых расплавов к ликвационному разделению с образованием существенных объемов средних и кислых ликватов имеет значение не только для возможного объяснения присутствия среди пород рувинваарской свиты прослоев андезитов и дацитов, но является еще одним петрологическим дополнением к ранее предложенному внесубдукционному геодинамическому механизму происхождения андезитов в неоархейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита (Вревский, 2019).

Литература

- Вревский А.Б. (2019) // *Петрология*. Т. 27. № 2. С 161–186.
Светов С.А. (2008) // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. № 11. С. 121–135.
Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. (2001) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 186. Iss. 3–4. P. 513–526.
Puchtel I.S., Hofman A.W., Mezger K. et al. (1998) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 155. Iss. 1–2. P. 57–74.
Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W. et al. (2019) // *J. Petrol.* V. 57. Iss. 1. P. 147–184.
Watson E.B. (1976) // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 56. Iss. 1. P. 119–143.

$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ И U–Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА РУД УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ «ПЕСЧАНИКОВОГО» ТИПА

Голубев В.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Очирова Г.В.

ИГЕМ РАН (golub238@gmail.com)

За последние 15 лет в мире рядом исследовательских групп (Stirling et al., 2007; Weyer et al., 2008; Bopp et al., 2009; Romaniello et al., 2013) (в том числе авторами настоящего доклада (Чернышев и др., 2014; 2019)) создано новое направление геохимии изотопов – изучение природных вариаций изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ($\delta^{238}\text{U}$). Последней из имеющихся сводных работ по этому направлению является обзор (Andersen et al., 2017). Одним из наиболее интересных объектов изучения оказались урановые месторождения, среди которых месторождения «песчаникового» типа представляют одновременно и стратегический интерес как источник промышленного урана. Их доля в общей базе уранового сырья в России составляет не менее 38 % (Святецкий и др., 2017). Предыдущие исследования месторождений этого типа на территории России, США, Австралии и других стран способствовали получению дополнительной информации относительно условий формирования урановой минерализации (Голубев и др., 2013, 2021; Golubev et al., 2022; Murphy et al., 2014; Basu et al., 2015; Placzek et al., 2016). При этом было установлено, что вариации изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ на месторождениях «песчаникового» типа более чем в два раза превышают масштаб вариаций величины $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ в других природных образованиях (Andersen et al., 2017). Для преобладающей части исследуемых руд получены отрицательные значения $\delta^{238}\text{U}$, свидетельствующие об обогащении урана легким изотопом ^{235}U .

В докладе рассмотрены результаты изучения серий образцов, отобранных на различных участках вертикального и поперечного разрезов через рудные залежи трех месторождений Хиагдинского рудного поля (ХРП) в Северном Забайкалье – Дыбырин, Намару и Вершинное. Урановая минерализация на этих месторождениях представлена агрегатами тонкодисперсных урановых фаз, преимущественно нингионита – кальциевого фосфата урана. Наряду с изучением распределения величины $\delta^{238}\text{U}$ был использован анализ вариаций изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Изотопный состав урана изучался методом многоколлекторной масс-спектрометрии с ионизацией вещества в

индуктивно-связанной плазме (MC-ICP-MS) на приборе NEPTUNE (Thermo Finnigan). Измерения изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ проводили с использованием двойного изотопного трасера $^{233}\text{U}+^{236}\text{U}$ для корректирования результатов измерений на эффект приборной масс-дискриминации изотопов урана (Stirling et al., 2007). Анализ осуществлялся из растворов, содержащих уран. Применялось трехступенчатое хроматографическое отделение урана от других элементов. Конкретные методики изотопного анализа ранее нами были подробно описаны (Чернышев и др., 2014; Mandzhieva et al., 2018).

Установлен преимущественно «легкий» изотопный состав урана в рудных залежах месторождений ХРП ($\delta^{238}\text{U}$ на месторождении Дыбын – +0.09...–0.75, на месторождении Намару – +0.10...–2.56 и на месторождении Вершинное – –0.47...–3.34). В результате редукции шестивалентного урана при формировании месторождений «песчаникового» типа происходит обогащение изотопом ^{238}U образующейся твердой восстановленной фазы. Это приводит к изотопному «облегчению» урана в движущемся фронте рудообразующего раствора и в последующих твердых продуктах осаждения урана на восстановительных барьерах. Образованные в зоне рудоотложения минерализованные участки рудной залежи с «легкими» и в то же время контрастными значениями изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ могли подвергаться более поздним изменениям минеральных форм и изотопного состава урана вследствие смены редокс-условий, которое происходило за счет подтока новых порций урансодержащих вод.

В большинстве случаев изменения концентраций урана и величины $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в изученных разрезах рудных залежей коррелируются. Это свидетельствует о том, что залежи в основном сохранили очертания, приобретенные на раннем этапе их формирования. Вместе с тем, на различных участках вертикального и поперечного сечения этих залежей установлены широкие вариации изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и изотопного состава урана. Отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ практически во всех образцах отличается от равновесного, что связано как с дефицитом ^{234}U , так и с его избытком. Неравновесное отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, достигающее в ряде случаев нескольких десятков процентов, указывает на проявление молодых (не древнее 1.5 млн лет) процессов, ответственных за нарушение U–Pb изотопных систем. Вариации значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ свидетельствуют о миграции урана, происходившей в рудных залежах месторождений после их формирования, и о возможном изменении рудных концентраций.

Литература

- Голубев В.Н., Тарасов Н.Н., Чернышев И.В. и др. (2021) // Геол. рудн. месторож. Т. 63. № 4. С. 297–310.
- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. (2013) // Геол. рудн. месторож. Т. 55. № 6. С. 467–480.
- Святецкий В.С., Полонянкина С.В., Ермаков А.Г. (2017) // Разведка и охрана недр. № 11. С. 22–26.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В. и др. (2014) // Геохимия. № 12. С. 1059–1078.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В. и др. (2019) // Петрология. Т. 27. № 4. С. 446–467.
- Andersen M.B., Stirling C.H., Weyer S. (2017) // Rev. Mineral. Geochem. V. 82. P. 799–850.

- Basu A., Brown S.T., Christensen J.N. et al. (2015) // *Environ. Sci. Technol.* V. 49. Iss. 10. P. 5939–5947.
- Bopp C.J., Lundstrom C.C., Johnson T.M. et al. (2009) // *Geology*. V. 37. No 7. P. 611–614.
- Golubev V.N., Chernyshev I.V., Kochkin B.T. et al. (2022) // *J. Earth Sci.* V. 33. Iss. 2. P. 317–324.
- Mandzhieva G.V., Sadasyuk A.S., Chernyshev I.V. et al. (2018) // *J. Anal. Chem.* V. 73. Iss. 14. P. 1334–1342.
- Murthy M.J., Stirling C.H., Kaltenbach A. et al. (2014) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 388. P. 306–317.
- Placzek C.J., Heikoop J.M., House B. et al. (2016) // *Chem. Geol.* V. 437. P. 44–55.
- Romaniello S.J., Herrmann A.D., Anbar A.D. (2013) // *Chem. Geol.* V. 362. P. 305–316.
- Stirling C.H., Andersen M.B., Potter E.K. et al. (2007) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 264. Iss. 1–2. P. 208–225.
- Weyer S., Anbar A.D., Gerdes A. et al. (2008) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 72. Iss. 2. P. 345–359.

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА НЕФТЕЙ И ГАЗОВ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, КАК КЛЮЧ К ВЫЯВЛЕНИЮ ИХ ГЕНЕЗИСА

Гончаров И.В.^{1,2}, Веклич М.А.¹, Жердева А.В.¹, Фадеева С.В.^{1,2}, Обласов Н.В.¹,
Козырева К.В.¹, Самойленко В.В.¹

¹АО «ТомскНИПИнефть» (GoncharovIV@tomsknpi.ru); ²НИ ТПУ

Промышленные залежи нефти и газа Восточной Сибири приурочены к венд-рифейским терригенно-карбонатным отложениям. Вопрос о происхождении этих флюидов и их генетической типизации послужил предметом многочисленных публикаций (Баженова, 2014; Дахнова и др., 2011; Мельников и др., 2008). Характерной особенностью для нефтей данного региона является аномальная обогащённость лёгким изотопом углерода (до –36.0 ‰). При этом изотопный состав углерода метана газов, ассоциированных с этими нефтями, изменяется от –34.9 до –46.1 ‰.

Нами был детально изучен $\delta^{13}\text{C}$ нефтей и газов месторождений Байкитской и Непско-Ботуобинской НГО. На рис. 1 приведены результаты молекулярно-изотопного состава газовых проб. Согласно (Chung, 1998), для газов, генерированных одной и той же материнской породой, должна наблюдаться строгая линейная зависимость между изотопным составом углерода и обратной величиной числа атомов углерода в молекуле лёгких углеводородов ($\text{C}_1\text{--C}_5$). Как видно из представленных данных, этой закономерности подчиняются газы большинства исследованных нами месторождений Байкитской НГО. Что касается газов Непско-Ботуобинской НГО, то для них характерно большее обогащение метана тяжёлым изотопом ^{13}C по сравнению с этаном. Это однозначно свидетельствует о том, что этот метан был генерирован другим ОВ, находящимся на очень высокой стадии катагенеза (апокатагенез). При этом в целом компоненты от этана до пентана Непско-Ботуобинской НГО имеют более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$, чем в Байкитской НГО.

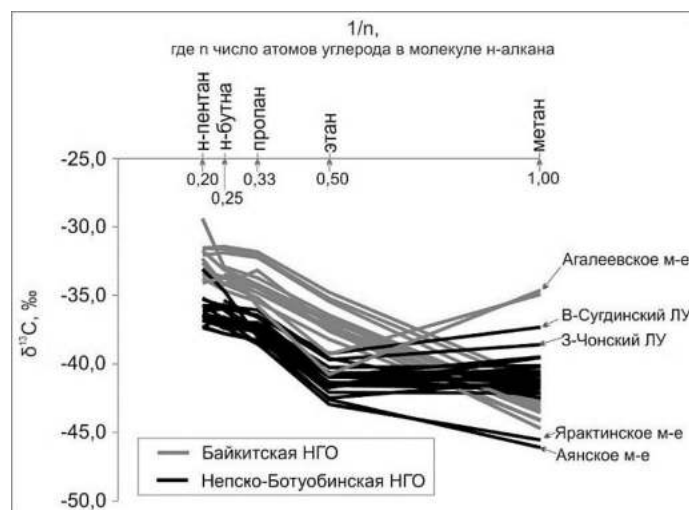


Рисунок 1. Изотопный состав углерода компонентов C_1 – C_5 газов Непско-Ботубинской НГО и Байкитской антеклизы.

Это даёт основание предполагать, что они были генерированы более молодыми (вендскими) отложениями, ОВ которых имеет меньший катагенез, в то время как значительная часть изотопно-тяжёлого метана была генерирована более древними рифейскими отложениями (рис. 2). Поскольку $\delta^{13}C$ является величиной аддитивной, то, используя его, можно достаточно точно определить долю рифейского и вендского метана в формировании газовой составляющей любой залежи.

Выявленные отличия в изотопном составе газов, также прослеживаются в молекулярном и изотопном составе жидких УВ. Как видно из рис. 3, углерод нефтей Байкитской НГО обогащён тяжёлым изотопом ^{13}C по сравнению с нефтями Непско-Ботубинской НГО, а по параметру K_i их катагенез закономерно выше. Примечательно, что на некоторых месторождениях, например, Юрубчено-Тохомском, присутствуют флюиды смешанного типа.

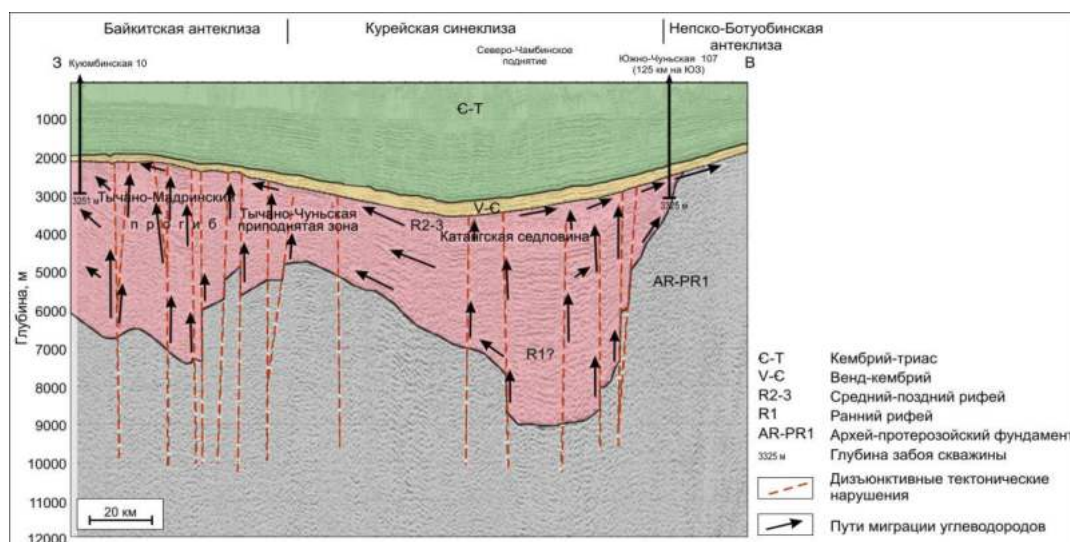


Рисунок 2. Геологическая интерпретация восточной части регионального сейсмического профиля «Батолит» через Байкитскую антеклизу, Курейскую синеклизу и Непско-Ботубинскую антеклизу [Мельников и др., 2008; Ларкин и др., 2007 с изменениями]. На разрезе стрелками обозначены предполагаемые пути миграции углеводородов из рифейских нефтегазоматеринских пород.

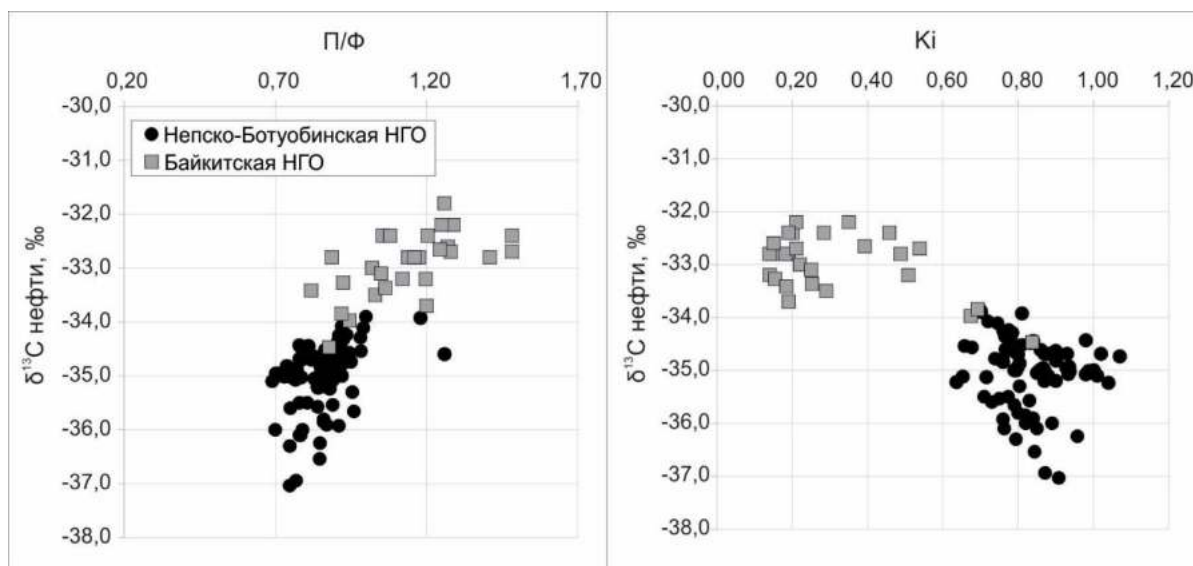


Рисунок 3. Взаимосвязь молекулярных параметров и изотопного состава углерода для изученных нефтей Восточной Сибири.

Литература

Баженова Т.К., Дахнова М.В., Жеглова Т.П. Нефтематеринские формации, нефти и газы докембрия и нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы. М.: ВНИГНИ, 2014. 128 с.

Дахнова М.В., Баженова Т.К., Лебедев В.С. и др. (2011) // Геология и геофизика. № 8. С. 1199–1209.

Ларкин В.Н., Вальчак В.И. (2007) // Геология нефти и газа. № 1. С. 24–31.

Мельников Н.В., Филиппов Ю.А., Вальчак В.И. и др. (2008) // Геология и геофизика. № 3. С. 235–243.

Chung H.M., Gormly J.R., Squires R.M. (1988) // Chem. Geol. V. 71. Iss. 1–3. P. 97–104.

АНОМАЛЬНЫЙ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ГАЗОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Гончаров И.В.^{1,2}, Жердева А.В.¹, Веклич М.А.¹, Обласов Н.В.¹, Самойленко В.В.¹

¹АО «ТомскНИПИнефть» (GoncharovIV@tomsknpi.ru); ²НИ ТПУ

Ранее нами для месторождений юго-востока Западной Сибири (Гончаров и др., 2005, 2012) были выявлены закономерности изменения изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) растворенных в нефти газов. Позднее (Гончаров и др., 2023) они подтвердились и для других частей региона.

Согласно (Chung, 1988), углеводороды $\text{C}_1\text{--C}_5$ из одной и той же нефтематеринской породы, и того же уровня термической зрелости, должны образовывать прямую линию в координатах $\delta^{13}\text{C} - 1/n$ (n число атомов углерода в молекуле). Для углеводородов $\text{C}_2\text{--C}_5$ эта закономерность, как правило выполняется, однако метан в подавляющем числе случаев существенно обогащен легким изотопом углерода, по сравнению со своими гомологами.

Нами выполнены определения молекулярно-изотопного состава для более 2000 проб газа. Большинство из них были представлены образцами из промышленных залежей. Помимо этого, также были проанализированы газы из современных осадков (включая газогидраты) и газы дегазации бурового раствора. При этом среди газов промышленных залежей не было встречено метана со значениями $\delta^{13}\text{C}$ менее -59.0‰ , этана менее -44.0‰ , а пропана менее -41.0‰ . Однако среди проб газа полученных в процессе бурения, а также при испытании объектов, где были обнаружены непромышленные притоки, значение $\delta^{13}\text{C}$ этана может достигать -54‰ , а у пропана -45‰ (рис. 1). Самый изотопно-лёгкий метан (до -98‰) был встречен в современных осадках на шельфе арктических морей и Чёрного моря.

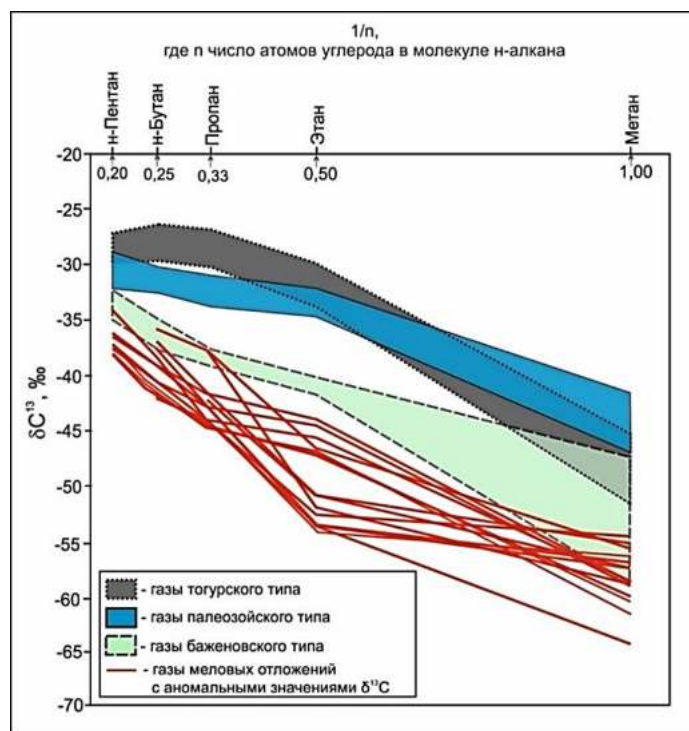


Рисунок 1. Газы из меловых отложений в сравнении с генетическими типами газов юго-востока Западной Сибири по данным (Гончаров и др., 2012 с изменениями и дополнениями)

На рис. 1 представлены некоторые результаты анализа проб газа с аномально изотопно-легким составом углерода углеводородов $\text{C}_2\text{--C}_5$, полученных при выполнении работ на территории Западной Сибири. Общей чертой, объединяющей все пробы с аномальным $\delta^{13}\text{C}$, является то, что они отобраны из меловых отложений, на глубинах, где пластовая температура не превышает 70 °C . Это обстоятельство даёт основание предполагать, что полученные результаты отражают особенности преобразования нефтематеринского органического вещества на переходном этапе от позднего диагенеза к раннему катагенезу.

Литература

- Гончаров И.В., Веклич М.А., Обласов Н.В. и др. (2023) // *Геохимия*. № 2. С. 115–138.
 Гончаров И.В., Коробочкина В.Г., Обласов Н.В. и др. (2005) // *Геохимия*. № 8. С. 892–898.

Гончаров И.В., Обласов Н.В., Сметанин А.В. и др. (2012) // Нефтяное хозяйство. № 11. С. 8–13.

Chung H.M., Gormly J.R., Squires R.M. (1988) // Chem. Geol. V. 71. Iss. 1–3. P. 97–104.

РАЗВИТИЕ ПРЕЦИЗИОННОЙ МЕТОДИКИ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ПРИМЕСНОГО СЕРЕБРА В ОБРАЗЦАХ ЗОЛОТА РАЗЛИЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Давыдов В.Г., Салль Е.Г., Беляцкий Б.В., Салтыкова А.К., Антонов А.В.,
Кобзева Ю.В., Бильская И.В.

ВСЕГЕИ (Valentin_Davydov@vsegei.ru)

Золото имеет всего один стабильный изотоп ^{197}Au , поэтому само по себе изотопному анализу не подлежит. Однако самородное золото, равно как и искусственные золотые сплавы, обязательно содержит примесь серебра в количестве от долей до десятков процентов, достаточном для анализа высокочувствительным методом, таким как мультиколлекторная масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (Brügmann et al., 2019, Schönbachler et al., 2007). Природное соотношение концентраций изотопов $^{107}\text{Ag}/^{109}\text{Ag}$ варьируется в пределах до 3 ‰ (Argapadmi et al., 2018, Arribas et al., 2020) и служит удобным количественным маркером для сравнения различных золотых образцов и извлечения информации об их истории в приложении к различным задачам, от исследования рудогенеза россыпных и коренных месторождений и до отслеживания оборота золотых изделий.

Образец в масс-спектрометр подаётся в виде раствора (как правило, в разбавленной кислоте) при комнатной температуре, земляном потенциале и атмосферном давлении. Многоступенчатое превращение жидкости в поток ионов в вакууме (пульверизация раствора, сепарация и сушка аэрозоля, ионизация в аргонной плазме, ввод в вакуумную камеру, электростатическая фокусировка и преселекция ионов) сопровождается потерями на каждом этапе, а, значит, и собственным изотопным фракционированием измеряемых ионов, величина которого (до 1 ‰) может существенно превышать природные вариации $^{107}\text{Ag}/^{109}\text{Ag}$. Эту погрешность можно разделить (Yang et al., 2010, Luo et al., 2010), на кратковременные флуктуации, сходные для ионов разной химической природы, и медленный дрейф из-за химических процессов в системе пробоподачи, специфичный для разных элементов и/или соединений. Первые компенсируются с помощью измерения (одновременно с исследуемыми) отношения изотопов некоего стандартного элемента, специально для этого добавляемого в раствор. Так, для серебра удобным стандартом является редкий в природе палладий, изотопы которого перемежаются по массе с изотопами серебра, а химические свойства отличаются (см. ниже). Дрейф же учитывается попеременным чередованием измерений образцов и стандарта изотопного состава серебра, в качестве которого общепринято использовать (Brand et al., 2014) нитрат серебра NIST SRM 978a. В литературе результат измерений, как правило, представляют величиной

$$\delta^{107/109} (\text{‰}) = 1000 \times [({}^{107}\text{Ag}/{}^{109}\text{Ag})_{\text{sample}}/({}^{107}\text{Ag}/{}^{109}\text{Ag})_{978\text{a}} - 1].$$

Точность её измерения при благоприятных условиях превышает таковую, установленную для стандарта. Иногда вместо δ используют величину $\varepsilon = 10 \times \delta$ (‰).

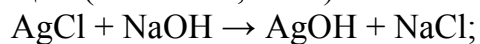
В настоящей работе проведены измерения изотопных отношений серебра в составе природных образцов россыпного (Таймыр) и самородного (месторождения Базовское и Мало-Тарынское, Якутия) золота, а также золотых изделий прибором MC-ICPMS (Neptune, ЦИИ ВСЕГЕИ). Состав серебра анализировался в отдельных зернах золотых образцов, каждое из которых предварительно изучалось оптической и электронной микроскопией (CamScan MX2500, ЦИИ ВСЕГЕИ) для уточнения морфологии, определения состава включений и оценки содержания примесей (Ag, Cu, As, Pb).

Пробоподготовка переводит серебро из металлического образца в азотнокислый раствор с захватом как можно большей части серебра, при этом исключая попадание в раствор возможной примеси природного палладия (а также прочих металлов, в том числе и самого золота). В предыдущих работах (Brüggemann et al., 2019, Luo et al., 2010) применён прямой способ полного растворения образца в большом избытке крепких кислот с последующей многостадийной фильтрацией на ионообменных смолах. Он подвержен ошибкам из-за высокой трудоёмкости и сложности (возможна случайная необратимая порча образца), неполной предсказуемости свойств конкретной навески реактивов (особенно смол) и др. В настоящей работе предприняты меры по упрощению методики. Все промежуточные продукты однофазные (жидкие или твёрдые); при желании можно их полностью растворить и количественно проконтролировать потери каждого элемента на каждом этапе. Среди различных модификаций нескольких литературных методик выбрана дающая наиболее качественные метрологические характеристики.

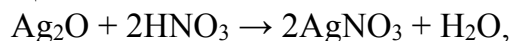
Образцы взвешивались и растворялись в небольшом ($\times 1.3$ – 1.5 стехиометрии по хлору) избытке свежеприготовленной царской водки по условной реакции



в которой осаждается роговое серебро, а прочие металлы переходят в раствор. Раствор затем разбавлялся концентрированной HNO_3 до 0.1 мл и аккуратно сливался в отдельный сосуд для других анализов (например, на свинец). Осадок дважды промывался разбавленной HNO_3 и переводился в оксид серебра по реакции (Willbanks, 1953)



В работе (Willbanks 1953) оксид серебра далее переводится в металлическое серебро, а мы после промывки водой сразу растворяли его азотной кислотой по реакции



и разбавляли до удобного для измерений объёма 0.5–1 мл. Весь цикл химической подготовки образца занимал, как правило, до 2 часов; из образцов массой от 2 до 10 мг извлекалось 99.8–99.9 % серебра (по измерениям его концентрации в обоих растворах).

Для измерений раствор серебра с добавлением стандартного палладия разбавлялся до концентрации около 1 мг/л Ag и 2 мг/л Pd (для получения ионных токов ≥ 0.1 нА) и отстаивался. За 20-минутное измерение расходовался 1 мл раствора. Для коррекции массфракционирования использовались пары изотопов $^{106}\text{Pd}/^{110}\text{Pd}$, $^{104}\text{Pd}/^{108}\text{Pd}$, $^{108}\text{Pd}/^{105}\text{Pd}$ (Brügmann et al., 2019, Luo et al., 2010, Chugaev et al., 2012). Случайная погрешность определения $\delta^{107/109}$ составляла при этом 0.005–0.01 ‰ при доверительном интервале 95 %, то есть примерно в полтора раза лучше, чем приведённая в процитированных выше работах (Brügmann et al., 2019, Luo et al., 2010), а долговременная (за несколько месяцев) воспроизводимость от сессии к сессии была не хуже ± 0.04 ‰.

Этот уровень точности, согласно литературным данным, вполне позволяет производить разбраковку природных объектов на основании измерений изотопного состава содержащегося в них серебра и получать дополнительную геохимическую информацию о генетической принадлежности анализируемого объекта.

Литература

- Argapadmi W., Toth E.R., Fehr M.A. et al. (2018) // *Econ. Geol.* V. 113. Iss. 7. P. 1553–1570.
- Arribas A., Mathur R., Megaw P. et al. (2020) // *Geochem. Geophys. Geosyst.* V. 21. P. 1–17.
- Brand W.A., Coplen T.B., Vogl J. et al. (2014) // *Pure Appl. Chem.* V. 86. Iss. 3. P. 425–467.
- Brügmann G., Brauns M., Maas R. (2019) // *Chem. Geol.* V. 516. P. 59–67.
- Chugaev A.V., Chernyshev I.V. (2012) // *Geochem. Int.* V. 50. No. 11. P. 899–910.
- Luo Y., Dabek-Zlotorzynska E., Celo V. et al. (2010) // *Anal. Chem.* V. 82. Iss. 9. P. 3922–3928.
- Schönbächler M., Carlson R.W., Horan M.F. et al. (2007) // *Int. J. Mass Spectrom.* V. 261. Iss. 2–3. P. 183–191.
- Willbanks O.L. (1953) // *J. Chem. Educ.* V. 30. Iss. 7. P. 347.
- Yang L., Sturgeon R.E., Mester Z. et al. (2010) // *Anal. Chem.* V. 82. Iss. 21. P. 8978–8982.

МЕГАКРИСТАЛЛЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ КАК ЗАПИСЬ ИСТОРИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Демонтерова Е.И.¹, Иванов А.В.¹, Посохов В.Ф.²

¹ИЗК СО РАН (dem@crust.irk.ru); ²ГИН СО РАН

Мегакристаллы, выносимые на поверхность вулканическими породами, представлены разнообразными минералами и их ассоциациями, например, полевые шпаты, пироксены, гранаты, слюды, амфиболы, корунды. Мегакристаллы встречаются в лавовых потоках, в туффах и шлаках вулканических построек позднекайнозойского возраста, распространённых на территории Байкальского рифта. В нашей работе мы представляем изотопный ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$) состав мегакристов полевых шпатов из позднекайнозойских базальтов Ия-Удинского, Витимского и Хамар-Дабанского вулканических полей Байкальского рифта. Условия кристаллизации мегакристаллов и их связь с выносящими магмами вызывают споры. Одна часть исследователей предполагает, что полевошпатовые включения являются производными

выносящей их магмы (Higgins, Chandrasekharam, 2007 и ссылки в ней). Другая часть исследователей считает, что полевошпатовые включения являются ксеногенными (Pererelov et al., 2020 и ссылки в ней). Сравнительно недавно, появились представления о антикристах – кристаллах, образующихся в глубинном магматическом очаге, но выносимых на поверхность не той порцией магмы, в которой они кристаллизовались (Hildreth, 2001).

Хотя, полевошпатовые включения наблюдаются на всех вулканических полях Центральной Азии в породах базальтового состава, предполагается, что их образование происходит из высококремнистого расплава. Рассчитанные тренды кристаллизации при дифференциации оливина, клинопироксена, титаномагнетита и анортоклаза показывают, что кристаллизация мегакристаллов полевых шпатов в Байкальском регионе принципиально возможна как напрямую из обогащенных кремнеземом магм, так и при их контаминации коровым веществом (Демонтерова и др., 2023).

На рис. 1а показаны соотношения изотопов кислорода в минералах и несущих их породах. Видно, что все мегакристаллы плагиоклаза и санидин смещены от теоретических линий равновесия минерал–расплав в сторону более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$, а часть мегакристаллов анортоклаза – в сторону более низких значений $\delta^{18}\text{O}$. В первую очередь, этот указывает, что мегакристаллы полевых шпатов не находились в равновесии по $\delta^{18}\text{O}$ с расплавом, который их выносил. С этой точки зрения их следует называть антикристами. Во вторую очередь, смещение значений $\delta^{18}\text{O}$ в минерале от линии равновесия в область более низких значений $\delta^{18}\text{O}$ предполагает, что кристалл формировался в более примитивной магме, чем та, которая вынесла его на поверхность. Смещение $\delta^{18}\text{O}$ в полевых шпатах от линии равновесия в область более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ говорит, о кристаллизации минерала из расплава с более низкой температурой или контаминированного корой. В область высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ попадают часть анортоклазов, все плагиоклазы и санидин. Вариации изотопного состава кислорода в оливине согласуются с его равновесной кристаллизацией из расплава в диапазоне температур 1200–1000 °C.

Аналогичный вывод о неравновесности мегакристаллов полевых шпатов и несущих их пород следует из анализа изотопных вариаций стронция (рис. 1б). Почти все плагиоклазы Ия-Удинского вулканического поля имеют более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем породы, в которых они находятся, а анортоклазы Хамар-Дабанского и Витимского вулканических полей лежат вблизи линии 1:1 или заметно смещены в сторону более низких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сравнении с породой. Еще более наглядно это видно, на диаграмме $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$ (рис. 1в), где $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – отклонение полевых шпатов от линии 1:1. Все анортоклазы смещаются в сторону более мантийных значений, а плагиоклазы и санидин – в сторону коровых значений.

Вариации изотопного состава кислорода и стронция в изученных мегакристаллах и породах, которые их выносят, говорят, что полевые шпаты и несущие их расплавы не находились в изотопном равновесии друг с другом. Отчетливо видно (рис. 1в), что анортоклазы кристаллизовались из более примитивных магм с мантийными изотопными характеристиками, тогда как плагиоклазы – из более контаминированных корой магм, а санидин, по-видимому,

является ксенокристаллом коровых пород. Таким образом, изученные кристаллы анортоклаза и плагиоклазов являются антикристами – они не кристаллизовались из магм, которые их выносили на поверхность, но в то же время связаны с ними в едином вулканическом процессе.

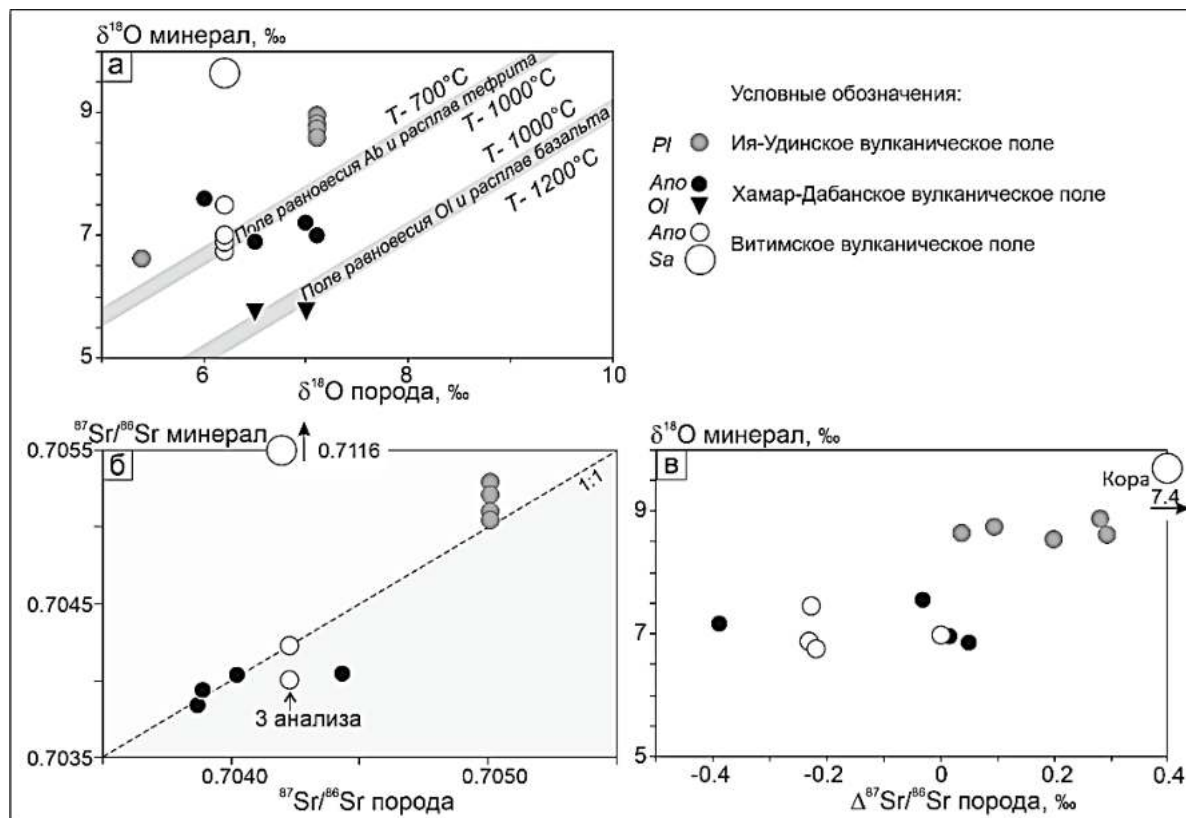


Рисунок 1. (а) Диаграмма соотношений $\delta^{18}\text{O}$ в минералах и несущих их породах.

Серыми полями показаны теоретические соотношения $\delta^{18}\text{O}$ для равновесной кристаллизации оливина (Ol) в диапазоне температур 1200–1000 °C и альбита (Ab) с 30 % анортитовой составляющей в диапазоне температур 1000–700 °C из расплава базальтового состава (Zhao, Zheng, 2003). Диаграммы соотношений (б) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в минералах и несущих их породах и (в) отклонения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от линии 1:1 ($\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) напротив измеренных $\delta^{18}\text{O}$ в полевых шпатах.

Литература

- Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Палесский С.В. и др. (2023) // Геохимия. Т. 68. № 7. С. 651–668.
- Higgins M.D., Chandrasekharam D. (2007) // J. Petrol. V. 48. Iss. 5. P. 885–900.
- Hildreth W. (2001) // Penrose Conference on Longevity and Dynamics of Rhyolitic Magma Systems, 7–12 June, 2001. Mammoth, CA.
- Perepelov A., Kuzmin M., Tsyukova S. et al. (2020) // Minerals. V. 10. Iss. 7. 612.
- Zhao Z.F., Zheng Y.F. (2003) // Chem. Geol. V. 193. Iss. 1–2. P. 59–80.

ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СООТНОШЕНИЙ ИЗОТОПОВ Sr И Nd В ГЛИНЕ НА ПРИМЕРЕ СТАНДАРТА ГЛИНЫ GEOPT-33 (BALL CLAY, DBC-1)

Демонтерова Е.И., Пашкова Г.В., Михеева Е.А.

ИЗК СО РАН (dem@crust.irk.ru)

Керамическое изделие часто состоит из двух основных компонентов – глины и примесной добавки (отошителя), которая может быть представлена разным природным материалом, таким как песок, раковины и др. (Shepard, 1995). При идентификации глины, как наиболее ценной составляющей в керамической пасте, отошитель является контаминантом. Последний влияет на химический и изотопный состав керамики, что затрудняет идентификацию глины с привязкой непосредственно к источнику глинистого сырья. Поэтому встает вопрос, как получить химический состав самой глины, отделив ее от отошителя, при изучении керамических фрагментов? Данная задача важна, когда нужно разделить по составу глины, используемые для изготовления археологической керамики что, следовательно, потенциально влияет на выделение культурных центров ее изготовления. Для решения данной задачи предложен метод химического выщелачивания и получения элементного состава вытяжки с помощью методов ИСП-МС (Burton, Simon, 1993) и РФА (Maltsev et al., 2021). При использовании метода выщелачивания встает вопрос, при какой химической процедуре непосредственно растворяется сама глина. Это также важно, когда при археологических исследованиях требуется очистка керамических фрагментов от вторичных изменений с использованием агрессивных жидкостей в виде неорганических кислот. Процедуру выщелачивания проводят как с использованием смеси кислот (например, царская водка) (Maltsev et al., 2021), так и отдельных реактивов с разной концентрацией (Burton, Simon, 1993; Fernández-Ruiz, García-Heras, 2008). Исследователи, используя процедуру выщелачивания, не всегда уверены, насколько эффективно прошло растворение исследуемого компонента. Поэтому, при изучении керамики методом выщелачивания важно изучить несколько параметров. Первое, при каком наборе химических реактивов глинистая составляющая переходит в раствор. Второе, как выбрать агрессивную процедуру выщелачивания, растворяя только глину, не затрагивая легкорастворимые, сопутствующие минералы отошителя.

В нашей работе на примере выщелачивания стандарта глины Geopt-33 (Ball Clay, DBC-1, <http://www.geoanalyst.org/index.php>) разными кислотами и их смесями мы оценили влияние химической процедуры на силикатную составляющую образца с помощью изучения неразложившегося осадка стандарта методом порошковой дифракции. Определение изотопных отношений Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) в полученных выщелоках позволяет оценить возможности использования разных реактивов и их смеси при исследовании глин для решения археологических, геологических и экологических задач. Далее по тексту стандарт для данного эксперимента будет называться как DBC-1.

При выполнении эксперимента подготовлено 11 навесок DBC-1 (50 и 100 мг), шесть из которых сдублированы. Для каждой навески отдельно проводили выщелачивание кислотами разной концентрации и их смесями. Использовали следующие кислоты: 4 мл «царская водка» (смесь $\text{HNO}_3\text{--HCl}$ (6н HCl) в соотношении 1:3); 4 мл 6н HCl ; 4 мл 15н HNO_3 ; 4 мл 6н HNO_3 . Для оценки применимости методики, предложенной в работе (Burton, Simon, 1993), две навески DBC-1 по 100 мг поместили в 4 мл 1н HNO_3 и 1н HCl и оставили на две недели при комнатной температуре 21 °С, обрабатывая в ультразвуковой ванне в течении 1 часа каждый день. Одну навеску DBC-1 разлагали полностью в смеси кислот $\text{HF--HNO}_3\text{--HClO}_4$. Для всех экспериментальных химических вытяжек определен изотопный состав Sr и Nd, измеренный на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Подробная процедура Sr и Nd исследований описана в работе (Demonterova et al., 2023). Неразложившийся осадок, оставшийся после выщелачивания каждой навески, высушивали и взвешивали для учета потери массы образца. После взвешивания осадок обрабатывали ультрачистой деионизированной водой (18.2 МΩ, Elga Labwater) в течении суток для нейтрализации кислотности. Далее центрифугировали, высушивали и изучали рентгенофазовым методом на дифрактометре ДРОН-3.0 («Буревестник»).

Полное разложение стандарта DBC-1 наблюдалось только в смеси $\text{HF--HNO}_3\text{--HClO}_4$ при использовании нагрева на лабораторной печи. Во всех других способах воздействия различными кислотами остается неразложившийся осадок в виде силикатной составляющей, в том числе, самой глины в разном количестве в зависимости от окислительного воздействия той ли иной кислоты. Поэтому использование метода химического выщелачивания для определения элементного состава в керамике остается спорным. Это связано с неопределенностью растворения силикатной составляющей как самой глины, так и минералов, представленных в отоштите.

Полученный изотопный состав Nd в кислотных вытяжках DBC-1 оставался постоянным как при обработке слабыми кислотами, такими как 1н HCl и 1н HNO_3 , так и при полном разложении пробы. Возможно, это связано с тем, что Nd-содержащие фазы в данном стандарте слабо связаны с основными слагающими его минералами, из которых он состоит. При этом изотопный состав Sr изменялся, так как основным минералом, содержащим Sr, является непосредственно глина. Таким образом, по мере ее растворения концентрации Sr в вытяжке увеличиваются, смещая изотопный состав. В слабых кислотных вытяжках изотопный состав самый обедненный, и по мере увеличения концентрации кислот растёт отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Самый высокий изотопный состав Sr получен при полном разложении стандарта.

Чаще всего загрязнителями керамики при ее захоронениях являются почва или песок, которые отмываются водой с помощью ультразвуковой ванны. В тоже время, нередко в регионе Байкальской Сибири керамика подвержена вторичной карбонатизации. Карбонатные корки проникают в керамику и при механической очистке можно повредить образец. Таким образом, анализируя реакцию минерального состава глины на разные типы агрессивных кислот и их смесей видно, что керамику можно мыть, используя 1н HCl и 1н HNO_3 , не нарушив поверхность и химический состав образцов. Но даже при щадящей обработке

керамики следует учитывать состав отошителя, который может раствориться при таких условиях очистки, например, если частью отошителя являются речные или морские моллюски.

Исследовательские работы осуществлялись с использованием оборудования ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН при поддержке гранта РНФ № 19-78-10084.

Литература

- Burton J.H., Simon A.W. (1993) // *Am. Antiq.* V. 58. No 1. P. 45–59.
- Demonterova E.I., Ivanov A.V., Savatenkov V.M. et al. (2023) // *J. Petrol.* V. 64. Iss. 9. egad062.
- Fernández-Ruiz R., Garcia-Heras M. (2008) // *Spectrochim. Acta Part B: At. Spectrosc.* V. 63. Iss. 9. P. 975–979.
- Maltsev A.S., Pashkova G.V., Fernandez-Ruiz R. et al. (2021) // *Spectrochim. Acta Part B: At. Spectrosc.* V. 175. 106012.
- Shepard A.O. *Ceramics for the Archaeologist. Publication 609. Washington: Carnegie Institution of Washington, 1995. 447 p.*

СКОРОСТЬ СУЛЬФАТРЕДУКЦИИ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ СУЛЬФАТА И СУЛЬФИДА

Дубинин А.В.¹, Дубинина Е.О.²

¹ИО РАН (dubinin_av@mail.ru); ²ИГЕМ РАН

Аноксия Черного моря занимает более 93 % объема его вод, в котором находится 4587 млн тонн растворенного H₂S. Причина его появления – стратификация по плотности водной толщи, которая не позволяет проникать кислороду ниже глубины 90 м в центре моря. Сероводород является продуктом бактериального восстановления морского сульфата при окислении органического вещества. В результате возникает дефицит сульфата, который возрастает с глубиной до 3 % в придонном конвективном слое (ПКС). Одновременно с исчерпанием сульфата, его изотопный состав серы обогащается изотопом ³⁴S на 2 ‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (ПКС) = +23 ‰) относительно исходного состава морского сульфата ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ = +21 ‰). При этом величина $\delta^{34}\text{S}$ растворенного сероводорода в ПКС составляет –40.6 ‰. По данным радиоуглеродного метода, возраст начала появления сероводорода в воде Черного моря (наступление аноксии) составляет 7540±130 лет назад (Jones, Gagnon, 1994).

Для оценок интенсивности продукции сероводорода и времени его пребывания в Черном море требуется знание средней скорости восстановления сульфата (сульфатредукции, SR). Однако прямые измерения скорости SR методом введения искусственного изотопа ³⁵S показали ее изменчивость на несколько порядков в зависимости от сезона, величины биопродукции и глубины водной толщи. Нами проведена оценка средней скорости SR методом численного

моделирования, который позволил оценить время пребывания сульфата и сульфида в воде Черного моря, а также возраст современного его состояния.

Стратификация водной толщи в Черном море нарушается в придонной части за счет конвективных процессов благодаря ее нагреву геотермальным теплом со дна бассейна. Образующаяся конвективная ячейка в воде имеет толщину порядка 400 м, а сам слой получил название придонного конвективного слоя. Однородность ПКС по распределению сульфата, сероводорода и изотопного состава их серы позволила построить модель баланса масс (Dubinin, Dubinina, 2023), основанную на допущении о стационарном состоянии Черного моря и идентичности поступающего в него сульфата по изотопному составу серы сульфату Средиземного моря и Мирового океана ($\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} = +21 \text{ ‰}$). Расчеты показали, что время достижения стационарного состояния по изотопному составу серы сульфата и его концентрации в ПКС составляют 3300 лет после начала аноксии. Концентрация сероводорода достигает постоянной величины ($380 \pm 5 \text{ мкМ}$) много позднее, через 5700 лет. Время пребывания сульфата в ПКС составляет 1390 лет, что почти в 1.5 раза больше, чем время пребывания сероводорода (946 лет). Причина этого различия в том, что часть сероводорода потребляется в ПКС на формирование пирита в турбидитах – лавинообразных потоках осадочного вещества кромки шельфа.

В результате моделирования определена средняя скорость восстановления сульфата, которая за весь период существования аноксии составила $1.1 \pm 0.1 \text{ нмоль л}^{-1} \text{ день}^{-1}$.

Данная работа выполнена при поддержке РНФ, проект 23-27-00355 и за счет госзадания ИО РАН №FMWE-2021-0004 и ИГЕМ РАН №FMMN-2021-0009.

Литература

- Dubinin A.V., Dubinina E.O. (2023) // *Chem. Geol.* V. 630. 121491.
Jones G.A., Gagnon A.R. (1994) // *Deep Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.* V. 41. Iss. 3. P. 531–557.

РЕКОНСТРУКЦИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАСПЛАВОВ, СТАНОВЛЕНИЯ И ОСТЫВАНИЯ ВЫСОКО ФРАКЦИОНИРОВАННЫХ ГРАНИТОВ МНОГОФАЗНОГО МАССИВА РАУМИД ПО ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫМ ДАННЫМ

Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н., Коссова С.А., Ковальчук Е.В.

ИГЕМ РАН (elenadelta@inbox.ru)

На примере «природной лаборатории» – эоценовых гранитов массива Раумид, насчитывающего восемь фаз внедрения, рассмотрены процессы кристаллизационной дифференциации, ретроградного изотопного обмена и автометаморфизма. Работа основана на комплексном (изотопно-кислородном, петрографическом, геохимическом) изучении представительных образцов каждой из фаз внедрения массива. Проведены изотопные и геохимические

исследования породообразующих минералов (*Qz*, *Pl*, *Kfs*, *Bt*), а также их разностей, имеющих визуальные признаки постмагматических изменений.

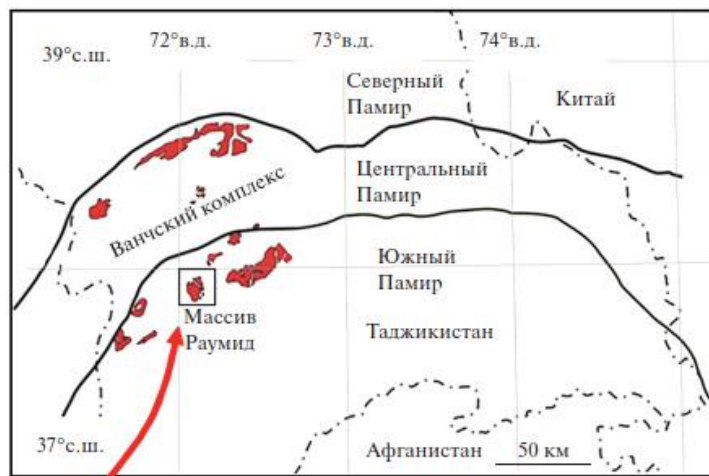


Рисунок 1. Схематическая карта Памира, показывающая расположение магматических пород эоценового возраста.

Массив Раумид, сложенный двуполевошпатовыми биотитовыми гранитами, расположен на северном склоне Рушанского хребта (Южный Памир) (рис. 1). Массив относят к Ванчскому комплексу (Vanj complex) кислых пород эоценового этапа магматизма на Памире и Тибете (42–36 млн лет), формирование которого связывают с отрывом/деламинацией части литосферной мантии, вызванным столкновением Индийской и Азиатской плит (Chapman et al., 2018).

Геохимические черты гранитов массива Раумид соответствуют как гранитам А-типа, так и высокофракционированным гранитам I-типа. Показано, что породы массива Раумид не являются аналогом эоценовых гранитоидов террейна Цяньтан в Центральном Тибете и Ванчского комплекса, как это предполагалось ранее (Chapman et al., 2018).

Температура закрытия изотопной системы кислорода кварца (T_q) (Дубинина и др. 2023) варьирует от 420 до 610 °С. Рассмотрено влияние многофазного внедрения расплавов на T_q и кажущиеся скорости остывания (V') (Dodson, 1973). Установлена ритмичность для T_q и V' , в зависимости от порядка внедрения, которая полностью согласуется с различием геохимических и изотопных характеристик пород ранних (γ_1 – γ_3) и поздних (γ_4 – γ_8) фаз внедрения (Рис. 2а,б). Начало каждого из этапов фиксируется низкими значениями T_q и V' – это породы, которые нагревались повторно, возможно, дважды. Например, на первом этапе в ряду γ_1 – γ_3 породы γ_1 прогревались при внедрении γ_2 и γ_3 , после чего, по-видимому, следовал временной перерыв, после которого внедрение γ_4 и остальных фаз уже не затронуло изотопную систему кварца пород предыдущих фаз. Аналогично, на втором этапе в ряду γ_4 – γ_6 на породы γ_4 повлияло внедрение двух последующих фаз – γ_5 и γ_6 . Крайне малое количество расплавов γ_7 и γ_8 фаз внедрения не привело к открытию изотопных систем кварца пород предыдущих фаз внедрения. Породы γ_7 и γ_8 могли завершать второй этап, внедряясь между еще не остывшими породами γ_5 и γ_6 , что и привело к медленному остыванию сравнительно мелких магматических тел этих фаз. Однако они могли

формировать и самостоятельный, третий этап, что согласуется с результатами изучения Sm–Nd изотопной системы пород массива Раумид (Волков и др., 2016, рис. 2в), которые указывают на трехэтапную эволюцию состава источника.

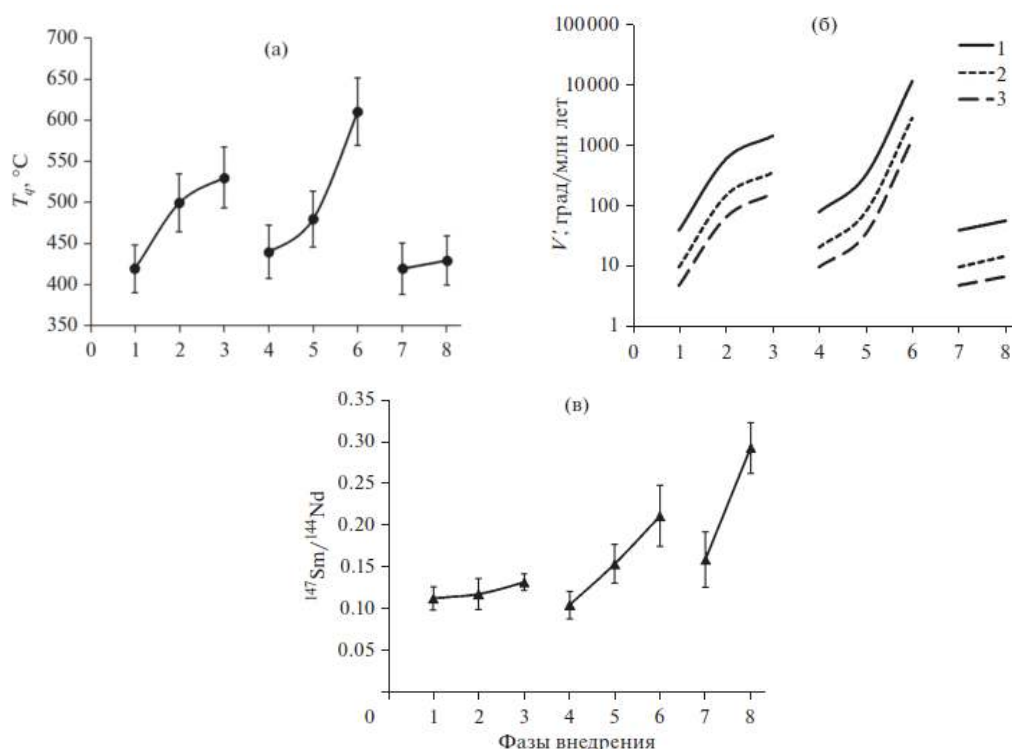


Рисунок 2. Температура закрытия изотопной системы кислорода кварца T_q (а) и кажущаяся скорость остывания V' (б) гранитов разных фаз внедрения массива Раумид. (б): 1–3 – расчет для радиусов кристаллов кварца 1, 2 и 3 мм соответственно; (в) – приведено изменение изотопного отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в образцах тех же фаз внедрения, по (Волков и др., 2016).

Изучение измененных и неизмененных разностей минералов показало, что автометаморфизм частично перекрывался по времени с ретроградным изотопным кислородным обменом в остывающей породе. Моделирование изменения величины $\delta^{18}\text{O}$ полевых шпатов при сосюритизации Pl и каолинитизации Kfs описывает наблюдаемые изотопные параметры минералов при ограниченном содержании водного флюида (отношение флюид/минерал 0.3–0.05), который мог отделяться при остывании пород плутона Раумид.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

Литература

- Волков В.Н., Шатагин К.Н., Крамчанинов А.Ю. (2016) // ДАН. Т. 470. № 3. С. 331–334.
 Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Волков В.Н. (2023) // Петрология. Т. 31. № 4. С. 349–375.
 Chapman J.B., Scoggin S.H., Kapp P. et al. (2018) // Earth Planet. Sci. Lett. V. 482. P. 181–192.
 Dodson M.I. (1973) // Contrib. Mineral. Petrol. V. 40. Iss. 3. P. 259–274.

ИСТОЧНИКИ ОПРЕСНЕНИЯ ВОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) ДАННЫМ

Дубинина Е.О.¹, Коссова С.А.¹, Осадчиев А.А.², Чижова Ю.Н.¹, Авдеенко А.С.¹

¹ИГЕМ РАН (elenadelta@inbox.ru); ²ИО РАН

Берингово море является одним из основных источников опреснения Северного Ледовитого Океана (СЛО), поставляя в него тихоокеанские воды, имеющие пониженную соленость относительно атлантических вод, питающих СЛО через пролив Фрама, Баренцево море и Канадский архипелаг (Rudels, Carmack, 2022; Aagard et al., 2006). Изучение источников опреснения вод Берингова моря, не имеющего заметного континентального стока, крайне актуально, и особенно – для слабо изученных вод Северо-Западной части Берингова моря. Применение изотопных трассеров для этой цели диктуется проблемами неустойчивости термохалинных характеристик морских вод на фоне глобального потепления. В Беринговом море эти проблемы проявлены очень активно (Macdonald et al., 2005): в последние десятилетия возрос поток тихоокеанских вод через Берингов пролив, повысилась средняя температура летних и упала соленость зимних берингоморских вод, что повлияло на их способность к вентилиции галоклина СЛО (Woodgate et al., 2021). Имеющиеся оценки величин $\delta^{18}\text{O}$ пресного компонента (ПК) вод Берингова моря сильно варьируют в зависимости от места и глубины отбора проб (Cooper et al., 2022, Yamamoto et al., 2001, Nomura et al., 2021). Вдоль побережья Аляски и севернее Берингова пролива, в поверхностных (менее 200 м) водах, как правило, устанавливается изотопно-легкий пресный компонент (≈ -20 ‰), а со стороны Охотского моря и Анадырского залива воды Берингова моря опресняются компонентом, в котором величины $\delta^{18}\text{O}$ выше примерно на 5–7 ‰. Такую разницу объясняют присутствием изотопно-«тяжелого» талого морского льда в летних водах Берингова моря (Cooper et al., 2022). Однако точно такой же изотопно-«тяжелый» пресный компонент был установлен в промежуточных, а не поверхностных водах Охотского моря (Yamamoto et al., 2001), что уже вряд ли можно отнести на счет талого морского льда.

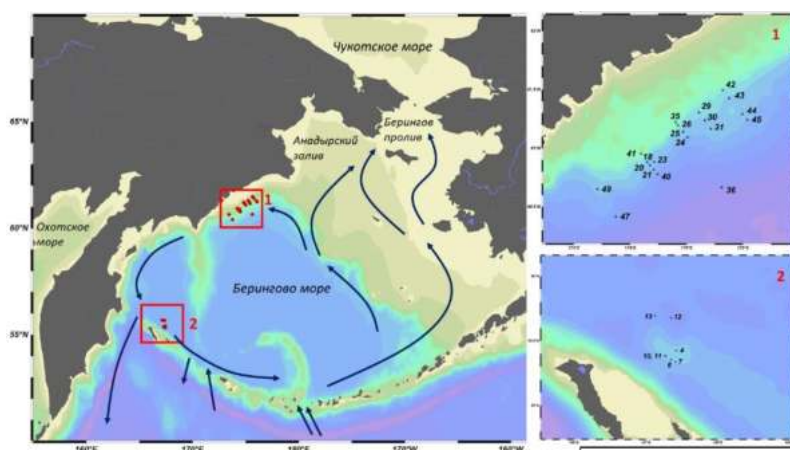


Рисунок 1. Расположение станций, на которых были отобраны образцы вод Западной части Берингова моря в ходе 82 рейса НИС «Академик Лаврентьев» (июнь–июль 2018 г.).

Локации: 1 – ПОЛ, 2 – КОМ. Течения – по Tazoe et al., 2022; Nishioka et al., 2021, Danielson, 2017, и др.

Чтобы понять природу и пути поступления пресного компонента в Берингово море, мы оценили его изотопные параметры во всей толще вод. Материал для исследований собран в районах Чукотского континентального склона (Корякский шельф) и Командорских островов (ПОЛ и КОМ соответственно). Диапазон опробования охватывает интервал 10–4291 м – от субповерхностных до глубинных вод. Обе локации находятся в зоне действия циклонического Берингоморского течения, часть вод которого поступает в зону, примыкающую к Берингову проливу (Tazoe et al., 2022, Danielson, 2014 и др.).

Отбор проб проведен батометрами Нискина океанографического зонда (Rosette SBE 32). Изотопный анализ кислорода выполнен методом изотопного уравнивания в режиме CF IRMS с использованием масс-спектрометра DELTA V+ в опции GasBenchII (Thermo, Германия), водорода – в режиме DI IRMS методом разложения на горячем хrome (Дубинина и др., 2017). Точность определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD составила $\pm 0.05\text{‰}$ и $\pm 0.3\text{‰}$ соответственно.

Анализ поведения термохалинных (T , S , σ_0) и изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD) параметров позволил выделить 4 типа промежуточных и глубинных вод, являющихся опресненными аналогами вод Тихого океана (рис. 2).

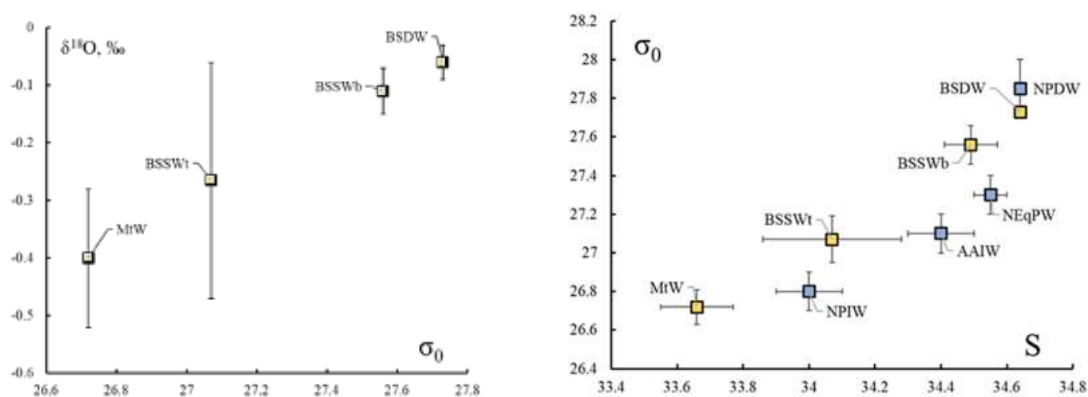


Рисунок 2. Изотопные (а) и термохалинные (б) характеристики промежуточных и глубинных вод Западной части Берингова моря: MtW – Mesothermal Waters, мезотермальные воды; BSSWt – Bering Sea Slope waters(top), Воды склона Берингова моря, верхние; BSSWb – Bering Sea Slope waters(bottom), Воды склона Берингова моря, нижние; BSDW – Bering Sea Deep Waters, Глубинные воды Берингова моря.

Для каждого из типов вод установлены разные источники опреснения. Верхние

120–150 м вод Берингова моря опреснены летними атмосферными осадками региона, промежуточные воды до глубин 1000 м также опреснены региональными атмосферными осадками, но их состав близок к среднегодовым значениям. Нижняя часть промежуточных вод (1000–2400 м) опреснена ПК, который соответствует составам осадков, выпадающих в более южных областях Тихого океана, примерно на 40–45-м градусах СШ. Наконец, глубинные воды (2400–4100 м) опреснены ПК с характеристиками талых вод ледников Антарктиды, что согласуется с представлениями о глобальной термохалинной циркуляции в Мировом Океане.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ, проект 23-17-00001.

Литература

- Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. и др. (2017) // *Геохимия*. № 11. С. 1041–1052.
- Aagard K., Coachman L.K., Carmack E. (1981) // *Deep-Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.* V. 28A. Iss. 6. P. 529–545.
- Cooper L.W., Magen C., Grebmeier J.M. (2022) // *PLOS ONE*. V. 17. Iss. 8. e0273065.
- Danielson S.L., Weingartner T.A., Hedstrom K.S. et al. (2014) // *Prog. Oceanogr.* V. 125. P. 40–61.
- Macdonald R.W., Harner T.T., Fyfe J. (2005) // *Sci. Tot. Environ.* V. 342. Iss. 1–3. P. 5–86.
- Nomura D., Abe H., Hirawake T. et al. (2021) // *Prog. Oceanogr.* V. 196. 102595.
- Rudels B., Carmack E. (2022) // *Oceanography*. V. 35. No. 3–4. P. 52–65.
- Tazoe H., Obata H., Hara T. et al. (2022) // *Front. Mar. Sci.* V. 9. 824862.
- Woodgate R.A., Peralta-Ferriz C. (2021) // *Geophys. Res. Lett.* V. 48. Iss. 9. e2021GL092528.
- Yamamoto M., Tanaka N., Tsunogai S. (2001) // *J. Geophys. Res. Oceans*. V. 106. Iss. C12. P. 31075–31084.

РАСТВОРЕННЫЙ НЕОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД ($\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$, [DIC]) В ВОДАХ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ

Дубинина Е.О., Коссова С.А., Чижова Ю.Н., Авдеенко А.С.

ИГЕМ РАН (elenadelta@inbox.ru)

Рассмотрено поведение изотопной системы и концентрации растворенного неорганического углерода (DIC) в водах Западной части Берингова моря. Для глубинных и промежуточных вод данные параметры могут рассматриваться как трассеры водных масс, несмотря на их неконсервативный тип поведения из-за растворения карбонатов и окисления органического вещества (Орро, Fairbanks, 1987; Kroonnick, 1985). Материал для исследований отобран летом 2018 года в ходе 82 рейса НИС «Академик Лаврентьев» в районе Чукотского континентального склона и Корякского шельфа, и у Командорских островов. В силу распределения течений в данной части моря, изученный материал так или иначе характеризует состав вод, которые могут поступать в СЛО через Берингов пролив.

Отбор проб проведен с использованием океанографического зонда (Rosette SBE 32) в интервале глубин от 10 до 4291 м. Пробы отбирались в стеклянные пробирки, уплотняемые бутиловой резиной и обработанные насыщенным р-ром HgCl_2 . Определение величин $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ и [DIC] проводилось методом масс-спектрометрии в непрерывном потоке гелия (CF-IRMS) на приборе DELTA V+ (Thermo, Германия) с опцией GasBenchII. (протокол измерений – Дубинина и др., 2023).

На основе гидрофизических и консервативных изотопных параметров в Западной части Берингова моря выделены основные типы водных масс (рис. 1). Данные по распределению $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$ и [DIC] рассмотрены с учетом выделенных типов, среди которых все, кроме DtW, можно отнести к промежуточным и глубинным.

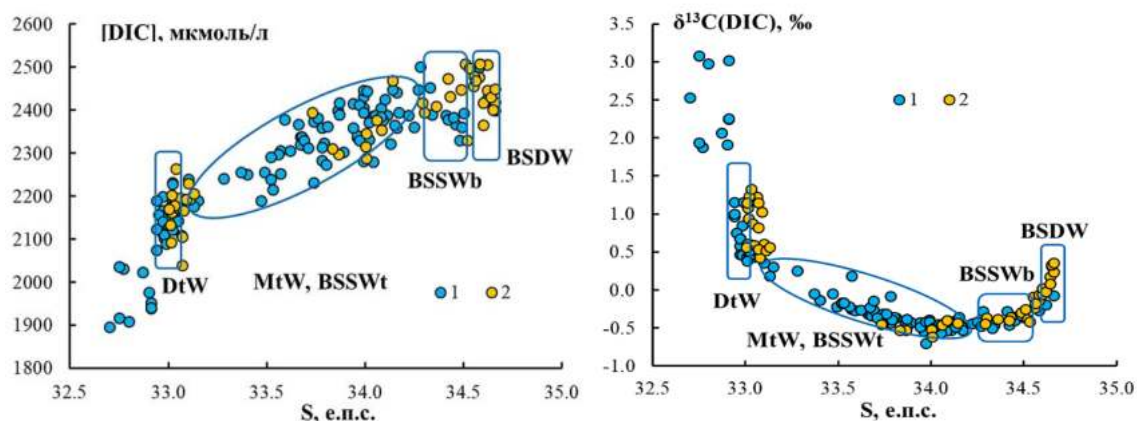


Рисунок 1. Распределение $[DIC]$ и $\delta^{13}C(DIC)$ в Западной части Берингова моря в зависимости от солёности: 1 – район Корякского шельфа и Чукотского континентального склона, 2 – район Командорских о-вов. Обозначения водных масс: DtW – Dichothermal Waters дихотермальные, MtW – Mesothermal Waters, мезотермальные; BSSWt – Bering Sea Slope waters(top), Воды склона Берингова моря, верхние; BSSWb – Bering Sea Slope waters(bottom), Воды склона Берингова моря, нижние; BSDW – Bering Sea Deep Waters, Глубинные воды Берингова моря.

Вертикальное распределение величины $\delta^{13}C(DIC)$ характеризуется глубоким минимумом (до -0.7‰) на глубинах около 500 м, причем как вверх, так и вниз по разрезу происходит почти линейное возрастание этой величины. Положение минимума приходится на промежуточные воды, и в целом для BSSWt и MtW характерны отрицательные значения $\delta^{13}C(DIC)$, в отличие от располагающихся выше дихотермальных (DtW) и ниже лежащих глубинных вод (BSSWb, BSDW).

Высокие величины $\delta^{13}C(DIC)$, установленные в поверхностных водах (от 1.17 ± 0.10 до 2.19 ± 0.83), указывают на активную первичную продукцию в поверхностных водах с потреблением изотопно-легкого углерода DIC. Этот процесс сопровождается уменьшением концентрации DIC в субповерхностных водах, что особенно явно выражено для Корякского шельфа, где дефицит $[DIC]$ в 170 мкмоль/л относительно подстилающих DtW сопровождается возрастанием величины $\delta^{13}C(DIC)$ от 0.55 до 2.19‰ . По нашим оценкам, это может быть результатом синтеза органического вещества с величиной $\delta^{13}C \approx -20\text{‰}$. Эта оценка близка к $\delta^{13}C(POC)$ во льду (-21.5‰) и водах (-23.9‰) Берингова моря (Verwege et al., 2021), учитывая, что эти величины имеют тенденцию к постоянному росту. Следовательно, первичная продукция является основным фактором, контролирующим изотопно-концентрационную систему DIC в субповерхностных и дихотермальных водах Берингова моря в летнее время.

Для глубинных вод рассчитаны величины $\delta^{13}C(DIC)$ и $[DIC]$, задаваемые моделью вертикального смешения, относительно которых наблюдаемые величины $\delta^{13}C(DIC)$ существенно снижены, а величины $[DIC]$ в большей части – завышены. Это позволяет заключить, что основным процессом, контролирующим изотопную систему углерода и концентрацию DIC в промежуточных и глубинных водах Берингова моря, является окисление органического вещества, которое протекает во всем изученном интервале глубин, превышающих 4 км.

Установленные нами величины $[DIC] = 2432 \pm 32\text{ мкмоль/л}$ в глубинных водах (BSSWb, BSDW) являются рекордно высокими из опубликованных за последнее

время для окружающих акваторий ($[DIC] \approx 2300\text{--}2350$ мкмоль/л – глубинные воды центральной и Западной части Тихого океана, Ge et al., 2022). Воды Берингова моря имеют существенно более высокие содержания DIC и могут рассматриваться как источник подкисления (acidification) океанских вод в Арктике. Прослежено распространение характеристик DIC, установленных для разных типов вод Западной части Берингова моря, в район Арктического шельфа СЛО. В восточной части Восточно-Сибирского моря наблюдается присутствие дихотермальных (DtW) и промежуточных (MtW) вод Берингова моря. При этом вклада поверхностных вод (BsSW) Берингова моря не обнаруживается, что, вероятно, связано с сезонностью в путях распространения берингоморских вод за счет Экмановского транспорта на шельфе Восточной Арктики (Rudels, Carmack, 2022; Aagard et al., 2006).

Полученные результаты показывают, что за счет апвеллинга происходит подъем глубинных вод Берингова моря с последующим их переносом в СЛО (Talley, 2011). Присутствие вод Берингова моря на шельфе Восточно-Сибирского моря подтверждает представления о возможном транспорте тихоокеанских вод с трансполярным дрейфом через акваторию СЛО до пролива Фрама и их выходе в Северную Атлантику (Taylor et al., 2003).

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ, проект 23-17-00001.

Литература

- Дубинина и др. (2023) // *Геохимия (в печати)*.
Aagaard K., Weingartner T.J., Danielson S.L. et al. (2006) // *Geophys. Res. Lett.* V. 33. Iss. 19. L19602.
Ge T., Luo C., Ren P. et al. (2022) // *Front. Mar. Sci.* V. 9. 998437.
Kroopnick P.M. (1985) // *Deep-Sea Res. Part I: Oceanogr. Res. Pap.* V. 32. Iss. 1. P. 57–84.
Oppo D.W., Fairbanks R.G. (1987) // *Earth Plan. Sci. Lett.* V. 86. Iss. 1. P. 1–15.
Rudels B., Carmack E. (2022) // *Oceanography*. V. 35. Iss.3–4. P. 52–65.
Talley L. *Descriptive Physical Oceanography*. Academic Press, 2011. 564 p.
Taylor J.R., Falkner K.K., Schauer U. et al. (2003) // *J. Geophys. Res. Oceans*. V. 108. Iss. C12. 3374.
Verwege M.T., Somes C.J., Schartau M. et al. (2021) // *Earth Syst. Sci. Data*. V. 13. Iss. 10. P. 4861–4880.

УСОВЕРШЕНСТВОВАННАЯ МОДЕЛЬ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНТАРКТИДЕ, ВКЛЮЧАЮЩАЯ ИЗОТОП ^{17}O

Екайкин А.А.

ААНИИ (ekaykin@aari.ru)

Так называемые «простые изотопные модели» являются мощным инструментом исследования роли различных факторов формирования изотопного состава (концентрации кислорода 18, $\delta^{18}\text{O}$, и дейтерия, δD) осадков в ходе испарения влаги с поверхности океана, переноса её в атмосфере и конденсации.

Простые изотопные модели успешно применяются для разных задач, в том числе и для реконструкции прошлых изменений климата по данным ледяных кернов, пробуренных в полярных ледниковых щитах.

В 2004 году с целью изучения изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде нами была создана простая изотопная модель, специализирующаяся на расчетах изотопного состава осадков в условиях крайне низких температур конденсации, характерных для этого региона планеты (Salamatin et al., 2004). На протяжении последних 19 лет модель с успехом справлялась со своими задачами, однако за это время в данной отрасли науки произошли большие изменения. Во-первых, в научную практику было введено измерение кислорода 17 в природных водах. Во-вторых, накоплен большой объём новых данных об изотопном составе (включая кислород 17) водяного пара атмосферы над поверхностью океана и суши, и осадков в Центральной Антарктиде. Это привело к необходимости усовершенствования изотопной модели.

В этом докладе представлена новая версия простой изотопной модели изотопного состава осадков в Центральной Антарктиде. От предыдущей версии её отличают две основных особенности: 1) в модель добавлен геохимический цикл кислорода 17, т.е. модель считает параметр $^{17}\text{O-excess}$ по всей траектории от испарения в океане до выпадения твердых осадков в Антарктиде. Также добавлен расчет т.н. «логарифмического эксцесса дейтерия»; 2) в модель добавлен блок решения обратной задачи (т.е. по известному изотопному составу осадков рассчитываются условия в источнике влаги и вдоль траектории, которые могли сформировать такой состав).

В первой части доклада кратко описываются основные блоки модели с акцентом на отличия от предыдущей версии и от других аналогичных моделей. Во второй части излагается процесс настройки модели (подбора оптимальных значений настроечных параметров). В третьей части обсуждается возможная сфера применения модели и её ограничения.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 21-17-00246.

Литература

Salamatin A.N., Ekaykin A.A., Lipenkov V.Ya. (2004) // *Data of Glyciological studies*. V. 97. P. 24–34.

РЕТРОСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ МОБИЛЬНОСТИ ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ Р. ЕНИСЕЙ

Зотина Т.А.¹, Чугуевский А.В.², Александрова Ю.В.¹, Мельгунов М.С.²

¹ИБФ СО РАН (t_zotina@ibp.ru); ²ИГМ СО РАН

Река Енисей находится под воздействием радиоактивных сбросов Красноярского Горно-химического комбината (ГХК). В последнее десятилетие

объем и радионуклидный состав контролируемых радиоактивных сбросов, поступающих в р. Енисей, существенно изменился в результате модернизации производственной деятельности ГХК, что отразилось на содержании радионуклидов в донных отложениях (ДО) и водной биоте (Zotina et al., 2019, 2021). В настоящее время основу техногенной радиоактивности ДО Енисея составляют радионуклиды, продолжающие поступать в реку с контролируемыми сбросами, ^{60}Co , ^{137}Cs , ^{90}Sr и изотопы плутония, а также изотопы европия, ^{152}Eu , ^{154}Eu и ^{155}Eu , контролируемое поступление которых в реку прекратилось после остановки последнего реактора в 2010 году (Zotina et al., 2021). Физико-химические формы техногенных радионуклидов в ДО Енисея были достаточно детально изучены во время работы последнего реактора на ГХК, однако, такие исследования не проводились после его остановки. Техногенные радионуклиды, находящиеся в ДО, могут изменять свою физико-химическую форму со временем под действием факторов окружающей среды, а значит и потенциальную мобильность. Поэтому в данной работе была оценена потенциальная мобильность техногенных радионуклидов в ДО р. Енисей, собранных в 2014–2021 гг. вблизи места поступления в реку контролируемых радиоактивных сбросов методом их последовательного химического выделения, в результате которого было получено шесть фракций (обменная, карбонатная, оксиды Fe и Mn, органическая, аморфно-силикатная, минеральные остаток). В изученных пробах ДО присутствовали техногенные радионуклиды, типичные для данного участка реки: ^{60}Co , ^{137}Cs , ^{152}Eu , ^{154}Eu , ^{155}Eu , ^{241}Am , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{238}Pu . Значительная доля ^{60}Co (48–100 %) и ^{137}Cs (72–88 %), которые продолжают поступать в Енисей с контролируемыми сбросами, находится в ДО в необратимо связанной форме. Однако, этим радионуклидам свойственно неодинаковое распределение по относительно мобильным фракциям. Основная доля плутония (96 %) связана с органическим веществом, в минеральном остатке зарегистрировано <1 % исходной активности. Для изотопов европия характерно значительно меньшее присутствие в необратимо связанной форме (5–21 %), и разнообразие относительно мобильных химических форм. Представляет интерес сохранение части ^{152}Eu (2–15 %) в обменной форме – самой мобильной и потенциально биодоступной. Механизмы физико-химической трансформации техногенных радионуклидов в ДО, позволяющие сохранять мобильные формы их изотопов в течение длительного времени, требуют дальнейшего изучения, также как механизмы иммобилизации техногенных радионуклидов в природной среде.

Работа поддержана грантом Российского научного фонда и Красноярского краевого Фонда поддержки научной и научно-технической деятельности № 23-27-10049.

Литература

- Zotina T.A., Melgunov M.S., Dementyev D.V. et al. (2021) // *J. Environ. Radioact.* V. 237. 106723.
- Zotina T.A., Trofimova E.A., Dementyev D.V. (2019) // *J. Environ. Radioact.* V. 208–209. 106028.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ПОЛИГОНА ЗАХОРОНЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОКОВ НА АСТРАХАНСКОМ ГАЗОКОНДЕНСАТНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Зыкин Н.Н.¹, Ганин М.Ю.²

¹Газпром ВНИИГАЗ (N_Zykin@vniigaz.gazprom.ru, nznz@yandex.ru);

²ВНИИПБуВП (m-ganin@yandex.ru)

Основным побочным продуктом разработки практически всех нефтяных и газовых месторождений являются промышленные сточные воды, представленные попутно извлекаемыми с продукцией пластовыми водами (подошвенными и конденсационными) и техническими водами, использованными при переработке сырья. В случае невозможности их полной очистки такие воды по требованиям экологической и промышленной безопасности подлежат захоронению (закачке в геологически изолированные от вод свободного водообмена горизонты разреза).

На Астраханском газоконденсатном месторождении (АГКМ), расположенном в дельте р. Волги, экологическая безопасность разработки имеет особую актуальность. Разрабатываемая залежь АГКМ, попутно извлекаемые и сточные воды месторождения характеризуются высоким содержанием сероводорода. С целью промышленной и экологической безопасности на Астраханском ГКМ утилизация сточных вод проводится на специально оборудованном полигоне захоронения промстоков (ПЗПС), локализованном в юрском и меловом горизонтах надсолевого разреза Сары-Сорской соляной мульды (Кутлусурина, 2010). Для мониторинга распространения сточных вод в горизонтах закачки и изолированности вышележающих водоносных горизонтов (K_{1a} , K_{1al} , Q_{ea} , Q_{nb} , Q_{nhz-hv}) полигон оборудован сетью наблюдательных скважин.

По ранее полученным данным (Зыкин, Горбачёва, 2012) было установлено, что подошвенные воды разрабатываемой башкирской залежи АГКМ обогащены изотопами ^{18}O и 2H относительно метеогенных вод района и представлены метаморфизованными водами эвапоритового бассейна. В результате реакций изотопного обмена с сероводородом разрабатываемой газоконденсатной залежи (C_2b) попутно добываемые с продукцией воды аномально обогащены дейтерием, где значения δD по отдельным скважинам достигают величины 200 ‰ (SMOW) и выше, в зависимости от доли подошвенных и конденсационных вод в составе попутных.

С целью оценки изолированности водоносных горизонтов, залегающих выше горизонтов закачки, авторами исследован изотопный состав кислорода и водорода вод надсолевого разреза Сары-Сорской мульды (J_2k-o , K_{1a} , K_{1al} , Q_{ea} , Q_{nb} , Q_{nhz-hv}) и сточных вод АГКМ. Изотопный состав кислорода и водорода вод в образцах определяли на аналитическом комплексе, состоящем из элементного анализатора Flash EA IRMS, универсального интерфейса ConfloIV и масс-спектрометра лёгких элементов IRMS Delta V Advantage с использованием программного пакета Isodat 3.0. При исследовании проб использовались стандарты МАГАТЭ – VSMOW2, USGS47 и SLAP2. По всем наблюдательным

скважинам полигона было изучено по 2 пробы воды, где вторая проба отбиралась через год после первого опробования. Всего изучено 65 проб воды. Результаты исследований вод приведены на рисунке.

Согласно полученным данным (рис. 1), изученные воды надсолевого разреза в Сары-Сорской мульде АГКМ лежат на локальной линии метеорных вод (LMWL), характеризуемой зависимостью $\delta D = 7 \times \delta^{18}O + 0.7 \text{ ‰}$. При этом установлено, что имея метеогенное происхождение, в изученных горизонтах подземных вод надсолевого разреза в течение года отмечаются вариации $\delta^{18}O$ и δD , что указывает на инфильтрационный режим формирования пластовых вод части разреза. Исключение установлено для вод из наблюдательной скважины на юрский горизонт, в который проводилась закачка промстоков. В процессе самоизлива высокоминерализованных пластовых вод в данной скважине отмечено поступление вод с эффектом «кислородного сдвига», указывающем на метаморфогенное происхождение захороненных вод данного горизонта.

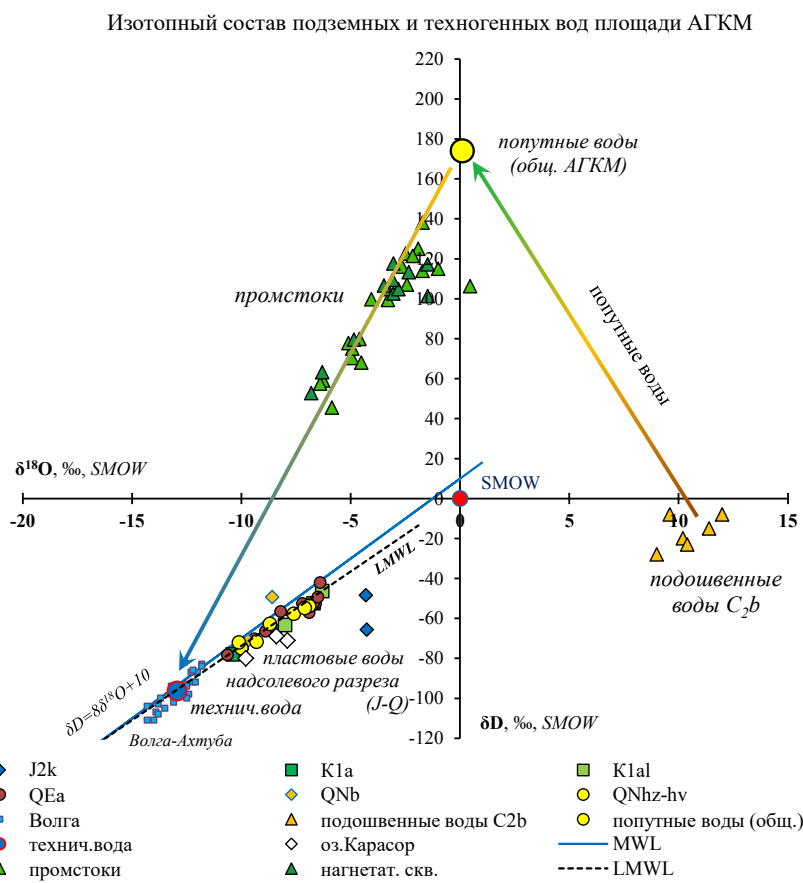


Рисунок 1. Изотопный состав кислорода и водорода подземных вод разреза полигона захоронения промстоков и техногенных вод АГКМ.

По полученным данным, изотопный состав кислорода и водорода водной фазы промстоков месторождения лежит на линии смешения попутно добываемых вод разрабатываемого продуктивного горизонта АГКМ и используемых при переработке сырья технических вод (водозабора вод р. Волги-Ахтубы) и характеризуется зависимостью $\delta D = 21 \times \delta^{18}O + 175 \text{ ‰}$. По изотопным данным, поступления техногенных и сточных вод промстоков в наблюдаемые горизонты

верхней активной динамической зоны надсолевого разреза площади АГКМ (апшеронский, бакинский, хвалыно-хазарский горизонты) не зафиксировано, что указывает на отсутствие межпластовых и заколонных перетоков проток из горизонтов закачки подземного хранилища.

Литература

- Зыкин Н.Н., Горбачёва О.А. (2012) // Газовая промышленность. № 5. С. 68–72.
Кутлусурина Г.В. (2010) // Материалы конференции «Карцев– 2010». Москва. С. 477–481.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ АЗОТА ЗАЛЕЖЕЙ ЧАЯНДИНСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЯКУТИЯ)

Зыкин Н.Н.¹, Ганин М.Ю.²

¹Газпром ВНИИГАЗ (N_Zykin@vniigaz.gazprom.ru, nznz@yandex.ru);

²ВНИИПБуВП (m-ganin@yandex.ru)

Чаяндинское нефтегазоконденсатное месторождение (ЧНГКМ) расположено на территории Ленского и Мирнинского районов Якутии. Чаяндинское НГКМ – одно из крупнейших на востоке России, по запасам относится к уникальным и, наряду с Ковыктинским месторождением (Иркутская область), является ресурсной базой для газопровода «Сила Сибири».

Чаяндинское НГКМ многопластовое. Продуктивными являются (вниз по разрезу) ботубинский, хамакинский и талахский горизонты терригенных отложений венда. Газ разрабатываемых горизонтов месторождения характеризуется многокомпонентным составом. Наряду с повышенным содержанием гелия, в составе пластового газа присутствует азот, содержания которого варьируют от 6 до 15 %. С целью определения генезиса азота залежей и выявления возможных примесей техногенного азота в изучаемых газах авторами проведены исследования изотопного состава азота.

Определение изотопного состава азота ($\delta^{15}\text{N}$) в составе добываемых газов ЧНГКМ выполнялись на масс-спектрометре IRMS Delta V plus с газохроматографической приставкой Thermo Trace 1310 и пиролитическим комплексом GC Isolink. Исследования $\delta^{15}\text{N}$ газов проводились с использованием стандарта МАГАТЭ IAEA-N-1 (сульфат аммония), приведённого к международному стандарту – отношению $\delta(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})$ азота атмосферного воздуха. Задача стандартного ввода проб газов была решена путём перевода проб из контейнеров с высоким давлением газа в ёмкости с высоким вакуумом с использованием редуктора и форвакуумного насоса. С целью исключения попадания атмосферного азота в пробы, линия соединения контейнера с пробой газа и вакуумной ёмкостью неоднократно продувалась изучаемым газом и откачивалась форвакуумным насосом до давления 11 кПа (не более 115 мм рт. ст.). Для исключения мешающих примесей с массовыми числами 28–30, в первую очередь примеси CO , а также газов, близких с азотом по времени прохождения в хроматографической колонке, при исследовании изотопного

состава азота в смеси газов ЧНГКМ была реализована схема с комплексным использованием газохроматографической колонки и криогенного разделения газов на жидком азоте.

Изотопный состав азота ($\delta^{15}\text{N}$) газов продуктивных горизонтов ЧНГКМ был изучен по 40 эксплуатационным скважинам. Дополнительно был изучен изотопный состав воздушного (атмосферного) азота района работ и $\delta^{15}\text{N}$ технического азота, использованного на скважинах для вызова притока газов. Результаты исследований изотопного состава природного азота залежей ЧНГКМ, атмосферного азота и использованного на месторождении технического азота показаны на рисунке.

По результатам исследований изотопного состава азота пластового газа ЧНГКМ и использованного при освоении скважин технического азота, характеризуемого значениями $\delta^{15}\text{N} = +2.7\text{‰}$, сделано заключение, что техногенного азота в отбираемых пробах газа ЧНГКМ при отработке скважин от 1 до 3 дней после проведения мероприятий по вызову притока не фиксируется.

Согласно полученным данным, изотопный состав азота всех залежей Чаяндинского НГКМ относительно азота воздуха характеризуется обогащённостью лёгким изотопом ^{14}N и при общем незначительном разбросе от -1.66 до -3.72‰ и перекрытии значений $\delta^{15}\text{N}$ изученных залежей (рис. 1), в среднем по месторождению характеризуется величиной $\delta^{15}\text{N} = -2.7\text{‰}$. В целом, значения $\delta^{15}\text{N}$ по азоту залежей продуктивных горизонтов Чаяндинского НГКМ при близости и перекрытии значений $\delta^{15}\text{N}$ носят одномодальный характер, что указывает на один источник и единый механизм формирования азота залежей разных горизонтов месторождения. При этом отрицательные значения $\delta^{15}\text{N}$ азота всех изученных залежей ЧНГКМ указывают на неорганический источник исходного «материнского» вещества.

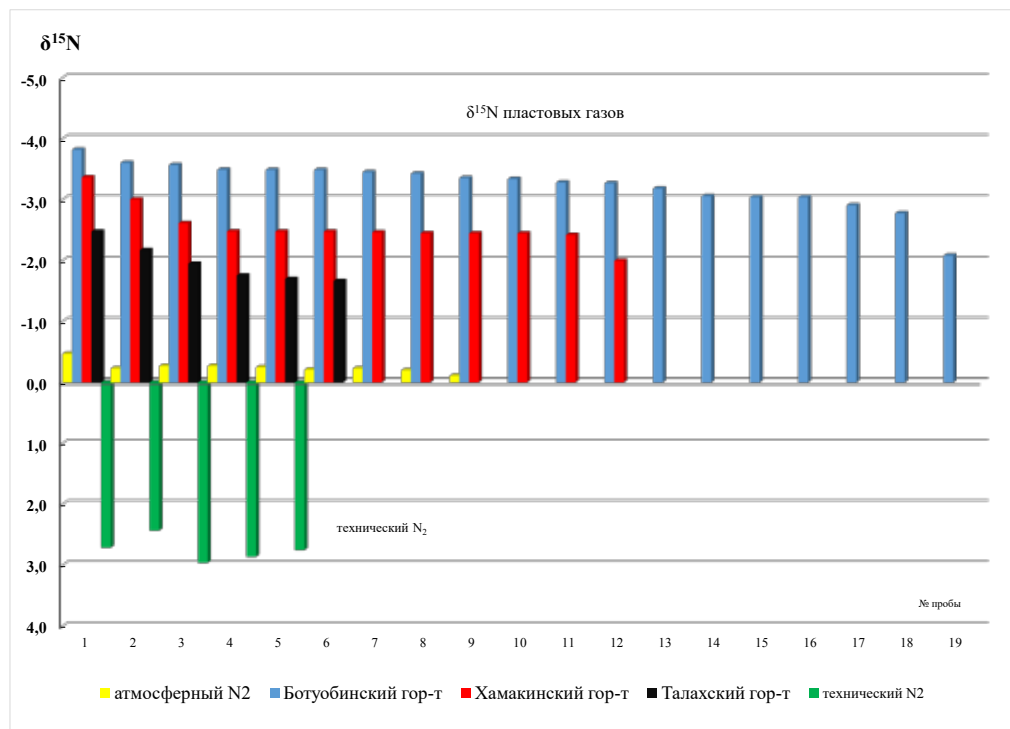


Рисунок 1. Гистограмма распределения значений $\delta^{15}\text{N}$ технического азота и азота залежей продуктивных горизонтов Чаяндинского НГКМ.

В то же время, распределение значений $\delta^{15}\text{N}$ пластового азота по отдельным залежам ЧНГКМ показывает незначительные, но различия в их изотопном составе (рисунок). Азот залежи ботуобинского горизонта в сравнении с нижезалегающими хамакинским и талахским обогащён лёгким изотопом. В свою очередь, азот хамакинского горизонта также изотопно легче азота нижезалегающего талахского горизонта. Для азота хамакинского горизонта отмечено незначительное изменение значений $\delta^{15}\text{N}$ азота с севера на юг изученной площади. Отличие и характер латеральной и вертикальной изменчивости в изотопном составе азота изученных продуктивных горизонтов ЧНГКМ указывает на проявление фильтрационного эффекта в терригенных отложениях разреза при миграции азота в процессе формирования залежей месторождения.

В целом, по диапазону значений $\delta^{15}\text{N}$ азот газовых залежей ЧНГКМ близок к $\delta^{15}\text{N}$ азота азоту рядом расположенных месторождений УВ, что говорит о региональной схожести условий их формирования. Отличительной особенностью месторождений УВ этой части Восточной Сибири является широкое развитие в терригенных разрезах региона соленосных отложений. Согласно геологическим данным района, существующим представлениям о геохимии азота и по результатам изотопных исследований, азот пластовых газов ЧНГКМ отвечает реликтовому азоту развитых в разрезе месторождения соленосных отложений (эвапоритовых образований суши).

ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ В ПИРИТЕ ЗОЛОТО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕТРОПАВЛОВСКОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Иванова Е.С.¹, Якубович О.В.^{1,2}, Викентьев И.В.³, Аносова М.О.⁴, Соболев И.Д.³, Тюкова Е.Э.^{3,5}

¹ИГГД РАН (ekate.s.ivanova@gmail.com); ²СПбГУ; ³ИГЕМ РАН; ⁴ГЕОХИ РАН; ⁵НГИЦ РАН

Изотопный состав серы в рудной геологии применяется как индикатор условий образования, отражающих эволюцию рудообразующих процессов и палеодинамических обстановок, имеющих особое значение на стадии поисково-разведочных работ (Виноградов, 1980). В пределах одного месторождения изотопный состав серы может варьировать, что связывают либо с изменением источника или с фракционированием изотопов серы в ходе эволюции РТХ-параметров рудно-магматической системы.

Тоупугол-Ханмейшорский золоторудный район расположен в северо-восточном окончании Войкарской зоны, сложенной образованиями Полярно-Уральской палеоостроводужной системы. В составе района выделяют крупнейший золоторудный объект на Полярном Урале – золото-порфировое месторождение Петропавловское (26 т Au) (Викентьев и др., 2017). Район сложен вулканогенно-осадочными среднепалеозойскими породами базальт-андезиобазальтовой формации с переслаиванием обломочных вулканогенно-осадочных пород алевропелитовой, песчанистой и гравийной размерности, а

также псефитовых и агломератовых туфов и туффитов. Интрузивные образования представлены породами ранне-среднедевонских габбро-диорит-плагиогранитового собского и монцогаббро-сиенитового конгорского комплексов (Соболев и др., 2018). Эти плутонические комплексы вместе с силурийско-девонскими стратифицированными толщами прорываются дайками и силлами габбро-долеритового раннекаменноугольного мусюрского комплекса (Соболев и др., 2020). Гидротермально-метасоматические изменения проявлены зонами березитизации, окварцевания, альбитизации, пропилитизации, реже скарнирования.

В пределах Петропавловского месторождения установлены вариации изотопного состава серы $\delta^{34}\text{S}$ от -12 до $+0.5$ ‰ (Викентьев и др., 2017). Центральная часть месторождения характеризуется однородным изотопным составом серы с отклонениями ± 0.5 от метеоритного стандарта, в то время как в северо-западной части месторождения встречается пирит с существенно более низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$.

Для выявления закономерностей вариации изотопных величин $\delta^{34}\text{S}$ в пирите из месторождения Петропавловское во времени нами было проведено определение U–Th/He возраста пирита из кварц-серицитовых метасоматитов. Высокая термическая сохранность радиогенного гелия в кристаллической структуре пирита позволяет использовать этот минерал в качестве U–Th/He геохронометра (Yakubovich et al., 2020, 2021).

Методика: зерна пирита размером 200–500 мкм были помещены в герметично запаиваемую в условиях низкого вакуума кварцевую ампулу. Масса навески 1–3 мг. Концентрация радиогенного гелия определялась на масс-спектрометре МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН. Концентрация урана и тория определялась методом изотопного разбавления на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELEMENT XR в ГЕОХИ РАН по методике, описанной в Yakubovich et al. (2021)

Результат: По результатам U–Th/He датирования получено два кластера значений возрастов: 293 ± 4 млн лет (СКВО=5; 2σ ; $n=5$) и 396 ± 5 млн лет (СКВО=1.6; 2σ ; $n=3$). Наиболее древнее значение U–Th/He возраста близко к U–Pb возрасту циркона из островодужных плагиогранит порфиров собского комплекса (403 ± 4 млн лет; Соболев и др., 2018), характеризующихся мантийными значениями изотопного состава серы.

Более молодые оценки возраста (293 ± 4 млн лет) преобладают в пирите из северо-западной части месторождения и сопровождаются легким изотопным составом серы ($\delta^{34}\text{S} < -5$ ‰), свидетельствующим в пользу участия коровых источников. U–Th/He возраст пирита в этой зоне близок к времени коллизии Аркт-Лавруссии и Сибирско-Киргизско-Казахского континентов (270–300 млн лет; Кузнецов, Романюк, 2014). Вероятно, эти тектонические события привели к образованию более поздней генерации пирита, которую по совокупности минералого-геохимических факторов можно рассматривать как пострудную, непродуктивную в отношении формирования золоторудной минерализации.

Заключение. Проведенные исследования позволили установить временную вариацию изотопного состава серы в пределах золото-порфирового месторождения

Петропавловское. Показано, что мантийный изотопный состав серы в пирите характерен для минерализации, формирование которой происходило в девонское время. В то время как легкий изотопный состав серы характерен для поздней генерации пирита, образование которого происходило в ранней перми.

Работа выполнена при поддержке проектов РНФ 22-77-10088 (определение U–Th/He возраста) и 23-17-00266 (геологическая интерпретация, подготовка образцов).

Литература

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н. и др. (2017) // Геол. рудн. месторож. Т. 59. № 6. С. 501–541.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. Труды ГИН РАН. Вып. 351. М.: Наука, 1980. 192 с.

Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. (2014) // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. Т. 89. № 5. С. 56–70.

Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. (2018) // Геотектоника. № 5. С. 39–74.

Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В. и др. (2020) // Доклады РАН. Науки о Земле. Т. 494. № 2. С. 22–28.

Yakubovich, O., Podolskaya, M., Vikentyev, I. et al. (2020) // Minerals. V. 10. Iss. 7. 629.

Yakubovich O., Vikentyev I., Ivanova E. et al. (2021) // Geosciences. V. 11. Iss. 10. 408.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ($\delta^{13}\text{C}$) И СЕРЫ ($\delta^{34}\text{S}$, $\Delta^{33}\text{S}$, $\Delta^{36}\text{S}$) В АССОЦИИРУЮЩИХ ГРАФИТАХ И СУЛЬФИДАХ НЕОАРХЕЙСКИХ ПОЛОСЧАТЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (КОСТОМУКШСКИЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ПОЯС КАРЕЛИИ, РОССИЯ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Игнатьев А.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Асеева А.В., Нестерова Н.С.

ДВГИ ДВО РАН (ignatiev@fegi.ru)

Полосчатые железорудные образования (BIF) алгомского типа обычно рассматриваются как химические осадки, образовавшиеся в позднеархейских/палеопротерозойских морских бассейнах в непосредственной близости от вулканогенно-гидротермальных источников (Konhauser et al., 2017). Предполагается, что они образовались в результате сложного взаимодействия различных микробных метаболизмов и содержат важные свидетельства ранней микробной жизни (Астафьева и др., 2017). Считается, что свидетельством древнейших следов жизни на Земле являются микрочастицы графита в породах осадочного протолита (например, Tashiro et al., 2017, Dodd et al., 2019). Часто вопрос происхождения углерода в таком древнем графите дискуссионен, поскольку он может быть небиологическим и/или не местным по происхождению.

Дополнительным фактором для решения проблемы может быть одновременное использование других геохимических маркеров. Например, соотношения изотопов серы в сульфидах, ассоциирующих с микроформами

графита. Комбинированные значения $\delta^{34}\text{S}$, $\Delta^{33}\text{S}$ и $\Delta^{36}\text{S}$ позволяют идентифицировать атмосферные, гидросферные и биологические процессы в общем круговороте серы в архее (Guy et al., 2014; Sharman et al., 2015, Высоцкий и др., 2023 и др.)

Здесь мы приводим первые данные об изотопном составе кристаллических разновидностей графитового углерода и изотопии серы ассоциирующих сульфидов в неоархейских (2760–2740 млн лет, Слабунов и др., 2021) метаморфизованных полосчатых железистых образованиях (BIF) Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии (Карельский кратон Фенноскандинавского щита).

Образцы углеродсодержащих пород были отобраны на Костомукшском и Корпангском железорудных месторождениях – двух пространственно разобщенных участках Костомукшского зеленокаменного пояса. Графит присутствует в тонкополосчатых кварц-биотитовых сланцах с хорошо выраженной агрегатной линейностью по биотиту, переслаивающихся с железистыми кварцитами. Как правило, углеродистые сланцы насыщены сульфидами. Вместе с BIF они являются составляющей частью ритмично слоистой толщи (костомукшская свита гимольской серии) и интерпретируются разными авторами либо как метаморфизованные песчано-глинистые осадки флишевого типа, либо как туфы и туффиты (Слабунов и др., 2021).

Субмикронные обособления графита в породах Костомукшского и Корпангского сегментов имеют сходное строение. Петрографические наблюдения показывают, что углеродистые обособления присутствуют внутри и между зернами силикатных минералов, в сульфидах или на границе зерен, отделяя кристаллы сульфидов от биотита или амфибола.

Два типа углеродистых образований, различающихся по структуре и составу, встречаются в BIF совместно, причем они часто ассоциируют с апатитом или сульфидом. В некоторых углеродистых фрагментах фиксируются следы азота. Значения $\delta^{13}\text{C}$ между -27.9‰ и -30.6‰ (табл. 1) указывают на органическое происхождение углерода. Сохранение первично биогенного соотношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ в углеродных включениях пород, претерпевших региональный метаморфизм, можно объяснить комбинацией герметизирующего эффекта, оказываемого окружающей глинистой матрицей, а также отсутствием во вмещающей породе карбонатных компонентов. Кроме того, данные рамановской спектроскопии позволяют предполагать присутствие в исследуемых образцах (по крайней мере частично) керогена, т.е. биогенных форм углерода.

Таблица 1. Изотопный состав углерода и серы в ассоциирующих минералах филлитов Костомукшского железорудного месторождения, южный карьер.

Образец	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} (\text{‰})$	$\Delta^{33}\text{S} (\text{‰})$	$\Delta^{36}\text{S} (\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} (\text{‰})$
CB-18	–2.06	0.42	–0.7	–27.9
	–3.23	0.58	–1.1	
CB-11	–4.09	0.63	–0.7	–30.4
	–3.80	0.60	–0.7	
CB-15-5a	–2.32	0.94	–1.2	–28.0

Сульфид железа представлен пирротинном, образование которого связано с метаморфизмом и перекристаллизацией предшествующего осадочного пирита (Высоцкий и др., 2023). Пирротин характеризуется положительной аномалией $\Delta^{33}\text{S}$ (до +0.94 ‰) и отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ от –2.06 ‰ до –4.1 ‰. Положительные значения $\Delta^{33}\text{S}$ означают, что в минерале присутствует фотохимическая элементарная сера (S_8) из атмосферы. Отрицательные значения $\delta^{34}\text{S}$ могут отражать фракционирование изотопов в бактериально-опосредованных процессах диспропорционирования атмосферной элементарной серы (S_8). Бактериальное диспропорционирование S_8 приводило к образованию H_2S , который затем участвовал в образовании аутигенного пирита. Бактериальный сероводород имел повышенную долю легкого изотопа серы в H_2S по сравнению с S_8 , но сохранял положительную аномалию $\Delta^{33}\text{S}$, унаследованную от своего источника (Farquhar et al., 2013).

Таким образом, выявленные характеристики изотопного состава углерода и серы в ассоциирующих графитовых и сульфидных компонентах неоархейских метаморфизованных полосчатых железистых образований Костомукшского зеленокаменного пояса Карелии свидетельствуют в пользу того, что углеродистое вещество содержалось в отложениях до начала метаморфических преобразований и имеет биогенную природу своего происхождения. Графит-ассоциирующие сульфиды также связаны с биологически-опосредованными процессами, в которые была вовлечена элементарная сера, продуцированная в фотохимических процессах в бескислородной архейской атмосфере.

Данная работа выполнена при поддержке граната РНФ, проект № 21-17-00076.

Литература

- Астафьева М.М. (2021) // Палеонтол. журнал. № 3. С. 104–116.
- Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Веливецкая Т.А. и др. (2023) // Доклады РАН. Науки о Земле. Т. 510. № 2. С. 142–148
- Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В. и др. (2021) // Геохимия. Т. 66. № 4. С. 291–307.
- Dodd M., Papineau D., She Z.-B. et al. (2019) // Earth Planet. Sci. Lett. V. 512. P. 163–174.
- Farquhar J., Cliff J., Zerkle A.L. et al. (2013) // PNAS. V. 110. Iss. 44. P. 17638–17643.
- Guy B.M., Ono S., Gutzmer J. et al. (2014) // Miner. Depos. V. 49. Iss. 6. P. 751–775.
- Konhauser K.O., Planavsky N.J., Hardisty D.S. et al. (2017) // Earth-Sci. Rev. V. 172. P. 140–177.
- Sharman E.R., Taylor B.E., Minarik W.G. et al. (2015) // Miner. Depos. V. 50. Iss. 5. P. 591–606.
- Tashiro T., Ishida A., Hori M. et al. (2017) // Nature. V. 549. Iss. 7673. P. 516–518.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА, АЗОТА И СЕРЫ ПРОДУКТОВ ТЕРМИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ПОРОД КАК МЕТОД МОНИТОРИНГА ЭФФЕКТИВНОСТИ РАЗРАБОТКИ ПРИ ТЕПЛОВОМ ВОЗДЕЙСТВИИ НА ПЛАСТ

Ильменский А.С., Леушина Е.А., Торшина Л.С., Спасенных М.Ю.

Сколтех (Aleksei.Ilmenskii@skoltech.ru)

Тепловое воздействие рассматривается как перспективный метод разработки углеводородов богатых керогеном пород и нефтяных сланцев, в том числе баженовской свиты. Эффективность технологии, в первую очередь, определяется степенью преобразования твердого керогена в породе пласта в жидкие и мобильные углеводороды. Для оценки эффективности воздействия и мониторинга процесса в полевых условиях предложено использовать изотопно-геохимические методы, в частности, изотопный состав газообразных и жидких продуктов, которые в значительной степени изменяются в результате физико-химических процессов преобразования органического вещества при повышенной температуре.

Работа включала эксперименты по тепловому воздействию на породу и исчерпывающий анализ продуктов для разной степени конверсии керогена в углеводороды. Изучена керогеносыщенная порода баженовской свиты, степень катагенетической зрелости соответствует середине нефтяного окна, ТОС составляет около 10 вес. %, содержание пиролизуемого керогена порядка 35 мг/г породы. Исходная порода содержит кероген и кремнистые минералы, включения пирита, отсутствует карбонат. Валовый изотопный состав породы: $\delta^{13}\text{C} = -30.9 \text{ ‰}$ VPDB, (C_{org}); $\delta^{15}\text{N} = -0.1 \text{ ‰}$, AIR (N_{org}); $\delta^{34}\text{S} = -20.2 \text{ ‰}$, CDT ($\text{S}_{\text{org}} + \text{S}_{\text{py}}$).

Пиролитические эксперименты в закрытой системе проводились в реакторе автоклавного типа объемом 50 мл. Порода предварительно была измельчена до размера 1–3 мм, проведена экстракция хлороформом. Проведены две серии экспериментов в закрытой системе: в инертной среде (безводный пиролиз) и в присутствии воды (6 мл, водный пиролиз). Продолжительность экспериментов составляла 5 часов, интервал температур – 290–420 °C для достижения конверсии от 0 до 95 %, интервал давлений – 1.5–11 МПа. Для продуктов проводился качественный и количественный анализ. Для анализа газа использовалась газовая хроматография (GC-FID/TCD), жидкие УВ выделялись экстракцией по методу ASE, их молекулярный состав изучался с помощью двумерной газовой хромато-масс-спектрометрии (GCxGC-TOFMS/FID), породу до и после эксперимента анализировали с помощью пиролиза Рок-Эвал. Для определения изотопного состава исследуемых образцов (EA-IRMS) использовался масс-спектрометр DELTA V Plus (Thermo), оснащенный элементным анализатором Flash IRMS (Thermo). Изотопные отношения выражены в ‰, все измерения проведены относительно международных стандартов: для углерода относительно VPDB, для азота – AIR, для серы – CDT. Погрешности измерений для углерода $\pm 0.2 \text{ ‰}$, для серы и азота $\pm 0.5 \text{ ‰}$.

Показано, что при проведении пиролиза в водной и безводной среде в одинаковых условиях (время, температура) степень преобразования (конверсии) керогена совпадает. Полученные данные об изотопном составе углерода свидетельствуют о том, что увеличение температуры воздействия и конверсии керогена сопровождается увеличением изотопного отношения углерода образующегося метана $\delta^{13}\text{C}$ CH_4 от -50 до -42.5 ‰, гомологов метана от -40 до -33 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ жидких углеводородов от -30.8 до -29.3 ‰. Изменения изотопного состава углерода связаны с уменьшением изотопного фракционирования между керогеном и продуктами пиролиза повышением температуры. При этом в экспериментах наблюдается слабое обогащение породы ^{13}C после эксперимента до $\delta^{13}\text{C} = -30.6$ ‰ с вариациями в пределах погрешности измерения.

Азот в исследуемом образце входит в состав органического вещества – керогена. При температуре менее 300 °C не наблюдается изменения изотопного состава продуктов. При повышении температуры и увеличении степени конверсии отмечено образование изотопно- легкого экстракта ($\delta^{15}\text{N} = -1$ ‰) при незначительном увеличении $\delta^{15}\text{N}$ керогена.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ изотопного состава серы H_2S и экстракта значительно уменьшаются при повышении температуры воздействия. Если при температуре 290 °C значения $\delta^{34}\text{S}$ сероводорода и экстракта составляют 0 ‰ и $+5$ ‰ соответственно, то при температуре 420 °C значения уменьшаются до -23 ‰ и -15 ‰. Возможной причиной изменения $\delta^{34}\text{S}$ H_2S является изменение вклада сероводорода, образовавшегося с участием изотопно более тяжелого органического вещества и изотопно-легкого пирита. При низких температурах H_2S наследует изотопный состав органического вещества, поскольку температура недостаточна для преобразования пирита. При высоких температурах $\delta^{34}\text{S}$ H_2S в основном отражает состав изотопно легкого пирита, поскольку количество серы в пирите много больше серы, содержащейся в органическом веществе (Idrisova et al., 2021). При анализе причин вариаций изотопного состава также необходимо принять во внимание возможные изменения эффектов изотопного фракционирования при преобразовании органического вещества и пирита при повышении температуры, а также изотопный обмен между фазами (Amrani et al., 2005). Анализ причин вариаций изотопного состава продуктов будет продолжен в последующих исследованиях.

Проведенные исследования показывают, что исследования изотопного состава углерода метана, а также серы сероводорода и жидких углеводородов могут быть эффективным инструментом для оценки температуры внутрипластовых процессов и степени конверсии керогена в углеводороды при геохимическом мониторинге разработки нетрадиционных коллекторов с применением методов теплового воздействия на пласт.

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-10-2022-011 в рамках программы развития НЦМУ. Авторы выражают благодарность Б. Гарееву и специалистам Института геологии и нефтегазовых технологий за помощь в выделении керогена.

Литература

Amrani A., Lewan M., Aizenshtat Z. (2005) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 69. Iss. 22. P. 5317–5331.

Idrisova E., Gabitov R., Karamov T. et al. (2021) // *Geosciences*. V. 11. Iss. 9. 355.

СТРАТИФИКАЦИЯ МАНТИИ ПО ИЗОТОПНОМУ СОСТАВУ УГЛЕРОДА

Каминский Ф.В., Севастьянов В.С., Кузнецова О.В., Васильева Н.В.

ГЕОХИ РАН (kaminsky@geokhi.ru)

Исследование нижнемантийных включений в алмазах показало широкий диапазон вариаций железистости одного из главных минералов, ферропериклаза (fPer, (Mg,Fe)O). Магнезиальный индекс $mg\# = Mg/(Mg + Fe)_{at}$ во включениях fPer варьирует от 0.36 до 0.90 (Kaminsky, 2017). До последнего времени считалось, что эти вариации образуют непрерывный ряд и зависят от внешних факторов кристаллизации. Мы исследовали включения fPer в алмазах из месторождения Рио Соррисо в Бразилии и установили, что среди них имеются две дискретные группы: высоко-Ni – низко-Fe и низко-Ni – высоко-Fe разности (рис. 1). Первые образуются в верхних частях нижней мантии, вторые – на более высоких уровнях, в нижней части верхней мантии или переходной зоне (Kaminsky et al., 2023).

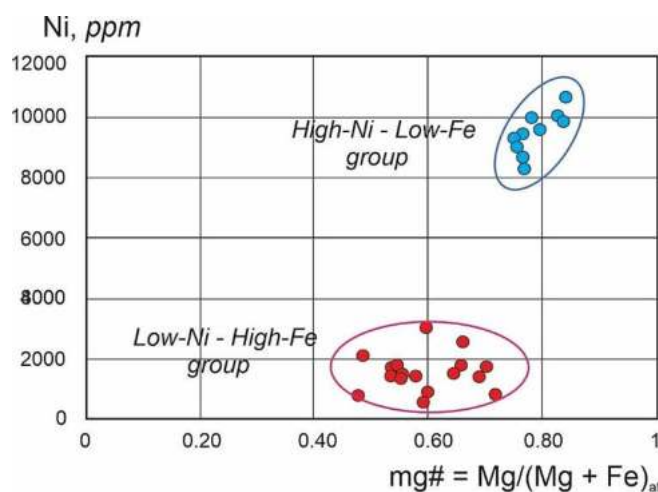


Рисунок 1. Магнезиальность и содержания Ni во включениях ферропериклаза из алмазов района Рио Соррисо.

Изотопный состав углерода алмазов, включающих разные по составу fPer, также оказался различным. Несмотря на немногочисленность данных, разница между средними значениями $\delta^{13}C_{VPDB}$ является статистически значимой для 90 % уровня значимости ($t = 1.8629$ против табличного значения 1.7823 для $k = 13$). Это свидетельствует о том, что изотопный состав углерода с глубиной становится более тяжёлым. Причину такому явлению можно видеть в том, что, по данным синхротронной Мёссбауэровской спектроскопии, низко-Ni – высоко-Fe разности fPer образуются в наиболее восстановительных условиях. Для них значения \log

fO_2 по отношению к IW буферу составляют -3.20 , тогда как для высоко-Ni (более глубинных) fPer log fO_2 составляет от -1.0 до 8.00 , т.е. приближается к FMQ буферу (Dominijanni, 2022).

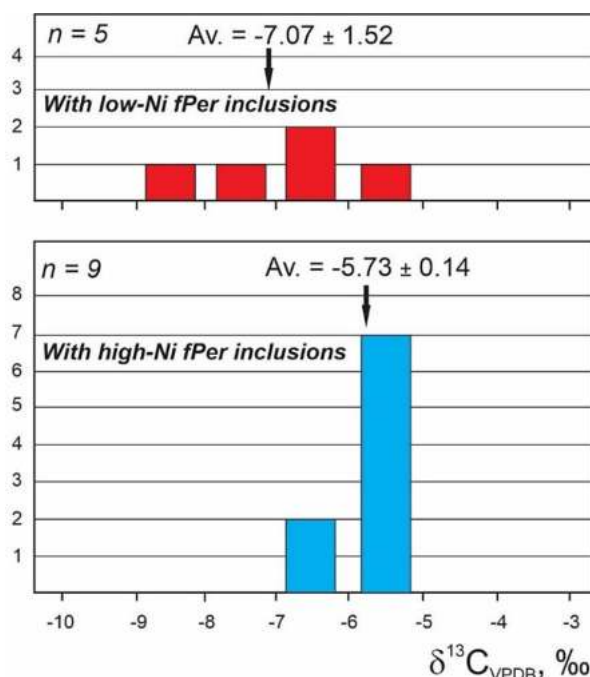


Рисунок 2. Изотопный состав углерода в алмазах Рио Соррисо:верху – с высокожелезистыми, с низким содержанием Ni включениями ферропериклаза; внизу – с высокомагнезиальными с повышенным содержанием Ni включениями.

Можно предположить, что различия в изотопном составе углерода и окислительно-восстановительном потенциале на различных уровнях мантии Земли могут иметь как линейный, так и ритмический характер. Некоторые алмазы перидотитовой ассоциации (т.е. образовавшиеся не в результате субдукции океанических плит, а в перидотитовой мантии, в её глубинных частях) имеют аномально лёгкий изотопный состав углерода, $\delta^{13}C_{VPDB} = -12$ ‰ до -25 ‰, т.е. обогащены лёгким изотопом углерода ^{12}C в ещё большей степени, чем установлено нами в образцах из Рио Соррисо. Некоторые из этих алмазов содержат включения карбидов железа и самородного железа, что указывает на их глубинное происхождение. Их изотопные значения аналогичны изотопному составу углерода в хондритах ($\delta^{13}C_{VPDB} = -14$ ‰ до -22 ‰; Wood et al., 2013), а также в лунных и марсианских метеоритах ($\delta^{13}C_{VPDB} = -20 \pm 4$ ‰; Grady et al., 2004). На этом основании можно предположить, что первичный изотопный состав углерода в ядре Земли может быть существенно легче, чем наблюдаемый в мантии, и ближе к значениям $\delta^{13}C_{VPDB}$ во внеземном веществе.

Литература

- Dominijanni S. (2022) PhD Dissertation, Universität Bayreuth.
 Grady M.M., Verchovsky A.V., Wright I.P. (2004) // *Int. J. Astrobiol.* V. 3. Iss. 2. P. 117–124.
 Kaminsky F.V. *The Earth's Lower Mantle: Composition and Structure.* Cham: Springer, 2017. 331 p.
 Kaminsky F.V., Zedgenizov D.A., Sevastyanov V.S. et al. (2023) // *Minerals.* V. 13. Iss. 9. 1217.
 Wood B.J., Li J., Shahar A. (2013) // *Rev. Mineral. Geochem.* V. 75. P. 231–250.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ ПИРИТА В ОТЛОЖЕНИЯХ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Карамов Т.И., Идрисова Е.К., Хайруллина А.И., Спасенных М.Ю.

Сколтех (t.karamov@skoltech.ru)

Истощение традиционных запасов углеводородов и необходимость вовлечения в разработку нетрадиционных источников сырья делает баженовскую свиту одним из объектов пристального внимания ученых. По разным оценкам в отложениях баженовской свиты сосредоточено от десятков до сотен млрд. т. углеводородов. Однако её разработка существенно затруднена из-за сложного геологического строения на микро- и макроуровнях. Развитие методов исследования таких сложных геологических объектов позволит наиболее полно использовать их потенциал и вовлекать их в разработку.

Целью данной работы является исследование изотопного состава серы пирита в отложениях баженовского горизонта Западной Сибири. Объектом исследования служат образцы пород, отобранные в интервале баженовской свиты в северной части Западной Сибири. Исследование изотопного состава серы проводилось двумя методами: валовый изотопный состав серы (метод IRMS) в породе и изотопный состав серы отдельных агрегатов пирита (метод SIMS). Изотопные исследования сопровождались изучением морфологии пирита методом растровой электронной микроскопии (РЭМ).

Исследование методом РЭМ показало присутствие пирита разных форм: фрамбоиды (малые 3–8 мкм, крупные 10–15 мкм), малые кристаллы (до 2 мкм), отдельные крупные кристаллы (20–50 мкм). Изучение валового изотопного состава серы пород методом IRMS показало, что значение $\delta^{34}\text{S}$ находится в пределах от -38 до $+4$ ‰ CDT. При сопоставлении с результатами РЭМ было отмечено, что преобладание малых фрамбоидов соответствует более низким значениям $\delta^{34}\text{S}$: от -38 ‰ до -30 ‰ CDT, у образцов с более крупными фрамбоидами значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют от -24 ‰ до -18 ‰ CDT. В случае крупных кристаллов значения $\delta^{34}\text{S}$ положительны. Проведение точечного анализа изотопного состава серы методом SIMS показало еще больший разброс значений $\delta^{34}\text{S}$, который составил от -55 ‰ до $+26$ ‰ CDT. Так, в агрегате крупных кристаллов пирита значения $\delta^{34}\text{S}$ достигали $+26$ ‰, в малых фрамбоидах значения составили менее 20 ‰, а в крупных фрамбоидах значения варьировались от -20 до -12 ‰. Малые фрамбоиды пирита с низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$ серы формируются на поверхности донных отложений в процессе сульфатредукции. В случае же окислительных условий в придонном слое благоприятная обстановка (анаэробная) для развития сульфатредуцирующих бактерий создается после захоронения осадка и истощения кислорода аэробными организмами (Strauss, 1997). С увеличением содержания сероводорода в поровых водах формируются более крупные зерна пирита. При закрытии системы начинается истощение сульфата, при этом как сульфат, так и сероводород, и соответственно пирит, обогащаются изотопом ^{34}S (Idrisova, 2021). Таким образом, высокое содержание малых фрамбоидов пирита и низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ серы пирита свидетельствуют о восстановительных условиях осадконакопления. Интервалы с

крупными кристаллами пирита и повышенными значениями $\delta^{34}\text{S}$ являются индикаторами более окислительных условий осадконакопления.

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-10-2022-011 в рамках программы развития НЦМУ.

Литература

Idrisova E., Gabitov R., Karamov T. et al. (2021) // Geosciences. V. 11. Iss. 9. 355.

Strauss H. (1997) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. V. 132. Iss. 1–4. P. 97–118.

ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА АЛГОМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ) ПО ИЗОТОПНО- ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Кардашевская В.Н.¹, Анисимова Г.С.¹, Баданина Е.В.², Саватенков В.М.³

¹ИГАБМ СО РАН (*kardashevskaya92@mail.ru*); ²СПбГУ; ³ИГГД РАН

Данная работа посвящена изотопно-геохимическим исследованиям гидротермальных рудных образований Алгоминского рудного узла (АРУ), расположенного на Дальнем Востоке.

Алгоминский рудный узел находится в юго-восточной части Алдано-Станового щита (АСЩ). В геотектоническом отношении рудный узел приурочен к Тыркандинской зоне тектонического меланжа, которая расположена на стыке Сутамского и Тындинского террейнов АСЩ. В состав АРУ входят золото-кварцевое месторождение Бодороно и золото-сульфидно-кварцевое рудопроявление Дывок и ряд более мелких проявлений. Золоторудная минерализация приурочена к оперяющим трещинам северо-восточного простирания Станового разлома, представленными кварцевыми жилами и прожилками (Кардашевская, 2022).

Для установления источников рудного вещества нами были проведены определения изотопного состава Pb, S и O в рудных минералах и кварцах.

Pb-изотопные данные получены для 11 образцов сульфидов, которые были отобраны из руд месторождения Бодороно. На диаграммах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 1) для сравнения были приведены данные изотопного состава Pb для месторождения Бамское, которое расположено в южной части АСЩ и гранитов Позднестанового комплекса. На них также показаны тренды изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии (ДМ), согласно модели Крамерса-Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997) и в континентальной коре (КК), согласно (Ларин и др., 2018). На изотопных диаграммах (рис. 1) составы сульфидов из месторождения Бодороно демонстрируют существенную дисперсию изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Это можно объяснить тем, что сульфидная минерализация в пределах рудной системы была сформирована ранее до мезозойского этапа эндогенной активизации, в ходе которого произошла частичная перекристаллизация сульфидов и

перераспределение Pb между ними и сосуществующими минералами с более высоким отношением U/Pb. На диаграмме показано, что изотопные характеристики Pb в галенитах месторождения Бодороно и Бамское отражают участие в формировании рудной минерализации этих месторождений древнего источника с изотопными параметрами Pb нижней коры. Изотопные характеристики Pb месторождения Бамское лежат на тренде мезозойских гранитов Позднестанового комплекса, который является результатом участия двух древнекоровых источников с различными соотношениями $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (m) и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (k). Такое положение объясняется тем, что Бамское месторождение структурно приурочено к Чубачинскому гранитному массиву, относящемуся к Позднестановому комплексу, и имеет с ним генетическую связь. Результаты проведенных исследований указывают на то, что сульфидная минерализация в пределах месторождения Бодороно могла сформироваться в докембрийский этап развития региона в ходе процессов орогении, сопровождавшихся метаморфическими преобразованиями пород (Глебовицкий и др., 2009). Источником рудного Pb при этом служила архейская кора Алданского щита. Мезозойский этап эндогенной активизации мог привести к перераспределению рудного вещества.

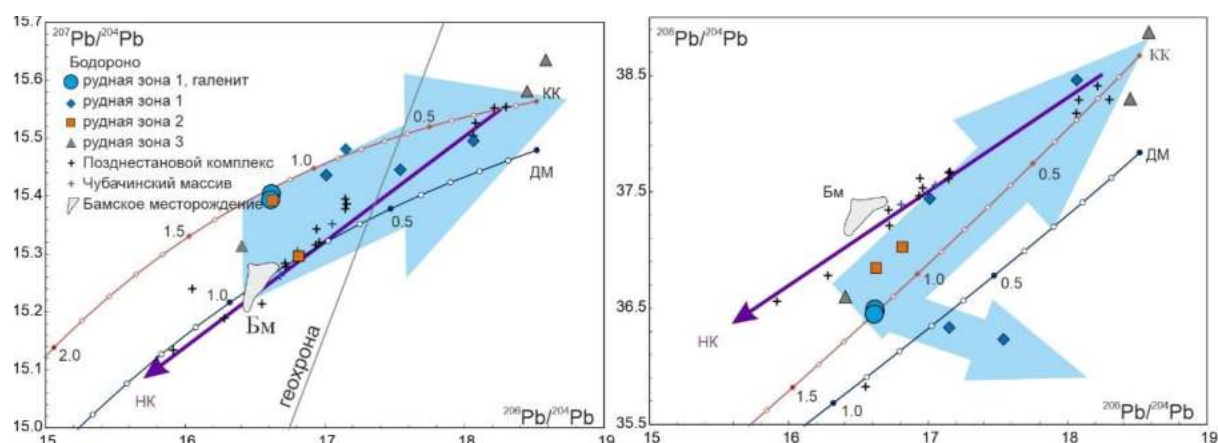


Рисунок 1. Диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для сульфидов месторождения Бодороно. На диаграммах приведены тренды изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии (ДМ), согласно модели Крамерса-Толстихина [Kramers, Tolstikhin, 1997] и в континентальной коре (КК), согласно [Ларин и др., 2021]. Большие голубые стрелки – тренды перераспределения изотопов Pb в ходе мезозойской активизации. Фиолетовая стрелка – тренд смещения мезозойских гранитов. НК – нижнекоровый источник.

Нами изучен изотопный состав серы 3 образцов из кварцевых жил рудопроявления Дывок. Исследования показали, что величина $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах находится в диапазоне +2.9...+4.5 ‰, что может указывать на единый источник мантийного происхождения (Ohmoto, Rye, 1979). Рассчитанные величины $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ также не позволяют отрицать участие серы из мантии (± 3 ‰) (Field, Fifarek, 1985). Надо отметить, что интерпретация изотопного состава S для рудных объектов имеет спорный характер, в силу сложности истории формирования месторождений (Goldfarb, Groves, 2015).

Изотопный состав кислорода определен для 10 образцов золотоносного кварца АРУ. Значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца месторождения Бодороно варьируют в узком интервале от 12.6 до 16.1 ‰, и сходны со значениями $\delta^{18}\text{O}$ для мезотермальных золото-кварцевых месторождений (Ridley, Diamond, 2000). Рассчитанные величины равновесного флюида при 200 и 300 °С, демонстрируют значения 1.0–7.3 ‰, которые позволяют предполагать поступление воды как из магматогенного, так и метаморфогенного источника, а некоторое облегчение состава, возможно, свидетельствует о близповерхностных условиях, где эти флюиды смешивались с небольшим количеством метеорной воды (Sheppard, 1986). Полученные данные усложняют интерпретацию происхождения источника, и, возможно, отражают смешение флюидов магматогенного характера и возникшего при дегидратации пород в результате регионального метаморфизма (Бортников, 2006). В результате анализа кварца рудопроявления Дывок определен узкий диапазон значений 12.2–12.4 ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ по уравнению фракционирования изотопов между кварцем и водой при 200 и 350 °С, составляют 0.6–12.0 ‰ и попадают в область как метаморфогенного происхождения, так и метеорных вод. Следует отметить, что метаморфический флюид, мог образоваться в результате дегидратации минералов в надкупольной зоне интрузива при их прогреве, а в поздней стадии развития в систему вовлекались нагретые метеорные воды (Гамянин и др., 2015).

Литература

- Бортников Н.С. (2006) // Геол. рудн. месторож. Т. 48. № 1. С. 3–28.
Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю. и др. (2015) // Геол. рудн. месторож. Т. 57. №6. С. 513–545.
Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. (2009) // Геотектоника. №4. С. 3–15.
Кардашевская В.Н. (2022) Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.-м.н.
Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. (2021) // Петрология. Т. 29. № 4. С. 339–364.
Field C.W., Ficarek R.N. (1985) // Reviews in economic geology. V. 2. P. 99–128.
Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) // Lithos. V. 233. P. 2–26.
Kramers J.D., Tolstikhin I.N. (1997) // Chem. Geol. V. 139. Iss. 1–4. P. 75–110.
Ohmoto H., Rye R.O. (1979). Isotopes of sulfur and carbon. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. NY: John Wiley and Sons, 1979. 798 p.
Ridley J.R., Diamond L.W. (2000) // Reviews in Economic Geology. V. 59. P. 55–65.
Sheppard S.M.F. (1986) // Rev. Mineral. Geochem. V. 16. P. 165–183.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ С, О И S ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРМАЛЬНЫХ ОЗЕР КАЛЬДЕРЫ УЗОН (КАМЧАТКА)

Кириченко И.С., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Пономарчук В.А., Реутский В.Н.

ИГМ СО РАН (iskirichenko@igm.nsc.ru)

Уникальными природными объектами являются вулканические озера. Вулканические озера – редкие природные объекты – места пересечения гидротермальных систем с дневной поверхностью. Основным источником

питания данных озер является подток гидротермальных флюидов, поступающих с глубины. Разгрузка гидротермальных вод происходит на дне и в боковых отвесных стенках озер. Выходы гидротермальных вод, характеризуются повышенной минерализацией, температурой, а также высоким содержанием различных ионов, благодаря чему происходит интенсивное минерало-и рудообразование в толще донных отложений озера.

В тоже время гидротермальные растворы и парогазовые смеси, которые питают озера, обеспечивают почти постоянную температуру внутри источника в течение всего года, что создает оптимальные условия для процветания термофильных микроорганизмов.

Изотопное отношение серы в сульфидных минералах и углерода в карбонатных минералах широко используется при интерпретации происхождения рудных залежей.

Следует отметить, что большие изменения в отношениях изотопов серы или углерода в минералах, образованных гидротермальными процессами, могут свидетельствовать как о наличии биогенной серы или углерода, так и о незначительных изменениях в содержании кислорода или pH растворов рудообразующих флюидов во время осаждения минералов (Hoefs, 1993; Покровский, 2000; Giuliani et al., 2014). Поэтому важно исследовать изотопное фракционирование в зонах современного минералообразования т.е. использовать их как модельный объект для последующих исследований.

Целью исследования является установление биогенного-абиогенного происхождения карбонатных и серосодержащих минералов в термальных озерах (Фумарольное, Хлоридное Сизый котел) кальдеры вулкана Узон по соотношениям изотопов $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{34}\text{S}$.

Донные отложения термальных озер представляют слоистые осадки. Слои различаются по цвету, плотности, гранулометрическому и минеральному составу, рис. 1. Минеральный состав донных отложений исследованных термальных озер разнообразен по составу. В основном донные отложения озер представлены глинистыми минералами (сметитом и каолинитом), повсеместно присутствуют остатки диатомовых водорослей, а также сульфиды железа и мышьяка, присутствуют такие минералы, как плагиоклаз, кварц, антимонит, гипс кальцит, минамиит, кристобалит. Необходимо отметить, что в разрезе отложений озера Фумарольное методом СЭМ был установлен кальцит в виде мелких (не более 100 мкм) агрегатов.

Изотопный состав С-О валовых проб термальных озер изменяется в широких пределах и если значения $\delta^{18}\text{O}$, в целом, соответствуют мантийным показателям для карбонатитов и слабо меняются от озера к озеру, то $\delta^{13}\text{C}$ изменяется широко от –35 ‰ для озера Фумарольное до –5 ‰ для котла Сизый. Наиболее сильная корреляционная зависимость между соотношениями изотопов $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ наблюдается у озера Фумарольного, находящегося непосредственно на меридиональном разломе. Изотопные отношения $\delta^{13}\text{C}$ минимальны среди всех исследованных озер в то время, как значения $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют или близки к таковым у мантийных карбонатитов. Положительная корреляция изотопов С–О в этом случае может быть объяснена (Hoefs, 2018) осаждением кальцита вследствие дегазации CO_2 из раствора или смешивания растворов с различным содержанием

NaCl. При этом механизм формирования кальцита и источник углерода в нем остается дискуссионным, поскольку рН поверхностной воды колеблется от 4 до 5.5, при котором формирование карбоната возможно при участии микроорганизмов.

Важно отметить тот факт, что параметрам формирования кальцита в гидротермально-осадочных отложениях озера Фумарольное – $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (от –30 до –32 ‰) и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (от 7 до 9 ‰) соответствуют поле изотопных значений С и О кальцита из сидеритового горизонта Томторского редкометального месторождения, что свидетельствует в пользу представлений о гидротермальном образовании карбоната кальция в сидеритовом горизонте (Добрецов и др., 2021).

В то же время корректное определение $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ значительно усложняется при повышении отношения $\text{C}_{\text{орг}}/\text{C}_{\text{карб}}$, что характерно для озерных осадков, как было показано в работе (Лазарева, 2021). Исследование изотопного состава серы в сульфатах и сульфидах, обнаруженных в донных отложениях озер, показали, что сульфаты каждого озера характеризуются определенными значениями. Так $\delta^{34}\text{S}$ озера Хлоридное составляет $\delta^{34}\text{S} \approx 1$ ‰, для озера Фумарольное $\delta^{34}\text{S} \approx -4$ ‰, а для котла Сизый $\delta^{34}\text{S} \approx -5$ ‰. Практически одинаковые изотопные составы сульфидной и сульфатной серы установлены в горячих источниках кальдеры Узон (Камчатка) В целом они близки к метеоритному составу $S = 0$, что согласуется с представлениями о глубинном подкоровом источнике серы. Сульфидная сера изученных горячих источников не обеднена тяжелыми изотопами по сравнению с сульфатами, что невозможно при их бактериальном восстановлении.

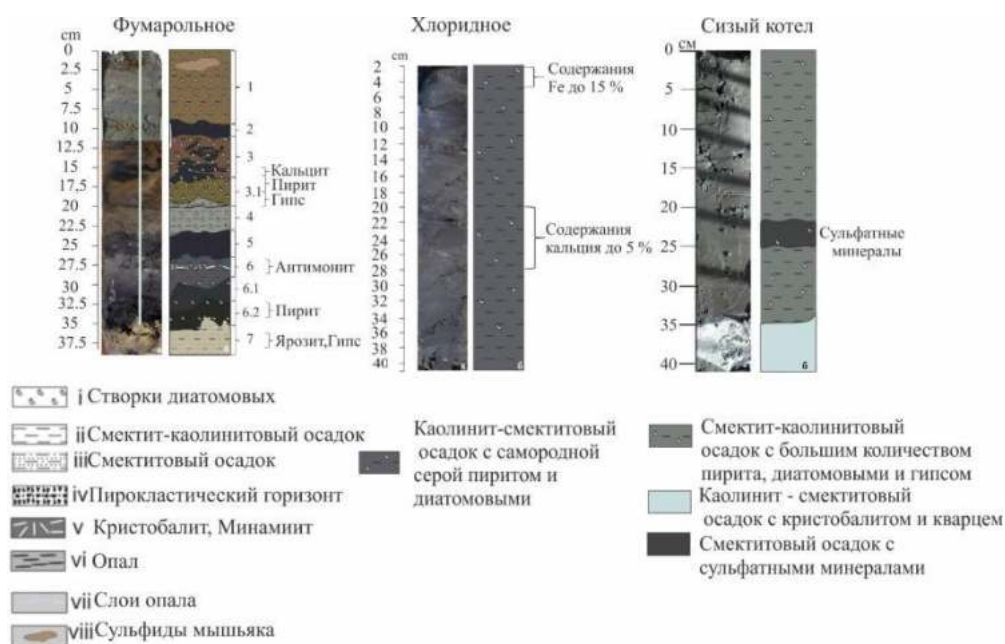


Рисунок 1. Схематические разрезы донных отложений исследуемых озер.

Работа выполнена при поддержке МНУВО РФ по госзаданию ИГМ СО РАН (№. 122041400193-7). Результаты исследования изотопного состава карбонатов в сидеритовом горизонте Томторского месторождения получены при поддержке РФФИ (проекты №23-63-10017 и №18-17-00120).

Литература

Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Лазарева Е.В. и др. (2021) // Доклады РАН. Науки о Земле. Т. 496. № 2. С. 154–157.

Лазарева Е.В., Пономарчук В.А., Жмодик С.М. и др. (2021) // Журнал СФУ. Химия. Т. 14. №. 3. С. 418–432.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. Труды ГИН РАН. Вып. 535. М.: Наука, 2000. 228 с.

Giuliani A., Phollips D., Kamenetsky V.S. et al. (2014) // Chem. Geol. V. 374–375. P. 61–83.

Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer, 2009. 286 p.

ИЗОСКЕЙПЫ БИОДОСТУПНОГО СТРОНЦИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ДЛЯ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА РФ

Киселева Д.В.¹, Шагалов Е.С.^{1,2}, Окунева Т.Г.¹, Солошенко Н.Г.¹,
Рыбакова А.Д.^{1,3}, Панкрушина Е.А.^{1,3}, Рянская А.Д.¹, Игошева В.С.^{1,3},
Фокина А.К.¹

¹ИГГ УрО РАН (shagalove@mail.ru); ²УГГУ; ³УрФУ

В археологии для оценки мобильности древних популяций и идентификации неместных индивидов требуется проводить сравнение полученных в них изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с так называемой локальной меткой биодоступного стронция, характерной для каждого конкретного местонахождения.

Показано (Ericson, 1985), что изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерное для конкретного региона проживания, остается неизменным при поступлении из подстилающих пород через почву и пищевую цепочку в твердые ткани (зубы и кости) человека и животных. Для индивидов, употреблявших местную пищу и воду, изотопные отношения Sr в зубах и костях будут отражать особенности региона, где они проживали во время формирования скелетных тканей.

На территории Уральского региона находятся уникальные и значимые памятники археологии, характеризующие локальное своеобразие региона в различных климатических зонах, от вечной мерзлоты до степей и пустынь. Уральская горная система характеризуется блочной структурой, отдельные части (блоки) которой сложены разнообразными по возрасту, генезису и геохимическим особенностям горными породами, которые могут радикально изменяться на расстоянии нескольких десятков километров. Такая вариативность будет отражаться и в изотопных отношениях стронция, что позволит с достаточно высокой точностью определить локальные метки биодоступного стронция и построить стронциевые изоскейпы.

В ходе работы проведены исследования изотопного состава стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ образцов, характеризующих биодоступный стронций – растительности, почвы, поверхностной и подземной воды, а также костных и зубных остатков современной фауны, раковин моллюсков с территорий Свердловской, Оренбургской, Курганской, Тюменской областей и Пермского Края.

Анализ изотопного состава стронция проведен в блоке чистых помещений (классы 6 и 7 ИСО, ИГГ УрО РАН, ЦКП «Геоаналитик», г. Екатеринбург). Измерения изотопного состава стронция проводили на магнито-секторном мультиколлекторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой с индуктивно связанной плазмой (МК-ИСП-МС) Neptune Plus.

С использованием программного обеспечения Surfer построены карты распределений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на территориях исследованных регионов России. Для интерполяции первичной карты вариаций изотопов стронция использован метод кригинга (кригинг с неизвестным средним) с линейной вариограммой.

Работа поддержана грантом РНФ № 22-18-00593.

Литература

Ericson J.E. (1985) // J. Hum. Evol. V. 14. Iss. 5. P. 503–514.

ИЗМЕРЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОДЯНОГО ПАРА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНТАРКТИДЕ: ИНСТРУМЕНТЫ, МЕТОДЫ И ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Козачек А.В.^{1,2}, Екайкин А.А.¹, Туркеев А.В.¹, Тебенькова Н.А.^{1,2}, Чихачев К.Б.^{1,2}

¹АНИИ (kozachek@aari.ru); ²СПбГУ

В сезон 67-й РАЭ (6 января – 6 февраля 2022 г.) впервые в практике российских исследований на станции Восток (Центральная Антарктида) было выполнено измерение изотопного состава водяного пара атмосферы с помощью лазерного анализатора Picarro L2140-i. Сам анализатор находился в одном из помещений станции, а наружный воздух подавался в него с помощью металлической трубки. Периодически (как правило, 1 раз в сутки) выполнялась калибровка прибора с помощью штатного калибровочного устройства (Picarro SDM). В процессе калибровки в анализатор с различной интенсивностью подаются 2 изотопных стандарта (тяжёлый и лёгкий) и, таким образом, прибор калибруется по шести точкам (2 стандарта при трёх значениях влажности воздуха). Однако, штатное калибровочное устройство не позволяет выполнять калибровку при уровнях влажности, характерных для Центральной Антарктиды. Самая низкая влажность, которую нам удалось достичь, составила 8000–9000 ppm, тогда как для района станции Восток в летний сезон характерна влажность порядка 150–1200 ppm. В связи с этим мы изготовили устройство для подачи стандарта собственными силами, оно было испытано в лабораторных условиях в АНИИ, и было использовано на Востоке в сезон 68-й РАЭ (15 января – 6 февраля 2023 г.). При использовании этого устройства калибровка анализатора выполнялась при влажности от 200 до 1000 ppm, что соответствует влажности воздуха на станции Восток.

Все полученные данные были осреднены по интервалам длительностью 1 минута с целью упрощения обработки данных и снижения случайной погрешности измерений. Значения влажности демонстрируют ярко выраженный суточный цикл, меняясь от 50–300 ppm в ночные часы до 400–800 ppm (при максимуме около 1200 ppm) в дневные часы.

Сопоставление хода влажности с данными температуры воздуха на высоте 2 м подтверждает связь между ними. Эти два параметра также тесно связаны и в рамках

междусуточной изменчивости. Таким образом, влажность воздуха на станции Восток определяется его насыщающей способностью, которая, в свою очередь, тесно связана с температурой. Ход влажности также тесно связан с изотопным составом водяного пара (ночью концентрация тяжелых изотопов ниже, а днём выше). Поскольку влажность меняется за счёт потоков водяного пара из снежной толщи в атмосферу и обратно, этот же процесс определяет и изотопный состав этой влаги.

Работы выполняются при поддержке гранта РФФИ 21-17-00246.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ИЗ КАРБОНАТИТОВ ДЕВОНСКОЙ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

Козлов Е.Н.¹, Сидоров М.Ю.¹, Реутский В.Н.², Фомина Е.Н.¹

¹ГИ КНЦ РАН (kozlov_e.n@mail.ru); ²ИГМ СО РАН (reutsky@igm.nsc.ru)

Богатые разнообразными металлами флюиды, циркулирующие в магмато-гидротермальных системах, способствуют образованию широкого спектра экономически значимых рудных месторождений. Расшифровка происхождения и эволюции этих флюидов имеет решающее значение для понимания того, как формируются металлические ресурсы Земли, и одним из наиболее широко используемых инструментов для отслеживания этих процессов являются изотопы серы. Это в полной мере справедливо и для щелочно-карбонатитовых систем, в которых с воздействием флюидов, богатых серой, связывают формирование, например, месторождений редкоземельных элементов (Cangelosi et al., 2020). Как показала работа (Hutchison et al., 2020), щелочные магматические системы особенно хорошо подходят для изучения изотопов серы, поскольку они показывают взаимосвязь между окислительно-восстановительными процессами, изменениями и минералогией руды, которые могут быть полезны для поиска и разведки. Кроме того, изотопы серы можно использовать для мониторинга процессов эволюции магмы, таких как фракционная кристаллизация, изменение окислительно-восстановительных условий и дегазация карбонатитовых и связанных с ними магм (Gomide et al., 2013).

Нами был определен изотопный состав серы из сульфидов (пирита и/или пирротина) карбонатитов семи комплексов девонской Кольской щелочной провинции (КЩП): Ковдора, Контозера, Озёрной Вараки, Салланлатвы, Салмагоры, Себлявра и Хибин. Полученные данные были сопоставлены с опубликованными в работах (Bell et al., 2015; Mäkelä, Vartiainen, 1978) результатами изучения изотопного состава серы сульфидов из карбонатитов некоторых из перечисленных комплексов КЩП, а также Вуориярви и Сокли. Здесь мы приведем первые результаты анализа этого представительного набора информации, охватывающего большинство карбонатитовых комплексов КЩП (и рудных, и безрудных). Результаты исследования показали сходство изотопного состава пирита и пирротина, в связи с чем далее мы будем рассматривать их совместно.

Изотопный состав серы изученных сульфидов варьирует в широком диапазоне $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ от очень «легкого» значения -18.1‰ (Салланлатва) до «мантийного» $+0.8\text{‰}$ (Хибины) (рис. 1). Однако для каждого частного комплекса размах вариаций достаточно узок. При этом наблюдается следующая закономерность. Наиболее изотопно легкая сера обнаружена у сульфидов карбонатитов четырех комплексов: Ковдора, Салланлатвы, Вуориярви и Себлявра. В геологии этих комплексов установлено множество сходных черт (Афанасьев, 2011). В последних трех комплексах широко развиты поздние карбонатиты, обогащенные Ba, Sr и РЗЭ, оказавшие интенсивное воздействие на более ранние породы, однако для карбонатитов Ковдора обогащение данными элементами не характерно. Формирование изотопно легких сульфидов обычно связывают с фракционированием изотопов серы в системе сульфид-сульфат. Действительно, выделяющийся по изотопным характеристикам комплекс Салланлатва – крупное месторождение барита (Афанасьев, 2011), однако в других перечисленных комплексах этот минерал распространен относительно слабо. Кроме того, в Салланлатве (по крайней мере в изученных нами образцах) сульфиды и сульфаты по петрографическим признакам не равновесны, и барит является наложенным.

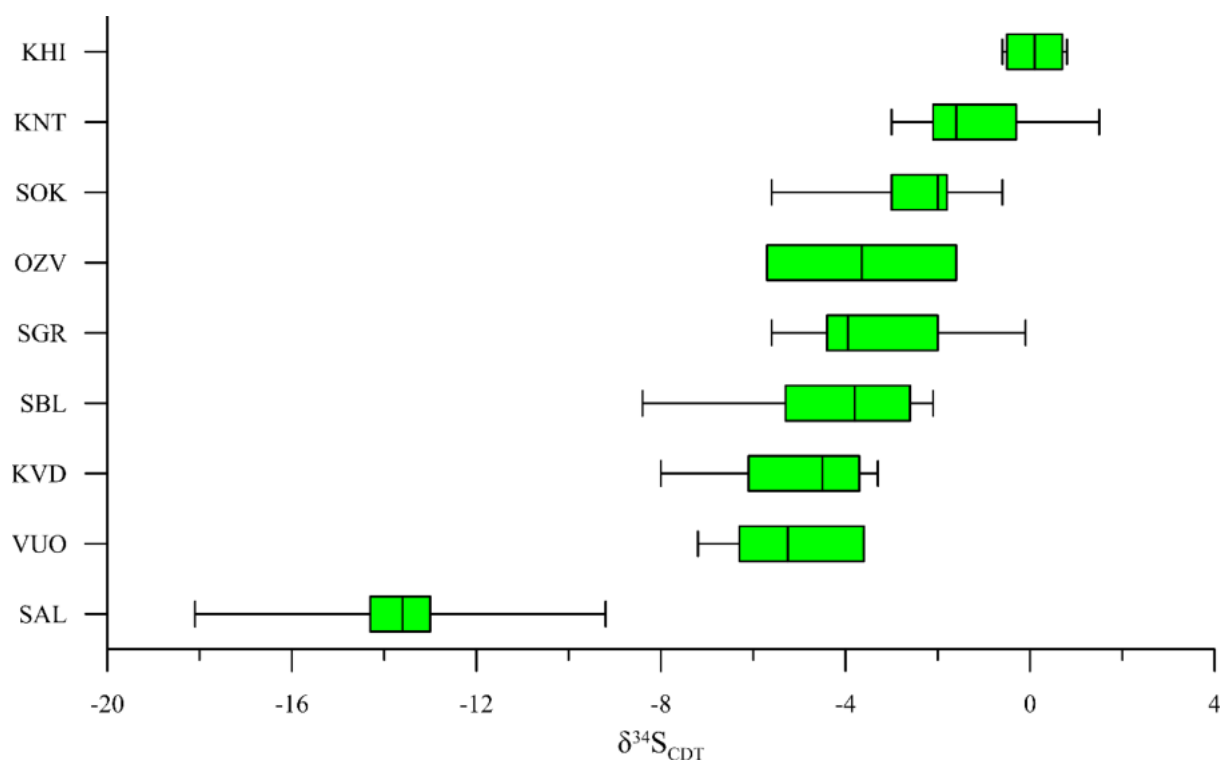


Рисунок 1. Вариации изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$) сульфидов из карбонатитов различных комплексов Кольской щелочной провинции: SAL – Салланлатва ($n=15$), VUO – Вуориярви ($n=4$), KVD – Ковдор ($n=9$), SBL – Себлявр ($n=5$), SGR – Салмагора ($n=12$), OZV – Озёрная Варакка ($n=2$), SOK – Сокли ($n=25$), KNT – Контозеро ($n=11$), KHI – Хибины ($n=8$).

Вероятно, наблюдаемое облегчение серы является следствием фракционирования с участием сульфатной флюидной фазы, произошедшего не *in situ*, а на более глубоких уровнях магмато-гидротермальной системы. При

формировании сульфидов комплексов, характеризующихся более тяжелым изотопным составом серы (Салмагора, Озёрная Варака, Сокли, Контозеро), процесс такого фракционирования, по всей видимости, реализован не был, а сами перечисленные комплексы сложены «примитивными» ранними карбонатитами, которые практически лишены бариевой, стронциевой и редкоземельной минерализации. Задействовав другие изотопные систематики, мы планируем выяснить, связаны ли два этих факта (безрудность и изотопно «тяжелая» сера). Примечательно, что сульфиды карбонатитов Хибин, не менее богатых Ba, Sr и RЗЭ, чем карбонатиты первой из рассмотренных групп, имеют самые «мантийные» изотопные метки серы. Более того, для сульфидов из карбонатитов Хибин установлен очень узкий диапазон вариаций, что указывает на участие исключительно мантийной, не измененной (не претерпевшей никакого фракционирования) серы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 19-77-10039-П.

Литература

- Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щёлочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: Роза ветров, 2011. 224 с.
- Bell K., Zaitsev A.N., Spratt J. et al. (2015) // *Mineral. Mag.* V. 79. Iss. 2. P. 219–241.
- Cangelosi D., Smith M., Banks D. et al. (2020) // *Mineral. Mag.* V. 84. Iss. 1. P. 65–80.
- Gomide C.S., Brod J.A., Junqueira-Brod T.C. et al. (2013) // *Chem. Geol.* V. 341. P. 38–49.
- Hutchison W., Finch A.A., Boyce A.J. (2020) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 288. P. 176–198.
- Mäkelä M., Vartiainen H. (1978) // *Chem. Geol.* V. 21. Iss. 3–4. P. 257–265
- Smith M., Kynicky J., Xu C. et al. (2018) // *Lithos.* V. 308–309. P. 65–82.

ОБРИТ ПЕСЬЯНОЕ: ГАЗЫ, ЗАХВАЧЕННЫЕ В ПРОЦЕССЕ УДАРНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ РЕГОЛИТА

Корочанцева Е.В.¹, Буйкин А.И.¹, Лоренц К.А.¹, Верховский А.Б.²

¹ГЕОХИ РАН (kpv-life@mail.ru); ²School of Physical Sciences, The Open University, UK

Систематическое изучение захваченных газовых компонентов во внеземном веществе были начаты во второй половине XX века с работ по исследованию лунного грунта – сразу после его доставки на Землю – с выделением газов методом дробления в вакуумных условиях (Heymann, Yaniv, 1971; Funkhouser et al., 1971; Gibson, Andrawes, 1978; Gibson et al., 1979). Позднее, уже в конце прошлого века, этот метод был применен для исследования изотопного состава газов, захваченных на астероидах (например, Takaoka et al., 1996, 1998; Fukuda et al., 1996). В дальнейшем было проведено еще несколько подобных исследований для метеоритов с малых тел (Okazaki et al., 2003, 2010; Miura et al., 2007; Korochantseva et al., 2018, 2020). Впервые с помощью изохронного анализа данных ⁴⁰Ar–³⁹Ar датирования захваченный аргон астероидного происхождения был обнаружен в L-хондритах и определен с

высокой точностью его изотопный состав, отличающийся от первичного/солнечного (Korochantseva et al., 2007). Затем, этим же методом, данный компонент с различным изотопным составом был идентифицирован в метеоритах с разных астероидов (Korochantseva et al., 2008; Weirich et al., 2012; Hopp et al., 2014; Trierloff et al., 2018; Takenouch et al., 2021; Lorenz et al., 2022). Накопление данных, совместный минералого-петрографический и изотопно-геохимический подход, с комбинацией методов ступенчатого дробления, окисления, отжига, в том числе ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования, для метеоритов с астероидов, а также лунного и марсианского материала позволили получить информацию о геохимических особенностях и локализации в веществе захваченных газов с составом, отличным от первичного/солнечного, механизмах их захвата и условиях их сохранности (например, Korochantseva et al., 2017, 2018, 2021). Был сделан вывод, что этот захваченный компонент – результат преобразования вещества в поверхностном слое родительских тел, в частности, ударного воздействия – одного из основных геологических процессов в эволюции тел Солнечной системы.

Наши исследования He, Ne, Ar, Xe в отобранных под биноклем мономинеральных образцах пироксенов из энстатитового ахондрита (обрита) Песьяное методами ступенчатого дробления и окисления, результаты которых сопоставлялись с минералого-петрографическими данными, открыли новые характеристики захваченного компонента, которые мы представляем в этой работе. Изотопные анализы были выполнены на модифицированном газовом масс-спектрометре VG 3600 в Институте наук о Земле Университета г. Хайдельберг (Германия) и на высокочувствительном масс-спектрометрическом комплексе Finesse в Открытом Университете (Англия).

Метеорит Песьяное выпал в виде дождя в России в 1933 году. Общая масса собранных фрагментов метеорита составила 4682 г (Кулик, 1941). Песьяное – богатая газами полимиктовая брекчия (Lorenzetti et al., 2003; Schultz, Franke, 2004; Miura et al., 2007), в которой впервые были обнаружены солнечные газы (Gerling, Levisky, 1956). Это один из немногих обритов, содержащих этот компонент. В составе метеорита преобладает магнезиальный пироксен (энстатит), представленный тремя разновидностями (прозрачный, белый и серый), различающимися по содержанию минеральных и газовых включений, незначительными вариациями содержания CaO и степенью ударной переработки (Lorenz et al., 2020). Прозрачный пироксен практически не содержит каких-либо видимых включений, а два других типа энстатита демонстрируют большое количество газовых включений. Наличие газовых включений в зернах белого и серого энстатита из метеорита Песьяное побудило нас провести эксперименты, чтобы изучить изотопный и элементный состав летучих компонентов, которые могли быть захвачены во время дифференциации родительского тела обритов. В самом деле, часть газовых включений формируют цепочки вдоль зон роста кристаллов энстатита, что указывает на то, что они образовались во время кристаллизации пироксена из магматического расплава. Однако наши исследования мономинеральных проб энстатита показали, что основным захваченным компонентом этого метеорита являются летучие, накопленные в процессе преобразования вещества в поверхностном слое

астероида, и их большое количество не позволило идентифицировать магматические летучие, присутствие которых все же нельзя исключить. Некоторые составляющие брекчии испытали ударные давления около 25 ГПа (Stöffler et al., 1991). В частности, кристаллы серого энстатита демонстрируют ударное потемнение, обусловленное трещиноватостью, образованием зон дробления и отложением сульфидов в микротрещинах, двойникование; в них отмечается повышенное содержание включений непрозрачных минералов, которые ориентированы так же, как и газовые включения. Это указывает на то, что газовые включения, сосуществующие с непрозрачными минералами в трещинах спайности, также образовались в результате ударного метаморфизма путем захвата газа, мобилизованного в результате ударного события.

Результаты ступенчатого дробления показывают, что из мономинеральных образцов белого и серого пироксенов выделяется значительно больше захваченных и космогенных газов, чем из образцов других изученных обритов (например, Miura et al., 2007). Согласно изотопному анализу разных элементов благородных газов захваченные газы представляют собой смесь солнечного, космогенного и Q-компонентов, причем вклад последнего в смеси гораздо очевиднее и существеннее, чем это ранее отмечалось нами при дроблении других метеоритов с астероидов (Korochantseva et al., 2018, 2020). Отношение $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}}$ в образцах Песьяного варьирует в диапазоне 17–1221 (с учетом результатов этой работы для обритов диапазон составляет 17–4708). Это указывает на то, что в захваченном аргоне доминирует радиогенный (^{40}Ar) компонент. Основываясь на петрографических данных и данных об инертных газах, мы утверждаем, что газовые компоненты – первичные (Q) и накопленные в материале в течение его эволюции, в том числе реголитовой истории (радиогенный, космогенный, солнечный) – были перераспределены из первоначальных позиций в газовые включения пироксенов в результате ударного события.

Наше исследование впервые демонстрирует, что 1) фазой-хозяином газов, захваченных при ударном метаморфизме, являются зерна пороодообразующих минералов, в частности энстатита, за счет образования большого количества трещин по направлению спайности при хрупкой деформации, 2) захват газов связан не с финальным этапом формирования консолидированной обломочной брекчии, на котором происходит литификация обломков (см. Korochantseva et al., 2021), а с одним из промежуточных ударных событий. Песьяное представляет собой плохо отсортированную и смешанную брекчию, что исключает интенсивную переработку материала поверхностными процессами (Lorenz et al., 2020). Гетерогенное распределение разных компонентов газов в разных литологиях также подтверждает незначительную зрелость брекчии. Литификация этой слабо- или умеренно консолидированной обломочной реголитовой брекчии (в том числе поэтому она распалась на фрагменты при входе в земную атмосферу) происходила при относительно низкой температуре под давлением перекрывающих более поздних отложений реголита, которые на больших астероидах могут достигать сотен метров (Cartwright et al., 2013, 2014), или в результате сжатия обломочного материала под действием относительно слабого ударного давления. Между тем, наиболее измененный в результате

ударного метаморфизма компонент брекчии, серый пироксен, содержит большее количество захваченных газов по сравнению с белым, который демонстрирует меньшую степень ударного метаморфизма и меньшее количество связанных с ним включений. Следовательно, событие, приведшее к литификации материала Песьяного, не является основным с точки зрения перераспределения и захвата газов во включения/полости в отличие, например, от лунных расплавных брекчий (Korochantseva et al., 2021). В случае обрита Песьяное, захват газов во включения связан с ударным событием, которое произошло до литифицирующего события и привело к ударным изменениям энстатита, в том числе, к образованию большого количества трещин по спайности, в которые проникали сульфид-металлические расплавы и мобилизованные газы, ранее накопленные в материале в процессе его эволюции и/или в материале окружающих пород. Газы, заключенные в капиллярноподобные включения, могли быть изолированы в трещинах порциями сульфид-металлического расплава и/или путем сжатия минеральных зерен и закрытия трещин сразу после удара с последующим их залечиванием.

Таким образом, обрит Песьяное является примером вещества магматического происхождения, геохимия благородных газов которого связана, прежде всего, с космическим выветриванием, где важную роль играл ударный метаморфизм.

Работа выполнена в рамках госзадания ГЕОХИ РАН. Авторы благодарят М. Трилоффа, Й. Хоппа и Ю. Отта за предоставление возможности проведения измерений и обсуждение результатов.

^{40}Ar – ^{39}Ar ИССЛЕДОВАНИЕ ЛУННЫХ МЕТЕОРИТОВ: ЗАХВАЧЕННЫЕ КОМПОНЕНТЫ, ТЕРМАЛЬНАЯ И РАДИАЦИОННАЯ ИСТОРИЯ

Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В.

ГЕОХИ РАН (kpv-life@mail.ru)

В работе представлены результаты ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования с высоким температурным разрешением серии лунных метеоритов: Dhofar 025, 309, 730, 733, 1442, Northwest Africa 6888 и Sayh al Uhaymir 449. Для исследования были использованы тонкозернистые валовые пробы. Изотопный анализ выполнялся на модифицированном газовом масс-спектрометре CN-5 в Институте наук о Земле Университета г. Хайдельберг (Германия).

Исследованные лунные метеориты содержат захваченные компоненты аргона, присутствие которых обусловлено влиянием земного выветривания (в условиях пустынь, в которых эти метеориты были найдены) и/или процессов на поверхности Луны. Один из этих процессов – имплантация солнечного ветра (SW) в материал реголита, в результате чего накапливается ^{36}Ar , второй – аккумуляция «безродного» ^{40}Ar , механизм захвата которого является дискуссионным (например, Korochantseva et al., 2021). С одной стороны, присутствие захваченных компонентов аргона осложняет получение значимой хронологической информации, т.к. необходимо разделить *in situ* радиогенный

^{40}Ar и захваченный ^{40}Ar , определив точный изотопный состав захваченных компонентов, с другой – открывает новые возможности для изучения природы, геохимических особенностей и локализации в веществе газовой фазы, захваченной на поверхности космических тел. Мы констатируем более частое обнаружение захваченного Ar лунного происхождения при ^{40}Ar – ^{39}Ar датировании метеоритов по сравнению с образцами, доставленными миссиями Аполлон. Это связано, прежде всего, с тем, что при подборе вторых для исследования происходила отбраковка проб, подверженных облучению SW, чтобы избежать введения коррекции на захваченный компонент, тогда как первые зачастую представляют собой приповерхностные брекчии, богатые захваченными газами.

Возрастные спектры наших образцов без надлежащей коррекции на захваченный Ar (лунный и/или земной атмосферы) показывают избыточные возраста, часто >4.6 млрд лет. Образцы Dho 025, 1442 и NWA 6888 содержат большое количество захваченного лунного Ar, который преобладает над захваченным атмосферным Ar, выделяющимся при низких температурах. Получить хронологическую информацию для низкотемпературных фракций Dho 025 не удалось из-за практически одновременного выделения лунного и земного захваченных компонентов. В образцах Dho 730 и SaU 449 эти компоненты дегазируются при разных температурах. Пробы метеоритов Dho 309 и 733, имеющие относительно глубинное происхождение, не содержат солнечный Ar; в них идентифицирован захваченный компонент, близкий по составу к атмосферному.

Изохронный анализ позволил с высокой точностью оценить состав захваченного лунного Ar, особенно в образцах с высоким содержанием «безродного» ^{40}Ar . Отношения $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}}$ во внеземном компоненте варьируют от 6 до 15 в реголитовых брекчиях Dho 025, 1442, SaU 449 и NWA 6888, что в целом согласуется с составом захваченного на Луне Ar, рассматриваемого в течение многих лет как зависящего от времени компонента и используемого для моделирования возраста образования лунных брекчий (Yaniv, Heymann, 1972; Eugster et al., 2001; Wieler, Heber, 2003; Joy et al., 2011a; Fagan et al., 2014). С другой стороны, высокотемпературные фракции метеорита Dho 730, вещество которого было выбито со значительной глубины, содержат избыточный Ar с отношением $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{захв.}} \approx 81$, что нетипично для лунного захваченного компонента. Проанализировав накопленные данные по захваченному Ar в лунных и астероидных образцах, мы делаем вывод, что генезис захваченного на Луне аргона связан с ударными событиями, в результате которых происходило перераспределение ранее накопленных газов из их исходных позиций в газовые полости. Состав захваченного Ar в лунных метеоритах, очевидно, зависит от глубины залегания породы, с увеличением которой концентрация имплантированного Ar уменьшается, также как и влияние поверхностных термальных процессов (солнечного и/или ударного нагрева, ответственных за мобилизацию и перераспределение накопленных компонентов благородных газов).

Высокотемпературные фракции всех изученных образцов, кроме NWA 6888, образуют высокотемпературные возрастные плато с ^{40}Ar – ^{39}Ar возрастами между 3.1 и 4.2 млрд лет, которые типичны для лунных пород и согласуются со временем

ранней метеоритной бомбардировки Луны или морского вулканизма (например, Tera et al., 1974; Turner, 1977; Jessberger, 1982; Ryder, 1990; Bogard, 2005; Michael et al., 2018). Dho 733, образовавшийся на глубине, имеет самый древний возраст (≈ 4.2 млрд лет) в этой серии метеоритов. Кроме того, K–Ar система метеоритов Dho 733, 1442 и NWA 6888 указывает на воздействие молодых событий, произошедших менее 2 млрд лет назад, что также было зафиксировано другими лунными метеоритами (Cohen, 2008; Fernandes, 2009; Fernandes et al., 2009а,б; Joy et al., 2011б), а также стеклами и образцами реголита, доставленными миссиями Аполлон (Zellner et al., 2008, 2009; Barra et al., 2006). Это указывает на важную роль современных термальных процессов, таких как ударные события, в формировании лунного рельефа. В Dho 1442 и NWA 6888 эти события вызвали частичную потерю не только радиогенных изотопов Ar, но и космогенных, накопленных в ходе длительного облучения лунной поверхности галактическими космическими лучами (GCR). Частичная потеря космогенного ^{38}Ar также наблюдается в Dho 025 и менее выражена в SaU 449. Только один метеорит (Dho 733) имеет простую историю облучения, указывающую на короткое время транспортировки на Землю (≈ 0.5 млн лет). Все остальные образцы имеют сложную историю облучения GCR – от нескольких до сотен миллионов лет. Сравнение радиационных возрастов, содержания солнечного аргона и степени частичной потери космогенного и радиогенного аргона позволило сделать вывод, что длительное нахождение вещества на поверхности родительского тела не только способствует накоплению солнечного ^{36}Ar , но также увеличивает вероятность частичной потери как космогенного, так и радиогенного Ar – за счет термального воздействия в результате ударных событий и/или солнечного нагрева. Относительно высокая доля поверхностного материала в лунных метеоритах может объяснить высокое содержание захваченных газов и низкие ^{40}Ar – ^{39}Ar возраста < 2 млрд лет.

Наши новые данные для лунных метеоритов предоставили убедительные доказательства геохронологически значимых возрастов древнее 3.9 млрд лет. Распределение ^{40}Ar – ^{39}Ar возрастов лунных материковых метеоритов, особенно тех, по которым получены надежные данные (наша компиляция), отличается от такового в образцах "Аполлон", среди которых преобладают выбросы из бассейна Моря Дождей (Fernandes et al., 2013; Michael et al., 2018). Это может быть связано с тем, что лунные метеориты обеспечивают более случайный и, следовательно, полный отбор проб лунной поверхности, охватывающий выбросы более древних крупных бассейнов. События древнее времени образования бассейна Моря Дождей также зарегистрированы такими хронометрами как Sm–Nd, U–Pb–Pb и Re–Os (Fischer-Gödde, Becker, 2012; Fernandes et al., 2013; Grange et al., 2009; Norman et al., 2016; Norman, Nemchin, 2014; Hopkins, Mojzsis, 2015; Černok et al., 2021). Кроме того, есть свидетельства образования нескольких ударных бассейнов в период между 3.87 и 4.25 млрд лет назад (Michael et al., 2018). Таким образом, распределение ^{40}Ar – ^{39}Ar возрастов лунных материковых метеоритов поддерживает сценарий длительной бомбардировки (постоянной или эпизодической) в период, по крайней мере, 3.7–4.2 млрд лет назад, закончившейся образованием бассейнов Моря Дождей и Моря Восточное

(Grange et al., 2009; Michael et al., 2018; Fasset et al., 2013; Pfalzner et al., 2015; Hartmann, 2019; Hartmann, Morbidelli, 2020).

Работа выполнена в рамках госзадания ГЕОХИ РАН. Авторы благодарны немецким коллегам М. Трилоффу и Й. Хоппу за предоставление возможности проведения измерений и обсуждение результатов.

ИЗОТОПНЫЕ ПАРАМЕТРЫ (δD , $\delta^{18}O$) ЭСТУАРНЫХ ВОД РЕК ОБЬ И ЕНИСЕЙ

Коссова С.А., Дубинина Е.О., Чижова Ю.Н.

ИГЕМ РАН (sonch_1@rambler.ru)

Изучение процессов опреснения в Арктике является ключом к решению задач, связанных с циркуляцией вод, переносом взвешенных и растворенных веществ, распространением поллютантов и отложением терригенного материала в зоне континентального шельфа (Yamamoto-Kawai et al., 2009; Numellin et al., 2016; Feng et al., 2021). Карское море – сильно опреснённый Арктический бассейн, в который со стоком рек Обь и Енисей поступает четверть всего пресноводного стока в Арктику (Pavlov, Pfirman, 1995). Известно, что изотопные параметры δD и $\delta^{18}O$ речного стока Оби и Енисея сильно различаются, но имеющиеся данные для этих рек малочисленны, и базирующиеся на них оценки (причем в основном для величин $\delta^{18}O$) показывают существенный разброс (Брезгунов и др., 1983; Bauch et al., 2005; Дубинина и др., 2017; McClelland et al., 2023). Цель настоящей работы заключается в анализе методов оценки обобщенных изотопных характеристик (δD , $\delta^{18}O$) вод Оби и Енисея, поступающих в Карское море.

Материал для исследований отобран в 66-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (2016 г) вдоль двух меридиональных разрезов, протянувшихся из речных эстуариев в центр Карского моря более чем на 500 км. Изотопный анализ кислорода выполнен методом изотопного уравнивания в режиме CF-IRMS на масс-спектрометре DELTA V+. Изотопный анализ водорода выполнен методом разложения микрообразцов на горячем хроме в режиме DI IRMS с использованием масс-спектрометра DELTAplus. Точность определяемых величин $\delta^{18}O$ и δD составила 0.05 и ± 0.3 ‰ соответственно. Калибровка полученных данных производилась в международной шкале «VSMOW-VSLAP».

Опреснение в центральной части Карского моря представляет собой двухкомпонентное смешение морских вод Баренцевоморского происхождения с речным стоком (Дубинина и др., 2017), которое описывается линейными зависимостями (Брезгунов и др., 1980; Bauch et al., 2005).

Однако, полученные нами данные в координатах $\delta^{18}O$ –S значительно лучше описывает полином третьей степени, что свидетельствует о присутствии дополнительных пресных вод (атмосферных осадков, талого льда) в составе пресного компонента Карскоморских вод.

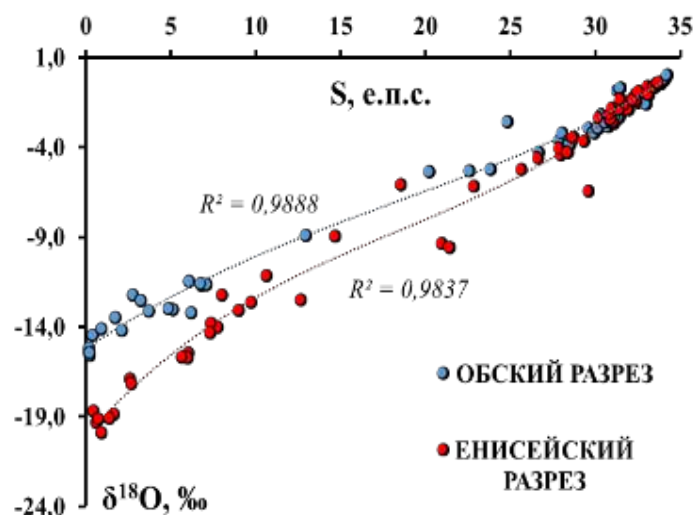


Рисунок 1. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ –S для вод Обского и Енисейского заливов.

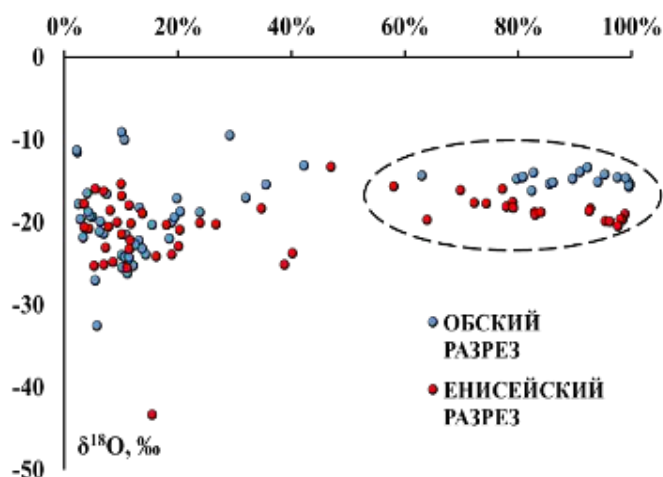


Рисунок 2. Зависимость величин $\delta^{18}\text{O}$ пресного компонента от его содержания в водах Обского и Енисейского разрезов.

Следовательно, оценки изотопных параметров вод Оби и Енисея, выполненные способом простой линейной экстраполяции, не будут отражать реальных изотопных параметров речных вод. Мы провели сравнение различных подходов к оценке изотопных параметров речного стока в Карское море, результаты которого суммированы в табл. 1. Показано, что эффективным критерием отбора образцов для дальнейшей экстраполяции на нулевую соленость является тест на наличие зависимости рассчитанных величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пресном компоненте от его содержания в образце (область, обведенная пунктиром на рис. 2). Экстраполяция данных на нулевую соленость только для данной группы образцов максимально отражает изотопные характеристики реального речного стока Оби и Енисея без вклада посторонних источников опреснения.

Таблица 1. Изотопные параметры речного стока в Карское море

Способ расчета	ОБЬ		ЕНИСЕЙ	
	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰
Линейная экстраполяция на $S=0$	-14.8	-111.5	-18.6	-140.5
Экстраполяция полиномом 3-ей степени на $S=0$	-15.2	-114.0	-20.1	-151.3
Математическое исключение слабо опреснённых вод	-15.0	-112.6	-19.7	-148.8
Географическое исключение слабо опреснённых вод	-15.3	-114.7	-19.5	-146.9
Среднее значение	-15.0	-112.7	-19.5	-146.9

Полученные оценки величин δD , $\delta^{18}\text{O}$ для вод Оби и Енисея характеризуют усредненный речной сток и могут быть эффективно использованы при построении моделей опреснения вод Карского моря. В качестве примера мы провели расчеты смешения вод Оби и Енисея при формировании Обско-Енисейского речного плюма, распространяющегося в северном и северо-восточном направлении по поверхности Карского моря (Osadchiev et al., 2017). Используя четко установленные изотопные параметры речных вод, мы установили, что воды реки Обь доминируют в составе общего речного плюма даже в восточной части Карского моря, а в районе изученного Енисейского разреза речной плюм состоит на 70 % из Обской и 30 % из Енисейской воды.

Литература

- Брезгунов В.С., Дебольский В.К., Мордасов М.А. и др. (1980) // Водные ресурсы. № 2. С. 101–105.
- Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. и др. (2017) // Океанология. Т. 57. № 1. С. 38–48.
- Bauch D., Erlenkeuser H., Andersen N. (2005) // Glob. Planet. Change. V. 48. Iss. 1–3. P. 165–174.
- Feng D., Gleason C.J., Lin P. et al. (2021) // Nat. Commun. V. 12. 6917.
- McClelland J.W., Tank S.E., Spencer R.G.M. et al. (2023). Arctic Great Rivers Observatory. Water Quality Dataset, Version 20231403. <https://www.arcticgreatrivers.org/data>
- Nummelin A., Ilicak M., Li C. et al. (2015) // J. Geophys. Res. Oceans. V. 121. Iss. 1. P. 617–637.
- Osadchiev A.A., Izhitsky A.S., Zavialov P.O. et al. (2017) // J. Geophys. Res. Oceans. V. 122. Iss. 7. P. 5916–5935.
- Pavlov V.K., Pfirman S.L. (1995) // Deep Sea Res. Part II. Top. Stud. Oceanogr. V. 42. Iss. 6. P. 1369–1390.
- Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C. et al. (2009) // J. Geophys. Res. Oceans. V. 114. Iss. C1. C00A05.

РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ ПЛУТОНИЯ ($^{239,238}\text{Pu}$ И ^{240}Pu) ТЕХНОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОСЛЕ АВАРИИ НА ЧЕРНОБЫЛЬСКОЙ АЭС В «САЛУДЖА» [SALUGGIA] В СЕВЕРНОЙ ИТАЛИИ НЕ ОБНАРУЖЕНЫ

Коста-Белобржецкая Л.Н.

ИБС РАН (*larbelkosta@yandex.ru*)

На севере Италии находится один из важных исследовательских центров «Салуджа» [SALUGGIA], который был основан в 1963 г. Открытие центра связано со строительством объекта по производству ядерного топлива: «EUREX» (ныне входит в SOGIN) Национального Агентства Новых технологий, энергетики и устойчивого экономического развития (ENEA), целью которого было промышленное продвижение мирного использования атомной энергии. Строительство промышленного объекта EUREX было реализовано с 1965 по 1968 гг., реактор вступил в эксплуатацию в октябре 1970 г. Однако, в середине 1980-х гг. деятельность по переработке ядерного топлива была приостановлена. Постепенно производство ядерного топлива было сокращено и некоторые объекты демонтированы. Радиоактивные отходы были законсервированы. В настоящее время центр «Салуджа» занимается важной научно-исследовательской деятельностью в области радиационной безопасности и защиты окружающей среды и живых организмов от радиационных излучений. В центре исследуются образцы методами: α -спектрометрического анализа (^{239}Pu , ^{235}U , ^{238}U и др.), γ -спектрометрией (^{137}Cs , ^7Be , ^{234}Th , ^{40}K и др.) и обнаружение β -излучающих изотопов (^{90}Sr , Tritium и др.) с помощью химико-аналитического деления т.д.

Основными объектами исследования были выбраны изотопы плутония ($^{239,238}\text{Pu}$ и ^{240}Pu). Известно около 20 изотопов плутония, и все они радиоактивны. Самый долгоживущий изотоп из всех трансурановых элементов ^{244}Pu с периодом полураспада $T_{1/2} = 80.8$ млн. лет. Особо важными для ^{244}Pu являются дочерний нуклид ^{240}Pu ($T_{1/2} = 6564(11)$ лет) и ^{239}Pu ($T_{1/2} = 24110$ лет), ^{238}Pu ($T_{1/2} = 87.7$ года). В урановых рудах в результате захвата нейтронов ядрами ^{238}U образуется ^{239}U , который испытывает β -распад в ^{239}Np . В результате последующего этапа β -распада возникает природный ^{239}Pu . Нахождение плутония в природе и разрабатываемые природные рудники, например, известно, что следовые количества ^{239}Pu (триллионная доля), были обнаружены в урановых рудах в природном ядерном реакторе в Окло, Габон (Африка). С 2014 г. в Канаде ведется разработка плутония в урановых рудах в шахте Сигар Лейк (Cigar Lake Mine) и составляет от 2.4×10^{-12} до 44×10^{-12} . Это крупнейший природный урановый рудник с высоким содержанием урана (вероятные запасы Сигар-Лейк составляет 75100 т.; при среднем содержании 15.9 % оксида триурана (U_3O_8). Как следствие редкого двойного бета-распада ^{238}U (явление открыто в 1991 г.), критически малых количеств в природе и по др. причинам, связанным с загрязнением окружающей среды и облучением живых организмов, добыча природного плутония нецелесообразна. Плутоний получают синтетическим способом из природного изотопа ^{238}U с научно-экспериментальной целью и практической задачей по производству ядерной энергии. Мониторинг и результаты измерений

изотопов плутония, урана, стронция, цезия др. являются важными маркерами техногенных загрязнений, при этом особый интерес вызывает изучение загрязнений окружающей среды изотопами плутония, учитывая ужасающие последствия от испытаний «оружейного плутония», так и вследствие техногенных катастроф на АЭС, например, авария на Чернобыльской Атомной Электростанции от 26 апреля 1986 г. Результаты измерений образцов, исследованных в центре «Салуджа», для изотопов $^{240,239,238}\text{Pu}$ приведены в табл. 1 за период с 1981 по 1995 г.

Важный вывод по результатам измерений средних концентраций является то, что изотопов плутония в окружающей среде на территории Пьемонте в северной части Италии после Чернобыльской аварии 4-блока АЭС не обнаружено. Радиоактивное облако (1.6×10^{-3} согласно IAEA report, 1986), которое достигло Италии в первые дни мая 1986 г. и измерения образцов из окружающей атмосферной среды характеризуются содержанием $^{238,239,240}\text{Pu/Cs}$ (4.8×10^{-5} и 2.4×10^{-7} соответственно) равными по своим значениям после выброса радиации и «майским» пробам (Spezzano, Giacomelli, 1990).

Таблица 1. Средние концентрации $^{240,239,238}\text{Pu}$ для образцов, собранных и исследованных в «Салуджа» за период с 1981 по 1995 гг.

Год	Вода питьевая $^{239,240}\text{Pu}$, Bq/l	Сточная вода $^{239,240}\text{Pu}$, Bq/l	Речная вода $^{239,240}\text{Pu}$, Bq/l	Почва радиоактивное загрязнение почвы $^{239,240}\text{Pu}$ ^{238}Pu , , Bq/kg Bq/kg		Осадок (нанос) Донные отложения $^{239,240}\text{Pu}$, ^{238}Pu , Bq/kg Bq/kg	
				$^{239,240}\text{Pu}$	^{238}Pu	$^{239,240}\text{Pu}$	^{238}Pu
1981	$<2.6 \times 10^{-3}$	$<2.6 \times 10^{-3}$	$<2.6 \times 10^{-4}$	0.29	0.15	0.41	0.043
1982	$<2.2 \times 10^{-5}$	$<1.8 \times 10^{-4}$	$<2.2 \times 10^{-4}$	0.04	0.0092	—	0.009
1983	$<2.2 \times 10^{-5}$	$<1.8 \times 10^{-4}$	$<3.7 \times 10^{-5}$	0.16	0.25	0.17	0.048
1984	$<1.8 \times 10^{-5}$	$<1.8 \times 10^{-5}$	2.2×10^{-5}	0.071	0.0086	0.06	0.026
1985	$<2.5 \times 10^{-5}$	$<2.0 \times 10^{-5}$	2.1×10^{-5}	0.14	0.23	0.10	0.048
1987	$<5.3 \times 10^{-5}$	$<6.9 \times 10^{-5}$	$<1.7 \times 10^{-5}$	0.0064	—	0.008	—
1988	$<5.0 \times 10^{-5}$	$<7.0 \times 10^{-5}$	$<2.0 \times 10^{-5}$	0.17	—	0.084	0.017
1989	$<4.6 \times 10^{-5}$	$<7.3 \times 10^{-5}$	—	0.024	—	0.003	—
1990	$<3.5 \times 10^{-5}$	$<8.1 \times 10^{-5}$	—	0.23	—	0.94	0.040
1991	$<2.9 \times 10^{-5}$	$<5.3 \times 10^{-5}$	—	0.12	—	0.008	—
1992	$<2.2 \times 10^{-5}$	$<1.7 \times 10^{-5}$	$<7.0 \times 10^{-6}$	0.13	—	0.048	0.019
1993	$<2.2 \times 10^{-5}$	$<1.3 \times 10^{-5}$	$<9.6 \times 10^{-5}$	<0.0064	—	<0.0058	—
1994	$<2.8 \times 10^{-5}$	$<1.4 \times 10^{-5}$	$<9.8 \times 10^{-5}$	0.12	—	0.071	0.025
1995	$<4.2 \times 10^{-5}$	$<3.6 \times 10^{-5}$	$<9.8 \times 10^{-5}$	<0.0062	—	<0.0028	—

Полученные результаты в центре «Салуджа» свидетельствуют об отсутствии обнаружения следов техногенного радиоактивного загрязнения изотопами плутония, по крайней мере, на севере Италии вследствие техногенной катастрофы на Чернобыльской АЭС. В настоящее время решение проблемы хранения твердых и др. радиоактивных отходов в Италии по причине опасных природных катаклизмов и техногенных загрязнений окружающей среды сохраняет свой приоритет.

Литература

Кашкаров Л.Л., Минь Н.Ч., Тханг К.Ш. и др. (2013) // XX Симпозиум по геохимии изотопов, 12–14 ноября 2013 г., Москва, Тезисы докладов. С. 171–174.

Belobrzecka L.N., Fumagalli M., De Lucchi G. et al. (2006) // Международная Конференция «Чернобыль 20 лет спустя», 19–21 апреля 2006 г. Минск-Гомель, Беларусь. Сборник тезисов. С. 5.

Cave-Bondi G., Clemente G.F., Mancini L. et al. Report ENEA Salluggia: La contaminazione da Plutonio nella dieta e nella popolazione italiana. Roma, Italy, 1983. 77 p.

Spezzano P. Report ENEA Salluggia: Esperienza effettuata presso centro ricerca Saluggia dell'Enea nella determinazione di Plutonio in campioni biologici ed ambientali. Roma, Italy, 1997. P. 50–58.

ХОНДРИТОВАЯ МОДЕЛЬ Sm-Nd ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ МАНТИИ ЗЕМЛИ: ИСХОДНАЯ ИДЕЯ, РАЗВИТИЕ, ПРОБЛЕМЫ

Костицын Ю.А.

ГЕОХИ РАН (kostitsyn@geokhi.ru)

Прошло 20 лет с тех пор, как мною была обоснована идея о нехондритовом составе мантии в Sm–Nd и Lu–Hf изотопных системах. За прошедшее время аргументы, лежащие в основе этой гипотезы (Костицын, 2004), не встретили никаких возражений, но и научным сообществом она, строго говоря, не принята, что вынуждает вновь вернуться к этому вопросу.

Вслед за классической работой ДеПаоло и Вассербурга (1976) в геохимии принимается, что Sm–Nd система примитивной мантии Земли отвечает хондритовому однородному резервуару (CHUR) с современными значениями $Sm/Nd = 0.325$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$. С вовлечением в геохимический обиход Lu–Hf изотопной системы были найдены аналогичные параметры и для неё. По современным данным для CHUR и примитивной мантии принимается $Lu/Hf = 0.238$ и $^{176}Hf/^{177}Hf = 0.282785$ (Bouvier et al., 2008). Для Rb–Sr и U–Pb изотопных систем такого соответствия между составом мантии и хондритами не наблюдается, что объясняется высокой летучестью свинца и рублидия в сравнении с ураном и стронцием, и частичной потерей летучих в ходе аккреции.

Предположение о соответствии примитивной мантии хондритам, хоть и общепринято, никогда не было строго доказано. Более того, более поздние исследования пород мантийного происхождения (великая дайка Родезии и базальт формации Коламбия Ривер), которые послужили ДеПаоло и Вассербургу для обоснования хондритовой модели мантии Земли (см. рис. 1), демонстрируют широчайшую изотопную гетерогенность – классикам просто «повезло» с первыми образцами. Два других образца из этой работы – метаморфические породы гранодиоритового состава и, как мы теперь понимаем, не могут характеризовать изотопный состав мантийного источника. Таким образом, предположение о том, что мантия Земли в Sm–Nd системе отвечает хондритовому однородному резервуару, основано на двух образцах, случайно попавших на линию эволюции CHUR.

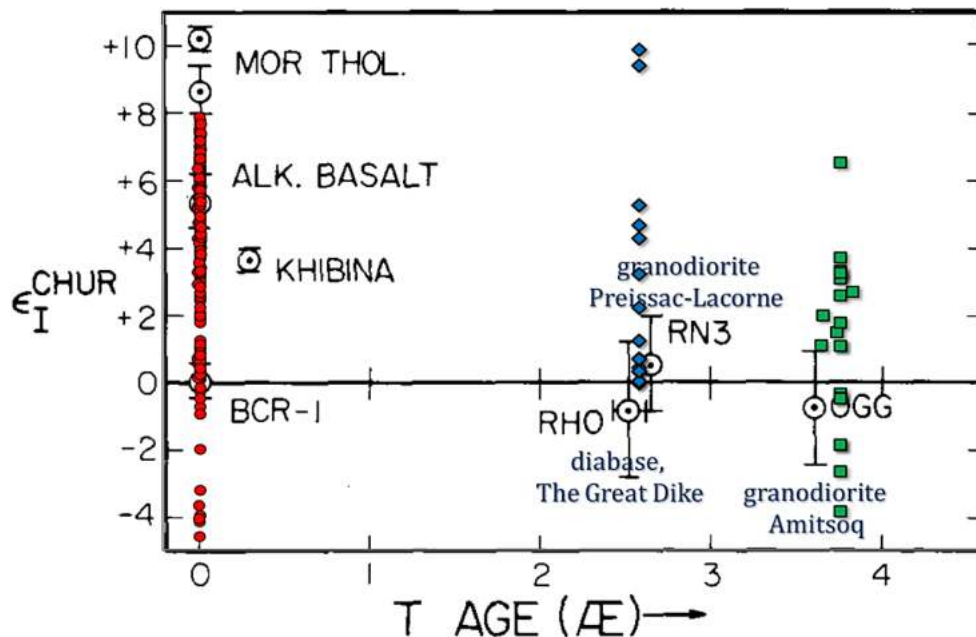


Рисунок 1. Зависимость начального изотопного отношения неодаима, $\epsilon_{Nd}(T)$ от возраста образцов, на основе которых была предложена хондритовая модель состава мантии Земли (DePaolo, Wasserburg, 1976). Диаграмма дополнена более поздними данными для базальтов Columbia River (Carlson, 1984; Hooper, Hawkesworth, 1993 и др.) – кружки, Великой Дайки Родезии (Oberthür, 2002) – ромбы и гнейсам Амитока (Moorbath, 1997) – квадраты. Диапазон вариаций $\epsilon_{Nd}(T)$ для базальтов Columbia River составляет от -17.7 до $+8.0$ и не полностью поместился на диаграмме.

Массовое накопление изотопных данных для пород мантийного происхождения породило множество противоречий, для объяснения которых предлагаются различные модели, в свою очередь столь же противоречивые:

Так наиболее продуктивным источником расплавов на Земле оказывается обеднённая мантия с $\epsilon_{Nd}(T) > 0$, по крайней мере однажды уже лишённая такой способности, согласно хондритовой модели.

Примитивная, т.е. не истощённая мантия с $\epsilon_{Nd}(T) = 0$, напротив, не проявляет себя систематически какими-либо породами гомогенного изотопного состава. Мир геохимиков молчаливо признаёт это обстоятельство, давно уже используя для оценок модельного возраста мантийного субстрата пород $T^{Nd}(DM)$, а не $T^{Nd}(CHUR)$. Согласно хондритовой модели доля примитивной мантии должна быть три-четыре раза больше, чем обеднённой, однако признаков существования этого потенциально огромного неистощённого источника магматизма мы не видим.

Базальты, образованные при высоких степенях плавления перидотитового источника (напр., толеиты) должны иметь Sm/Nd отношения близкие к таковым в их источнике, т.к. коэффициенты распределения Sm и Nd при частичном плавлении перидотитов различаются не более чем на 10–15 % (Shimizu, 1980). Однако на Земле отсутствуют какие-либо группы магматических пород, одновременно имеющие и изотопный состав неодаима и Sm/Nd отношения близкие к $CHUR$.

Щелочные базальты континентов и океанов, обогащённые некогерентными элементами, оказываются в большинстве своём продуктами обеднённой мантии.

Это противоречие приходится каждый раз оправдывать повсеместным мантийным метасоматозом, который якобы привносит в область их источника нужные элементы непосредственно перед плавлением, но не нарушает магматических соотношений между элементами-примесями.

В рамках геохимических построений, основанных на модели CHUR, крайне противоречивым оказывается происхождение базальтов HIMU. Их источник является обогащённым в U–Pb системе, но в Sr–Nd изотопной систематике он обеднённый. Это невозможно объяснить.

Масс-балансовые модельные расчёты для Sm–Nd изотопной системы коры и мантии заставляют ограничивать долю обеднённой мантии до 1/4–1/5 от её общей массы. Только в этом случае Sm/Nd отношение в обеднённой мантии могло измениться за счёт экстракции коры достаточно, чтобы обеспечить наблюдаемую сегодня разницу изотопных отношений неодима между DM и CHUR в 8–12 единиц ϵ_{Nd} . Поэтому существующие геохимические модели, основанные на CHUR, ограничивают объём, из которого происходила экстракция коры, только глубиной верхней мантии (660 км). Но тогда элементный баланс между корой и мантией для Rb–Sr и U–Pb систем катастрофически не сходится, т.к. рубидия, свинца и урана в верхней мантии не хватило бы для формирования континентальной коры даже при абсолютно полном их выносе. Чтобы согласовать концентрации Rb, Pb, U и ряда других элементов между корой, примитивной мантией и обеднённой мантией, необходимо предполагать, что вещество для формирования коры поставляла вся мантия, а не только верхняя её часть. Но в этом случае разница в изотопном отношении неодима между примитивной и обеднённой мантией не должен превышать 1.5–2 ϵ_{Nd} .

Наиболее компактной в отношении изотопного состава многих элементов и при этом глобально распространённой группой пород на Земле являются базальты срединно-океанических хребтов (MORB), среди которых породы с наиболее высокими значениями ϵ_{Nd} (10–11 и выше), по-видимому, происходят из обеднённых мантийных источников, тогда как неодим примитивной мантии имеет изотопный состав около +9 ϵ_{Nd} . Если первичный изотопный состав мантии Земли отвечал хондритам, то указанные современные изотопные отношения могли возникнуть при Sm/Nd = 0.350 в примитивной мантии.

Исследования изотопной системы ^{146}Sm – ^{142}Nd (Boyet, Carlson, 2005 и др.) показали, что существует небольшое, но измеримое различие в изотопном отношении $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ между хондритами и земными породами, и величина этого сдвига (0.2 ϵ_{Nd}) в точности согласуется с различиями Sm/Nd отношений хондритов (0.325) и земной мантии (0.350).

Известная согласованность между различными изотопными системами в породах мантийного происхождения позволяет сделать следующие выводы.

Примитивная мантия Земли имеет следующие современные элементные и изотопные отношения: Sm/Nd = 0.350 и $\epsilon_{Nd} = +9$, откуда следует, что Rb/Sr = 0.020 и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7028$, $\epsilon_{Sr} = -24$; Lu/Hf = 0.268 и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28318$, $\epsilon_{Hf} = +14$; (La/Lu)_n = 0.68; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.37$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.494$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.97$. Источники щелочных, а также HIMU базальтов обогащены некогерентными элементами, имеют повышенные La/Lu (пониженные Sm/Nd) отношения в сравнении с этой примитивной мантией, что снимает отмеченные выше

противоречия. Изменение Sm/Nd, Lu/Hf и Rb/Sr в мантии за счёт экстракции материала земной коры на протяжении всей истории Земли могло оказать лишь незначительное влияние на вариации изотопного состава Nd, Hf, Sr в современных мантийных породах в сравнении с наблюдаемой их изотопной гетерогенностью.

Работа выполнена в рамках госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература

- Костицын Ю.А. (2004) // *Петрология*. Т. 12. № 5. С. 451–466.
Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 273. Iss. 1–2. P. 48–57.
Boyet M., Carlson R.W. (2005) // *Science*. V. 309. Iss. 5734. P. 576–581.
Carlson R.W. (1984) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 48. Iss. 11. P. 2357–2372.
DePaolo D.J., Wasserburg G.J. (1976) // *Geophys. Res. Lett.* V. 3. Iss. 5. P. 249–252.
Hooper P.R., Hawkesworth C.J. (1993) // *J. Petrol.* V. 34. Iss. 6. P. 1203–1246.
Moorbath S., Whitehouse M.J., Kamber B.S. (1997) // *Chem. Geol.* V. 135. Iss. 3–4. P. 213–231.
Oberthür T., Davis D.W., Blenkinsop T.G. et al. (2002) // *Precambrian Res.* V. 113. Iss. 3–4. P. 293–305.
Shimizu H. (1980) // *Geochem. J.* V. 14. No 4. P. 185–202.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД НОРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

Костицын Ю.А., Криволуцкая Н.А., Сомсикова А.В., Аносова М.О.,
Цховребова А.Р.

ГЕОХИ РАН (kostitsyn@geokhi.ru)

В докладе обобщены ранее опубликованные и вновь полученные изотопно-геохимические данные (Sr–Nd–Pb–S, главные и примесные элементы) для магматических пород Норильского региона, включая промышленные Cu–Ni–PGE рудоносные гиганты Норильск-1, Талнах, Хараелах, непромышленные рудоносные (Черногорский, Зуб, Вологочанский, Южноясинский, Имангдинский и Норильск-II), безрудные, а также вулканогенные свиты пермo-триасового возраста. Полный список литературных источников будет представлен в докладе. По ряду геохимических параметров рудоносные породы существенно отличаются от безрудных и слабо-рудоносных. Наиболее яркие различия наблюдаются в соотношениях лантаноидов, изотопном составе неодима (см. рис. 1), который для 139 образцов пород рудоносных тел колеблется в очень узком диапазоне, $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.0 \pm 1.0$ (2σ), тогда как для безрудных интрузивных пород $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьирует в широком диапазоне от -12.3 до $+4.7$. Столь же широки вариации изотопного состава неодима и в вулканитах.

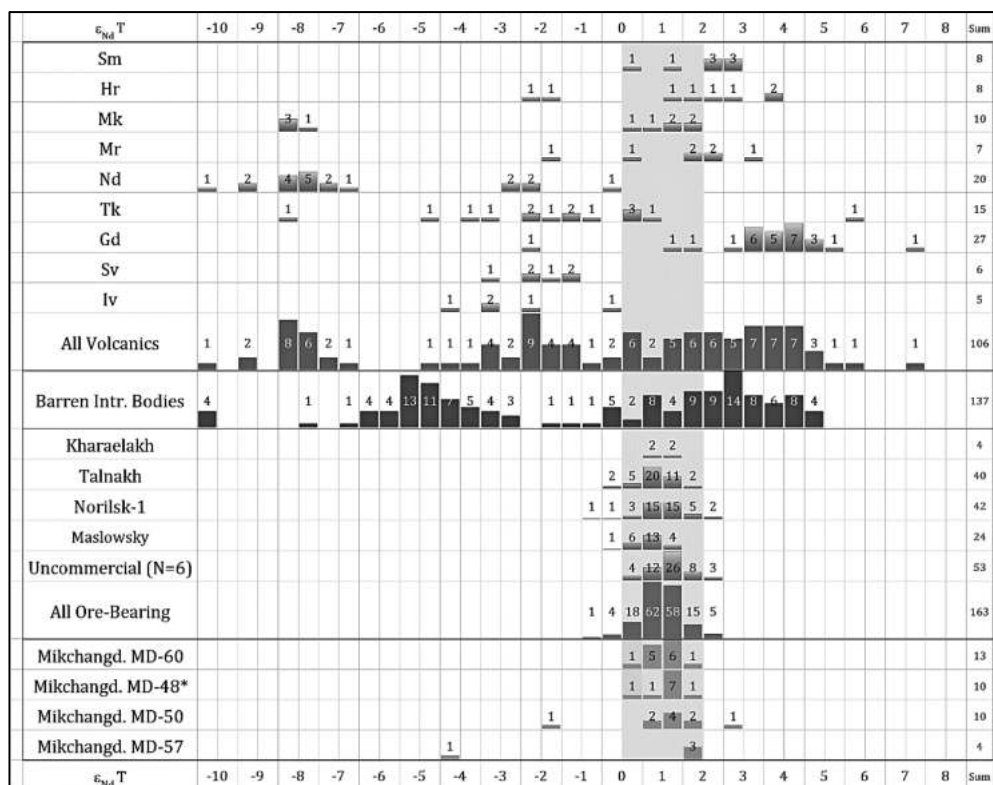


Рисунок 1. Гистограммы $\epsilon_{Nd}(T)$ для интрузивных и вулканогенных пород Норильского региона.

Впервые особенности изотопного состава неодима в промышленно рудоносных породах Норильского региона обнаружил, по-видимому, Пушкарёв Ю.Д. с коллегами (Petrov et al., 2007).

Мы провели изотопно-геохимические исследования ряда интрузивных тел Норильского региона, которые потенциально могут представлять поисковый интерес в отношении их рудоносности. Изучены интрузивные породы Микчангдинской площади, вскрытые скважинами MD-50, Md-57, MD-48 и MD-60, Южно-Масловского (скв. ОМ-4) и Северо-Масловского (скв. ОМ-24) интрузивных тел. Изотопные отношения неодима в породах последних четырёх интрузивных тел попадают в «рудоносный» интервал $\epsilon_{Nd}(T) = +1.0 \pm 1.0$, установленный для промышленных гигантов и непромышленных рудоносных интрузивов. Мы полагаем, что эти тела заслуживают пристального изучения в отношении их рудоносности. Скважины Md-50 и MD-57 пересекли интрузивные тела, в которых вариации изотопных отношений неодима отчасти выходят за пределы указанного диапазона.

Изотопные отношения стронция, свинца и серы также демонстрируют систематические различия для рудоносных и нерудоносных пород, хотя и менее выразительные. Также в породах рудоносных интрузивов очень компактны парные отношения редкоземельных элементов и, в частности, La/Lu отношения в сравнении с нерудоносными интрузивными породами и вулканитами. В магматических породах Норильского региона наблюдаются ярко выраженные парные корреляции между литофильными элементами с одной стороны (Th, Zr, U, Ta) и рудными (Cu, Ni, PGE а также S) – с другой, причём характер этих корреляций подразумевает их возникновение в некоем рэлеевском процессе типа фракционной кристаллизации.

В докладе обсуждаются причины широких вариаций изотопных отношений Sr–Nd–Pb–S в безрудных и слабо-рудных магматических породах, а также причины изотопно-геохимических различий между рудоносными и нерудоносными магматическими породами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта Российской Федерации в лице Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 (соглашение 075-15-2020-802).

Литература

Petrov O.V., Malitch K.N., Pushkarev Y.D. et al. (2007) Geochim. Cosmochim. Acta. V. 71. Iss. 15S. A782.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ГАММА-ИЗЛУЧАЮЩИХ ИЗОТОПОВ В ПОЙМЕННЫХ ПОЧВАХ ВРЕМЕННЫХ КАНАЛОВ БАЛЧУГОВСКОЙ ПРОТОКИ РЕКИ ЕНИСЕЙ

Кропачева М.Ю., Репина А.В.

ИГМ СО РАН (marya@igm.nsc.ru)

Приведены первые данные о формах нахождения четырех гамма-излучающих изотопов (^{137}Cs , ^{152}Eu , ^{154}Eu , ^{60}Co) в пробах почв и ризосферы Балчуговской протоки, находящейся в правобережной части русла реки Енисей в ближней зоне влияния Красноярского ГХК.

Распределение изотопов на этом участке русла коррелировало с изменением параметров гидрологического режима и режима осадконакопления в 1960–1990-х годах, в частности, после постройки Красноярской ГЭС в 1967 г. (Linnik et al. 2005; Korobova et al., 2016). Особенностью биогеоценоза является продолжающееся поступление искусственных изотопов через гидросферу (НПО «Тайфун», 2004–2022).

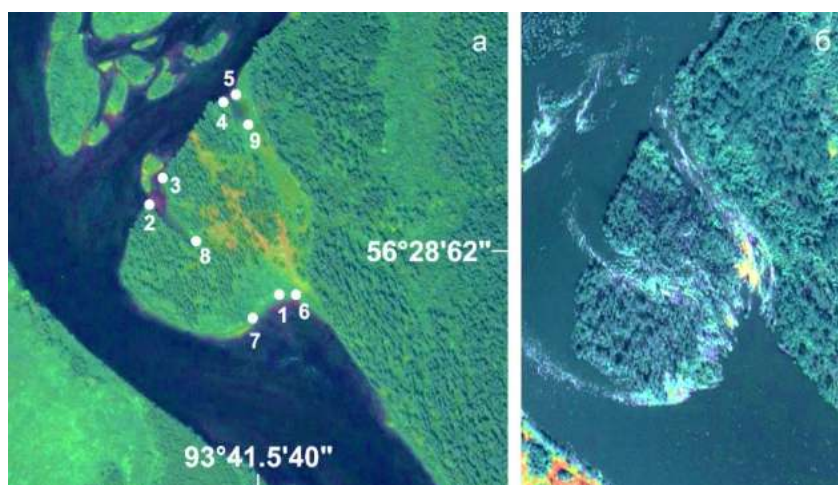


Рисунок 1. Балчуговская протока: а) схема пробобора; б) то же место в высокий паводок.

Пробы были отобраны в 2019 году в девяти точках (рис. 1), разделение почвы и ризосферы проводилось по (Kropatcheva et al., 2012). При химическом фракционировании выделены 5 фракций: обменная, карбонатная, оксиды и гидроксиды Fe и Mn, органическая и нерастворимый остаток (Semizhon et al., 2010). Измерения проводились на планарном HPGe ППД (производство ИФТП, г. Дубна, разрешение по линии 59.54 кэВ (^{241}Am) – 420 эВ) в комплекте с многоканальным анализатором АЦП-8К-2 и программным комплексом ANGAMMA («АСПЕКТ», г. Дубна). Время измерения образца подбиралось так, чтобы погрешность определения фотопика не превышала 5 %.

Полученные данные представлены на рис. 2. Левые стороны выходов временных каналов более схожи, чем правые стороны. Нижний выход характеризуется значительно более высокими валовыми удельными активностями изотопов, чем верхний. Распределение изотопов в почвах и ризосферах в боковых точках выходов временных каналов схожи. Изотопы в этих точках связаны в наименее подвижных фракциях – в органической и в нерастворимом остатке, в подвижной обменной фракции присутствует только ^{137}Cs (до 20 %). Более низкие содержания или отсутствие обменных форм изотопов в ризосфере по сравнению с валовой почвой может быть следствием поглощения этих форм корнями растений.

Распределение форм изотопа ^{154}Eu в почве и ризосфере центральных участков выходов временных каналов (точки 8 и 9) значительно отличается. В верхнем выходе присутствует значительная доля карбонатов (24–34 %), в нижнем – оксидов и гидроксидов (30 %). Очевидно, на правой стороне входа во временный канал (точка 6) складываются благоприятные условия для накопления взвесей даже при высоких паводках, на что указывает распределение форм изотопа ^{154}Eu . В почве изотоп в равных долях присутствует в обменной и карбонатной фракциях, в ризосфере – в обменной, в оксидах и гидроксидах Fe и Mn, а также в органической. Наличие подвижных форм изотопов Eu в этих трех точках обуславливается отсутствием двух процессов, характерных для других точек и изотопов: 1) не происходит вымывание подвижных форм изотопа при низком паводке; 2) изотопы Eu не поглощаются растениями (Kropatcheva et al., 2012).

Отсутствие ^{60}Co во фракциях почвы или ризосферы при наличии его валовых активностей указывает на то, что валовые активности измерены для активной частицы, которая не попала в навеску для фракционирования.

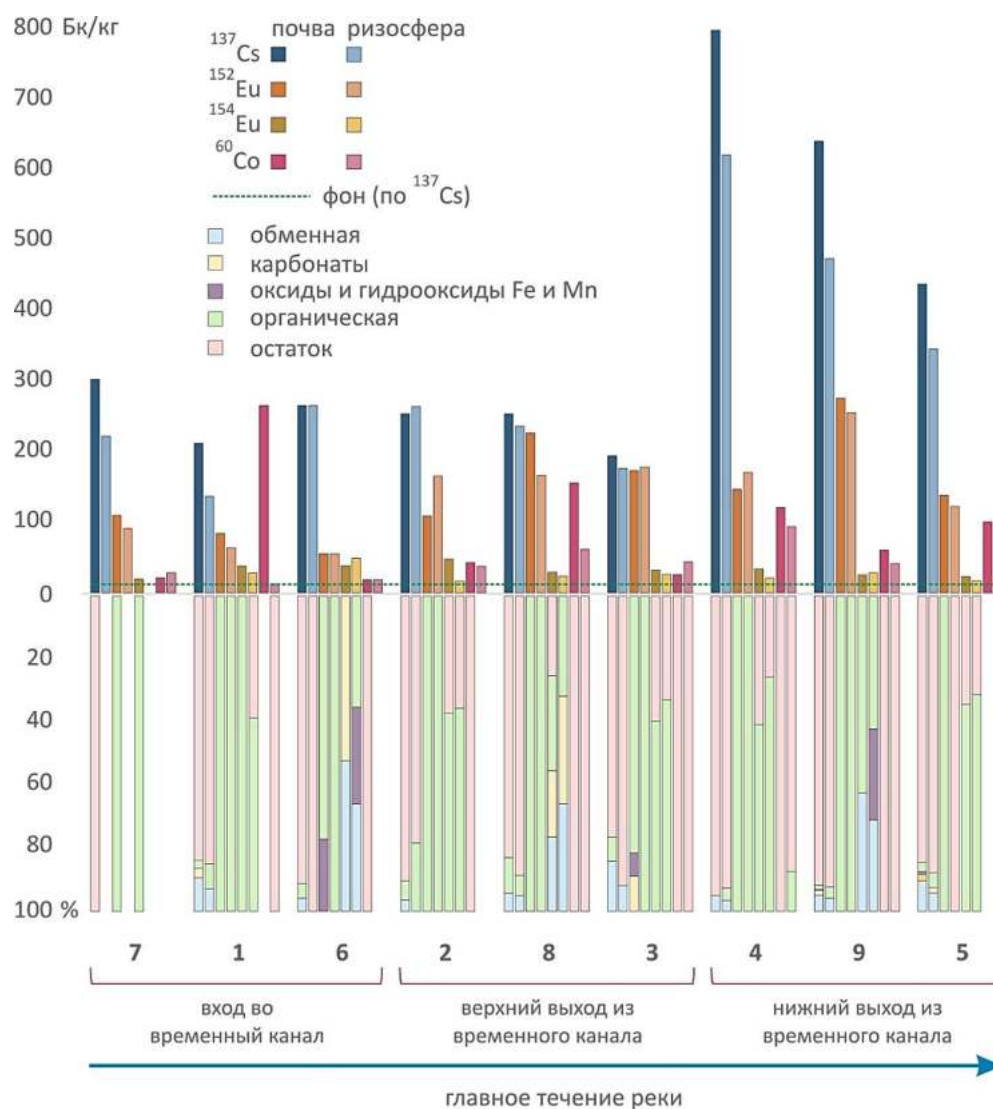


Рисунок 2. Удельные активности и формы нахождения изотопов в почве и ризосфере Балчуговской протоки.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 23-27-00364. Аналитические исследования выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Литература

НПО «Тайфун». Радиационная обстановка на территории России и сопредельных государств в 2004-2022 годах. Ежегодники.

Korobova E.M., Linnik V.G., Brown J. (2016) // J. Soils Sediments. V. 16. Iss. 4. P. 1279–1287.

Kropatcheva M.Yu., Chuguevsky A.V., Melgunov M.S. (2012) // J. Environ. Radioact. V. 106. P. 58–64.

Linnik V.G., Brown J.E., Dowdall M. et al. (2005) // Sci. Total Environ. V. 339. Iss. 1–3. P. 233–251.

Semizhon T. Rollin S., Spasova Ya. et al. (2010) // J. Environ. Radioact. V. 101. Iss. 5. P. 385–402.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ В РУДАХ МЕДНОПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЛМЫЖ

Кряжев С.Г.¹, Соловьев С.Г.², Васюков В.Е.¹, Шумилин Д.А.¹

¹ЦНИГРИ (S34@mail.ru); ²ИГЕМ РАН

Малмыжское Au–Cu-порфировое месторождение является крупнейшим на востоке России (>10 млн. т. Cu-экв.). Оно привлекает значительный интерес, поскольку открытие такого масштаба подтверждает порфирово-медный потенциал обширного региона нашей страны, а в более широком смысле – Северо-западной части Тихого океана. Определение условий формирования данного месторождения важно для создания геолого-генетической модели аналогичных рудных объектов и проведения в регионе целенаправленных прогнозно-поисковых работ.

Месторождение локализовано в раннемеловых терригенных породах и связано с небольшими гипабиссальными интрузивами преимущественно диорит-тоналит-гранодиоритового состава, U–Pb возраст которых составляет 99–96 млн. лет (Буханова, 2018; Шумилин и др., 2020; Петров и др., 2020). Интрузивные породы характеризуются преимущественно низкой до умеренной щелочнометальностью, соответствующей известково-щелочным разностям, являются метаглиноземистыми и принадлежат к магнетитовой серии. Геохимические признаки указывают на формирование рудоносных интрузивных фаз на постколлизиионной стадии после прекращения активной субдукции (Soloviev et al., 2019). Оруденение представлено густыми штокверками разновременных прожилков, сложенных кварцем, магнетитом, борнитом, халькопиритом, пиритом и сопряженных с ареалами развития кварц-калийшпатовых метасоматитов, пропилитов и филлизитов. Наиболее продуктивная золото-медная минерализация сформировалась на завершающей стадии пропилитовых изменений и начальной стадии развития кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов) в интервале температур 380–250 °C.

С целью определения источников рудного вещества авторами изучен изотопный состав серы сульфидов Малмыжского месторождения. Образцы отобраны на различных участках рудного поля и характеризуют рудоносную площадь размерами 4×8 км. Анализы выполнены в ЦНИГРИ Кряжевым С.Г. по методике (Устинов, Гриненко, 1965). Серу сульфидов переводили в SO₂ посредством реакции с CuO при 800 °C в вакууме с последующей криогенной очисткой газа и анализом изотопного состава серы на масс-спектрометре MI-1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту CDT. В качестве эталонов использованы лабораторный стандартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с $\delta^{34}\text{S} = +0.7\text{‰}$ и стандартный образец сфалерита NBS-123 с $\delta^{34}\text{S} = +17.3\text{‰}$. Точность измерений составила $\pm 0.2\text{‰}$. Полученные результаты представлены в табл. 1.

Установлено, что сера сульфидов в рудах месторождения Малмыж изотопно-гомогенна и существенно обогащена тяжелым изотопом S³⁴ ($\delta^{34}\text{S} = +4.8 \pm 0.3\text{‰}$). Данный факт указывает на генетическую связь полистадийного оруденения, проявленного на значительной площади, с единым магматическим источником.

При этом высокое значение $\delta^{34}\text{S}$ свидетельствует о контаминации рудогенерирующего очага веществом континентальной коры (Гриненко, Гриненко, 1974; Омото, Рай, 1982).

На рисунке приведены данные по изотопному составу сульфидной серы 70 разновозрастных месторождений меднопорфирового типа (Cu, Au-Cu, Mo-Cu), расположенных в различных сегментах Тихоокеанского кольца и Урало-Монгольского пояса (Гриненко, Гриненко, 1974; Deyell, 2005; Wilson et al., 2007; Омото, Рай, 1982; Грабежев и др., 1989; Андреев и др., 2021; и др.). Каждый прямоугольник отвечает среднему для одного месторождения значению $\delta^{34}\text{S}$.

Таблица 1. Изотопный состав серы сульфидов месторождения Малмыж.

№ образца	Участок	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ‰
Прожилково-вкрапленная минерализация в пропилитах			
Скв.75-350.2 м	Биха	Халькопирит	+4.8
Скв.75-368.5 м		Халькопирит	+4.8
Скв.130-56.5 м	Долина	Пирит +халькопирит	+4.9
Скв.130-370.4 м		Халькопирит	+4.7
Скв.41-138 м	Центральный	Пирит	+5.1
Скв.41-630 м		Халькопирит	+4.0
Скв.69-111 м	Судьба	Борнит+халькопирит	+5.1
Скв.69-264 м		Халькопирит	+5.1
Скв.110-490 м	Свобода	Халькопирит	+4.5
Прожилки в филлизитах			
Скв.114-169 м	Долина	Пирит	+3.8
Скв.114-461.2 м		Пирит	+2.8
Скв.111-344 м		Пирит	+4.5
Скв.89-490 м		Пирит	+4.8

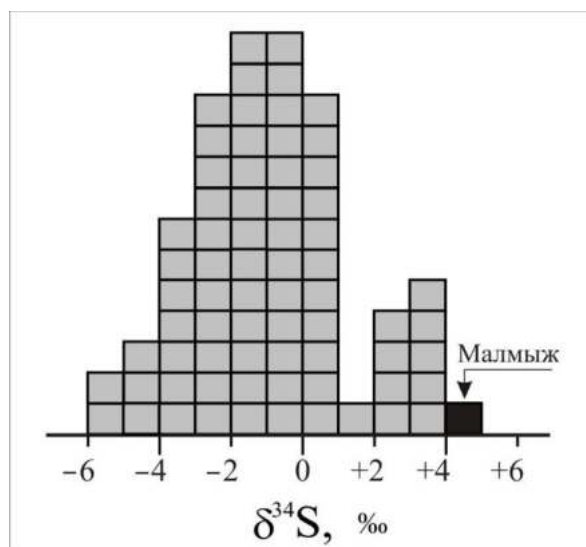


Рисунок 1. Изотопный состав серы сульфидов меднопорфировых месторождений Мира.

Как видно, преобладающая часть меднопорфировых месторождений характеризуется весьма узким интервалом значений $\delta^{34}\text{S}$ (-1 ± 2 ‰), указывающим на мантийные источники рудоносных магм и рудного вещества. Более низкие значения (< -3 ‰) могут быть связаны с окислительной обстановкой рудоотложения (Deyell, 2005; Wilson et al., 2007; Омото, Рай, 1982). Месторождения, сера которых обогащена изотопно-тяжелой коровой серой ($\delta^{34}\text{S} > +2$ ‰), составляют небольшую обособленную группу, к которой принадлежит и месторождение Малмыж.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют в пользу принадлежности Малмыжского месторождения к отдельному типу золото-меднопорфировых объектов, сформированных в условиях трансформной континентальной окраины на постколлизийном этапе развития подвижных поясов.

Литература

Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S. et al. (2019) // *Ore Geol. Rev.* V. 113. 103112.

Lu–Hf ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНА В РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТАХ КОЛМОЗЕРСКО-ВОРОНЬИНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Кудряшов Н.М.¹, Калинин А.А.¹, Удоратина О.В.²

¹ГИ КНЦ РАН (nik@geoksc.apatity.ru); ²ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН

Крупные месторождения редкометалльных ЛСТ-типа пегматитов северо-восточной части Фенноскандинавского щита сконцентрированы в архейском зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья. Пояс расположен в зоне глубинного разлома на границе трех крупных блоков Мурманского, Кольско-Норвежского и Кейвского, сложен преимущественно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами мезоархейского возраста (3.1–2.8 млрд. лет). Породы осадочно-вулканогенного комплекса прорываются высокомагнезиальными интрузиями (2.73–2.68 млрд. лет) дифференцированной серии габбро-гранодиорит-гранитного состава (санукитоиды), а также более поздними турмалин-мусковитовыми и микроклиновыми гранитами 2.7–2.5 млрд. лет, предположительно, являющимися «материнскими» для пегматитов. Обширное поле жил безрудных и редкометалльных пегматитов (Li, Cs с попутными Nb, Ta, Be) обнажаются на всем протяжении пояса. В северо-западной части располагаются месторождения лития и цезия Охмыльк, Васин-Мыльк, Оленинское и Полмостундровское, в юго-восточной части – крупнейшее литиевое месторождение сподуменовых пегматитов Колмозерское. Изученный циркон из месторождений Охмыльк, Васин-Мыльк и Колмозерское имеет неоднородное строение, где отчетливо выделяются внутренние и внешние зоны (перекристаллизованные каймы). Во внутренних зонах содержатся многочисленные микронных размеров включения других фаз, среди которых

преобладают $U(\pm Pb)$ -оксиды. Внешние каймы более светлые, однородные, имеют различную мощность, разбиты трещинами, радиально расходящимися от границы с внутренней зоной. Граница между внутренней и внешней зонами четкая, без постепенных переходов.

$Lu-Hf$ изотопные *in situ* исследования циркона были проведены в Пекинском национальном университете. Кристаллы циркона из каждого месторождения анализировались в точках, для которых ранее был определен $U-Pb$ (SHRIMP-RG) возраст как для внутренних зон (≈ 2.6 млрд. лет), так и внешних кайм ($1.9 - 1...6$ млрд. лет). Для внутренних зон циркона из месторождения Васин-Мыльк $\epsilon_{Hf}(t)$ имеют отрицательные значения: от -5.7 до -2.0 , для краевых зон от -26.4 до -17.7 , $T(DM) = 3.1...3.0$ млрд. лет. Для циркона из месторождения Охмыльк получены схожие значения: $\epsilon_{Hf}(t)$ от -2.9 до -2.5 для внутренних зон и $\epsilon_{Hf}(t)$ от -23.0 до -22.3 для краевых зон, $T(DM) = 3.0...2.9$ млрд. лет. Циркон из Колмозерского месторождения для внутренних зон характеризуется значениями $\epsilon_{Hf}(t)$ от -0.9 до -0.1 , для внешних зон от -13.1 до -25.5 , $T(DM) = 3.0...2.9$ млрд. лет.

Полученные $Lu-Hf$ изотопные данные указывают, что в цирконе изученных месторождений редкометалльных пегматитов отражены два главных события. Первое связано с кристаллизацией циркона из расплава со значениями $\epsilon_{Hf}(t) = -5.7...-0.1$, и второе, с высокими отрицательными значениями $\epsilon_{Hf}(t) = -13.1...-26.4$, которое определяет более позднее посткристаллизационное событие, имеющее, вероятно, гидротермально-метасоматическую природу.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00589.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ C, N, O, H КОМПОНЕНТОВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Лаврушин В.Ю.¹, Челноков Г.А.¹, Айдаркожина А.С.¹, Ермаков А.В.¹,
Лямина Л.А.¹, Цуриков И.В.², Сотников И.В.²

¹ГИН РАН (v_lavrushin@ginras.ru); ²ИПЭЭ РАН

В докладе обобщены результаты изотопно-геохимических исследований термоминеральных вод тектонически-активных районов Северной Евразии (азотные, углекислые и метановые воды горных систем и прилегающих к ним частей осадочных бассейнов Кавказского региона, Тянь-Шаня, Памира, Сихотэ-Алиня, Приморья, Забайкалья и Чукотки). Холодные и термальные углекислые воды характерны для областей проявления неоген-четвертичного вулканизма, в то время как азотные и метановые типичны для амагматических районов горных сооружений и прилегающих к ним осадочным бассейнам.

Целью работы было определение изотопно-геохимическими методами генезиса компонентов газового состава минеральных вод (CH_4 , CO_2 , N_2) и особенностей их водного баланса – определение вклада инфильтрационных,

седиментационных, дегидратационных и других типов вод. Для решения этих задач была выполнена серия определения изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) в CH_4 , CO_2 и HCO_3 , азота ($\delta^{15}\text{N}$) в N_2 , кислорода ($\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$) и водорода ($\delta^2\text{H}$) в H_2O . Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{15}\text{N}$ определялись на приборах серии DELTA в ГИН РАН и ВСЕГЕИ. Определения $\delta^{13}\text{C}$ при низких концентрациях CH_4 ($<0.2\%$) были выполнены в ИПЭЭ РАН на оптическом анализаторе PICARRO 2201i, а $\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в H_2O в ГИН РАН на PICARRO 2140i.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 , присутствующего в газах метановых и азотных терм, варьируют от -80 до $+44\%$. Для газов с высокими концентрациями CH_4 (от ≈ 1 до $\approx 95\%$) характерны такие же значения $\delta^{13}\text{C}$, как и в промышленных нефтегазоносных залежах. Определения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в газах азотных терм при низких концентрациях метана ($\text{CH}_4 < 0.2\%$) ранее почти не выполнялись. Для них были получены очень контрастные значения $\delta^{13}\text{C}$. Например, в газах Малого Кавказа (Талыш) $\delta^{13}\text{C}$ менялись от -57.4 до -8.9% (Лаврушин и др., 2018), в восточной части Большого Кавказа – от -68 до -22.4% ; Чукотки – от -51.4 до -18.9% (Поляк и др., 2022). Формально оперируя стандартными метками $\delta^{13}\text{C}$ для CH_4 различных природных резервуаров, такому метану может быть приписан любой генезис – от метаморфогенно-мантийного до биогенно-корового. Иногда обнаруживаются значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$, которые не вписываются в такую систематику метана: до -8.9% (Талыш); $+20\%$ (Восточный Кавказ); $-4.5 \dots +16.5\%$ (Забайкалье) и даже до $+44\%$ (Кульдур, ЕАО). Исследование изотопного состава С и Н в CH_4 в одном из таких источников (ист. Змеиный, Забайкалье) показали (Калмычков и др., 2020), что высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ в CH_4 являются результатом микробиального окисления метана. Поэтому данные по $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в азотных термах нельзя рассматривать в качестве надежного источника информации о генезисе CH_4 . Вместе с тем, присутствие в гидротермальных системах изотопно-тяжелого метана ставит новые вопросы, в частности, об участии такого газа в микробиологических, а возможно, и геохимических процессах.

Также приведенные выше данные могут поставить под сомнение генезис изотопно-тяжелого метана $\delta^{13}\text{C}$ (до $-30 \dots -17\%$) в углекислых водах Приэльбрусья, который ранее связывался исключительно с термальной аномалией от магматической камеры вулкана Эльбрус. Здесь в термальных источниках (t до 41°C), в газах которых присутствует CH_4 ($0.5\text{--}10\%$) (Лаврушин, 2012), микробиологическими исследованиями были выявлены метанотрофные бактерии (Tarasov et al., 2023).

Исследования $\delta^{13}\text{C}$ в воднорастворенных (TDIC) и газообразной формах CO_2 показали, что в газах азотных и метановых терм (t до 98°C), несмотря даже на присутствие в некоторых из них высоких значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ (до 400×10^{-8}), вулканогенная углекислота ($\delta^{13}\text{C} = -8 \dots -3\%$) не обнаруживается. Данные по $\delta^{13}\text{C}$ (TDIC) показывают, что для N_2 -вод средние значения $\delta^{13}\text{C}(\text{TDIC})$ по регионам меняются в диапазоне от -16 до -10% и, в целом, аналогичны значениям, наблюдаемым местных реках и родниках. С ними контрастируют воды метановых терм и воды грязевых вулканов, локализованные в зонах сочленения горных сооружений с крупными нефтегазоносными бассейнами. Здесь наряду с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (до -32%) часто встречаются воды, обогащенные изотопно-

тяжелой углекислотой ($\delta^{13}\text{C}(\text{TDIC})$ до +39 ‰). Генезис последней связан с зоной биodeградации углеводородов, которая наиболее активна при температурах 40–80 °C.

Вулканогенная углекислота характерна для газов углекислых вод. Впрочем, на ее изотопные характеристики могут также оказывать заметное влияние состав водовмещающих вмещающих пород или особенности глубинного строения конкретного фрагмента земной коры. На примере вод Северного Кавказа было показано (Лаврушин, 2012), что значения $\delta^{13}\text{C}$ в газах углекислых вод, циркулирующих в известковых породах, часто оказываются выше ($\delta^{13}\text{C}$ до 0...–4 ‰), чем $\delta^{13}\text{C}$ в газах источников, выходящих среди гранитов или сланцев ($\delta^{13}\text{C}$ от –14 до –6 ‰). Аналогичные закономерности прослежены на примере углекислых вод Забайкалья, Сихотэ-Алиня и Тянь-Шаня.

Значения $\delta^{15}\text{N}$ в разнотипных водах (CO_2 , N_2 , CH_4) меняются от –6.0 до +5.6 ‰. Для газов азотных терм почти всегда типичны положительные значения $\delta^{15}\text{N}$, для метановых газов исследованных осадочных бассейнов – отрицательные. В углекислых газах значения $\delta^{15}\text{N}$ показывают высокую вариабельность практически во всем своем диапазоне. Положительные величины характерны для газов с примесью метана, с концентрацией которого коррелируют $\delta^{15}\text{N}$. Отрицательные – для газов нефтяных месторождений и грязевых вулканов.

Исследования изотопного состава O и H в водах с разным газовым составом выявили различные условия формирования их водного баланса. Значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, а также ^{17}O -exs. в углекислых водах, как правило, идентичны соответствующим значениям в поверхностных водотоках. Воды азотных и азотно-метановых терм также по соотношению $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ похожи на атмосферные осадки, но в сравнении с местными поверхностными водами часто характеризуются более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. Это указывает на участие в их водном балансе инфильтрационных вод дальней циркуляции, питаемых атмосферными осадками, выпадающими на больших высотных отметках. Метановые воды нефтегазовых месторождений и грязевых вулканов характеризуются высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (до +14 и –6 ‰, соответственно). Такие воды сильно обогащены ^{18}O . Поэтому на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ их фигуративные точки сильно отклоняются от линии метеорных вод. Для них также типичны отрицательные значения ^{17}O -exs (до –40 ‰). Сопоставление значений $\delta^{18}\text{O}$ с концентрациями хлор-иона указывают на то, что рост значений $\delta^{18}\text{O}$ связан с выделением в поровое пространство больших объемов дегидратационных вод.

В целом, проведенный анализ позволил получить новую информацию о закономерностях вещественного баланса углерода в CH_4 , CO_2 и HCO_3 , и азота в N_2 , а также позволил установить особенности формирования водного баланса вод с различным газовым составом.

Литература

Калмычков Г.В., Nishikubo A., Покровский Б.Г. и др. (2020) // Литол. и полез. ископаемые. № 6. С. 515–521.

Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. Труды ГИН РАН. Вып. 599. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.

Лаврушин В.Ю., Ибрафимов Ю.Г., Поляк Б.Г. и др. (2018) // Литол. и полез.

ископаемые. № 1. С. 58-82.

Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л. и др. Термы Чукотки. Труды ГИН РАН. Вып. 631. М.: ГЕОС, 2022. 221 с.

Tarasov K., Yakhnenko A., Zarubin M. et al. (2023) // Curr. Microbiol. V. 80. Iss. 1. 31.

$\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ В ПОЗДНЕЮРСКИХ МИКРОБИАЛЬНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ КАРБОНАТАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Фокин П.А.

МГУ им.М.В. Ломоносова (margarita.r.latypova@gmail.com)

Исследование карбонатных пород георгиевского горизонта (J_2bt_3 - J_3tt_1) на территории Западно-Сибирской плиты (ЗСП) в последнее время приобретает все большую актуальность в связи с появлением новых данных об их потенциальных коллекторских свойствах. Среди этих карбонатных пород выделяются марганцевые микробиальные карбонаты (МК) со строматолитовыми текстурами (рис. 1). Мощность МК в кровле георгиевского горизонта ЗСП варьирует от 0.4 до 5 м, также в МК отмечается повышенное содержание MnO – до 24.8 % (Занин и др., 2008; Eder et al., 2018). До конца достоверно не известно, что за процесс привел к формированию позднеюрских марганцевых МК. Ранее по геохимическому составу и комплексу литолого-минералогических признаков было высказано предположение о крайне мелководной природе исследуемых МК (Латыпова и др., 2023а).

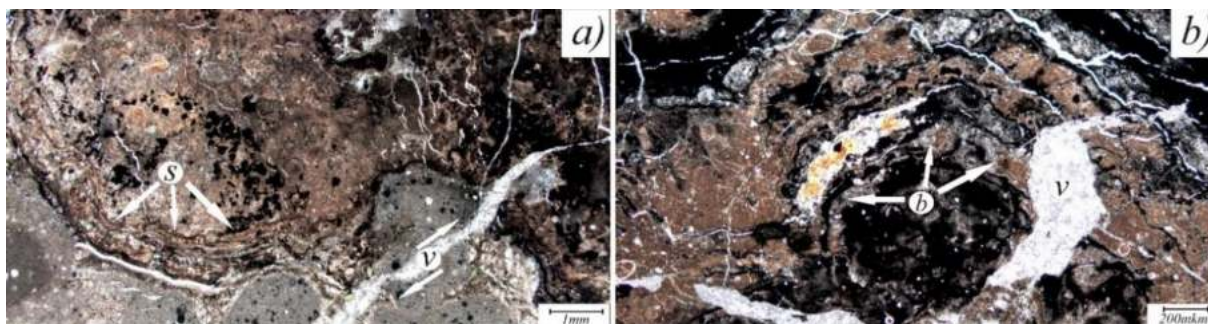


Рисунок 1. Фотографии шлифов МК; обозначения на шлифах: s – строматолитовые текстуры МК, v – жилы кальцитовые, b – основная бактериальная масса МК.

Важным геохимическим индикатором обстановок осадконакопления марганцевых МК является их изотопный состав углерода и кислорода (Polgari et al., 2012). По результатам настоящей работы было доказано, что МК имеют самый тяжелый изотопный состав углерода (–1 до –10 ‰ VPDB) среди всех карбонатных разностей георгиевского горизонта. Среди последних также выделяются вторично преобразованные карбонаты (–15 до –20 ‰ VPDB), первичную природу которых тяжело определить из-за интенсивных вторичных диа- и катагенетических преобразований. Ниже по разрезу выделяется еще одна разновидность МК, но совершенно иного генезиса и минералогического состава. Считается, что эти микробиальные образования сформировались в результате

деятельности метановых сипов, они имеют крайне малые значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ ($-25 \dots -35 \text{ ‰}$) (Юрченко и др., 2015).

Аналогичные марганцевым МК значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ характерны для многих других мелководных микробиалитов, как марганцевых месторождений, так и современных морей и океанов. Вероятно, обогащение легким изотопом углерода марганцевых МК обусловлено участием в их образовании изотопно легкой углекислоты биогенного происхождения, которая образуется в результате окисления органического вещества в диагенезе (Кулешов, 2013). Такие же выводы были сделаны ранее в процессе изучения изотопного состава родохрозита из МК Ландсортской впадины (Балтийское море) (Suess, 1979). Прямым доказательством влияния углекислоты органического происхождения на изотопный состав углерода в МК является наличие положительного тренда $\delta^{13}\text{C}$ и содержания Mn и Fe, а также корреляция $\delta^{13}\text{C}$ с содержанием S (рис. 2). Аналогичная зависимость характерна для многих марганцевых МК Китая, Мексики, Польши (Polgári et al., 2012). Отдельно стоит отметить, что исследованные пробы МК ЗСП имели смешанный минералогический состав, с примесями глинистых минералов. Также не исключены изменения первичного минералогического состава в результате метасоматических поздне-диагенетических и катагенетических преобразований. Поэтому, полученные корреляции $\delta^{13}\text{C}$ с элементным составом МК ЗСП являются относительными.

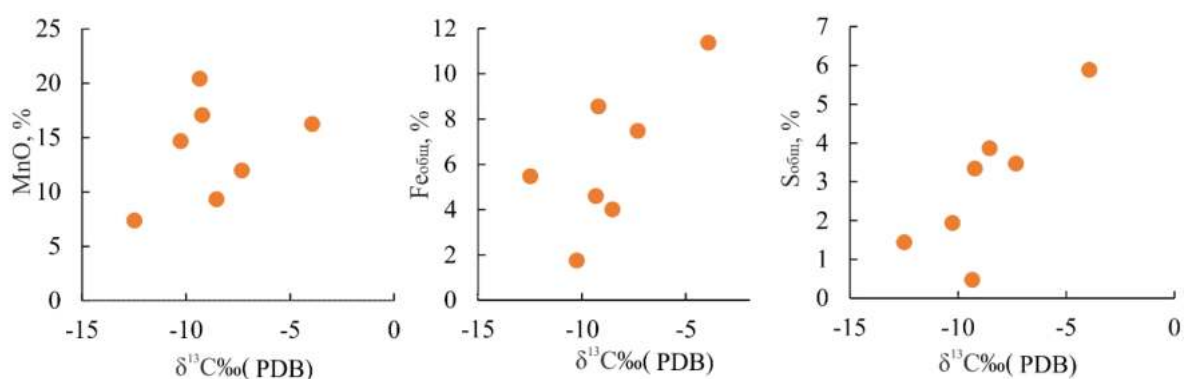


Рисунок 2. Зависимость содержания MnO, Fe_{общ}, S_{общ} от $\delta^{13}\text{C}$ в позднеюрских МК Красноленинского свода.

Стоит также отметить, что исследуемые МК были интенсивно вторично преобразованы, что отражается на их изотопном составе, в первую очередь на $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$, который варьирует в диапазоне от 0 до -12 ‰ . В МК иногда наблюдаются кальцитовые жилы более легким $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ ($-15 \dots -20 \text{ ‰}$) по сравнению с вмещающей микробиальной массой (рис. 1). Этот факт может указывать на гидротермальный генезис исследуемых жил (Юрченко и др., 2015), хотя само $\delta^{18}\text{O}$, по мнению авторов, не является прямым признаком проработки гидротермальными растворами исследуемых отложений. Однако, в данном случае, кальцитовые жилы все же имеют высокотемпературный позднекатагенетический генезис. Ранее этот факт был доказан на основании температуры гомогенизации флюидных включений в кристаллах кварца из кальцитовых жил в марганцевых МК (Латыпова и др., 2023б). Подобные интенсивные вторичные преобразования МК были отмечены лишь в единичных

случаях. Именно тогда наблюдалась наибольшая кавернозность исследуемых марганцевых МК в разрезе.

Таким образом, аномально легкий изотопный состав углерода в марганцевых МК ЗСП, вероятно, объясняется участием изотопно легкой углекислоты органического происхождения в формировании пород на стадии диагенеза. Более легкий изотопный состав кислорода, который иногда отмечают для микробиальной матрицы и секущих ее кальцитовых жил, связан с интенсивными вторичными диа- и катагенетическими преобразованиями исследуемых марганцевых МК. Полученные данные являются существенным дополнением для ранее проведенного комплекса литологических, геохимических и минералогических исследований марганцевых МК ЗСП.

Литература

- Занин Ю.Н., Замирайлова А.Г., Эдер В.Г. (2008) // *Интерэкспо Гео-Сибирь*. № 5. С. 61–64.
- Кулешов В.Н. Марганцевые породы и руды: геохимия изотопов, генезис, эволюция рудогенеза. Труды ГИН РАН. Вып. 606. М.: Науч. мир, 2013. 506 с.
- Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Чуркина В.В. и др. (2023а) // *Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология*. № 4. С. 49–62.
- Латыпова М.Р., Прокофьев В.Ю., Балушкина Н.С. и др. (2023б) // *Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология*. № 2. С. 79–92.
- Юрченко А.Ю., Балушкина Н.С., Калмыков Г.А. и др. (2015) // *Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4: Геология*. № 5. С. 62–68.
- Eder V.G., Follmi K.B., Zanin Yu.N. et al. (2018) // *Sediment. Geol.* V. 363. P. 221–234.
- Polgari M., Hein J.R., Vigh T. et al. (2012) // *Ore Geol. Rev.* V. 47. P. 87–109.
- Suess E. (1979) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 43. Iss. 3. P. 339–353.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ХРЕБТА МАНИТАНЫРД (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Майорова Т.П.^{1,2}, Ефанова Л.И.¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (gmin2004@mail.ru); ²СГУ им. Питирима Сорокина (mayorova@geo.komisc.ru)

Манитанырдский золоторудный район находится в южной части Полярного Урала, в Западно-Уральской структурной зоне и ограничен выходом на дневную поверхность Манитанырдского антиклинория, ядро которого сложено верхнерифейскими и вендскими вулканитами бедамельской серии и вулканогенно-осадочными породами енганэпейской свиты, крылья – терригенными отложениями манитанырдской серии кембрия-нижнего ордовика. В районе расположено мелкое месторождение – Верхненияюзское-2, несколько рудопроявлений – Верхненияюзское-1, Нияхойское-1 и 2, Ягодное, Верхнелекелецкое и многочисленные пункты минерализации. Их размещение контролируется серией тектонических нарушений северо-восточного простирания в пределах единой Нияюзской рудной зоны протяженностью около

25 км. Все рудопроявления района относятся к золото-сульфидно-кварцевому и золотосульфидному (золото-мышьяковому) формационным типам и одному золото-пирит-арсенопиритовому минеральному типу с различным соотношением главных рудных минералов. Месторождение Верхненияюское-2 жильного золото-сульфидно-кварцевого типа локализуется в основных вулканитах бедамельской серии, остальные рудопроявления принадлежат к типу золотосульфидных минерализованных зон в более молодых отложениях енганэпейской свиты. Сходство геолого-структурного положения, минерального состава руд, включая редкие минералы и особенности самородного золота, позволяют предположить формирование золотой минерализации в единой гидротермальной системе.

В последние годы получены изотопно-геохимические данные ($\delta^{34}\text{S}$, Pb, $\delta^{18}\text{O}$, Os), позволяющие судить об источниках серы и рудного вещества, участии разноглубинных источников в генерации рудных флюидов при образовании золотого оруденения Манитанырдского района.

Изотопный состав серы. Сульфиды в рудах (пирит, арсенопирит, сфалерит), метасоматитах и рудовмещающих породах (пирит) проявлений Манитанырдского района обогащены легким изотопом серы, $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от -0.2‰ до -11.1‰ . На месторождении Верхненияюское-2 значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов лежат в узком диапазоне от -0.2‰ до -2.6‰ , пирита кварц-серицитовых метасоматитов от -0.2‰ до -0.3‰ , рудовмещающих вулканитов от -1.2‰ до -1.5‰ , т.е. они изотопно не различаются. Сульфиды (пирит, арсенопирит) проявления Верхнелекелецкое по изотопам серы аналогичны таковым месторождения Верхненияюское-2 ($\delta^{34}\text{S}$ от -1.2 до -3.5‰). Пирит зон прожилково-вкрапленной минерализации на рудопроявлениях Верхненияюское-1, Нияхойское-1 и 2, Ягодное отличается значительно более облегченным изотопным составом серы, $\delta^{34}\text{S}$ колеблется от -4.7‰ до -11.1‰ . Вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов от -0.2 до -3.5‰ близки к магматическим значениям, что свидетельствует об участии в рудообразовании единого глубинного магматического источника серы. Облегченный состав серы пирита из зон прожилково-вкрапленной минерализации, вероятно, объясняется смешением магматогенно-гидротермального флюида с коровым источником, обогащенным серой осадочного/диагенетического происхождения.

Изотопный состав свинца. Получены данные по изотопному составу свинца месторождения Верхненияюского-2 (арсенопирит, пирит) и проявления Нияхойское-2 (сульфиды = арсенопирит+пирит). Изотопные отношения свинца сульфидов: для месторождения Верхненияюское-2 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.0842–15.5471, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17.9473–18.8639, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 36.9683–38.2652 (арсенопирит, $n=3$) и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.6249–15.5971, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.1006–18.0994, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.9478–37.8959 (пирит, $n=3$); для проявления Нияхойское-2 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.5975–15.6093, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.1799–18.1951, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.9579–37.9963 (сульфиды, $n=2$). Полученные значения укладываются в узкий интервал, из чего следует, что свинец в обоих проявлениях происходит из единого гомогенного источника. Но есть и некоторые различия, так как свинец Нияхойского-2 более радиогенный, чем Верхненияюского-2. На модели плюмботектоники значения изотопных отношений свинца пирита Верхненияюского-2 и Нияхойского-2 ложатся лишь

немного ниже линии орогена. Для арсенопирита эти соотношения тяготеют к линии подкоровой литосферы, располагаясь как выше, так и ниже этой линии, а одно значение попадает в поле свинца, связанного с субдукцией, и тем самым демонстрируют значительную неоднородность. Таким образом, на этих проявлениях свинец сульфидов происходит из гомогенного источника, связанного с процессом смешения вещества из разных резервуаров в зоне орогена.

Изотопный состав осмия. Получены первые данные Re-Os изотопного анализа пирита рудоносных метасоматитов месторождения Верхненияюское-2. Концентрация рения в пирите варьирует от 0.639 до 2.041 мг/т, осмия – от 0.024 до 0.358 мг/т, т.е. наблюдается неравномерное распределение в минерале обоих элементов. Величина измеренного отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ находится в интервале 0.3112–3.0095, но большинство значений (5 из 6 измерений) приходится на интервал 0.3112–0.8767. Для изохроны с возрастом 584 ± 13 млн лет (СКВО = 0.51) начальное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.171 \pm 0.011$, что ненамного отличается от мантийных величин (≈ 0.1262), но значительно меньше коровых (≥ 1). Однако высокая величина изотопного отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (3.0095) в одном из измерений, по-видимому, связана с более радиогенным характером изотопного состава осмия в источнике вещества гидротермальных растворов. Полученные данные указывают на смешанный состав осмия в минералообразующем флюиде из различных источников при преобладающей доле мантийного и незначительной роли корового материала.

Изотопный состав кислорода кварца. Установлен изотопный состав кислорода кварца: (1) из кварцевой жилы с золото-пиритовой минерализацией Полярной зоны месторождения Верхненияюское-2 ($n=2$), (2) кварцевой жилы с золото-арсенопирит-пиритовой минерализацией проявления Верхнелекелецкое ($n=1$). Для сравнения проанализирован кварц рудных объектов Кожимского района: (3) из секущей золотоносной кварцевой жилы ($n=3$) и (4) согласной кварцевой жилы ($n=3$) рудопроявления Синильга, (5) из хрусталеносных кварцевых жил ($n=3$) месторождения Желанное. Значения $\delta^{18}\text{O}$ кварца большинства проанализированных образцов отличаются стабильным составом: (1) – 14.3 ‰, (2) – 12.0 ‰, (3) – 11.5 ‰, (5) – 12.4 ‰, и различаются между собой незначительно, максимум на 3 ‰. Исключением оказались согласные жилы проявления Синильга (4) со значительным разбросом значений $\delta^{18}\text{O}$ в кварце разных образцов – 14.7 ‰, 11.7 ‰ и 7.5 ‰ соответственно. Полученные значения изотопного состава кислорода кварца золоторудных кварцевых жил соответствуют интервалу изменчивости $\delta^{18}\text{O}$ метаморфогенной воды (от +10 до +14 ‰) и лишь единственное значение (+7.5 ‰) указывает на участие в гидротермальном рудообразовании магматической воды, попадая в интервал от +7.0 до +9.0 ‰.

Результаты изучения золоторудной минерализации в Манитанырдском районе, полученные с помощью как стабильных (S, O), так и радиогенных (Pb, Os) изотопов дают сопоставимую информацию и указывают на участие в рудообразовании смешанного, мантийно-корового источника вещества с преобладанием мантийной составляющей и метаморфогенную природу гидротермальных растворов.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ХАРОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ И ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР ЗАКАЗНИКА «ПАРАСЬКИНЫ ОЗЕРА» (ЮЖНЫЙ ТИМАН)

Митюшева Т.П., Смолева И.В.

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (mityusheva@geo.komisc.ru)

Измерения изотопного состава кислорода и углерода карбонатных образований выполнены в режиме непрерывного потока гелия (метод CF-IRMS) на аналитическом комплексе фирмы ThermoFisher Scientific (Бремен, Германия), включающем в себя систему подготовки и ввода проб GasBench II, соединенную с масс-спектрометром Finnigan Delta V Advantage (Германия) в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН в г. Сыктывкаре. При калибровке использованы международные стандарты NBS 18 и NBS 19. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0.15\text{‰}$ (1σ).

Исследован изотопный состав харовых водорослей и донных осадков из карстовых озер заказника «Параськины озера» (Тиман), отобранных в июле 2021 г. Озера (Большое, Кауфмана, Восьмерка, Егор-ты) расположены в зоне распространения терригенно-карбонатно-сульфатных пород уфимского возраста на юго-западном склоне Южного Тимана. Глубины озер, состоящих из нескольких коррозионно-провальных воронок до 18 м, размеры различны – достигают 500 м. Химический состав вод гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатный кальциевый с минерализацией 0.3–1.1 г/дм³.

Кальцит инкрустаций харовых водорослей из мелководной части озер и донных осадков, состоящих преимущественно из обломков талломов харофитов, характеризуется близкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) в пределах от -4.6 до -1.6‰ и $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) 14.4–15.9 ‰.

Изотопный состав углерода харовых водорослей из карстовых озер Тимана утяжелен по сравнению с атмосферной CO_2 , сопоставим с изотопным составом пресноводных харофитов других озер региона и облегчен относительно величин $\delta^{13}\text{C}$ пресноводных хар Европы. Наиболее обогащено тяжелым ^{13}C карбонатное вещество минерализованного озера Егор-ты.

Таблица 1. Сравнительный изотопный состав карбонатных инкрустаций харовых водорослей и осадков озер заказника «Параськины озера».

Наименование озер	Объект исследования	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ VPDB	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ VPDB
Большое, Кауфмана, Восьмерка, Егор-ты	талломы харофит	$-15.25\ldots-13.83$	$-4.55\ldots-2.18$
	донный осадок	$-15.33\ldots-12.32$	$-4.6\ldots-1.83$
Черманты (Митюшева, Каткова, 2015)	талломы харофит	$-14.36\ldots-12.51$	$-4.28\ldots-2.58$
	донный осадок	-13.51	-3.2

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

Митюшева Т.П., Каткова В.И. (2015) // Бюлл. МОИП. Отдел Геологический. Т. 90. № 5. С. 41–51.

ИЗОТОПНЫЕ СИСТЕМЫ С И О В КАРБОНАТАХ, СИЛИКАТНЫХ И ОКСИДНЫХ МИНЕРАЛАХ ПОРОД КОВДОРСКОГО МАССИВА

Морозова А.С., Дубинина Е.О., Расс И.Т., Авдеенко А.С.

ИГЕМ РАН (nastyamor2019@mail.ru)

Как правило, для большинства карбонатитовых комплексов изотопные параметры $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ оказываются смещены от поля первично-мантийного карбоната (PIC; Taylor, 1967) в сторону изотопно-тяжелых значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Такое смещение чаще всего рассматривают как результат участия карбонатного вещества осадочного происхождения. Однако не ко всем карбонатитовым комплексам применима такая гипотеза, поскольку их геологическая позиция противоречит этому. Одним из таких комплексов является известный и достаточно хорошо изученный (Терновой и др., 1969; Краснова, Копылова, 1988; Римская-Корсакова, Краснова, 2002; Wall, Zaitsev, 2004; Афанасьев, 2011; Михайлова и др., 2016; Расс и др., 2020 и др.) Ковдорский щелочно-ультраосновной массив с карбонатитами. Распределение стабильных изотопов для этого массива ранее изучалось лишь для карбонатного материала (Кулешов, 1986; Demeny, 2004). Мы представляем результаты изотопного анализа О и С карбонатов и, впервые для Ковдорского массива, результаты изотопного анализа кислорода в сосуществующих с карбонатами силикатных и оксидных минералов.

Для карбонатов установлен диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ от 7.8 ‰ до 9.6 ‰ и от –5.8 ‰ до –2.7 ‰ соответственно. На «карбонатной» изотопной диаграмме (рис. 1) наши данные занимают верхние границы PIC, но при этом не выходят за пределы области значений мантийного высокотемпературного фракционирования, согласно Kyser (1990). Величины $\delta^{18}\text{O}$ силикатных минералов и оксидов, напротив, являются пониженными по сравнению с величинами, характерными для равновесия с оливином мантийных перидотитов (5.18 ± 0.28 ‰, Matthey et al., 1994). Так, для оливина интервал $\delta^{18}\text{O}$ составляет 3.9–4.8 ‰, магнетита 1.2–2.2 ‰, флогопита 4.3–5.4 ‰, пироксена 4.9–5.1 ‰, нефелина 4.6–5.3 ‰. Все эти величины заведомо ниже равновесия с оливином мантийных перидотитов в широком интервале магматических температур.

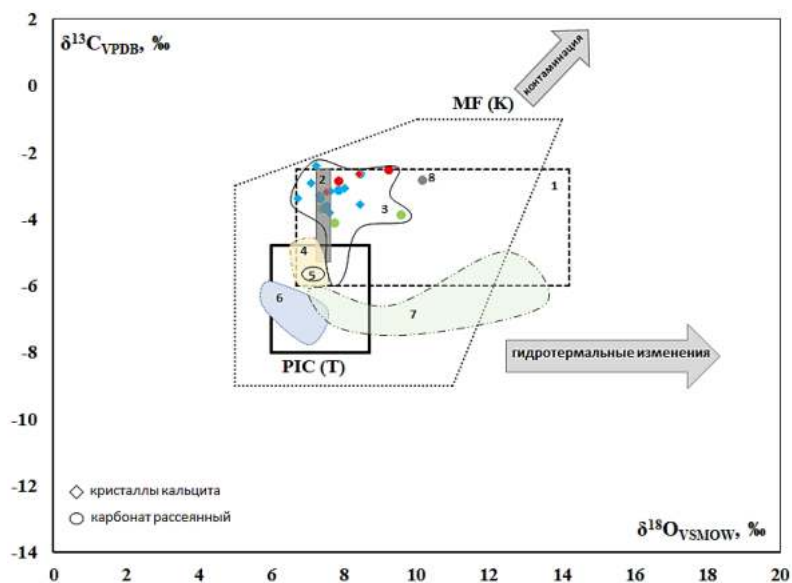


Рисунок 1. Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ карбонатов Ковдорского массива в сравнении с данными для карбонатов других регионов: 1–3 – Ковдорский массив: 1 – Кулешов, 1986, 2 – Demeny et al., 2004, 3 – данная работа (зеленый-Флогопитовый карьер, голубой-Фоскорит-карбонатитовый комплекс (ФКК), красный-карбонатиты к югу от ФКК); 4 – Ока, Канада (Haynes et al., 2003); 5 – Магнет Ков, США (Haynes et al., 2003); 6 – Олдоиньо-Ленгаи, Танзания (Keller, 2006); 7 – Араша, Кatalao, Тапира (Бразилия, Santos, Clayton, 1995) и Якупиранга (Haynes et al., 2003); 8 – Эссонвиль, Канада (Haynes et al., 2003).

Аналогичные результаты, полученные Haynes et al. (2003) для карбонатитовых комплексов США, Канады и Бразилии, были объяснены процессами ретроградного обмена, протекающем на стадии остывания массива. Однако наши оценки температуры закрытия изотопной системы оливина в карбонатитах и фоскоритах фоскорит-карбонатитового комплекса и карбоната флогопитового карьера составили 720 °C, 570 °C и 700 °C соответственно (Дубинина и др., 2023). Согласно этим оценкам, скорости остывания пород массива являются нереально низкими, что противоречит гипотезе ретроградного обмена.

Учитывая комплементарность изотопных сдвигов кислорода в силикатных и карбонатных минералах, а также результаты проведенных термометрических расчетов, нами сделан вывод об общем мантийном источнике кислорода для карбонатной и силикатной части пород. Перераспределение изотопов кислорода между силикатной и карбонатной частями могло иметь место после того, как карбонатный расплав отделился от мантийного субстрата, но до того, как началась его кристаллизация и наступила стадия остывания Ковдорского массива.

Литература

Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб.: Роза ветров, 2011. 224 с.

Дубинина Е.О., Морозова А.С., Расс И.Т. и др. (2023) // Доклады РАН (в печати).

Краснова Н.И., Копылова Л.Н. (1988) // Известия АН СССР, серия геологическая. № 5. С. 81–92.

Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. Труды ГИН РАН. Вып. 405. М.: Наука, 1986. 122 с.

- Расс И.Т., Петренко Д.Б., Ковальчук Е.В. и др. (2020) // *Геохимия*. Т. 65. № 7. С. 633–653.
- Римская-Корсакова О.М., Краснова Н.И. *Геология месторождений Ковдорского массива*. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. 146 с.
- Терновой В.И., Афанасьев Б.В., Сулимов Б.И. *Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения*. Л.: Недра, 1969. 288 с.
- Demeny A., Sitnikova M.F., Karchevsky P.I. (2004) // *The Mineralogical Society Series*. V. 10. P. 407–431
- Haynes E.A., Moecher D.P., Spicuzza M.J. (2003) // *Chem. Geol.* V. 193. Iss. 1–2. P. 43–57.
- Keller J., Zaitsev A.N. (2004) // *Canad. Mineral.* V. 44. No 4. P. 857–876.
- Kyser T.K. (1990) // *The Continental Lithosphere*. Oxford: Oxford University Press. P. 127–156
- Mattey D., Lowry D., Macpherson C. (1994) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 128. Iss. 3–4. P. 231–241.
- Mikhailova Ju.A., Kalashnikov A.O., Sokharev V.A. et al. (2016) // *Miner. Depos.* V. 51. Iss. 1. P. 131–149.
- Santos R.V., Clayton R.N. (1995) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 59 Iss. 7. P. 1339–1352.
- Taylor Jr.P., Frechen J., Degens E.T. (1967) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 31. Iss. 3. P. 407–430.
- Wall F., Zaitsev A.N. *Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Tine: the Key Example of the Kola Alkaline Province*. London: Min. Soc. Great Britain & Ireland, 2004. 503 p.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА КАРБОНАТОВ И СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕКУРА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

Нагорная Е.В.¹, Бакшеев И.А.², Краснова Е.А.^{1,2}, Кряжев С.Г.³, Николаев Ю.Н.²

¹ГЕОХИ РАН (chr312@gmail.com); ²МГУ им.М.В.Ломоносова; ³ЦНИГРИ

Золоторудное месторождение Кекура приурочено к многофазному раннемеловому гранитоидному интрузиву, который внедрился в обогащенные углистым веществом флишоидные толщи. Для сравнения мы изучили изотопный состав О и С карбонатов из района вулканогенного месторождения золота Клен, находящегося в Западной Чукотке.

Величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ доломита карбонат-кварцевых прожилков, рассекающих ранние дорудные пропилиты с мелкими гнездами пирита, варьируют от +16.2 до +17.3 и от –10.7 до –9.8 ‰ соответственно. Близкие величины изотопного состава О и С имеет кальцит брекчии с кварц-кальцитовым цементом, редким пиритом и халькопиритом, +16.0...+16.6 и –8.0...–7.9‰, соответственно.

Доломит золотоносных березитов с редкой вкрапленностью арсенопирита и золотоносных карбонат-кварцевых прожилков и жил, секущих эти метасоматиты характеризуется близкими значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ +9.8 и +8.5...+9.4 ‰; однако величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ существенно отличается –15.7 и –9.5...–9.5‰ соответственно.

Кальцит цемента брекчии, с которой сопряжена серебро-сурьмяная минерализация, и кальцит самых поздних безрудных карбонат-кварцевых жил характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 0.0...+3.8 ‰ и –10.6...–7.1 ‰.

Величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ кальцита цемента брекчий и жеод с прожилками сульфидных минералов из района вулканогенного Au–Ag месторождения Клен варьируют от +5.2 до +8.6 ‰ и от –11.2 до –3.7 ‰ соответственно.

Температура формирования пропилитов месторождения Кекура, оцененная по хлоритовому термометру (Cathelineau, 1988) около 300 °С. Температура гомогенизации флюидных включений в кварце, ассоциирующем с изученными карбонатами в прожилках среди березитов 250 °С, а в находящемся в ассоциации с кальцитом серебро-сурьмяной минерализации – около 200 °С. Используя эти данные с помощью online программы (Beaudoin, Therrien, 2009) рассчитаны изотопные составы кислорода и углерода флюидов, равновесных с изученными карбонатными минералами.

Диаграмма в координатах $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (рис. 1) показывает, что изотопный состав углерода CO_2 флюидов, ответственных за образование различных карбонатов месторождения Кекура мало изменчив (–10...–8 ‰) и попадает в интервал обычный для углерода глубинного происхождения (Галимов, 1968; Кулешов, 1986). Лишь в случае доломита из березитов зафиксирован более легкий изотопный состав C_{CO_2} (около –15 ‰), что указывает на примесь окисленного органического углерода в минералообразующем флюиде. Источником органического С могли служить осадочные породы позднего триаса. Изотопный состав кислорода раствора, при участии которого формировались карбонаты ранних карбонат-кварцевых жил и пропилитов попадает в интервал, типичный для ювенильных флюидов, а величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ более поздних карбонатов свидетельствует о примеси метеорных вод в минералообразующем растворе (Тейлор, 1982).

Карбонаты из района вулканогенного Au–Ag месторождения Клен формировались при участии магматических флюидов, которые активно взаимодействовали с метеорными водами (рис. 1).

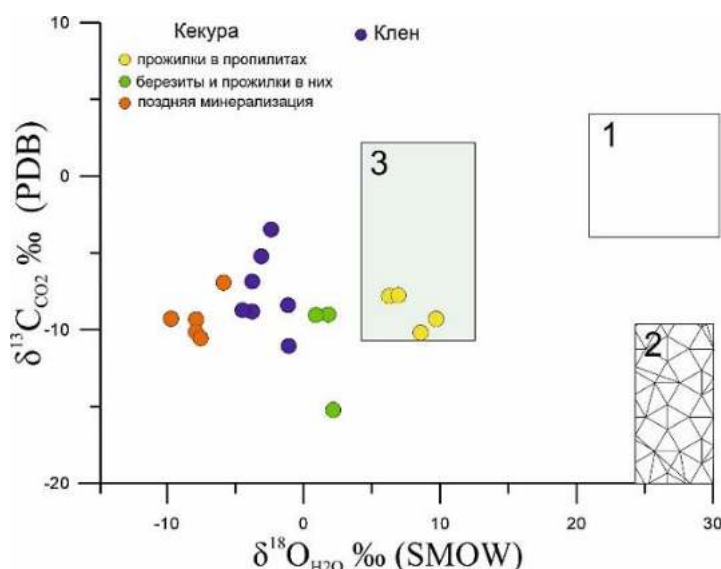


Рисунок 1 Изотопный состав кислорода и углерода флюида, ответственного за формирование карбонатов месторождений Кекура и Клен. Поля нанесены в соответствии с работой (Zhong et al., 2002): 1 – морские отложения; 2 – осадочные органические отложения; 3 – магматические породы.

Сера сульфидов (молибденита, халькопирита, арсенопирита, 5 опр.), входящих в состав ранней минерализации, сопряженной с пропилитами, характеризуется высокой изотопной гомогенностью и низкими значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -3.8 \pm 0.2 \text{ ‰}$. Подобные параметры характерны для магматогенных флюидов, связанных с восстановленными гранитоидами (Ishihara, Sasaki, 2002). Арсенопирит золоторудной березитовой стадии характеризуется вариациями $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ от -0.6 до -2.5 ‰ (5 опр.). При этом снижение $\delta^{34}\text{S}$ коррелирует с уменьшением температуры и солёности флюидных включений во вмещающем кварце, что может быть следствием разбавления магматогенного флюида метеорными водами с соответствующим ростом $f\text{O}_2$ при близости изотопного состава суммарной серы флюидов к «метеоритному» уровню ($\delta^{34}\text{S} \cong 0 \text{ ‰}$). Таким образом, полученные данные свидетельствуют в пользу поступления золотоносных растворов из глубинного магматического очага. Поздняя серебро-сурьмяная ассоциация (антимонит, тетраэдрит, борнит, 5 опр.) характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ от -2.5 до -3.2 ‰ . Можно предполагать, что сульфиды также были отложены при участии глубинного флюида ($\delta^{34}\text{S} \cong 0 \text{ ‰}$) в окислительной обстановке (Омото, Рай, 1982).

Настоящее исследование осуществлялось за счет средств, выделяемых из бюджета на исследования, ведущиеся по Госзаданию ГЕОХИ РАН.

Авторы благодарны геологам ЗАО «Базовые металлы» за предоставленные для исследования образцы.

Литература

- Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.
- Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. Труды ГИН РАН. Вып. 405. М.: Наука, 1986. 122 с.
- Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода. В кн.: Барнс Х. (ред.) Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405–450.
- Тейлор Х. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. В кн.: Барнс Х. (ред.) Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 200–237.
- Beaudoin G., Therrien P. The updated web stable isotope fractionation calculator. In: De Groot P.A. (ed.) Handbook of stable isotope analytical techniques, Volume-II. Elsevier Science, 2009. P. 1120–1122.
- Cathelineau M. (1988) // Clay Minerals. V. 23. Iss. 4. P. 471–485.
- Ishihara S., Sasaki A. (2002) // Bull. Geol. Surv. Japan. V. 53. No. 5/6. P. 461–477.
- Rui-Zhong H., Wen-Chao S., Xian-Wu B. et al. (2002) // Miner. Depos. V. 37. P. 378–392.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd В МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ФЕРРОБАЗИТАХ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА

Носова А.А., Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Возняк А.А.

ИГЕМ РАН

Введение: В мезопротерозойском Ладожском грабене расположены мезопротерозойские толщи ферробазальтов и расслоенный Валаамский силл кварцевых феррогаббро-монзонитов с гранитными жилами. Вместе с Салминским массивом они являются самым восточным проявлением импульса АМСГ магматизма на территории Фенноскандии. Для ферробазальтов и Валаамского силла предполагается единый источник на основании схожести химического состава. Для гранитных жил Валаамского силла предполагается генезис, как и для пород Салминского массива (Свириденко, Светов 2008).

Геология: Ладожский грабен находится в зоне сочленения западного края архейского Карельского кратона и палеопротерозойских комплексов Свектофенской области. Часть Карельского кратона сложена мезоархейскими ТТГ ядрами, которые имеют $\epsilon_{Nd}(T) +1.2$, а прорывающие их массивы санукитоидов характеризуются $\epsilon_{Nd}(T) = -0.48 \pm 0.22$ (Ларионова и др., 2007). Палеопротерозойские комплексы (Балтыбаев и др., 2022), сложены вулканогенно-осадочными островодужными толщами 1.97–1.89 млрд лет и синорогенными гранитоидами 1.89–1.87 млрд лет с $\epsilon_{Nd}(T)$ от 0.0 до -4.5 (Konopelko et al., 2005 и ссылки в этой работе). Ремобилизация архейского фундамента, 1.87–1.85 млрд лет назад привела к подъему гранитных куполов с архейским материалом с $\epsilon_{Nd}(T)$ в интервале от -7.6 до -8.8 (Konopelko et al., 2005), в результате чего на одном структурном уровне оказались совмещенными архейские и палеопротерозойские породы (Балтыбаев и др., 2022).

Результаты: Sm–Nd изотопные характеристики ферробазальтов отличаются умеренно нерадиогенными значениями $\epsilon_{Nd}(1456) =$ от -4.5 до -5.8 . Модельный возраст пород варьирует от 2.20 до 2.35 млрд лет. При этом изученные образцы ферробазальтов характеризуются высокими концентрациями Nd (63–76 $\mu\text{г/г}$).

Концентрации Nd в мафических породах Валаамского силла сопоставимы с ферробазальтами – 67...74 $\mu\text{г/г}$; в графических лейкогранитах они существенно ниже – 37...46 $\mu\text{г/г}$. Изотопный состав Nd в породах Валаамского силла демонстрирует гомогенность: значения $\epsilon_{Nd}(t)$ сильно нерадиогенные и составляют от -9.6 до -11.2 . $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношение изменяется от 0.116 до 0.130. Модельный возраст пород варьирует от 2.7 до 3.1 млрд лет.

Обсуждение: Различия в модельных Nd возрастах между ферробазальтами (около 2.2 млрд лет) и феррогаббро (от 2.5 до 3.1 млрд лет,) может указывать на различия в возрасте корового контаминанта. Для проверки нашего предположения о ведущей роли AFC в формировании особенностей изотопного состава Nd в мафических породах Ладожского грабена мы провели моделирование этого процесса с использованием Magma chamber simulation (Bohrson et al., 2020). В качестве исходного состава использован наиболее примитивный долерит из АМСГ массива Ахвенисто, имеющий 20 $\mu\text{г/г}$ Nd и $\epsilon_{Nd}(T) = +1$ (Heinonen et al. 2010). В качестве архейского источника контаминанта использован состав гранодиорита (Ларионова и др., 2007), в качестве

контаминанта, происходящего из архейской коры, переработанной в протерозое (PR Sal) – состав гранита Салминского массива (Neymark et al. 1994).

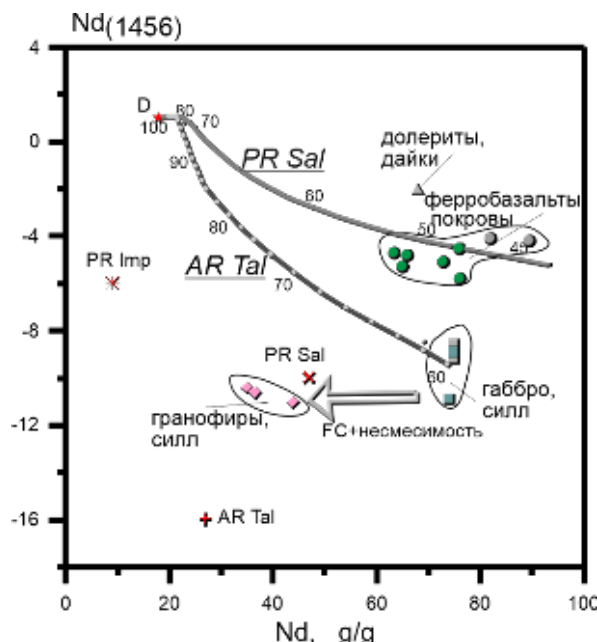


Рисунок 1. Показаны модельные кривые для AFC при $P = 2$ кбар с архейскими вмещающими породами (AR Tal) и с гранитом Салминского массива в качестве вмещающих пород при 1 кбар (кривая PR Sal). Звездочка – долерит массива Ахвенисто.

Выводы: Изотопный состав Nd пород Валаамского силла демонстрирует весьма высокую гомогенность и не зависит от типа пород и имеет более радиогенный состав, чем комагматичные ему ферробазальты и Салминский массив. Изученные породы толеитовой серии были контаминированы коровым веществом. Покровы ферробазальтов ассимилировали протерозойскую кору, а породы Валаамского силла части архейской коры, что возможно за счет неоднородного состава континентальной коры на территории заложения Ладожского грабена.

Работа выполнена при поддержке РНФ проект № 22-27-000318

Литература

- Балтыбаев Ш.К. (2022) // Труды КарНЦ РАН. №. 5. С. 18–21.
- Богданов Ю.Б., Саватенков В.В., Иванников В.В. и др. (2003) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс.конф. по изотоп. геохронол. 25-27 ноября 2003 г., СПб: Центр информ. Культуры. С. 71–72.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. (2007) // Петрология. Т. 15. № 6. С. 571–593.
- Свириденко Л.П., Светов А.П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 123 с.
- Heinonen J.S., Bohrsen W.A., Spera F.J. et al. (2020) // Contrib. Mineral. Petrol. V. 175. Iss. 11. 105.
- Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V. et al. (2005) // GFF. V. 127. Iss. 2. P. 115–122.
- Neymark L.A., Amelin V.Yu., Larin A.M. (1994) // Mineral. Petrol. V. 50. Iss. 1–3. P. 173–193.

ИЗОТОПНЫЕ ПРИЗНАКИ ПОЛИГЕННОСТИ НЕФТЕЙ ВЕРХНЕЧОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Обласов Н.В.¹, Гончаров И.В.^{1,2}, Эфтор И.В.^{1,2}, Веклич М.А.¹, Жердева А.В.¹,
Фадеева С.В.¹, Самойленко В.В.¹

¹АО «ТомскНИПИнефть» (oblasovnv@tomsknpi.ru); ²НИ ТПУ

Несмотря на многочисленные геохимические исследования, вопрос природы нефтей месторождений Восточной Сибири до сих пор остаётся открытым. Существуют разные предположения, согласно которым источником могли послужить как породы венда, так и более древние породы рифея (Тимошина 2005; Мельников и др. 2008; Дахнова и др. 2011). При этом нефти по составу биомаркеров и изотопному составу углерода разделяются на две большие группы, месторождения которых, главным образом, приурочены Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклизам.

Нефти Верхнечонского месторождения являются типичными для Непско-Ботуобинской антеклизы и имеют все признаки, характерные для нефтей древних платформ (Каширцев 2003, 2004; Дахнова и др. 2011; Гончаров и др. 2023). Нефти Верхнечонского месторождения имеют небольшие отличия в физико-химических показателях. Плотность изменяется от 839 до 868 кг/м³, вязкость – от 14 до 48 мм²/с, содержание серы – от 0.35 до 0.61 %. В групповом составе нефтей тоже есть отличия. В их составе преобладают насыщенные углеводороды (от 29 до 45 %), меньше содержится ароматических углеводородов (от 19 до 24 %) и смол (от 9 до 14 %). Несмотря на низкое содержание асфальтенов, вариация их содержания является самой большой – концентрация изменяется почти в 4 раза от 0.6 до 2.3 %.

В целом нефти Верхнечонского месторождения по изотопным характеристикам фракций формируют одну общую группу, в которой пробы из пластов Б₁₂ и В₁₀₋₁₃ очень похожи (рис. 1а). Значения $\delta^{13}\text{C}$ нефтей и выделенных из них фракций насыщенных и ароматических углеводородов для разных проб находятся в диапазоне от –35.2 до –34.5 ‰. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для смол и асфальтенов в сравнение с нефтью, насыщенными и ароматическими углеводородами на графике сдвинуты в положительную сторону и имеют более широкий разброс значений. Для смол $\delta^{13}\text{C}$ находится в диапазоне от –34.3 до –32.4 ‰, для асфальтенов – от –33.5 до –31.8 ‰ (рис. 1а). Это даёт основание предполагать, что у разных фракций нефтей может быть разная природа (разные нефтематеринские источники). В Восточной Сибири в коллекторах часто обнаруживаются залежи битумов, которые связывают с остатками ранее существовавших залежей (Каширцев и др. 2019; Liu et al., 2023). Возможно, что на Верхнечонском месторождении в пластах Б₁₂ и В₁₀₋₁₃ присутствует такой битум, который после поступления в ловушку новых порций нефти либо при контакте на путях миграции растворился в ней. А поскольку основной составляющей таких битумов являются асфальто-смолистые вещества, то нефть, во вновь образовавшейся залежи, будет в разной степени обогащена «чужими» смолами и асфальтенами. Дополнительно на это указывает наличие очень хорошей корреляции между содержанием асфальтенов в нефти Верхнечонского месторождения и их $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 1б). Наиболее легкий изотопный состав углерода равный –33.4 ‰

отмечается в пробе с содержанием асфальтенов в 0.6 %, тогда как изотопно тяжелые асфальтены со значением $\delta^{13}\text{C} = -31.8$ ‰ находятся в пробах, где их концентрация достигает 2 %. Таким образом, чем больше «неродных» асфальтенов содержится в нефти, тем $\delta^{13}\text{C}$ сильнее сдвигается в сторону больших значений. Помимо утяжеления изотопного состава асфальтенов, также отмечается соответствующее им изменение $\delta^{13}\text{C}$ смол (рис. 1в). При этом «чужие» смолы и асфальтены с утяжелённым углеродом, как мы предполагаем, присутствуют в нефтях обоих пластов (Б₁₂ и В₁₀₋₁₃).

При сопоставлении с другими нефтями Сибирской платформы было обнаружено, что изотопный состав углерода смол и асфальтенов нефтей Верхнечонского месторождения является близким к нефтям Байкитской антеклизы (рис. 1а). Тем самым, находит дополнительное подтверждение о роли, как минимум, двух нефтематеринских источников в формировании нефтегазоносности Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз.

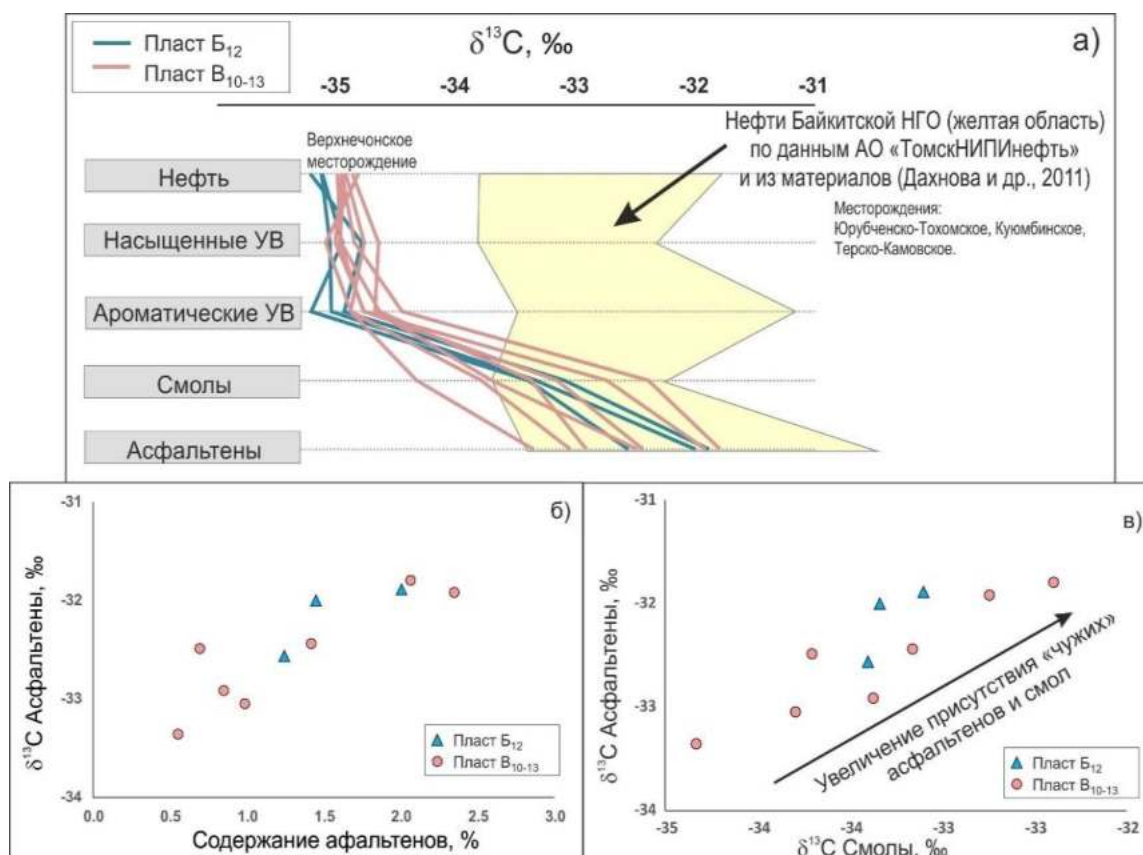


Рисунок 1. а) Изотопно-фракционные кривые фракций нефтей Верхнечонского месторождения; б) Взаимосвязь содержания асфальтенов (% масс.) с их изотопным составом углерода; в) График взаимосвязи между изотопным составом смол и асфальтенов, выделенных из нефтей Верхнечонского месторождения.

Литература

Гончаров И.В., Веклич М.А., Обласов Н.В. и др. (2023) // Тезисы доклада в этом сборнике.

Дахнова М.В., Баженова Т.К., Лебедев В.С. и др. (2011) // Геология и геофизика. Т. 52. № 8. С. 1199–1209.

Каширцев В.А. Органическая геохимия нафтидов востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО РАН, 2003. 160 с.

Каширцев В.А. (2004) // Геология и геофизика. Т. 45. № 7. С. 895–900.

Каширцев В.А., Парфенова Т.М., Моисеев С.А. и др. (2019) // Геология и геофизика. Т. 60. № 10. С. 1472–1487.

Мельников Н.В., Филиппов Ю.А., Вальчак В.И. и др. (2008) // Геология и геофизика. Т. 49. № 3. С. 235–243.

Тимошина И.Д. Геохимия органического вещества нефтенпроизводящих пород и нефтей верхнего докембрия юга Восточной Сибири. Новосибирск: СО РАН Гео, 2005. 166 с.

Liu Z., Blackbourn G., Wen Z. et al. (2023) // J. Pet. Geol. V. 46. Iss. 2. P. 127–156.

ВЫСОТНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ СТРОНЦИЯ В СНЕГЕ И ЛЬДЕ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ ЭЛЬБРУСА В ИНТЕРВАЛЕ ВЫСОТ 2300–5642 м Н.У.М.

Окунева Т.Г.¹, Киселева Д.В.^{1,2}, Шагалов Е.С.^{1,3}, Солошенко Н.Г.¹

¹ИГГ УрО РАН (okunevatatjana@mail.ru); ²УрФУ; ³УГТУ

Одним из самых крупных массивов оледенения Кавказа (площадь 122.6 км²) является Ледниковый комплекс Эльбруса, вся его верхняя часть, начиная с высот 3500–4000 м н.у.м., покрыта ледниками и фирновыми полями. Его снежный покров (химический и изотопный состав) формируется из атлантических и черноморских воздушных масс, а также зимой возможно вторжение арктических воздушных масс. Эльбрус является двухконусным стратовулканом. Фундамент вулкана сложен метаморфическими породами и палеозойскими гранитоидами, обнажающимися до высот 3000–3900 м. В литературе содержится достаточно много сведений; об изотопно-геохимическом составе пород. Изотопно-геохимический состав снега и льда Приэльбрусья, несмотря на хорошую гляциологическую изученность, исследован мало. Изотопные отношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ широко используются для выявления источников стронция и исследования его поведения в геохимических циклах. Поскольку изотопный состав стронция в основном контролируется геологическими свойствами и не подвергается значительным изменениям в результате выветривания, транспортировки или процессов осаждения, изотопы стронция используются для выявления естественных и антропогенных источников загрязнения снега и льда. Показано, что снежный покров выше 4000 м н.у.м. является показателем загрязненности атмосферного воздуха в глобальном плане и представляет собой фоновые изотопные отношения стронция для твердых атмосферных осадков. Определение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в снежном покрове Эльбруса является актуальной задачей, так как позволит определить фоновые значения в свободной атмосфере. А также на основе анализа предыдущих исследований по элементному анализу и полученных данных по изотопному отношению стронция позволит определить высоту, которая будет характеризовать глобальные фоновые значения атмосферных осадков, и в дальнейшем позволит провести определить изотопные отношения Cu, Zn и Pb.

Цель работы – выявление высотной изотопной зональности снежного покрова Эльбруса по изотопам стронция.

Образцы снега были отобраны в течение 2020–2023 гг. на Южном склоне Эльбруса в интервале высот 2300–5642 м н.у.м., на ледниках Терскол, Малый Азау, Большой Азау и Гарабаши, дождевая вода на высоте 2300 м н.у.м. Образцы отбирали в полипропиленовые пробирки объемом 50 см³. Измерения проведены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) в блоке чистых помещений (классы 6 и 7 ИСО). Измерения изотопного состава стронция проводили на магнитосекторном мультиколлекторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой с индуктивно-связанной плазмой (МК-ИСП-МС) Neptune Plus и термоионизационном мультиколлекторном масс-спектрометре Triton Plus. Для контроля измерений изотопного состава стронция использовали изотопный стандарт NIST SRM 987.

Полученные результаты использованы для оценки высотной и пространственной зональности снежного и ледяного покрова Южного склона Эльбруса.

В дальнейшем планируется произвести отбор проб на Восточной вершине, северном склоне Эльбруса (в зависимости от высоты), данный склон представляет собой интерес, так как является более труднодоступным и антропогенное воздействие на нем будет минимальное.

ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В КОМПЛЕКСНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НГБ

Падалко Н.Л.¹, Козлова Е.В.², Черников Е.В.¹, Яворов П.Ф.¹, Булатов Т.Д.²,
Бажанова А.Е.², Леушина Е.А.², Спасенных М.Ю.²

¹ТФ ИНГГ СО РАН (padalkonl@ipgg.sbras.ru); ²Сколтех (e.kozlova@skoltech.ru)

Изотопные характеристики углерода углеводородных (УВ) флюидов и органического вещества (ОВ) пород являются решающим аргументом при исследовании нефтяных систем осадочных бассейнов. Унаследованность изотопного состава и понимание фракционных эффектов позволяют установить фациально-генетические связи нефть-нефтематеринская порода, и разрешить спорные вопросы генерации, аккумуляции и консервации углеводородов в сложнопостроенных разрезах (Галимов, 1973; Peters et al., 2005).

В работе рассмотрен совокупный разрез мезозойских отложений по нескольким площадям Гыданского полуострова, включающий элементы юрских и меловых УВ систем, с которыми связаны перспективы освоения труднодоступных территорий и открытия новых месторождений УВ в пределах северных районов Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ) (Гончаров и др., 2022 и др.).

Для анализа процессов генерации и миграции углеводородов в пределах исследуемых площадей были использованы современные методики изучения ОБ пород, нефти и газов (пиролиз Рок-Эвал (HAWK, Wildcattechnologies), экстракция,

SARA-разделение, газовая хроматография, хроматомасс-спектрометрия (GCxGC-MS, LECO) и др. По данным изотопных лабораторных исследований $\delta^{13}\text{C}$ (элементный анализатор Flash EA 1112 и изотопный масс спектрометр Delta V Advantage (Thermo)) построены фракционные кривые, проведена комплексная интерпретация, результатом которой стала схема строения УВ систем мезозойских отложений.

В изученном разрезе идентифицированы потенциально нефтегазоматеринские толщи (НМТ) в вымской, малышевской, абалакской, баженовской, ахской и танопчинской свитах. Кроме морского сапропелевого органического вещества баженовской свиты, остальные НМТ характеризуются разными пропорциями гумусовой составляющей, различающейся также и внутри отдельных стратиграфических горизонтов. Отличия в строении и значениях $\delta^{13}\text{C}$ для экстрактов и изотопно-фракционных кривых для разных свит (вымская ($\delta^{13}\text{C}$ $-26.3...-28.2$ ‰), малышевская ($-27.1...-26.4$ ‰), абалакская ($-27...-29.2$ ‰), баженовская ($-29.6...-32.3$ ‰), ахская ($-27.4...-29.6$ ‰) и танопчинская ($-26.2...-30.4$ ‰) позволяют определить вклад той или иной НМТ в нефте- и конденсатообразование отдельных горизонтов. Ахские и танопчинские нефтенасыщенные горизонты резко отличаются друг от друга по характеристикам флюидов. Нефти из ахских клиноформенных комплексов ($-30.8...-28.1$ ‰) являются смесями продуктов генерации из разных нефтематеринских пород. Для коллекторских горизонтов внутри ахской толщи наблюдается различие источников УВ: для верхнего горизонта надежно идентифицирован вклад изотопно «легкого» сапропелевого материала (предполагается вклад УВ из баженовского горизонта) ($-30.8...-29.1$ ‰), в то время как для нижележащих пластов отчетливо определяется схожесть с сапропелево-гумусовым веществом ($-29.6...-28.1$ ‰). Предположено, что флюиды разных горизонтов (клиноформ) ахской свиты представляют собой смесь миграционных углеводородов из баженовского горизонта, абалакской свиты и углисто-глинистых среднеюрских отложений, для разных площадей, смешанных в разных пропорциях из-за различия в тектоническом строении и расположении клиноформ, причем по изотопно-фракционным кривым эта разница легко идентифицируется.

УВ из многопластовой системы танопчинской свиты и по молекулярным, и по изотопным параметрам ($-28.6...-26$ ‰) состава очень близки между собой, что подразумевает для них единый источник углеводородов и хорошую изолированность резервуаров. В танопчинских залежах УВ флюиды подвержены биodeградации, что изменяет молекулярный и изотопный состав исходного вещества. По молекулярным характеристикам биodeградацию подтверждает значительное содержание легких циклических и непредельных УВ в диапазоне $\text{C}_8\text{--C}_{10}$, характерное соотношение пристан/фитан, следовые количества терпановых и стерановых биомаркеров, триароматических соединений и др. Однако, по всем признакам, флюиды из разных горизонтов внутри одного пласта биodeградируются в различной степени, что подчеркивается различием изотопно-

фракционных кривых. Характеристикой, наследуемой от исходного ОВ, являются значения изотопного состава смолистой фракции, которая в меньшей степени затронута процессами биodeградации.

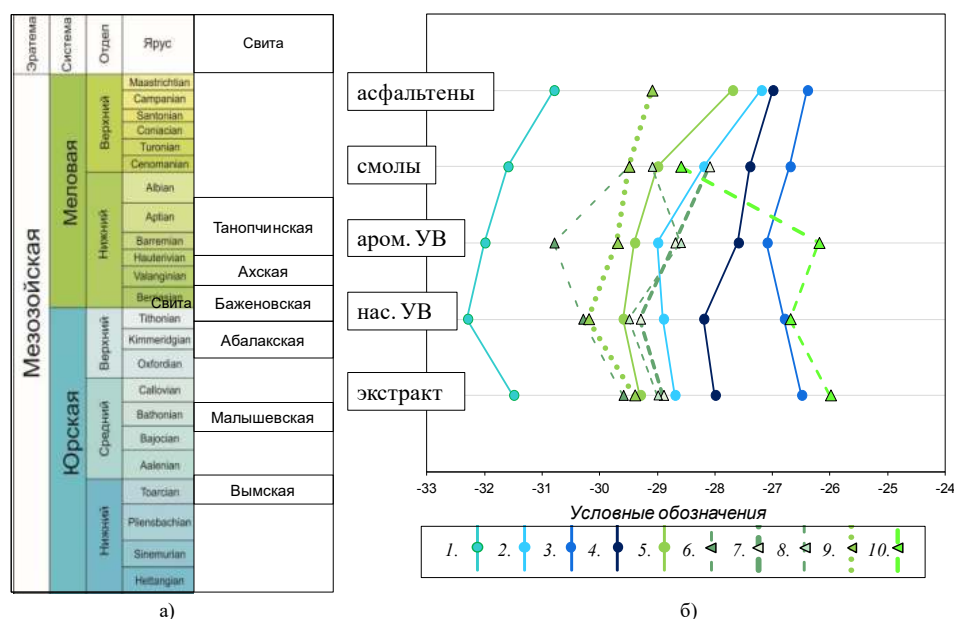


Рисунок 1. Стратиграфическая схема (а) и сравнение изотопно-фракционных кривых (б) экстрактов пород юрско-мелового разреза с флюидами ахской и таноупчинской свит (НМТ: 1 – баженовская, 2 – абалакская, 3 – малышевская, 4 – вымская, 5 – таноупчинская; 6, 7, 8 – пластовые флюиды из клиноформ ахской свиты, 9 – экстракт из коллектора таноупчинского горизонта, 10 – пластовый флюид таноупчинской свиты).

Таким образом, комплексные изотопно-геохимические исследования нефтематеринских пород, коллекторов и углеводородных флюидов позволили получить информацию, необходимую для анализа сложных процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в изучаемом бассейне. Данные, полученные в результате исследований, применимы при построении моделей углеводородных систем, оценке потенциальных геологических запасов, при решении задач связности резервуаров, а также при мониторинге разработки с целью определения работающих интервалов и коррекции запасов по отдельным участкам сложнопостроенных месторождений северной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-10-2022-011 в рамках программы развития НЦМУ.

Литература

- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
Гончаров И.В., Веклич М.А., Обласов Н.В. и др. (2023) // Геохимия. Т. 68. № 2. С. 115–135.
Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The Biomarker Guide. Volume II: Biomarkers and isotopes in petroleum systems and Earth history. Cambridge university press, 2005. 702 p.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА ВДОЛЬ ОБНАЖЕНИЯ ВЕНД-КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Парфенова Т.М.

ИНГГ СО РАН (parfenovtm@ipgg.sbras.ru)

В системе Хараулахских гор Северного Верхоянья в районе хребта Туора-Сис на северо-востоке Сибирской платформы распространены отложения верхнего протерозоя и фанерозоя (Виноградов, 1962 и др.). В 2009 году на обнажениях левого берега р. Лена автором изучен непрерывный разрез и собрана коллекция пород венда и кембрия. Анализ компонентов рассеянного органического вещества (ОВ) пород хараютэхской, тусэрской, сэктэнской, маяктахской и огоньорской свит проведены в ИНГГ СО РАН. Измерение изотопного состава углерода нерастворимых остатков и битумоидов пород выполнено под руководством Н.Л. Падалко, начиналось оно в ТФ ФГУП «СНИИГГиМС» и было продолжено в ИНГГ СО РАН.

Изучены потенциально нефтепроизводившие породы средней подсвиты хараютэхской свиты венда, сэктэнской и огоньорской свит кембрия (Парфенова и др., 2016; Parfenova, Melnik, 2021). Установлено, что значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ОВ вендских пород с содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ до 2.6 % в среднем равны -30.2‰ , $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ пород сэктэнской свиты среднего кембрия ($\text{C}_{\text{орг}}$ – от 2.0 до 6.8 %) – -30.6‰ . Органический углерод пород огоньорской свиты среднего и верхнего кембрия часто обеднен изотопом ^{12}C , значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ изменяются от -30.6‰ до -26.5‰ , среднее равно -28.7‰ . Максимальное положительное отклонение наблюдается в интервале от 45 до 135 метров от нижней границы огоньорской свиты. Изменение $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ венд-кембрийских отложений дополняет изученные характеристики ископаемого аквагенного ОВ верхнего протерозоя и фанерозоя, представленные в работах (Конторович и др., 1985 и мн. др.), подтверждает установленные ранее закономерности фракционирования изотопов углерода. Легкий изотопный состав ОВ хараютэхских, сэктэнских и огоньорских отложений связан с обогащением изотопом ^{12}C ОВ в результате процессов фотосинтеза аквабионтов и преобразования ОВ на этапе диагенеза. Существенные изменения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ отложений вдоль одного обнажения позволяют предполагать значительную гетерогенность ОВ потенциально нефтепроизводивших пород на северо-востоке Сибирской платформы. Известно, что в верхнем кембрии фиксируется положительное отклонение изотопов карбонатного углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ («стептонский максимум» – SPICE) в осадочных бассейнах Китая, Казахстана, США, Австралии, Аргентины и России (Peng et al., 2004; Saltsman et al., 2005; Kouchinsky et al., 2008; Liu et al., 2017; Гогин, 2008; Лазаренко и др., 2008 и др.). Изучение пород верхнего кембрия Сибири показало, что SPICE выявлен в породах огоньорской свиты (интервал отложений, отвечающий паибскому ярусу) в обнажениях низовьев р. Лена и ее притока р. Хос-Нелегэ (Гогин, 2008, Лазаренко и др., 2008) и юракийского горизонта в естественных выходах по берегам р. Кулюмбэ (северо-запад Сибирской платформы)

(Kouchinsky et al., 2008). Сопоставление профилей $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ по опубликованным данным и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ огоньорской свиты свидетельствует, что максимальное обогащение изотопом ^{13}C карбонатного вещества и ОВ наблюдается в одном интервале. Глобальное событие, связанное с повышением уровня моря, отразилось как на распределении $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, так и $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ в разрезе кембрия. Вероятно, нафтиды, генерированные ОВ огоньорской свиты будут отличаться повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$ от образованных породами хараютэхской и сэктэнской свит.

Исследование выполнено по проекту № FWZZ-2022-0011.

ВЛИЯНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСВЕЩЕНИЯ НА ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА БИОМАРКЕРОВ МОРСКИХ ДИАТОМЕЙ *PLEUROSIGMA INTERMEDIUM* И *RHIZOLENIA SETIGERA*

Педенчук Н.А.^{1,2}, Гао С.², Чжао Ю.³, Чжоу Ю.^{3,4}

¹*Skoltech (N.Pedentchouk@skoltech.ru);* ²*School of Environmental Sciences, University of East Anglia, UK;* ³*School of Chemistry and Chemical Engineering, SUSTech, China;*

⁴*Department of Ocean Science and Engineering, SUSTech, China*

Толщина и структура морского льда в полярных регионах играют важную роль в формировании климата не только у полюсов, но также и в других регионах Земли. Эти параметры контролируют долю отраженной и поглощенной солнечной радиации, и таким образом, регулируют обмен тепла, газов и влаги между океаном и атмосферой. Изучение и предсказание динамики морского льда в полярных регионах, в особенности в Арктике в условиях изменения климата, помимо научной ценности, имеет огромное прикладное значение для освоения природных богатств, а также для эффективной и безопасной навигации в этом регионе.

Предыдущие исследования показали, что биомаркеры – высокоразветвлённые изопреноиды (HBIs) – продуцируемые несколькими видами диатомовых водорослей, обитающими в морском льду, обладают специфичностью к источнику, а также, стабильны в толще воды и морских отложениях (Belt, 2018). Продуктивность этих диатомей, а также молекулярный и изотопный состав HBIs могут быть количественно связаны с уровнем проходящей через лёд солнечной радиации. Поэтому молекулярный и изотопный состав HBIs обладают большим потенциалом в качестве прокси-показателей для определения толщины и структуры морского льда. Однако, в настоящее время, такой потенциал всё ещё недостаточно изучен и практически не используется в палеореконструкциях динамики льда.

В этом исследовании морские виды диатомовых водорослей, *Pleurosigma intermedium* и *Rhizosolenia setigera*, были выращены при освещенности от 20 до 300 $\mu\text{моль м}^{-2} \text{с}^{-1}$ в лабораторных условиях. Образцы биомассы диатомей отбирались на разных этапах экспоненциальной и стационарной фаз для изучения

влияния интенсивности света на рост и фракционирование изотопов углерода ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) биомаркеров диатомей.

В результате этого лабораторного проекта мы обнаружили значительные и систематические изменения (ca. 10–15 ‰) по изотопному составу углерода ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) HBI C25:3 и C25:4, а также жирных кислот C14:0, C16:1 и C16:0, выделенных из морских диатомей *Pleurosigma intermedium* и *Rhizosolenia setigera*. HBI и жирные кислоты показали значительную положительную коррекцию между скоростью роста и интенсивностью излучения света. Аналогичная положительная корреляция была выявлена между данными по $\delta^{13}\text{C}$ и интенсивностью света. Образцы, собранные в стационарной фазе роста диатомей, были относительно обогащены ^{13}C (то есть имели более высокие $\delta^{13}\text{C}$) по сравнению с образцами из экспоненциальной фазы роста. Возможным объяснением этих наблюдений может служить относительные ограничения в доступности растворенного неорганического углерода, обогащённого ^{12}C при более высокой интенсивности света и в стационарной фазе роста.

В сравнении с ранее опубликованными данными по $\delta^{13}\text{C}$ из полярных регионов (Belt et al., 2008; Massé et al., 2011; Schmidt et al., 2018), наши данные показали схожие значения, но гораздо более широкий диапазон. Что особенно примечательно, данные нашей работы также выявили значительную изменчивость $\delta^{13}\text{C}$ в зависимости от интенсивности света, особенно в условиях низкой освещенности (то есть, между 20 и 100 $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$). Значительные различия в изотопном составе углерода биомаркеров, в зависимости от интенсивности света, ранее не принимались во внимание, так как основной упор обычно делался на использование значений по $\delta^{13}\text{C}$ как показателя источника биомаркеров диатомей, то есть ледовая, или открытая морская, или опреснённая прибрежная обстановка.

Результаты нашего исследования расширяют диапазон применения изотопных значений биомаркеров диатомей не только как показателя источника C_{org} , но также, как и показателя биопродуктивности и прокси-параметра динамики льда. Такого типа информация улучшит качество интерпретации данных по изотопному составу биомаркеров морских диатомей и поспособствует дальнейшей разработке этой методики в качестве инструмента для оценки динамики морского льда в Арктике не только в прошедшие эпохи, но и для прогнозирования в будущем.

Литература

- Belt S.T. (2018) // *Org. Geochem.* V. 125. P. 277–298.
Belt S.T., Massé G., Vare L.L. et al. (2008) // *Mar. Chem.* V. 112. Iss. 3–4. P. 158–167.
Massé G., Belt S.T., Crosta X. et al. (2011) // *Antarct. Sci.* V. 23. Iss. 5. P. 487–498.
Schmidt K., Brown T.A., Belt S.T. et al. (2018) // *Biogeosciences.* V. 15. P. 1987–2006.

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ПРИРОДНЫХ ВОД ПРИБАЙКАЛЬЯ

Петров В.В.

ВСЕГЕИ (pvvaqua@mail.ru)

Изучение изотопного состава О и Н природных вод Прибайкалья проводится на протяжении многих лет (Ломоносов И.С., Писарский Б.И., Замана Л.В., Плюснин А.М., Оргильянов А.И. и др.). Отмеченные исследования касались по большей части азотных терм Байкальской рифтовой зоны. В результате, после долгих дискуссий, были обоснованы условия формирования этих терм глубинного питания за счет метеогенных жильных вод горного обрамления Байкальской рифтовой зоны, погружающихся на значительные глубины (более 3–4 км). В то же время, представляется важным рассмотрение особенностей распределения природных вод разного изотопного состава данного региона. На ряду с термальными имеются в виду грунтовые, артезианские и поверхностные воды, включая воды оз. Байкал.

Представленная работа выполнена в рамках исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2015–2020 гг. Пробы воды отбирались вдоль всего побережья озера Байкал из холодных и термальных источников, колодцев и скважин, а также из озер, рек, ручьев и из самого озера. Важно отметить, что выходы терм на дневную поверхность в виде источников происходят как непосредственно из коренных пород по трещинам (источник Алла, Золотой Ключ и т.п.), так и просачиваясь через рыхлые четвертичные образования, чехлом перекрывающее коренные породы (Гусихинский, Змеиный и т.п.). Некоторые термы вскрываются скважинами (Загза, Горячинск, Гусиха и т.п.). Всего отобрано и проанализировано более 60 проб воды. В настоящее время работы продолжаются. Пробы воды анализировались в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Особенности изотопного состава вод указывает на их метеогенное происхождение (рис. 1). Можно выделить 5 основных групп природных вод региона.

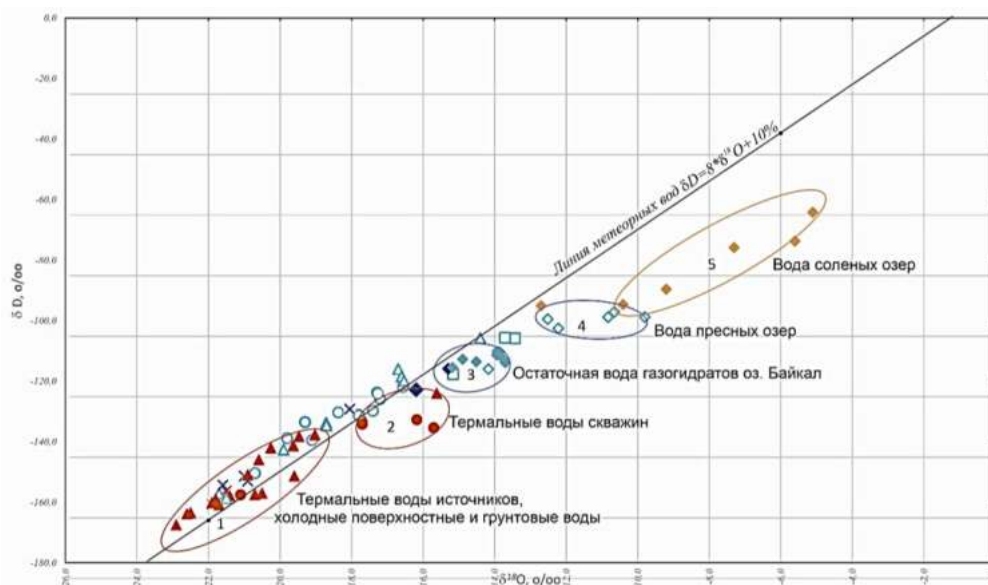


Рисунок 1. Изотопный состав природных вод Байкала и его побережий.

В 1 группу входят наиболее легкие по изотопному составу воды. Это азотные термы и поверхностные воды рек и ручьев, а также воды источников подземных холодных вод. Следует отметить, что самые облегченные по изотопному составу воды получены из малодобитных источников с температурой 30–45 °С. Изотопный состав воды источника Змеиный на берегу одноименной бухты представлен $\delta D = -167.5 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -22.9 \text{ ‰}$, в источнике Хакусы – $\delta D = -160.1 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -21.8 \text{ ‰}$, в источник Давша – $\delta D = -160.9 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -21.7 \text{ ‰}$. Вода Ааленского источника, вытекающая из трещины в кварцитах в виде грифона, имеет температуру 72 °С. Ее изотопный состав $\delta D = -146.0 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -20.6 \text{ ‰}$. В состав данной группы входят также термальные воды (40–70 °С) грифонов Кулиного болота, теплый и холодный ручьи Фролихи и Езовки. Холодные воды рек имеют следующий изотопный состав: Сухая – $\delta D = -151.4 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -21.0 \text{ ‰}$, Турка – $\delta D = -153.0 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -20.9 \text{ ‰}$, Гусиха – $\delta D = -154.3 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -21.6 \text{ ‰}$, как видно, весьма сходный с составом терм. Наиболее показательны данные по изотопии вод в районе Гусихинских терм, где термальные воды источника (37 °С), скважины (72 °С), и холодные воды реки Гусихи, имеют сходный изотопный состав.

К группе 2 относятся сравнительно утяжеленные по изотопному составу термальной воды скважины курорта Загза ($\delta D = -132.7 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -16.2 \text{ ‰}$) и нефтяной скважины 5р в Селенгинской депрессии ($\delta D = -134.2 \text{ ‰}$, $\delta^{18}O = -17.7 \text{ ‰}$). В эту группу также входят подземные холодные воды источников и скважин, а также воду оз. Байкал.

К группе 3 отнесены остаточные воды газогидратов со дна оз. Байкал и воды этого озера.

Четвертая группа вод характеризуется более тяжелым изотопным составом, это воды ряда пресных озер (Теплое, Изумрудное, Сказка).

Пятая группа включает наиболее тяжелые по изотопному составу воды озера с солеными водами (Бормашовое, Халюа-Нур). Утяжеление изотопного состава происходит и в озере с термальными водами (оз. Кулиное блюдце).

Сходство изотопного состава термальных и холодных поверхностных и грунтовых вод (1 группа) указывает на смешение этих вод в приповерхностных условиях. Сравнительно утяжеленный по отношению к водам 1 группы изотопный состав подземных холодных и термальных вод, вскрытых скважинами (группа 2), тоже предполагает смешение пластовых подземных вод осадочного чехла с трещинно-жильными водами фундамента. Следует отметить, что в эту группу входят и воды оз. Байкал, что может указывать на взаимодействие подземных вод и вод озера. Сравнительно утяжеленный изотопный состав имеют остаточные воды газогидратов (группа 3). Сходная с ними по изотопному составу вода озера Байкал указывает на то, что эта вода была основой газогидратов. В озерных водах за счет испарения происходит накопление изотопов воды, что приводит к утяжелению ее изотопного состава, это происходит и в случае питания озера термальными водами (группы 4, 5).

Сходство изотопного состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны, вод ручьев и рек и холодных вод источников позволяет предполагать, что термальные воды формируются в результате смешения глубинных жильных, грунтовых и поверхностных вод атмосферного питания, а нагрев вод происходит кондуктивно

(Голубев, Павлов, 2008) при контакте жильных вод зон разломов с прогретыми вмещающими породами. Прогрев пород происходит за счет высокого теплового потока (Атлас..., 1983).

Литература.

Атлас гидрогеологических и инженерно-геологических карт СССР. М.: ГУГК, 1983.

Голубев В.А. Павлов С.Х. (2008) // ДАН. Т. 418. № 1. С. 101–105.

КАРБОНАТНЫЕ ГОРИЗОНТЫ С АНОМАЛЬНО НИЗКИМИ ЗНАЧЕНИЯМИ $\delta^{18}\text{O}$ В ПЕРЕХОДНЫХ ТОЛЩАХ ОТ ВЕНДА К КЕМБРИЮ – СЛЕДЫ ПОСЛЕДНИКОВОГО ПОТОПА.

Покровский Б.Г., Кулешов В.Н., Буякайте М.И., Колесникова А.А.

ГИН РАН (pokrov@ginras.ru)

В хемотратиграфии докембрия изотопный состав кислорода обычно используют как показатель постседиментационных преобразований. В ряде представительных разрезов переходных толщ от венда к кембрию на юге Сибири и западе Монголии, однако, обнаружены сравнительно маломощные (метры, первые десятки метров) карбонатные горизонты, в которых обеднение ^{18}O -м изотопом кислорода достигает 20 ‰ (табл. 1), что крайне сложно объяснить эпигенетическими процессами, тем более, что в нижележащих позднекембрийских и вышележащих палеозойских толщах такие горизонты не встречаются. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в них близки к мантийным, но наличие вулканического (карбонатитового) материала опровергается коровыми отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Породы с аномально низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ чаще всего представлены карбонатными брекчиями, однако встречаются и тонкослоистые мергели, характерные как для морских, так и для озерных осадков. На р. Чара брекчии существенно обогащены битумоидами ($C_{\text{орг}}$ до 2.5 %): возможно, во время формирования раннекембрийских нефтегазовых месторождений юга Сибирской платформы (талаканского и др.) они служили флюидопроводами.

Таблица 1. Изотопные характеристики горизонтов с аномально низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и вмещающих карбонатных толщ.

Район	Свита	Аномальный горизонт		Вмещающие породы		Ссылка
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
З. Монголия, р. Баян-гол	Баянгольская	6.4	–2.3	15.5 ± 3.5	-2.8 ± 3.2	[1]*
Уринское поднятие, р. Лена	Тиновская	9.7	–3.5	17.7 ± 7.7	-4.6 ± 2.0	[2]*

Район	Свита	Аномальный горизонт		Вмещающие породы		Ссылка
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
В. Саяны, р. Боксон	Табинзуртинская	8.6	-2.8	18.5±4.5	-3.0±2.5	[3]*
Патомское нагорье, р. Витим	Жербинская	6.3	-5.3	24.3±1.8	0.6±3.0	[4]*
Патомское нагорье, р. Чая	Усатовская	7.0	-4.7	24.7±2.4	-2.8±1.6	[4]*
Патомское нагорье, р. Малая Чуя	Нохтуйская	4.6	-5.8	20.7±5.0	-2.8±2.9	Н/о
Прибайкалье, р. Куртун	Аянканская	3.9	-24.6	23.0±2.8	-0.7±2.4	Н/о

Примечание. Для аномальных горизонтов приведены экстремальные значения $\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW) и $\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB), для вмещающих пород – средние значения для названной свиты. Н/о – не опубликованные данные.

* – [1]: Кулешов, Жегалло, 1997; [2]: Pelechaty, 1998; [3]: Покровский и др., 1999; [4]: Покровский, Буякайте, 2015.

Существует два возможных варианта объяснения генезиса аномальных горизонтов: 1) гидротермально-метасоматический и 2) осадочный. В первом варианте следует исходить из того, что изначально аномальные породы ничем не отличались от окружающих карбонатных толщ и были подвергнуты воздействию обедненных ^{18}O , возможно горячих, вод на постседиментационной стадии. В этом случае изотопно-кислородный сдвиг должен зависеть от изотопного состава исходной породы ($\delta^{18}\text{O}_{\text{п}}$), воды ($\delta^{18}\text{O}_{\text{в}}$), температуры (Т) и отношения вода/порода (В/П) согласно уравнению: В/П (закрытая система) = $(\delta^{18}\text{O}_{\text{кп}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{пп}}) / (\delta^{18}\text{O}_{\text{нв}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{кп}} + \Delta^{18}\text{O}_{\text{п-в}})$, в котором буквами «н» и «п» обозначены начальное и конечное состояние системы, а $\Delta^{18}\text{O}_{\text{п-в}}$ – О-изотопное фракционирование между карбонатом и водой, или уравнению В/П (открытая система) = Ln В/П (закрытая система) (Taylor, 1977). Если принять реалистичные для данной геологической ситуации параметры гидротермальной системы: $T \approx 70\text{--}80^\circ\text{C}$ и $\text{В/П} \approx 1$, изотопно-кислородный сдвиг на 15–16 ‰ в карбонатах с исходными величинами $\delta^{18}\text{O} \approx 20$ ‰ могли осуществить только воды с весьма низкими значениями $\delta^{18}\text{O} < -20$ ‰. Более высокие температуры и отношения В/П маловероятны, так как никаких признаков высокотемпературных и высокорасходных гидротермальных систем в рассматриваемых разрезах нет, равно как и интрузивных тел, способных активизировать такие системы.

Второй вариант – осадочный генезис предполагает формирование аномальных слоев в бассейне, заполненном водой с близкими или еще более низкими значениями $\delta^{18}\text{O} \approx -25$ ‰, которые могли иметь только атмосферные воды в условиях очень холодного климата (близкий изотопный состав кислорода в настоящее время имеют, например, ледники Гренландии).

Все указанные в таблице свиты относятся либо к немакит-далдынскому либо к вышележащему томмотскому ярусу нижнего кембрия и укладываются в возрастной интервал от 541–521 млн лет, примыкающий и, возможно, перекрывающийся с Байконурским оледенением, которое началось не раньше 549 млн лет и закончилось не позднее 533 млн лет (Чумаков, 2011). Представляется вероятным, что раннекембрийские горизонты с аномально низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ связаны с образованием и последующим сбросом в морские бассейны обширных постледниковых озер, подобно тому, как это происходило после окончания последнего плейстоценового оледенения. Хорошо изучена, в частности, история приледникового озера Агассис, которое занимало в раннем голоцене значительную часть Северо-Американского континента. Около 8.2–8.4 тыс. лет назад воды озера прорвали перемычку, отделявшую его от Гудзонова залива, растопили остатки заполнявшего залив ледника и обрушились в Северную Атлантику (Gauthier et al., 2020). Прорыв озера носил характер природной катастрофы, о чем свидетельствуют многочисленные брекчии, заполняющие дренажные каналы. Аналогичное происхождение, возможно, имеют обедненные ^{18}O карбонатные брекчии в переходных толщах от венда к кембрию.

Литература.

- Кулешов В.Н., Жегалло Е.А. (1997) // *Литол. и полез. ископаемые*. № 1. С. 48–57.
Покровский Б.Г., Буякайте М.И. (2015) // *Литол. и полез. ископаемые*. № 2. С. 159–186.
Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. (1999) // *Стратиграф. Геол. корреляция*. Т. 7. № 3. С. 23–41.
Чумаков Н.М. (2011) // *Стратиграф. Геол. корреляция*. Т. 19. № 1. С. 3–23.
Gauthier M.S., Kelley S.E., Hodder T.J. (2020) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 544. 116372.
Pelechaty S.M. (1998) // *J. Geol. Soc.* V. 155. No 6. P. 957–973.
Taylor H.P., Jr. (1977) // *J. Geol. Soc.* V. 133. No 6. P. 509–558.

СОВМЕСТНЫЙ РАСЧЕТ ХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ РАВНОВЕСИЙ: ИЗОТОПЫ УГЛЕРОДА, КИСЛОРОДА И ЖЕЛЕЗА

Поляков В.Б., Мироненко М.В., Аленина М.В.

ГЕОХИ РАН (vpolyakov@mail.ru)

Общий подход к совместному расчёту химических и изотопных равновесий – метод изотопно-химической системы, идея которого принадлежит Рыженко Б.Н., восходит к работам Гричука Д.В. с коллегами по совместному расчёту химических и изотопных равновесий, в серосодержащих системах (Банникова и др., 1987; Гричук, 1987, 1988, 2000; Гричук, Леин, 1991). Подход, позволяет проводить расчёт изотопных и химических равновесий в один этап, вместо последовательных расчётов сначала химического и минерального состава, а затем равновесных изотопных эффектов в системе.

В качестве основы для совместного расчёта химических и изотопных равновесий принят программный комплекс *GEOSHEQ*, (Мироненко и др., 2000),

который использует базу термодинамических данных SUPCRT92 с дополнениями и исправлениями (Johnson et al., 1992). Расчёт химических равновесий в этом комплексе проводится методом минимизации энергии Гиббса системы по алгоритму выпуклого симплекса (de Capitani, Brown, 1987). Для включения в расчёт изотопных равновесий эффектов кислорода, углерода и железа при использовании этого метода необходимо вместо этих элементов включить в систему в качестве независимых компонентов изотопы ^{12}C , ^{13}C , ^{16}O , ^{18}O , ^{54}Fe , ^{56}Fe , а в список веществ включить соответствующие изотопологи. Применение метода минимизации энергии Гиббса предполагает в том числе знание свободных энергий образования этих изотопологов.

Все расчёты равновесий проводят в приближении идеальности смесей изотопов, согласно которому изотопные эффекты не зависят от кратности изотопного замещения. Это приближение неявно используется в подавляющем большинстве геохимических приложений и выполняется с высокой точностью для изотопов всех элементов за исключением водорода при температурах выше 100 К. При расчётах изотопных эффектов мы будем опираться на формализм β -фактора. Если исключить специальные исследования внутримолекулярных и «clumped» изотопных эффектов, то с учётом $|\beta-1| \ll 1$ удобно использовать β -фактор соединения в целом:

$$\ln \beta_{\Sigma} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln \beta_i, \quad (1)$$

β_{Σ} – β -фактор соединения в целом, β_i – β -фактор изотополога с замещением только в i -той позиции, индекс i нумерует однозамещённые изотопологи. Использование β -фактора соединения в целом позволяет при расчёте равновесных изотопных эффектов наряду с наиболее распространённым (основным) изотопологом рассматривать только присутствие однозамещённого (редкого) изотополога, характеризующегося β -фактором, равным β_{Σ} , энергия Гиббса которого рассчитывается по следующей формуле:

$$G^*(T, P) = G(T, P) + RT[\ln \beta_{\Sigma} + 1.5 \ln(m^*/m)], \quad (2)$$

G и G^* – энергии Гиббса основного и редкого изотопологов; m и m^* – массы основного и редкого изотопов, а остальные величины имеют традиционные обозначения. Поскольку на данном этапе зависимость β -факторов от давления не учитывалась и влияние давления на изменение изотопных составов тех или иных веществ, составляющих систему, обуславливалось изменением минерального и химического состава фаз, то при создании базы изотопных данных необходимо учитывать только температурные зависимости β -факторов. Данные по температурным зависимостям β -факторов были унифицированы в виде полинома следующего вида (Mironenko et al., 2018):

$$10^3 \ln \beta_{\Sigma} = + A_{0.5} x^{0.5} + A_1 x + A_2 x^2 + A_3 x^3 + A_4 x^4 + A_5 x^5 + A_6 x^6 \quad x = 10^6/T^2 \quad (3)$$

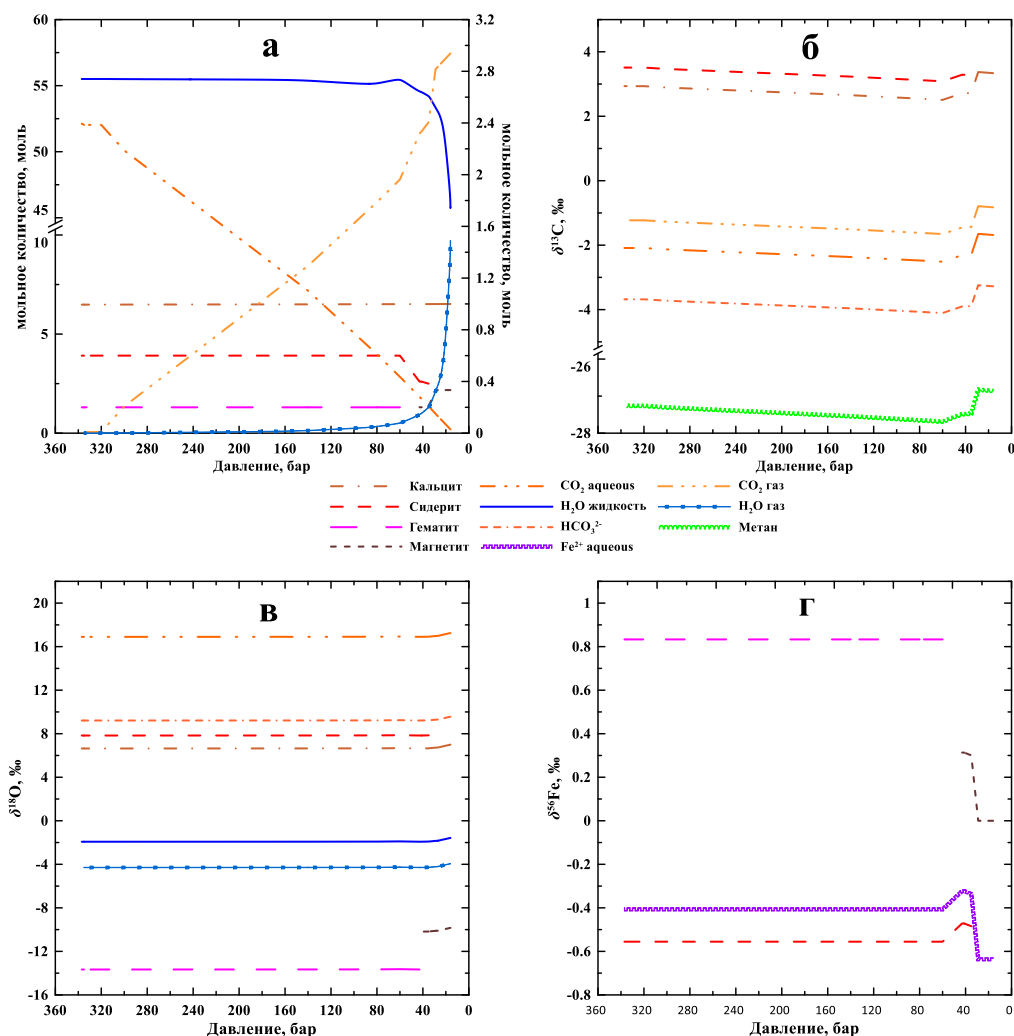


Рисунок 1. Зависимость мольных количеств основных компонентов гидротермальной системы (а) и их изотопных эффектов углерода (б), кислорода (в) и железа (г) от давления. На рисунке (а) левая ось относится только к мольным количествам воды (жидкость и газ).

Создание согласованных баз данных по С, О и Fe β -факторам явилось одной из задач при разработке программного комплекса *GEOCHEQ_Isotope*, предназначенного для расчёта химических и изотопных равновесий. При формировании согласованной базы данных учитывался тот факт, что сейчас нет метода, который мог бы рассматриваться как универсальный при измерении равновесных изотопных констант. По этой причине предпочтение отдавалось значениям С, О и Fe β -факторов, подтвержденным разными методами (Mironenko et al., 2018; Поляков и др., 2021).

В качестве примера использования программного комплекса *GEOCHEQ_Isotope* для расчёта химических и изотопных равновесий рассмотрена система следующего состава: 111.02 моль Н + 65.5752945 ^{16}O моль + 0.1347055 моль ^{18}O + 1 моль Са + 0.940112091 моль ^{56}Fe + 0.059887909 моль ^{54}Fe + 3.95555068 моль ^{12}C + 0.04449315 моль ^{13}C . Расчёт выполнен при температуре 200 °С и понижении давления от 343 до 16 бар. При этом происходит дегазация водного раствора, повышается его щелочность и меняется ассоциация Fe-содержащих минералов (рис. 1).

СОВМЕСТНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ЯДЕРНОГО НЕУПРУГОГО ГАММА-РЕЗОНАНСНОГО РАССЕЯНИЯ И НЕУПРУГОГО РАССЕЯНИЯ НЕЙТРОНОВ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ В-ФАКТОРА НА ПРИМЕРЕ ПИРИТА (FeS₂)

Поляков В.Б.¹, Ширяев А.А.², Осадчий Е.Г.³, Чареев Д.А.³, Воронин М.В.³,
Rols S.⁴, Chumakov A.I.⁵

¹ГЕОХИ РАН (vpolyakov@mail.ru); ²ИФХЭ РАН; ³ИЭМ РАН; ⁴ILL, France;

⁵ESRF, France

В настоящее время надёжными могут считаться только согласующиеся оценки равновесных факторов фракционирования стабильных изотопов, полученные разными методами. Это делает важным и необходимым разработку новых методов определения равновесных коэффициентов разделения изотопов. Мы покажем первое совместное применение ядерного неупругого гамма-резонансного рассеяния (ЯНГРР) и неупругого рассеяния медленных нейтронов (НРМН) для определения β -факторов на примере пирита. Применение ЯНГРР и НРМН к измерению β -факторов основано на использовании первого порядка термодинамической теории возмущений к процессу равновесного фракционирования стабильных изотопов (Поляков, 1991; Polyakov, 1997):

$$\ln \beta_{m^*/m} = \frac{m^* - m}{m^*} \left(\frac{K_m}{zRT} - \frac{3}{2} \right), \quad (1)$$

где $\beta_{m^*/m}$ – β -фактор для фракционирования изотопов рассматриваемого химического элемента с массами m^* и m ; K_m – кинетическая энергия изотопа с массой m в расчёте на 1 моль вещества; z – число атомов рассматриваемого элемента, в химической формуле; T – абсолютная температура; R – универсальная газовая постоянная.

При использовании ЯНГРР оценивается кинетическая энергия ^{57}Fe , а массы m^* и m равны массам изотопов ^{54}Fe и ^{57}Fe , соответственно. Формула (1) в этом случае даёт $\ln \beta_{^{54}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}} = -\ln \beta_{^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}}$. Для расчёта $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ β -фактора необходимо найти кинетическую энергию изотопа серы ^{32}S и использовать в формуле (1) массы ^{34}S и ^{32}S в качестве m^* и m .

Эксперименты по НРМН позволяют измерить фононный спектр (плотность колебательных состояний – ПКС) и на этой основе рассчитать кинетическую энергию всей кристаллической решётки:

$$K_{\Sigma} = 1.5RT \int_0^{e_{\max}} (e/kT)^{de} g_{\Sigma}(e) Ein. \quad (2)$$

Кинетическая энергия ^{57}Fe рассчитывается аналогично через ПКС изотопа ^{57}Fe :

$$K_{^{57}\text{Fe}} = 1.5RT \int_0^{e_{\max}} (e/kT)^{de} g_{^{57}\text{Fe}}(e) Ein \quad (3)$$

в (2) и (3) g_{Σ} и $g_{^{57}\text{Fe}}$ – ПКС всего кристалла и изотопа ^{57}Fe , соответственно; Ein – функция Эйнштейна для энергии гармонического осциллятора: $Ein(x) \equiv \frac{x}{[\exp(x)-1]} + 0.5x$.

Нами были проведены эксперименты по ЯНГРР на Европейском синхротроне в Гренобле и по НРМН в институте Ланжевена-Лауэ, по результатам которых найдены ПКС кристаллической решётки пирита в целом и изотопа ^{57}Fe в пирите (рис. 1).

Для расчёта β -фактора железа достаточно знания кинетической энергии колебаний ^{57}Fe , как объяснено выше. Результаты расчётов и сравнении с другими оценками показаны на рис. 2а. Температурная зависимость $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ β -фактора описывается полиномом:

$$10^3 \ln \beta = 1.20090x - 4.9249 \times 10^{-3}x^2 + 3.8756 \times 10^{-5}x^3 \quad x = 10^6/T^2 \quad (4)$$

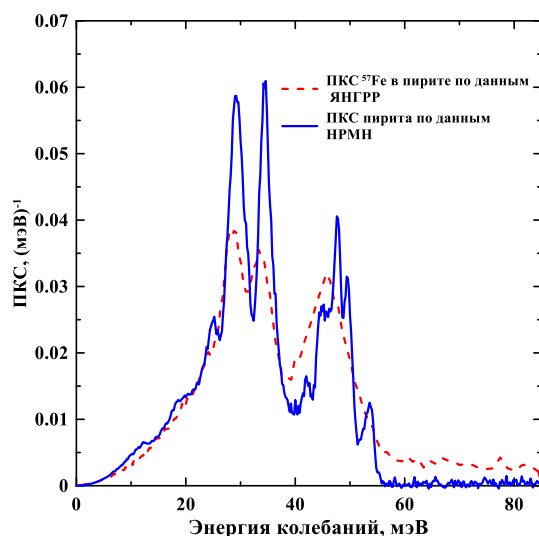


Рисунок 1. ПКС пирита и изотопа ^{57}Fe в пирите, по данным ЯНГРР и НРМН. Площади под обеими ПКС нормированы на единицу.

Для расчёта $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ β -фактора для пирита необходимо найти кинетическую энергию колебаний ^{32}S . Поскольку эксперименты по НРМН проводили на образцах с природным изотопным составом железа и серы, то для нахождения кинетической энергии ^{32}S надо знать соотношение между кинетическими энергиями колебаний смеси изотопов в целом и индивидуальными изотопами. Было показано (Поляков и др. 2019), что

$$K_{\text{Fe}} - 1.5RT = \frac{(K_{^{57}\text{Fe}} - 1.5RT)}{0.980798},$$

$$K_{^{32}\text{S}} - 1.5RT = 1.002875(K_{\text{S}} - 1.5RT)$$

где K_{Fe} , K_{S} и $K_{^{32}\text{S}}$ – кинетические энергии колебаний кристаллической подрешёток железа, серы и кинетическая энергия колебаний изотопа ^{32}S , соответственно. Алгоритм оценки β -фактора серы сводится к следующему:

1. Расчёт K_{Fe} по найденной согласно (3) кинетической энергии колебаний ^{57}Fe ;
2. Расчёт кинетической энергии кристаллической решётки пирита по уравнению (2);
3. Расчёт кинетической энергии кристаллической подрешётки серы $K_{\text{S}} = K_{\Sigma} - K_{\text{Fe}}$;
4. Расчёт кинетической энергии колебаний изотопа ^{32}S по найденной в п. 3 K_{S} .
5. Расчёт $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ β -фактора для пирита по уравнению (1).

Зависимость $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ для пирита β -фактора от температуры описывается полиномом:

$$10^3 \ln \beta = 1.81727 - 12.0006 \times 10^{-3}x^2 + 11.9257 \times 10^{-5}x^3, x = 10^6/T^2 \quad (5)$$

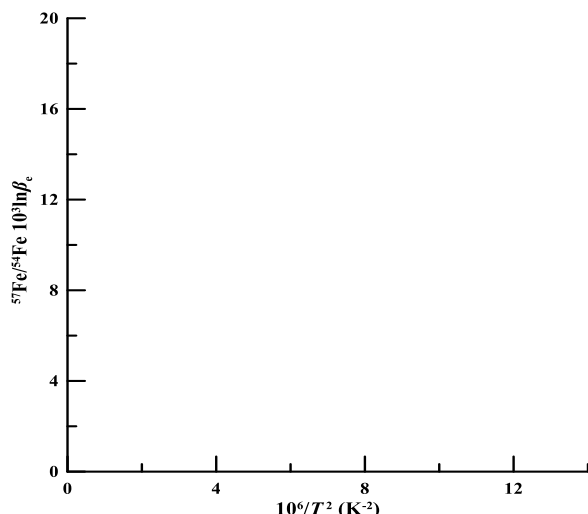


Рисунок 2. Сравнение найденных значений β -факторов железа (а) и серы (б) с литературными данными.

Сравнение с другими оценками $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ β -фактора для пирита показано на рис. 2б.

Согласие результатов с оценками, полученными другими методами, свидетельствует о надёжности найденных значений β -факторов и показывает возможности совместного использования НРМН и ЯНГРР для определения β -факторов минералов, состоящих из атомов двух элементов, один из которых имеет мессбауровский изотоп.

ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ РОСТА АЛМАЗА НА ЕГО ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И КОНЦЕНТРАЦИЮ ПРИМЕСИ АЗОТА

Реутский В.Н., Борздов Ю.М.

ИГМ СО РАН (reutsky@igm.nsc.ru)

Основной причиной вариаций отношения изотопов углерода и концентрации примеси азота в кристаллах природного алмаза традиционно рассматривается изменение состава флюида. В настоящем докладе мы детально рассматриваем дополнительный механизм, который может генерировать постепенные изменения $\delta^{13}\text{C}$ и содержания азота в направлении роста монокристаллов алмаза, растущих из флюида постоянного состава. Увеличение размера кристалла может приводить к уменьшению линейной скорости роста и изменению коэффициентов распределения примесей и изотопов. Данный процесс поддаётся моделированию для монокристалльного роста исходя из геометрии кристалла и модели Бартона-Прима-Слихтера (БПС) (Reutsky, Borzdov, 2023).

Согласно БПС, величина эффективного разделения примесей при кристаллизации из раствора определяется отношением произведения величины диффузионного слоя и линейной скорости кристаллизации к скорости диффузии

примеси ($\delta V/D$). Влияние скорости роста на изотопное фракционирование углерода между растущим алмазом и металл-углеродным расплавом экспериментально продемонстрировано для линейных скоростей роста от 10^{-8} до 10^{-5} м/с (Reutsky et al, 2012). При более низких скоростях он может быть проявлен, если дистанция диффузии углерода значительна. Учитывая, что транспорт рассеянных элементов в мантии осуществляется преимущественно диффузионным путём, величины δ для углерода и азота при кристаллизации алмаза могут составлять метры и километры. Рассчитанные постепенные изменения $\delta^{13}\text{C}$ и содержания N в направлении кристаллизации достигают нескольких промилле и сотен ppm, соответственно, что является доступным для изучения современными методами. Важно отметить, что эти изменения не требуют изменения температуры, давления и состава мантийного флюида.

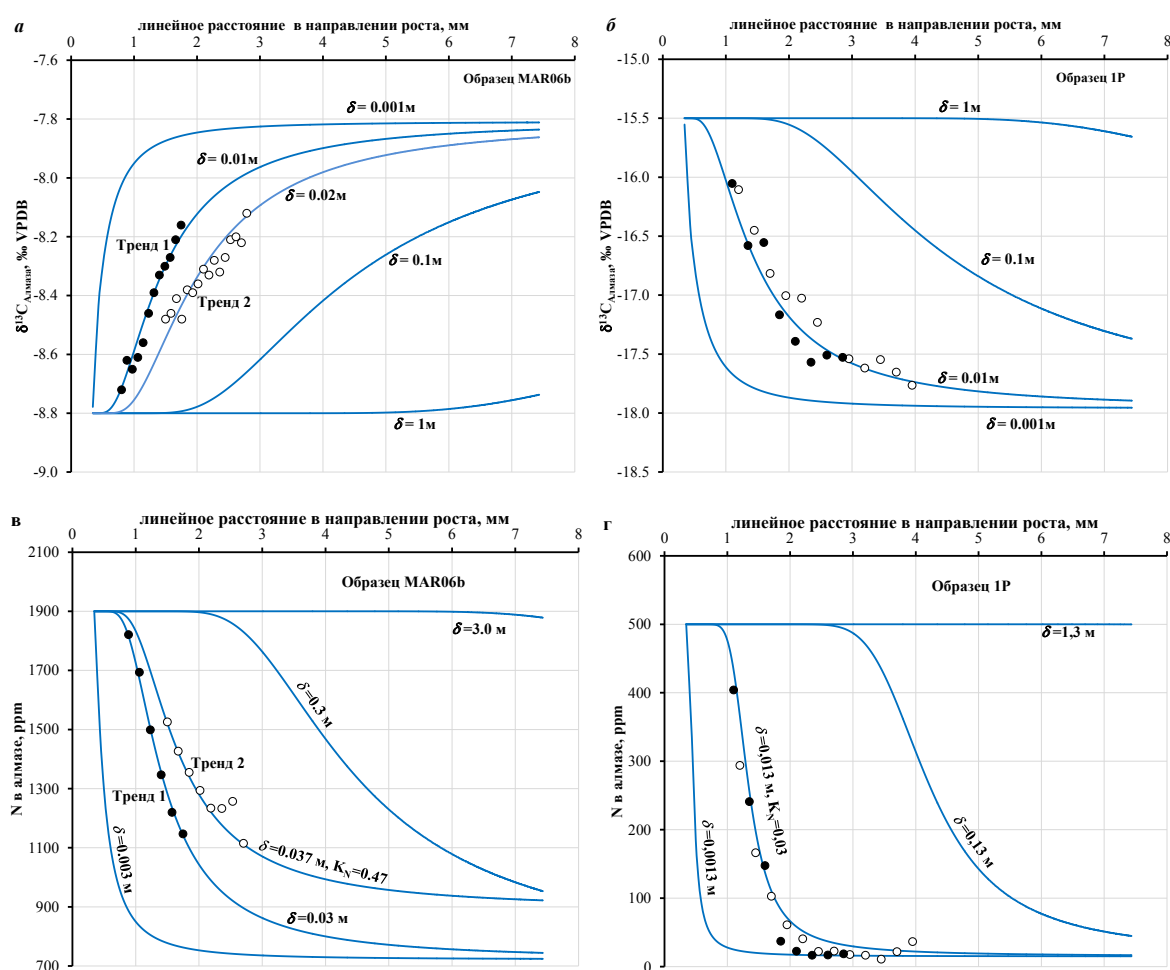


Рисунок 1. Изменение изотопного состава углерода (а, б) и концентрации примеси азота (в, г) в направлении роста кристаллов алмаза. Сплошные линии – результаты моделирования изменения коэффициента фракционирования при уменьшении линейной скорости роста октаэдрического кристалла. Точки – результаты непосредственных локальных измерений. В образце MAR06b (а, г) Тренд 1 и Тренд 2 – последовательные участки роста кристалла, разделённые зоной хаотичных изменений состава. В образце 1P (б, г) пустые и заполненные круги соответствуют разным сторонам профиля, проходящего через центр кристалла.

Применимость рассматриваемого механизма к природным обстановкам протестирована на двух природных кристаллах, содержащих флюидные включения. В кристалле MAR06b идентифицированы микровключения графита и углеродородов (Smit et al, 2016), а в кристалле 1P включения представлены окисленным флюидом (карбонаты) (Титков и др., 2015). Результаты расчёта изменения изотопного состава углерода и концентраций примеси азота приведены на рис. 1 и хорошо соответствуют фактически измеренным характеристикам. Моделирование изотопного фракционирования углерода проведено для случая кристаллизации идеального объёмного октаэдра при скорости диффузии углерода (D) 3×10^{-9} м²/с, величине диффузионного слоя (δ) 0.01 м и линейных скоростях роста (V) от 10^{-9} до 10^{-7} м/с. Коэффициенты равновесного фракционирования углерода k_{eq} составляют 1.001 и 0.9975, что соответствует разнице $\delta^{13}\text{C}$ между раствором и кристаллом +1.0‰ и –2.5 ‰ для восстановленного и окисленного флюида, соответственно. Расчёт разделения примеси азота проведён при $D = 5 \times 10^{-9}$ м²/с и $\delta = 0.01$ –0.03 м. При тех же скоростях роста, что применены при расчётах изотопного фракционирования углерода, коэффициенты разделения азота составили 0.38–0.47 для кристаллизации из восстановленного флюида и 0.03 для окисленного.

Эффект скорости роста формирует тренды $\delta^{13}\text{C}$ и N_{ppm} , противоположные трендам рэлеевского фракционирования в закрытой системе при тех же окислительно-восстановительных условиях. Во всех случаях примесь азота демонстрирует не совместимое с алмазом распределение. Для рассмотренных природных примеров это дает хорошее соответствие изотопного профиля составу микровключений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-17-00075

Литература

- Титков С.В., Ширяев А.А., Зудина Н.Н. и др. (2015) // *Геология и геофизика*. № 56. № 1–2. С. 455–466.
- Reutsky V.N., Borzdov Y.M. (2023) // *Diamond Relat. Mater.* V. 135. 109865
- Reutsky V.N., Borzdov Y.M., Palyanov Y.N. (2012) // *Diamond Relat. Mater.* V. 21. P. 7–10.
- Smit K.V., Shirey S.B., Stern R.A. et al. (2016) // *Lithos.* V. 265. P. 68–81.

ИЗОТОПНЫЕ ЭФФЕКТЫ УГЛЕРОДА ПРИ СУБДУКЦИИ КАРБОНАТНОГО ВЕЩЕСТВА В МЕТАЛЛСОДЕРЖАЩУЮ МАНТИЮ

Реутский В.Н., Борздов Ю.М., Пальянов Ю.Н.

ИГМ СО РАН (reutsky@igm.nsc.ru)

Зоны субдукции обеспечивают транспорт корового вещества, включая карбонатные осадки в восстановленные области мантии, где, на глубинах 250–300 км, может равновесно присутствовать металлическое железо

(Rohrbach, Schmidt, 2011). Экспериментально показано, что взаимодействие карбонатов с металлами при температурах и давлениях мантии обеспечивает высвобождение элементарного углерода в форме алмаза/графита (Palyanov et al., 2013). Взаимодействие карбонатов с металлами может формировать значительные изотопные неоднородности углерода в мантии, поскольку сопровождается значительным изотопным фракционированием между образующимися углеродсодержащими фазами: минералами, флюидами и расплавами.

Мы экспериментально исследовали распределение изотопов углерода в при взаимодействии FeNi сплава с карбонатом состава $(\text{Mg,Ca})\text{CO}_3$ в диапазоне температур 800–1550 °C при давлении 6.3 ГПа, что моделирует корово-мантийные окислительно-восстановительные реакции в процессе субдукции карбоната в металлосодержащую мантию. Эксперименты проведены в ИГМ СО РАН на аппаратуре высокого давления БАРС длительностью от 35 до 105 часов (Пальянов и др., 2023). Единственным источником углерода в серии экспериментов являлся исходный карбонат с $\delta^{13}\text{C} = -0.2 \text{ ‰ VPDB}$. После экспериментов мы определили изотопный состав углерода графита, алмаза, металл-углеродного и карбонатного расплавов. При температурах ниже 1200 °C образования расплавов не зафиксировано, поэтому был определён изотопный состав углерода, растворённого в металле (Реутский и др., 2023).

Проведёнными исследованиями установлено, что при температурах 800–1000 °C восстановленный на контакте с металлом карбонатный углерод растворяется в твёрдом Fe–Ni сплаве без образования расплавов. Этот растворённый в металле углерод имеет $\delta^{13}\text{C}$ на 17–20 ‰ легче, чем $\delta^{13}\text{C}$ исходного карбоната (рис. 1). Наблюдаемое значительное фракционирование может быть обусловлено диффузионным разделением изотопов углерода в твёрдом металле (Mueller et al., 2014). Возможно также влияние кинетических изотопных эффектов в случае проявления флюидного транспорта углерода.

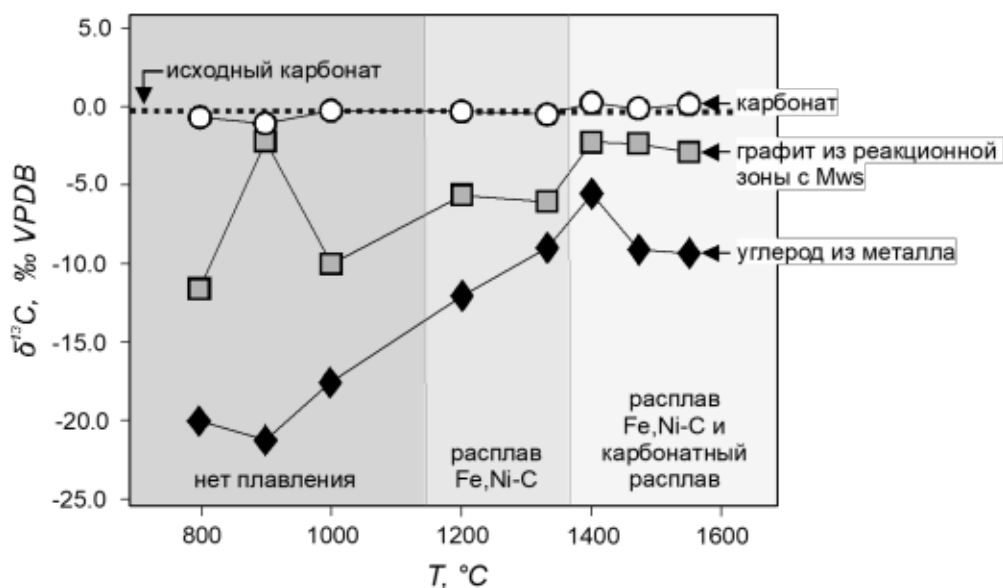


Рисунок 1. Измеренные соотношения изотопных составов углерода в зависимости от температуры в экспериментах по взаимодействию FeNi– $(\text{Mg,Ca})\text{CO}_3$.

В интервале температур 1200–1330 °С зафиксировано плавление металла с повышением изотопной однородности углерода графита в реакционной зоне. Величина изотопного фракционирования между углеродом в металле и карбонатом значительно сокращается в следствие более эффективного изотопного обмена.

При температурах более 1330 °С фракционирование изотопов углерода между карбонатным и металл-углеродным расплавами сокращается до 8.5 ‰ (рис. 2) и хорошо соответствует линии термодинамического изотопного равновесия кальцит – когениит (Horita, Polyakov, 2015). При температурах выше 1400 °С зафиксирована кристаллизация алмаза как из металл-углеродного, так и из карбонатного расплавов. Рост алмаза приводит к изотопному истощению расплавов, что более ярко проявлено в металл-углеродном расплаве. Это связано с тем, что суммарное количество углерода в FeNi–C расплаве значительно меньше, чем в карбонатном расплаве. Локальными *in situ* измерениями (SIMS) установлено характерное для изотопного истощения раствора изменение $\delta^{13}\text{C}$ в направлении роста кристаллов алмаза, полученных из металл-углеродного расплава. Благодаря кристаллизации алмаза и изотопному истощению расплавов наблюдаемое изотопное фракционирование углерода между карбонатным и металл-углеродным расплавами при температурах более 1400 °С становится больше расчётного равновесия $\text{CaCO}_3\text{--Fe}_3\text{C}$ (рис. 2). Отметим, что кристаллизующийся из металл-углеродного расплава алмаз, в среднем, изотопно-легче, чем алмаз, образовавшийся из карбонатного расплава в одном и том же эксперименте. Кристаллизация изотопно-лёгких фаз за счёт карбонатного расплава приводит к обогащению остаточного карбоната тяжёлым изотопом углерода. Примером таких остаточных карбонатных расплавов могут являться аномально обогащённые тяжёлым изотопом углерода карбонатные образования – автолиты, описанные в кимберлитах трубки Удачная и имеющие $\delta^{13}\text{C}$ до +31 ‰ (Галимов, Уханов, 1989). Такой аномальный изотопный состав может являться результатом фракционирования при редокс взаимодействии субдуцированного морского карбоната с восстановленным субстратом мантии.

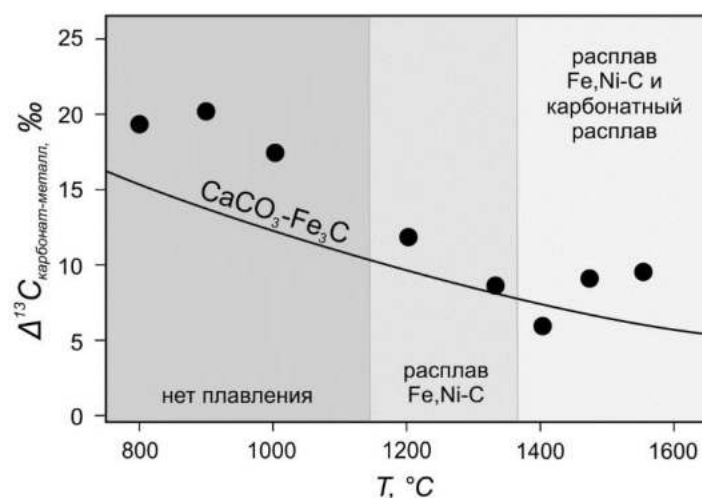


Рисунок 2. Зависимость величины изотопного фракционирования между карбонатом и углеродом в Fe–Ni сплав от температуры. Точки – измеренные в экспериментах величины, линия соответствует термодинамическому изотопному равновесию кальцит – когениит (Horita, Polyakov, 2015).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-17-00075. Методическая и инструментальная база изотопных исследований и проведения НРНТ экспериментов разработаны и поддерживаются по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400171-5, 122041400159-3).

Литература

- Галимов Э.М., Уханов А.В. (1989) // Геохимия. № 3. С. 337–348.
- Пальянов Ю.Н., Баталева Ю.В., Борздов Ю.М. и др. (2023) // Геология и геофизика. Т. 64. № 8. С. 1073–1094.
- Реутский В.Н., Борздов Ю.М., Баталева Ю.В. и др. (2023) // Геология и геофизика. Т. 64. № 8. С. 1095–1105.
- Horita J., Polyakov V.B. (2015) // PNAS. V. 112. No 1. P. 31–36.
- Mueller T., Watson E.B., Trail D. et al. (2014) // Geochim. Cosmochim. Acta. V. 127. P. 57–66.
- Palyanov Y.N., Bataleva Y.V., Sokol A.G. et al. (2013) // PNAS. V. 110. No 51. P. 20408–20413.
- Rohrbach A., Schmidt M.W. (2011) // Nature. V. 472. No 7342. P. 209–212.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ Sr, Nd, Pb, Hf ГРАНИТОВ РАПАКИВИ И АССОЦИИРУЮЩИХ ПОРОД Ю.УРАЛА

Ронкин Ю.Л.

ИГТ УрО РАН (y-ronkin@mail.ru)

Граниты рапакиви (ГР), время образования которых, охватывает интервал времени от 2.8 (комплекс Gaborone-Kanye, Ботсвана, Южная Африка) до 0.05 млрд лет (комплекс Spirit Mountain, Невада, США) широко распространены в земной коре (Rämö, Naapala, 1995).

На Урале ГР и ассоциирующие породы представлены Бердяушским плутоном (БП), локализованным на северо-востоке Башкирского мегантиклинория примерно в 30 км к западу от г. Златоуст. Плутон имеет площадь $\approx 35 \text{ км}^2$ и характеризуется концентрически-зональным строением. Во внешней его зоне развиты граниты и граносиениты, сменяющиеся к центру сиенодиоритами, бескварцевыми и кварцевыми сиенитами. В центральной части БП, наряду с сиенитами распространены дайки и жильные тела щелочных и нефелиновых сиенитов. Кроме того, в пределах БП наблюдаются автолиты и ксенолиты габбро и габбро-диабазов.

Возраст ГР и ассоциирующих пород БП был определен Rb–Sr ID-TIMS, ^{147}Sm – ^{144}Nd ID-TIMS, U–Pb SHRIMP-II & ID-TIMS методами изотопной геологии. Наиболее точной величиной возраста, является значение 1379.6 ± 2.9 млн лет (95 % дов. инт.), полученное прецизионным U–Pb методом по единичным кристаллам циркона (Ронкин и др., 2016).

В настоящей работе обсуждаются комплексные сведения о РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}$, Eu/Eu^* , Ce/Ce^* , Pr/Pr^* , La/Lu), Rb–Sr, ^{147}Sm – ^{144}Nd , Lu–Hf систематиках и изотопии свинца ГР, ассоциирующих пород БМ и минералов, в сравнении с мировыми аналогами.

Показана идентичность ^{147}Sm – ^{144}Nd и Lu–Hf-изотопных возрастов (≈ 1383 млн лет) ГР, кварцевых сиенодиоритов и нефелиновых сиенитов БМ. Установлено, что все указанные образования, внедрившиеся примерно на границе раннего и среднего рифея в гетерогенную протерозойскую кору Нуны (Колумбии) обладают значениями изотопных составов Hf и Lu–Hf-модельных возрастов, указывающими на коровые источники с возрастом 2013...2219 млн лет, тогда как ассоциирующие с ними габбро имеют доказательства происхождения из вещества с Lu–Hf-модельными возрастами 1658...1685 млн лет (Ронкин и др., 2015), при умеренно деплетированных значениях $\epsilon_{\text{Hf}}(1383)$ ($+4.1 \pm 0.7 \dots +4.9 \pm 0.6$).

В целом, полученные для ГР и ассоциирующих пород БМ геохимические и изотопные Rb–Sr, ^{147}Sm – ^{144}Nd , Lu–Hf и U–Pb характеристики, позволяют сделать вывод о том, что изученные ГР представляют собой типичные А-граниты, сформировавшиеся в «within-plate» геодинамических условиях.

Исследования проведены в соответствии с темами госзаданий ИГГ УрО РАН № госрегистрации 123011800013-6.

Литература

- Rätö O.T., Naapala I. (1995) // *Mineral. Petrol.* V. 52. Iss. 1–3. P. 129–185.
Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В. (2016) // ДАН. Т. 468. № 6. С. 674–679.
Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015) // ДАН. Т. 461. № 2. С. 214–219.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ Sr И Nd ЛЕРЦОЛИТОВ МАССИВА СЕВЕРНЫЙ КРАКА (Ю.УРАЛ)

Ронкин Ю.Л., Чашухин И.С.

ИГГ УрО РАН (y-ronkin@mail.ru)

Согласно имеющимся представлениям (Bodinier, Godard, 2007) существуют как минимум три основных типа мантийных проявлений ультрамафитов: – орогенные (подконтинентальные) перидотитовые массивы; офиолитовые породы мантии; океанические перидотиты. Каждый тип характеризуется спецификой внутреннего строения, минералогии, петрохимии, геохимии, механизмами их выведения на поверхность, а также особенностями изотопного состава соответствующих элементов.

Лерцолиты характерные для орогенных массивов могут быть проявлены в трех фациях глубинности – гранатовой, шпинелевой и плагиоклазовой, реже встречаются в офиолитах, слагая так называемый лерцолитовый подтип.

На южном Урале лерцолиты описаны многочисленными исследователями в массивах Крака, Нурали, Миндяк и ряде других. В общепринятых представлениях, по комплексу геологических и минералого-геохимических данных, образование массивов Крака увязывается с верхней мантией, в рамках континентально-рифтогенной структуры; либо пассивной континентальной окраины, тем не менее генетические аспекты до сих пор являются предметом дискуссии, в связи с чем изучалась Sr–Nd изотопная систематика шпинелевого

лерцолита (ШЛ) массива Северный Крака (СК), наименее истощенного легкоплавкими компонентами, отобранного в северной части массива из обнажения вдоль руч. Большая Саргая. На слабую истощенность вещества указывают данные по содержанию глинозема в сосуществующих минералах (масс. %): Срх – 6.12, Орх – 5.36, хромшпинель – 56.92. #mg Ol – 89.7 мол. %. Химический и модальные составы (масс. %): $\text{SiO}_2 = 46.02$; $\text{TiO}_2 = 0.14$; $\text{V}_2\text{O}_5 = 0.001$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.35$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.47$; $\text{FeO}_{\text{сум}} = 6.98$; $\text{MnO} = 0.12$; $\text{MgO} = 40.21$; $\text{NiO} = 0.28$; $\text{CaO} = 2.71$; $\text{Na}_2\text{O} = 0.07$; $\text{K}_2\text{O} = 0.01$. Минеральный состав, рассчитанный на шпинелевую норму и на сухой остаток, составляет: Ol – 57, Орх – 28, Срх – 10, хромшпинель – 5 мас. %. Порода серпентинизирована на 11 %.

Как уже упоминалось, орогенные лерцолиты (ОЛ) часто интерпретируются как фрагменты континентальной литосферной мантии, тектонически внедренные в земную кору. Альтернативная гипотеза о происхождении ОЛ из океанической коры предполагает, что ОЛ, представляют собой подтип офиолитов, отличающийся от распространенного гарцбургитового, более тонким разрезом коры и непосредственным контактом с метаморфизованной континентальной корой. По этому мнению, ОЛ могут быть связаны с трансформными разломами или очень медленно эволюционирующими спрединговыми центрами, где литосферный фронт проникает на расстоянии первых десятков км в нижележащую мантию.

Полученные в настоящей работе РЗЭ данные, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изотопная систематика (рис. 1), свидетельствуют о том, что наблюдаемая корреляционная зависимость $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не противоречит гипотезе о происхождении изученного ШЛ, вследствие плавления уже истощенного протолита, который можно идентифицировать как мантийный источник, с параметрами подобными MORB.

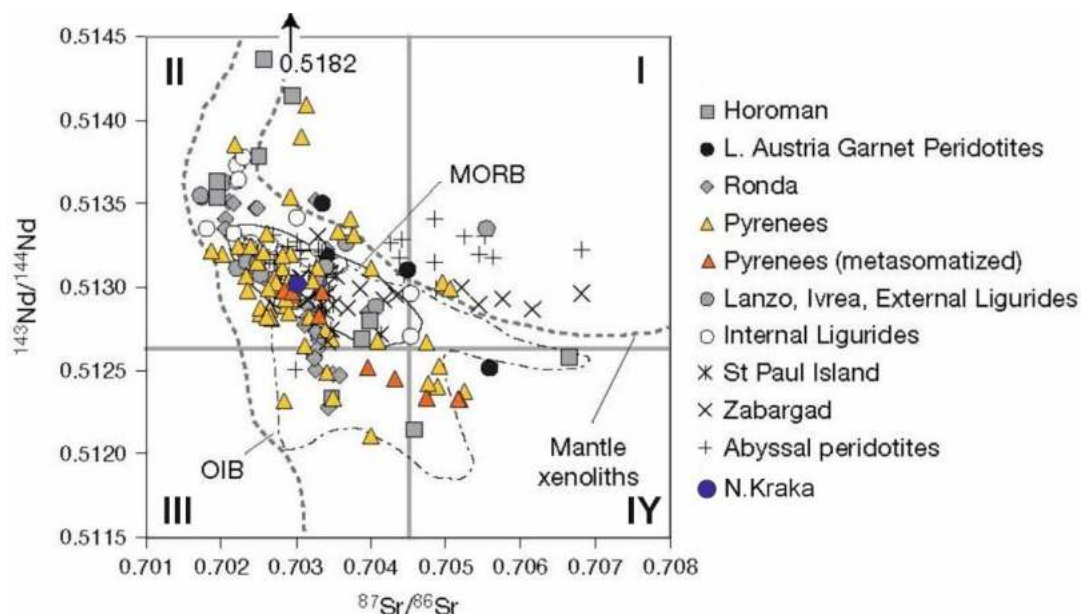


Рисунок 1. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для ШЛ массива СК и клинопироксенитов выделенных из орогенных, офиолитовых и абиссальных перидотитов, пироксенитов Horoman, Lower Austria, Ronda, Pyrenees, Western Alps, Zabargad, Internal Ligurides, а также для океанических перидотитов.

Другой особенностью изученных разностей является наличие корреляции между современным изотопным составом Sr–Nd и степенью истощения этих пород легкоплавкими компонентами.

Эта взаимосвязь проиллюстрирована на рис. 2 в виде положительной корреляции между соотношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и содержанием Al_2O_3 перидотитов из Западных Альп (Balmuccia и Lanzo), Восточных Пиреней и массива СК. Аналогичная картина, относительно менее выраженная, характеризует комплементарную взаимосвязь между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Al_2O_3 .

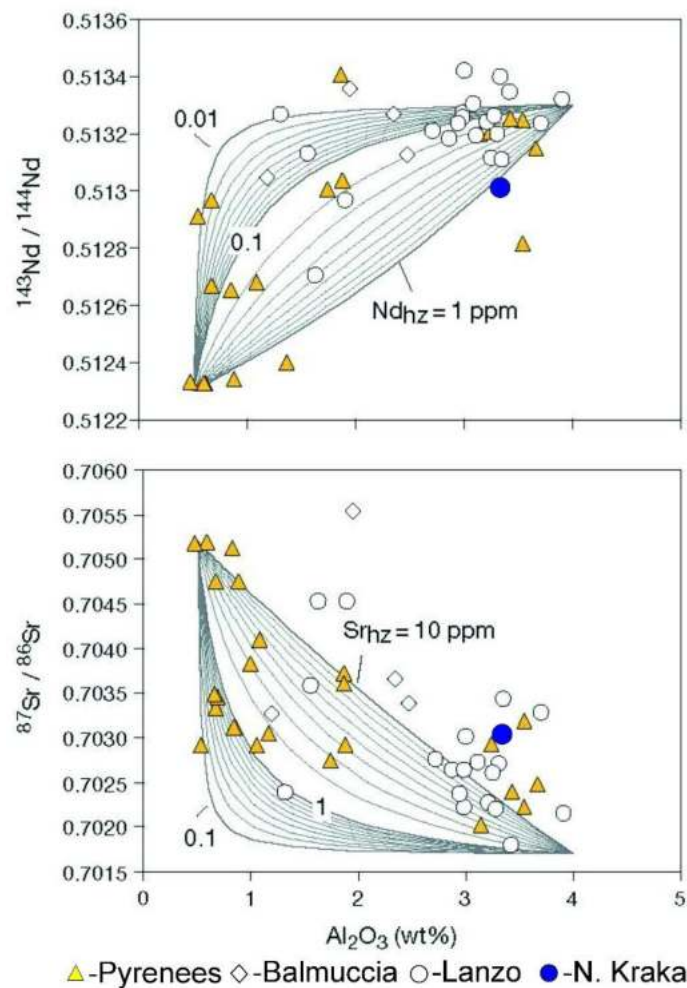


Рисунок 2. Зависимости $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Al_2O_3 (вес. %) для орогенных перидотитов из массивов Пиренеев, Западных Альп, и ШЛ массива СК, Bodinier (1988, 1989), Bodinier et al. (1988, 1991), Voshage et al. (1988), Downes et al. (1991), McPherson (1994, 1996). Элементный и изотопный составы конечных членов: $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4\%$, $\text{Nd} = 0.7$ г/т, $\text{Sr} = 12$ г/т, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5133$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7017$ для лерцолита и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.5\%$, Nd варьируется от 0.01 до 1 г/т., Sr = от 0.1 до 10 г/т, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5123$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7052$ для гарцбургита.

Корреляция, аналогичная той, которая наблюдалась для изотопов Nd–Sr и Al_2O_3 рис. 2, также отмечена для осмия в некоторых орогенных перидотитах, что было истолковано с точки зрения возраста «истощения» (например, Reisberg, Lorand, 1995). Однако гипотеза смешения, предложенная для Nd–Sr, ставит под сомнение эту трактовку. С другой стороны, авторы (Saal et al. 2001)

интерпретировали систематику осмия перидотита Ноготан с точки зрения перераспределения расплава и «fertilization».

Исследования проведены в соответствии с темами госзаданий ИГГ УрО РАН № госрегистрации 123011800013-6 и № 122022600107-1; № темы: FUMZ-2022-0002, и частично по проекту РНФ №22-17-00027.

Перечень цитируемой литературы, можно получить, обратившись с соответствующей просьбой по адресу: y-ronkin@mail.ru

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХЕМОСТРАТИГРАФИИ СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА ГОРЫ СЕЛЬБУХРА-ЮЖНАЯ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

Ртищев Н.А.^{1,2}, Авенирова Е.С.², Покровский Б.Г.¹, Барабошкин Е.Ю.^{1,2}

¹ГИН РАН; ²МГУ им.М.В.Ломоносова (nikola-rtischev@yandex.ru)

Разрез на южном склоне горы Сельбухра-Южная является опорным для сеноманских отложений Юго-Западном Крыму и описан многими авторами. Изучение разреза производилось преимущественно палеонтологическими методами и к настоящему времени существуют значительные разногласия относительно его стратиграфической полноты и стратиграфического расчленения, кроме того, диахронность биособытий и использование различных зональных шкал существенно затрудняют межрегиональную корреляцию. Решить данные проблемы можно посредством комплексирования биостратиграфических данных с данными других методов, позволяющих выделить изохронные маркеры. К ним относится С-изотопная хемотратиграфия.

В результате изотопных исследований получены и проинтерпретированы данные о распределении $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB) по 160 валовым пробам карбонатов; для оценки первичности сигнала в отдельных образцах определено содержание CaO, MgO, Fe, Mn, Sr.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в изученных известняках (от -5.2 до -2.3 ‰) ниже, чем в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов (от -2 до 0 ‰), что может быть связано с повышенными температурами, опреснением бассейна седиментации или постседиментационным сдвигом. Значения $\delta^{13}\text{C}$, однако, не коррелируются с $\delta^{18}\text{O}$ (коэффициент корреляции -0.1653), так же, как и с отношениями Mn/Sr и Fe/Sr. Эти данные свидетельствует о геохимической сохранности С-изотопной системы. Значения $\delta^{13}\text{C}$ в целом согласуются с аналогичными значениями в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов (Wagreich et al., 2010).

Для выявления глобальных изотопных маркеров изученный разрез был сопоставлен с разрезами других регионов (рис. 1): Губбио (Италия), Кулвер Клиф и Дувр (Великобритания), по которым имеются детальные хемотратиграфические данные, привязанные к биособытиям (Jarvis et al., 2006; Coccioni et al., 2015), кроме того, в них отсутствуют крупные стратиграфические перерывы.

На основании сопоставления С-изотопных кривых и биособытий, в изученном разрезе были интерпретированы следующие глобальные изотопные маркеры: нижнесеноманское изотопное событие – II (LCE-II), «Джукс-Браун» (Jukes-Browne), «Монумент» (Monument) и Пограничное сеноман-туронское изотопное событие (CTBE, Cenomanian-Turonian boundary event), связанное с Океаническим Бескислородным Событием – 2 (OAE-2).

Сильный (2.3–3.2 ‰ в разрезе Дувр и 1.5–2.3 ‰ в разрезе Кулвер Клиф) положительный экскурс по $\delta^{13}\text{C}$ – Среднесеноманское Изотопное Событие – 1 (MCE – 1), который фиксируется в основании среднего сеномана, отсутствует в разрезе Сельбухра-Южная из-за существенного перерыва в осадконакоплении (Алексеев, 1989).

Тренд утяжеления изотопного состава углерода в основании сеномана в разрезе Сельбухра-Южная, позволяет однозначно утверждать, что нижняя часть нижнего сеномана в данном разрезе отсутствует. Обнаружение в основании пачки II изотопного события LCE-1, приуроченного к аммонитовой зоне *Mantelliceras mantelli* (а также находки вида-индекса и двустворок *Inoceramus crippi*) подтверждает вывод (Алексеев, 1989) о присутствии данной зоны в разрезе и противоречит выводам (Gale, 1999), об отсутствии нижнего сеномана. В случае надежной биостратиграфической привязки изотопного события Джукс-Браун, по нему может проводится граница между средним и верхним сеноманом, которая в настоящее время достоверно не обоснована.

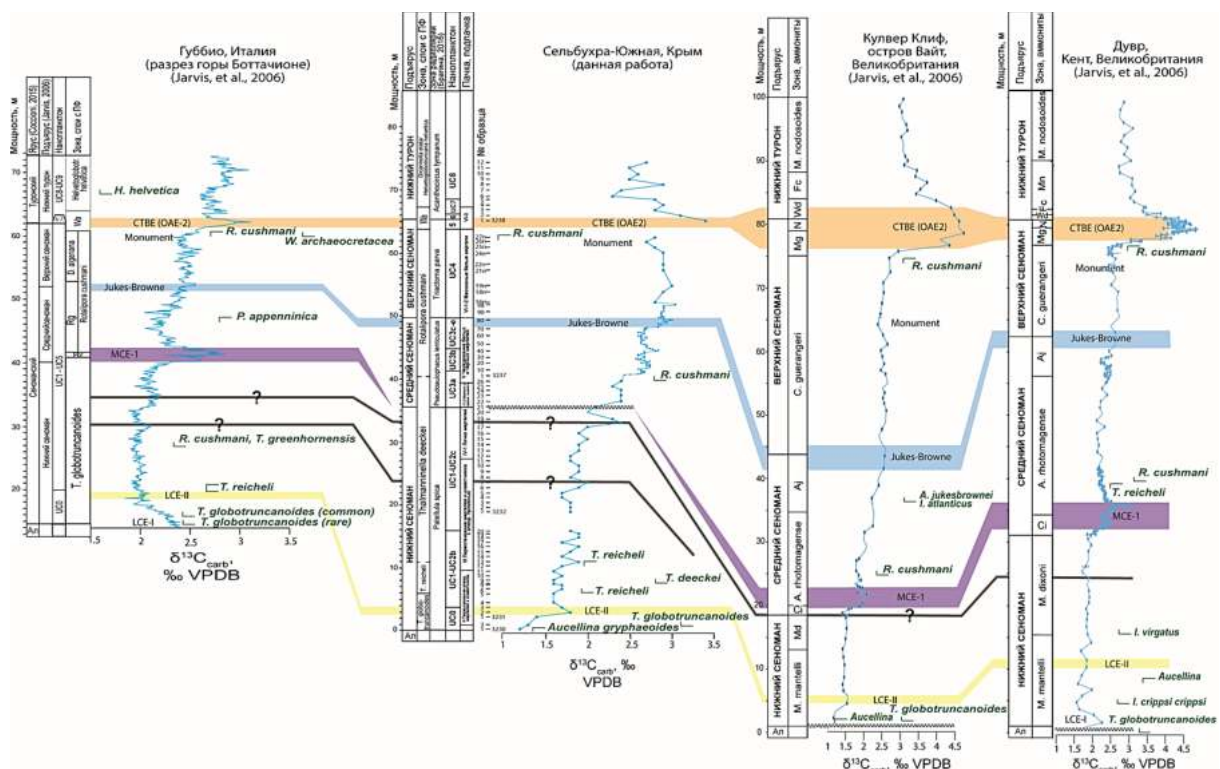


Рисунок 1. Схема сопоставления изотопных кривых по $\delta^{13}\text{C}$ и биостратиграфических данных по разрезам сеноманских отложений г. Сельбухра-Южная (Крым, Россия), г. Боттационе (Губбио, Италия: Jarvis et al., 2006), Кулвер Клиф (о. Вайт, Великобритания: Jarvis et al., 2006), Дувр (Кент, Великобритания: Jarvis et al., 2006). Зоны по планктонным фораминиферам для разреза Губбио по (Coccioni et al., 2015).

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда, № 22-17-00091.

Литература

- Алексеев А.С. Верхний отдел. В кн.: Мазарович О.А., Милеев В.С. (ред.) Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 123–157.
- Coccioni R., Silva I.P. (2015) // *Newsl. Stratigr.* V. 48. No 1. P. 47–90.
- Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy W.J. (1999) // *Bull. Inst. Roly. Sci. Natur. Belgique. Sci. Terre.* V. 69S.A. P. 67–86.
- Jarvis I.A.N., Gale A.S., Jenkyns H.C. et al. (2006) // *Geol. Mag.* V. 143. Iss. 5. P. 561–608.
- Wagreich M., Summesberger H., Kroh A. (2010) // *Cretaceous Res.* V. 31. Iss. 2. P. 181–191.

ВАРИАЦИИ $\delta^{13}\text{C}$ И $\delta^{18}\text{O}$ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗАХ Р. УТЛАН И НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. УНЬЯ (ВИЗЕ, НИЖНИЙ КАРБОН, СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Сандула А.Н., Шадрин А.Н.

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (sandula@geo.komisc.ru)

В разрезах р. Утлан (левого притока р. Печора, впадающего в 6.5 км выше устья р. Унья) и «Урочище Широкое» на р. Унья наблюдаются мелководные отложения западной фациальной зоны Верхнепечорского палеобассейна, образованные в позднем визе. С целью получения дополнительных сведений для выяснения условий осадконакопления и восстановления палеогеографии были проанализированы вариации изотопного состава углерода и кислорода пород данных разрезов.

В разрезе визейских (тульско-михайловских) карбонатных отложений на Утлане $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -2.8...+3.7\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +22.4...+30.4\text{‰}$ (Анализы проводились Смолевой И.В. в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН), а в разрезе «Урочище Широкое» – $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -3.7...+3.4\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = +23.9...+32.2\text{‰}$. Как можно заметить, область полученных значений находится за пределами поля осадочных морских карбонатов: $\delta^{13}\text{C} = -2...+2\text{‰}$ (PDB); $\delta^{18}\text{O} > +30\text{‰}$ (SMOW), и попадает в поле опресненных вод (Кулешов, 2001). Однако основная часть полученных нами данных ложится в поле изотопного состава карбонатов Восточно-Европейской платформы и Урала, образованных в нормально морских условиях: $\delta^{13}\text{C} = 0...+5\text{‰}$ (PDB); $\delta^{18}\text{O} = +26...+29.8\text{‰}$ (SMOW) (Bruckschen et al., 1999, Grossman et al., 2002).

Характер взаимоотношения изотопных величин меняется снизу-вверх по разрезу (см. рисунок). Так, в составе карбонатных пород тульского возраста на р. Утлан значения $\delta^{13}\text{C}$ постепенно возрастают от -0.5 до $+0.6\text{‰}$ с одновременным уменьшением $\delta^{18}\text{O}$ от $+27.9$ до $+25.4\text{‰}$. Примерно такие же вариации наблюдаются в разрезе «Урочище Широкое»: $\delta^{13}\text{C} = 1.6...1.8\text{‰}$, а $\delta^{18}\text{O} = 27.6...29.9\text{‰}$. Такие низкие значения данных показателей фиксируют начальную фазу трансгрессии, протекавшей, по всей видимости, в

непосредственной близости от области с субаэральными обстановками и некоторым опреснением морских вод.

Породы алексинского горизонта на Утлане вскрыты на двух интервалах, разделенных большим не обнаженным интервалом. В этих карбонатах значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в небольшом диапазоне $+1.9...+3.2\text{‰}$, в то же время $\delta^{18}\text{O}$ испытывают более значительные колебания в пределах $+22.9...+30.4\text{‰}$. На Унье аналогичные вариации можно наблюдать только в нижней части (14.35 м) алексинских доломитизированных известняков: $\delta^{13}\text{C} = +2.1...+3.4\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +24.6...+28.9\text{‰}$, выше по разрезу в известняках значения изотопных соотношений углерода стабилизируются в районе $+3.5\text{‰}$, а кислорода – $+26.5\text{‰}$. Стабильные значения состава изотопов углерода могут свидетельствовать о спокойных обстановках осадконакопления, вероятно, в зоне верхней сублиторали, где накапливались мелкозернистые полибиокластовые осадки со значительным содержанием пелитового материала в матриксе. В то же время сильный разброс величин изотопного состава кислорода может быть связан в равной степени как с влиянием областей с опресненными водами, так и с процессами доломитизации и окремнения известняков в эпигенезе.

Разрез михайловского горизонта в обоих разрезах, в отличие от подстилающих пород, сложен известняками. Михайловские отложения в изученного разреза на Утлане соответствуют нижней части разреза «Урочища широкое». Их сравнение показывает похожие вариации $\delta^{13}\text{C}$: сначала они находятся в положительной области ($+1.9...+3.7\text{‰}$ на Утлане/ $+0.9...+3.2\text{‰}$ на Унье), затем резко облегчается ($-2.8...0\text{‰}/-3.7...0\text{‰}$), а следом снова утяжеляются ($+2.7...+3.1\text{‰}/+2.7...+3.4\text{‰}$). Изотопные соотношения кислорода несколько отличаются: на Утлане сначала утяжеляются до $+29.1\text{‰}$, затем убывает до $+24.5\text{‰}$ и увеличиваются до $+28.2\text{‰}$, а на Унье сначала стабильны – $+25.2...+26.1\text{‰}$, а конце скачкообразно меняются в пределах $+25.6...+31.3\text{‰}$. Выявленные особенности изотопных изменений может свидетельствовать о смещении от нормально морских условий осадконакопления в область литорали на втором интервале михайловского времени, о чем могут свидетельствовать значительно облегченные значения $\delta^{13}\text{C}$. Различное же поведение величин $\delta^{18}\text{O}$ может быть следствием фациальной принадлежности. Так, если на Утлане в породах фиксируется преобладание пелитово-шламового материала и микробиальных образований, следы биотурбации и признаки субаэральной экспозиции (почвенных горизонтов), то на Унье в микробиалиты редки, но характерно наличие в породах крупных органических остатков, а слоистость тонкая горизонтальная или косая.

Таким образом, совокупность изотопно-геохимических данных и результатов литологических исследований показывает, что характер изменения соотношения изотопов углерода и кислорода в карбонатных породах в изученных разрезах подчеркивает тренд изменений условий осадконакопления.

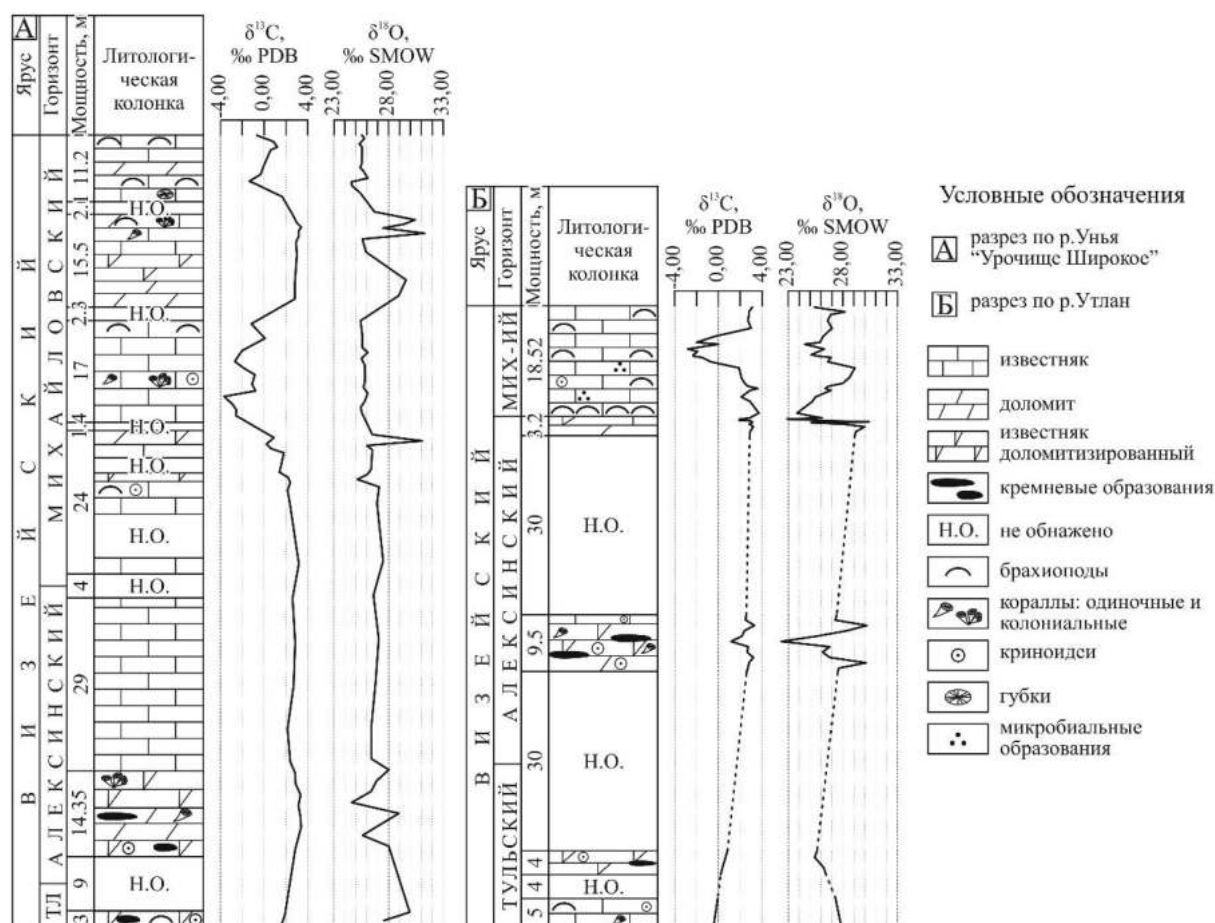


Рисунок 1. Литолого-стратиграфические разрезы тульско-михайловских отложений в нижнем течении р. Утлан и в разрезе "Урочище Широкое" на р. Унья (Северный Урал) с кривыми изотопного состава углерода и кислорода.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 122040600013-9 ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Литература

- Кулешов В.Н. (2001) // Литол. и полез. ископаемые. № 5. С. 491–508.
 Bruckschen P., Oesmann S., Veizer J. (1999) // Chem. Geol. V. 161. Iss.1–3. P. 127–163.
 Grossman E.L., Bruckschen P., Mii H.-S. et al. Carboniferous paleoclimate and global change: Isotopic evidence from the Russian Platform В кн.: Чувашов Б.И., Амон Э.О. (ред.) Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 61–71.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДКАХ СИПОВЫХ ПОЛЕЙ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Севастьянов В.С., Федулова В.Ю., Кузнецова О.В., Душенко Н.В., Федулов В.С.,
Малова А.И., Долгоносков А.А.

ГЕОХИ РАН (vsev@geokhi.ru)

Изучение органического вещества (ОВ) донных отложений и осадочных пород Мирового океана дает представление о глобальном цикле углерода и климатических изменениях. Вариации состава ОВ в стратиграфическом разрезе связаны с интенсивностью и направленностью трансформации ОВ в донных отложениях. Целью данной работы являлось изучение особенностей биогеохимического формирования ОВ донных отложений в области массивованного выброса метана в сиповых полях моря Лаптевых на основе изотопно-фракционного анализа.

Образцы донных отложений в области сиповых полей С15 и Оден моря Лаптевых были отобраны с помощью бокс-корера во время проведения арктического рейса № 72 на НИС «Академик Мстислав Келдыш» в 2018 г. Длина колонок не превышала 50 см. На поле сипов С15 находилась станция пробоотбора 5947, на поле сипов Оден станция 5953, на которой происходило выделение газовых пузырей. На станции 5953 были отобраны 2 колонки морских осадков (5953-2, 5953-3) на расстоянии нескольких метров. На поверхности осадка колонки 5953-3 наблюдались бактериальные маты.

Экстракцию ОВ из осадков проводили в аппарате Сокслета смесью бензола и метанола (9:1 v/v) в течение 36 часов. Деление на фракции ОВ осуществляли по методике, разработанной в лаборатории геохимии углерода имени Э.М. Галимова ГЕОХИ РАН. Для этого из ОВ методом жидкостно-адсорбционной хроматографии на силикагеле АСКГ с размером зерен 0.2–0.5 мм выделяли неполярную гексановую (Г) фракцию, три фракции возрастающей полярности – гексан-бензольную (ГБ), бензольную (Б) и бензол-метанольную (БМ), а также асфальтены (А). Затем строили изотопно-фракционные характеристики (ИФХ).

С увеличением глубины горизонта количество экстрагированного ОВ из колонок осадков 5947, 5953-2, 5953-3 уменьшалось. На поверхности осадка количество экстрагированного ОВ составляло 1.29 мг/г, 0.39 мг/г, 0.71 мг/г для колонок станций 5953-3, 5953-2 и 5947, соответственно. Для всех колонок осадка ниже горизонта 20 см количество экстрагированного ОВ становилось примерно одинаковым 0.20 мг/г. Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ ОВ в осадке колонки 5953-3 свидетельствуют о том, что формирование ОВ происходило за счет размножения метанотрофов и сульфатредуцирующих бактерий в метановом потоке. С глубиной осадка $\delta^{13}\text{C}$ ОВ возрастали от -35.2‰ до -31.4‰ . При этом $\delta^{13}\text{C}$ метана изменяется от -90.5‰ до -69‰ (Севастьянов и др., 2021). Было также показано, что микробиальная активность, связанная с образованием непредельных УГВ, наиболее выражена в верхнем слое осадка 0–7.5 см.

Все ИФХ ОВ, построенные для различных горизонтов осадка, можно разделить на два кластера в зависимости от значений $\delta^{13}\text{C}$ Б фракций. ИФХ ОВ колонки осадка 5953-3 образовывали кластеры с центрами -33.4‰ (горизонты 0–

12 см) и -30.8‰ (горизонты 12–29 см), разница между центрами составляла 2.6 ‰. Особенность ИФХ ОВ колонки осадков 5953-2 связана с ее расположением вблизи области выделения газовых пузырей.

ИФХ ОВ осадка колонки 5953-3 по виду похожи на ИФХ нефтепроявления У-2, образованного в термальном источнике кальдеры вулкана Узон на Камчатке, на поверхности которого находились бактериальные маты (Севастьянов и др., 2019). Наблюдалось некоторое сходство с ИФХ битумоидов из минеральных ассоциаций (сульфидных) гидротермальных рудных ассоциаций (Фрид и др., 1990).

Экспериментально было показано, что ИФХ ОВ заметно меняются с увеличением глубины осадка. Следовательно, по виду ИФХ ОВ можно судить о диагенетическом преобразовании ОВ в морском осадке. Значительно более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ БМ фракции по сравнению со значениями $\delta^{13}\text{C}$ А фракции свидетельствуют о трансформации ОВ в восходящем потоке газов и накоплении бактериальной массы в осадке.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 23-27-00296.

Литература

Севастьянов В.С., Карпов Г.А., Бычков А.Ю. и др. (2019) // *Геохимия*. Т. 64. № 3. С. 227–236.

Севастьянов В.С., Федулова В.Ю., Стенников А.В. и др. (2021) // *Океанология*. Т. 61. № 4. С. 472–487.

Фрид А.М., Банникова Л.А. (1990) // *Геохимия*. № 6. С. 771–782.

НАРУШЕНИЕ Sm-Nd СИСТЕМЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ КОЛЬСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЯСА: АНАЛИЗ ПРИЧИН

Серов П.А.¹, Морозова Л.Н.^{1,2}

¹ГИ КНЦ РАН (p.serov@ksc.ru); ²ВИМС

Колмозерское и Шонгуйское пегматитовые поля, вмещающие крупнейшее в России месторождение лития (Колмозерское) и Шонгуйское бериллиевое месторождение, являются частью Кольского редкометалльного пегматитового пояса (КРПП), месторождения которого характеризуется Be, Nb, Ta, Cs, Li-минерализацией (Морозова и др., 2020). Имеющиеся геохронологические данные о возрасте редкометалльных пегматитов КРПП охватывают интервал от 2.7 до 1.6 млрд лет (Кудряшов и др., 2022; Пушкарев и др., 1978), однако единый консенсус о возрасте формирования этих пегматитов до сих пор не достигнут. Возраст Mn-колумбита из альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения определен в 2315 ± 10 млн лет (Морозова и др., 2017), а для бериллсодержащих пегматитов Шонгуйского месторождения известно геохронологическое определение K–Ar методом по слюдам, которое дает оценку возраста в 2.35–2.10 млрд лет (Полканов, Герлинг, 1961). В работе было

предпринято Sm–Nd изотопно-геохронологическое исследование редкометалльных пегматитов Колмозерского и Шонгуйского месторождений.

Изотопные составы неодима для изученных образцов характеризуются значительной дисперсией, $\epsilon_{Nd}(T)$ варьируют от +2 до +15. Sm–Nd изохрона по валовым пробам бериллсодержащих пегматитов Шонгуйского месторождения образует зависимость, определяющую возраст 1742 ± 36 млн лет, с ультрадеплептированным значением $\epsilon_{Nd}(T) = +9.7$ (Рис. 1а).

Добавление на диаграмму аналитических данных по трем пробам альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения позволило получить 6-ти точечную изохрону с идентичными параметрами возраста и изотопного состава неодима (Рис. 1б). Полученный возраст близок к датировкам, сделанным ранее Rb–Sr, K–Ca и K–Ar методами по микроклинам и слюдам из редкометалльных пегматитов Кольского редкометалльного пегматитового пояса – около 1.75 млрд лет (Пушкарев, 1990).

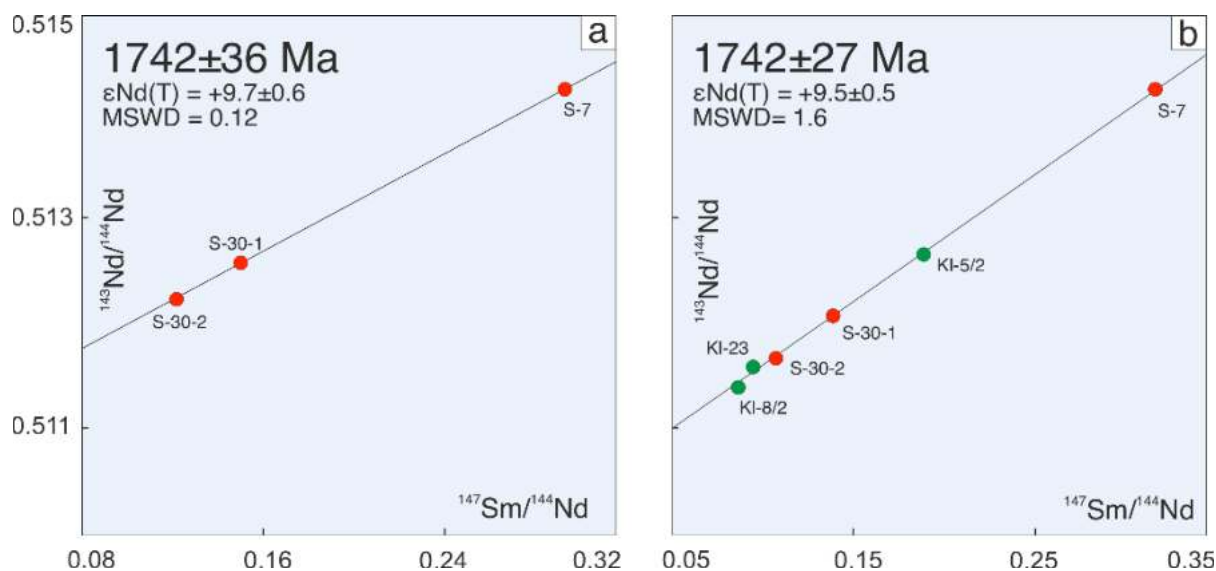


Рисунок 1. Sm–Nd изохроны для редкометалльных пегматитов Колмозерского и Шонгуйского месторождений: (а) Sm–Nd изохрона для редкометалльных пегматитов месторождения Шонгуй. (б) комбинированная Sm–Nd изохрона для редкометалльных пегматитов месторождений Шонгуй (красные кружки) и Колмозеро (зеленые кружки).

Однако полученный молодой возраст вряд ли соответствует реальному возрасту редкометалльного оруденения. На диаграмме смешения в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $1/\text{Nd}$ фигуративные точки бериллсодержащих пегматитов Шонгуйского месторождения, образуют обратную зависимость с сильной корреляционной связью ($r = -0.93$), корреляция для точек альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения аналогична, $r = -0.89$ (рис. 2).

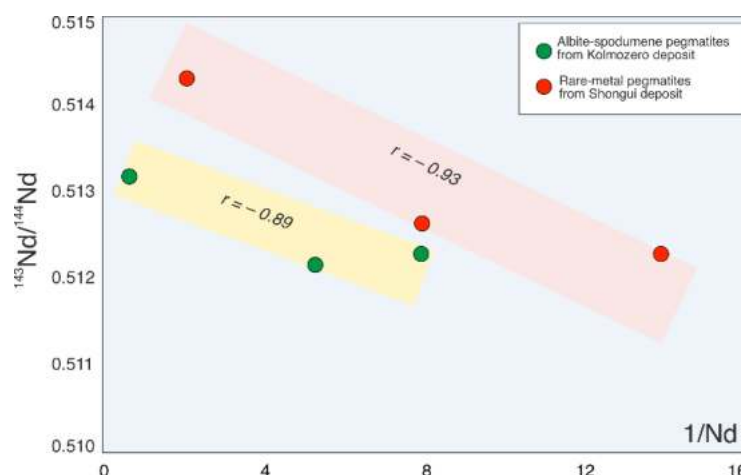


Рисунок 2. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ для пегматитов Колмозерского и Шонгуйского месторождений.

Это свидетельствует о нарушении изотопного равновесия и/или миграции Nd, а также многокомпонентного смешения. Аргументом в пользу перестройки изотопной системы редкометалльных пегматитов служит высокое и нереалистичное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +9.5$, которое должно предполагать их ультрадеплементированный источник. Для природной реализации гипотезы многокомпонентного смешения требуется существование одного из конечных членов смеси с еще более радиогенным изотопным составом Nd, чем редкометалльные пегматиты, поэтому такой сценарий представляется неосуществимым.

Более высокая подвижность Nd при метаморфических и гидротермальных процессах может приводить к перераспределению неодима между породами, что будет отражаться в неполной гомогенизации изотопной системы и получении омоложенных возрастов или линий смешения («ложных» изохрон). Высокорadiогенные метки пород возникли благодаря фракционированию Nd и Sm и неравномерному перераспределению Nd, при котором изменялись Sm/Nd отношения. Сходное поведение Nd и Sm было установлено и для некоторых других редкометалльных пегматитов Мира, образующих крупные месторождения. Так, для редкометалльных пегматитов Зимбабве и Западной Австралии были получены Sm–Nd данные, также указывающие на экстремально высокие значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – до 0.8–0.9 (Dittrich et al., 2019).

1. Проведен анализ причин экстремального деплетирования Sm–Nd изотопных параметров редкометалльных пегматитов Колмозерского и Шонгуйского месторождений. Установлено, что контролирующим фактором могло служить элементное перераспределение неодима и/или самария в ходе поздних процессов при сохранении в редкометалльных пегматитах их изотопных составов неодима;

2. Наблюдаемые омоложенные возраста редкометалльных пегматитов Колмозерского и Шонгуйского месторождений и их высокорadiогенный изотопный состав неодима могут быть характерны и для других редкометалльных пегматитов LCT (литий, цезий, тантал) семейства

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, проект № 22-17-20002.

ФОРМИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА В ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АНТАРКТИДЫ

Тебенькова Н.А.^{1,2}, Екайкин А.А.^{1,2}, Верес А.Н.¹, Козачек А.В.^{1,2}

¹ААНИИ (aaricoop@aari.ru); ²СПбГУ (spbu@spbu.ru)

Геохимия стабильных изотопов является ключевым инструментом для реконструкции прошлых климатических условий на нашей планете на основе данных из антарктических ледяных кернов. Точность климатических реконструкций зависит от понимания всех процессов, принимающих участие в формировании изотопного состава осадков. Изотопный состав осадков в Центральной Антарктиде изучался и упоминался во многих работах, однако до сих пор полностью не описана разница между изотопным составом О и Н различных типов осадков.

В данной работе анализируется изотопный состав осадков (ледяные иголки, снег из облаков и иней), собранных на станции Восток в Центральной Антарктиде в течение трёх полных годовых циклов (2000, 2017, 2020 гг.) и нескольких летних сезонов с 1999 по 2022 гг. Для каждого случая выпадения осадков есть метеорологические данные, усредненные по времени выпадения осадков.

Мы изучили влияние метелей на изотопный состав отобранных проб и пришли к выводу, что следует избегать использования образцов, отобранных во время метели, для изучения различий в формировании изотопного сигнала для разных типов осадков. На примере ледяных игл исследована сезонная изменчивость изотопной зависимости от температуры. Была предпринята попытка выявить взаимосвязь между изотопным составом и другими метеорологическими параметрами, такими как давление или направление ветра, и на основании нашей базы данных установлено, что взаимосвязь между этими параметрами незначительна. Измерения ¹⁷O-excess на основе событий на станции Восток показывают сильную корреляцию между избытком ¹⁷O-excess и $\delta^{18}\text{O}$, и антикорреляцию между δx и $\delta^{18}\text{O}$.

Эта работа приближает нас к пониманию того, как формируется изотопный состав в каждом типе осадков и какую информацию он нам дает.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант 21-17-00246.

ИЗОТОПЫ КИСЛОРОДА И ВОДОРОДА ВОД АКМОЛИНСКОЙ И СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКОЙ ОБЛАСТЕЙ КАЗАХСТАНА

Токарев И.В.¹, Абылхаева А.А.², Якубович О.В.^{2,3}

¹СПбГУ; ²Satbayev University; ³ИГГД РАН

В современных методах изучения условий формирования водных ресурсов и темпов их обновления широко используются изотопные трассеры. Всеобщая для Земли тесная взаимосвязь между дейтерием и кислородом-18 в атмосферных

осадках $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$ известна как глобальная линия метеорных вод (ГЛМВ) (Craig, Gordon, 1965). Для отдельных регионов, как правило, угловые коэффициенты и свободные члены уравнения имеют несколько отличающиеся значения. Соответственно, такие уравнения называются локальными линиями метеорных вод (ЛЛМВ). По величине отклонения коэффициентов ЛЛМВ от ГЛМВ можно судить об источниках влажности воздушных масс, а также о процессах, оказывающих влияние на циркуляцию воды в регионе. Тритий (^3H) является наиболее достоверной меткой для вод, формирование которых произошло после начала термоядерных испытаний (1952 г.)

Летом 2022 г. были опробованы ($n = 50$) поверхностные и подземные воды в селах Акмолинской и Северо-Казахстанской области (Республика Казахстан) для изучения изотопного состава воды ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, результаты на рис. 1) и трития (^3H). Вода отбиралась из скважин, колодцев, рек и озер. Измерения изотопного состава О и Н воды выполнены на лазерном спектрометре Picarro L2130i. Использованы международно признанные стандарты Американского геологического общества USGS45 и USGS46. Погрешность измерений составила $\pm 0.17\text{‰}$ для $\delta^2\text{H}$ и $\pm 0.023\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$.

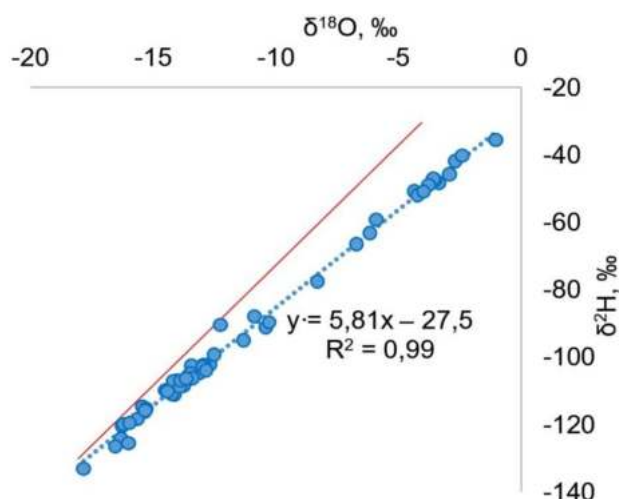


Рисунок 1. Изотопный состав поверхностных и подземных вод Акмолинской и Северо-Казахстанской областей Казахстана (синие точки) и их аппроксимация (точечная линия, уравнение на диаграмме) по данным опробования летом 2022 г. и локальная линия метеорных вод (красная линия по данным (Yariyev et al., 2020)).

Линия аппроксимации данных имеет уравнение:

$$\delta^2\text{H} = 5.81 \times \delta^{18}\text{O} - 27.48 \quad (R^2 = 0.99).$$

Угловой коэффициент линии аппроксимации, существенно меньший чем коэффициент у ЛЛМВ, указывает на удаление значительной части осадков вследствие испарения.

Весь набор точек по статистическим критериям соответствует единой выборке и начальный состав воды можно найти по точке пересечения линии аппроксимации с ЛЛМВ (Yariyev et al., 2020):

$$\delta^{18}\text{O} = -18.5\text{‰} \text{ и } \delta^2\text{H} = -134\text{‰}.$$

Взвешенные среднегодовые осадки по данным (Yariyev et al., 2020) в северном Казахстане имеют изотопный состав $\delta^{18}\text{O} = -15.9\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -115.4\text{‰}$,

что заметно тяжелее найденных расчетом для района работ. В той же работе (Үәріуев et al., 2020) для снега приведены значения $\delta^{18}\text{O} = -19.8\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -143.0\text{‰}$, что уже ближе к расчетным величинам. Поэтому в качестве первого приближения можно принять, что питание местных водных объектов происходит только за счет осадков зимы и ранней весны (как правило пик выпадений атмосферных осадков – это май). В принципе, такая структура питания не противоречит климатическим характеристикам района.

Сопоставление изотопного состава воды с пространственным распределением точек опробования и данными по геологическому строению региона работ, позволяют сделать несколько предположений об условиях формирования ресурсов и запасов воды в регионе.

1. Точки с наиболее легкими изотопными составами группируются на участке размером около 10×40 км вытянутом с юго-запада на северо-восток (ортогонально региональной тектонической трещиноватости). Ландшафт этого участка, судя по космоснимкам доступным через Google, отличается значительно более плотным развитием растительности. Климатические условия региона работ, в целом, равномерны в плане удаления осадков теплого периода года из водного баланса за счет испарения. Эти обстоятельства потенциально указывает на наличие разгрузки на поверхность подземных вод глубокой циркуляции, имеющих значительный (тысячи лет) возраст.

2. В пределах выделенного участка наблюдается резкое изменение изотопного состава воды в одном и том же горизонте на расстояниях всего в 3–5 км (группа скважин в поселках Чаглинка, Павловка и Приречное). Это позволяет предположить наличие точечного механизма восполнения ресурсов подземных вод водоносного горизонта зоны трещиноватости протерозойских пород в пределах выделенного аномального участка. Вероятнее всего, какой-то из региональных разломов северо-восточного простирания играет роль барража, способствуя возникновению восходящего потока подземных вод. Ясно, что в точках опробования обнаруживаются смеси древних и молодых (возможно, современных) вод, исходя из изотопного состава водорода и кислорода, глубинную компоненту следует отнести к периоду оледенения.

3. В некоторых случаях (пос. Уялы) воды в горизонте трещиноватости средне-верхнеордовикских пород, залегающих непосредственно под четвертичными отложениями, заметно отклоняются по изотопному составу от общего тренда и лежат практически точно на ЛЛМВ $\delta^{18}\text{O} = -12.2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -90.6\text{‰}$ (рис. 1), что пока не объяснено, так как исключает влияние испарения, характерного практически для всех остальных точек опробования, кроме глубинной компоненты.

Указанные обстоятельства в совокупности позволяют предположить, что питание подземных вод аномального участка в пределах исследованного района формируется за счет притока воды из относительно удаленного региона, откуда оно поступает по высокопроницаемым зонам трещиноватости коренных протерозойских пород. На месте восходящий региональный поток древних вод перераспределяется между грунтовым и трещиноватым горизонтами, в том числе, питая речной сток.

Аналитические измерения выполнены в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» Научного парка СПбГУ в рамках выполнения государственного задания АААА-А19-119091190094.

Литература.

Yapiyev V., Skrzypek G., Verhoef A. et al. (2020) // J. Hydrol. Reg. Stud. V. 27. 100644.

ИЗОТОПНЫЕ ($^{18}\text{O}+^2\text{H}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) ПРИЗНАКИ СОВРЕМЕННОЙ ДЕГРАДАЦИИ МЕРЗЛОТЫ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЯКУТИИ

Токарев И.В.¹, Зыкин Н.Н.², Ганин М.Ю.³, Зуев Д.М.⁴

¹СПбГУ (tokarevigor@gmail.com); ²Газпром ВНИИГАЗ (nznz@yandex.ru);

³ВНИИПБуВП (m-ganin@yandex.ru); ⁴ВИМС (DIM-69@yandex.ru)

Характеристика площади работ. Юго-западная часть Якутии входит в состав Нюйско-Джербинского криоартезианского бассейна (среднее течение р. Лены, Восточная Сибирь, Россия, рисунок), в верхней 100–300 м части разреза, сложенного толщей мерзлых пород, а ниже представленного классической структурой артезианского бассейна. В орографическом отношении территория представляет собой северный склон Патомского нагорья, средние высоты которого составляют 1200–1300 м. Площадь работ имеет средние отметки тальвегов речных долин 260–270 м, а наиболее возвышенных точек рельефа – 550–570 м. Наиболее крупными водотоками является река Лена и ее левые притоки – Нюя и Пеледуй.

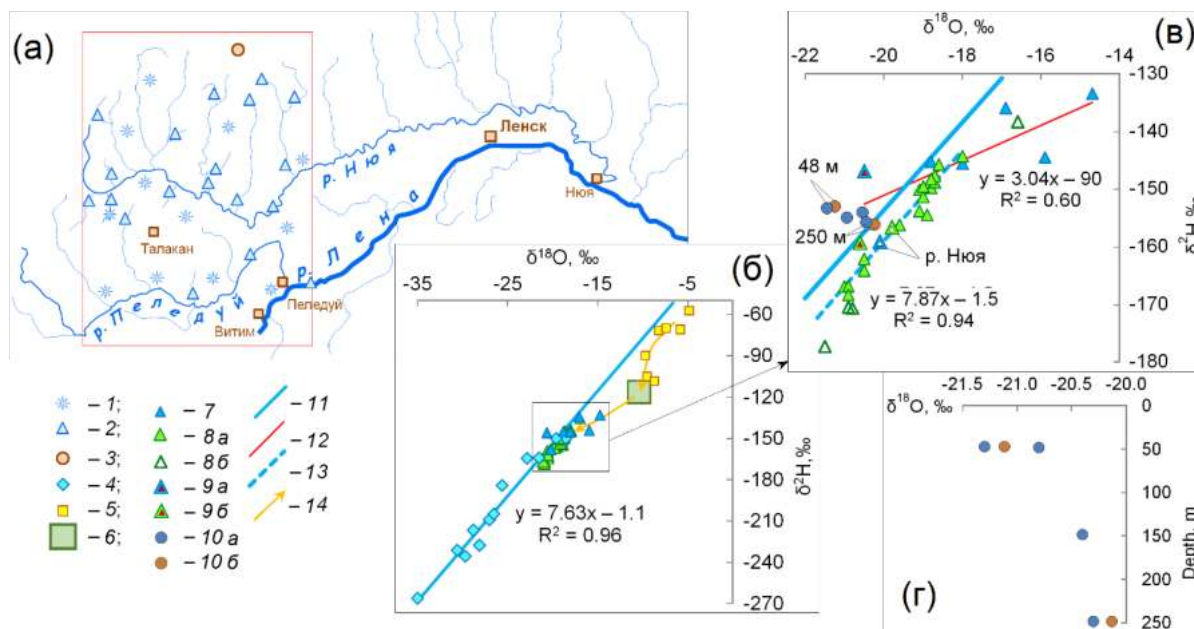


Рисунок 1. Схема опробования (а), изотопный состав атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод юго-запада Якутии (б и врезка – в), а также распределение изотопного состава подземных вод по глубине (г): 1 – точки отбора снега в ноябре 2018; 2 – точки отбора дождя в июле 2019; 3 – куст скважин различной глубины; 4 – изотопный состав воды атмосферных осадков в ноябре 2018 и 5 – в июле

2019; 6 – гипотетический изотопный состав речного стока в конце лета; 7 – изотопный состав воды в реках в ноябре 2018; 7а – изотопный состав воды в реках в июле 2019; 7б – то же, но с особенностями состава; 9а – вода в р. Лена в ноябре 2018 и 9б – июле 2019; 10а – вода из скважин различной глубины в ноябре 2018 и 10б – июле 2019; 11 – аппроксимация данных по осадкам ноября 2018 (фактически – ЛЛМВ, уравнение на диаграмме «б»); 12 – аппроксимация данных по изотопному составу воды в реках в ноябре 2018 (верхнее уравнение на врезке «в»); 13 – аппроксимация данных по изотопному составу воды в реках июля 2019 (нижнее уравнение на врезке «в»); 14 – гипотетические тренды изменения изотопного состава осадков при их трансляции воды в реки период перехода от теплого сезона к холодному.

Район характеризуется резко континентальным климатом с максимальным перепадом годовых температур до 90 °С. В среднем, зимние температуры (декабрь–февраль) составляют –26.7 °С, а летние (июнь–август) +15.4 °С, среднегодовая –5.3 °С. В настоящее время многолетняя мерзлота тает, преимущественно на местных водоразделах, где мощность вновь образованных водоносных горизонтов достигает 30–45 м. Глубина сезонного промерзания варьирует от 2.5 до 4.8 м, в зависимости от типа грунта и экспозиции склона. Под водотоками обнаружены талики, в том числе, сквозные на крупных реках в южной части территории.

Территория относится к Непско-Ботуобинскому НГО и представляет интерес для нефте-газодобычи, которая происходит в настоящее время на Чаяндинском НГКМ.

Методика. Пробы воды для изотопного анализа ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) отбирались в толстостенные пластиковые виалы объемом 10 мл и хранились в прохладном темном месте до поступления в лабораторию. Анализ изотопного состава воды проводился на изотопном масс-спектрометре Delta V+ с модулем GasBench II. Среднеквадратичное отклонение составило ± 0.1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и ± 1.02 ‰ для $\delta^2\text{H}$. Используются стандарты МАГАТЭ V-SMOW-2 и образцы МАГАТЭ (2016 г.) WICO-6 и WICO-5. Все результаты приводятся с привязкой к шкале V-SMOW. Пробы для определения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ отбирались в 5 л пластиковые бутылки, в которые сразу добавлялся трассер ^{232}U и HCl до pH < 2. На базе производилась нейтрализация с помощью $(\text{NH})_4\text{OH}$ до pH = 5.5, соосаждение с гидроокислами железа, созревание осадка в течение суток, фильтрация и сушка фильтра. Концентрации и изотопный состав урана определялся методом альфа-спектрометрии с погрешностью около ± 20 %.

Результаты. В ноябре 2018 и июле 2019 г. на $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ опробованы атмосферные осадки, реки и подземные воды до глубины 250 м (всего 60 проб [Зыкин, Ганин, 2019]). Опробование на уран выполнено в скважинах (2 пробы).

По данным об изотопном составе атмосферных осадков зимнего периода установлена Локальная Линия Метеорных Вод (ЛЛМВ) имеющая уравнение:

$$\delta^2\text{H} = 7.63 \times \delta^{18}\text{O} - 1.1 \text{ ‰}.$$

Летние осадки исключены из расчета ЛЛМВ, так как они подвержены влиянию подоблачного испарения и, кроме того, практически нацело удаляются из водооборота за счет эвапотранспирации. На правомочность такого подхода указывают наблюдения в Иркутске 2011–2017 [Kostrova et al., 2019] и данные

GNIP IAEA по Якутску и Иркутску за 1978 и 1990 г., на основании которых уравнение ЛЛМВ выглядит как:

$$\delta^2\text{H} = 7.61 \times \delta^{18}\text{O} - 1.9 \text{‰}.$$

Воды рек в июле изотопически легче речных вод в ноябре, вследствие влияния весеннего снеготалого половодья, при этом все точки на $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ диаграмме оказываются смещены относительно ЛЛМВ. Для начала холодного сезона (ноябрь 2018) наблюдается фракционирование, обусловленное, по-видимому, замораживанием почвы и разреза (желтые стрелки и красная прямая на рисунке), когда в сток поступает остаточная изотопически облегченная вода. В теплый сезон (июль 2019) в сток начинают поступать воды, образующиеся при таянии льда, изотопный состав которого утяжелен в ходе замораживания.

Подземные воды закономерно утяжеляются с глубиной. В верхней 50-метровой части разреза представляют собой, вероятнее всего, современную воду, не успевшую заморзнуть в ходе зимнего промораживания разреза сверху-вниз (остаточная вода). Глубже 100 м происходит стабилизация изотопного состава подземных вод на уровне около $\delta^{18}\text{O} \approx -20.3 \text{‰}$ и $\delta^2\text{H} \approx -155 \text{‰}$. Происхождение этой воды позволяет идентифицировать изотопный состав урана $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.70$ (по активностям) в воде с интервала глубиной 250 м, что указывает на таяние многолетней мерзлоты. Вода с интервала 48 м имеет отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.09$.

Литература

Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю. // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова. (29–31 октября 2019 г.) Расширенные тезисы докладов. М.: Акварель, 2019. С. 193–198.

Kostrova S.S., Meyer H., Fernandoy F. et al. (2019) // *Hydrol. Processes*. V. 34. Iss. 1. P. 51–67.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА ЭКСТРАКТОВ ИЗ ПОРОД И НЕРАСТВОРИМОГО ОБ ДОМАНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-ТАТАРСКОГО СВОДА И МУХАНО-ЕРОХОВСКОГО ПРОГИБА

Трушков П.В.¹, Самойленко В.В.¹, Гончаров И.В.¹, Веклич М.А.¹,
Солтанова А.О.¹, Эфтор И.В.¹, Шакиров В.А.²

¹АО «ТомскНИПИнефть» (TrushkovPV@tomsknpi.ru); ²ООО «СамараНИПИнефть» (ShakirovVA@samnpi.rosneft.ru)

Обогащённые органическим веществом отложения доманикового типа ($\text{D}_3\text{f}_2\text{—C}_{1\text{t}}$) являются основной нефтематеринской толщей Волго-Уральской НГП и имеют более чем полувековую историю изучения. Вместе с тем, к настоящему времени имеется ряд вопросов, ранее не освещённых в работах других авторов, которые имеют принципиальное значение для понимания вопросов формирования и механизмов преобразования ОБ этих пород с ростом катагенеза. Известно, что для ОБ морского генезиса, как правило, характерен облегчённый изотопный состав углерода (ИСУ) экстрактов и нерастворимого ОБ, и сравнительно узкий диапазон его изменения как в разрезе одной скважины, так и для разных скважин близкого катагенеза. Классическим примером

нефтематеринских пород морского генезиса может являться баженовская свита Западно-Сибирского НГБ, которая содержит полимерлипидное ОВ преимущественно планктоногенной природы с весьма лёгким ИСУ ($\delta^{13}\text{C} = -32.0 \dots -29.0 \text{ ‰}$) и высоким генерационным качеством ($\text{HI}_0 = 670 \dots 720 \text{ мг УВ/г } \text{C}_{\text{орг}}$). Несколько иная картина отмечена нами в экстрактах из пород и нерастворимом ОВ доманиковых отложений Южно-Татарского свода. Здесь, при хороших генерационных характеристиках пород ($\text{S}_2 = 30 \dots 125 \text{ мг УВ/г породы}$, $\text{C}_{\text{орг}} = 5.0 \dots 19.0 \text{ ‰}$), кондиционных значениях водородного индекса ($\text{HI} = 456 \dots 675 \text{ мг УВ/г } \text{C}_{\text{орг}}$) и невысоком катагенезе ($T_{\text{max}} = 428 \text{ °C}$) отмечается весьма утяжелённый ИСУ экстрактов из пород ($\delta^{13}\text{C} = -29.7 \dots -26.1 \text{ ‰}$) и нерастворимого ОВ ($\delta^{13}\text{C} = -30.1 \dots -26.8 \text{ ‰}$). При этом, с ростом значений водородного индекса ОВ отмечается существенное утяжеление изотопного состава углерода экстрактов и нерастворимого ОВ (рис. 1). Причин наблюдаемых закономерностей изменения ИСУ и его связи с генерационным качеством ОВ может быть несколько. Нефтематеринские доманиковые отложения формировались в морском относительно глубоководном бассейне в условиях аноксии (Бушнев, 2016) с резким дефицитом растворённого в водах кислорода и глубоким сероводородным заражением не только фотического, но и придонного слоя вод и молодых осадков. Из-за дефицита растворённого кислорода, белковые и углеводные структуры, а также ненасыщенные жирные кислоты в составе первичной биомассы миновали стадию аэробного окисления и декарбоксилирования, в ходе которой удаляется значительная часть тяжёлого изотопа углерода ^{13}C (Гончаров, 1987). Далее, на этапе раннего диагенеза глубина анаэробной (бактериальной) переработки первичной биомассы, судя по всему, была не столь высока, что способствовало сохранению большей части насыщенной липидной составляющей в неизменном виде, а внедрение серы протекало преимущественно в виде мостиковых сульфидных и дисульфидных связей между структурными элементами протокерогена разного размера. Этот тезис, с одной стороны, подтверждается сравнительно невысокими значениями параметра mDBT/mPhen ($1.1 \dots 1.8$), а с другой, находит отражение в невысокой энергетике химических связей керогена ($E_a = 46 \text{--} 48 \text{ ккал/моль}$).

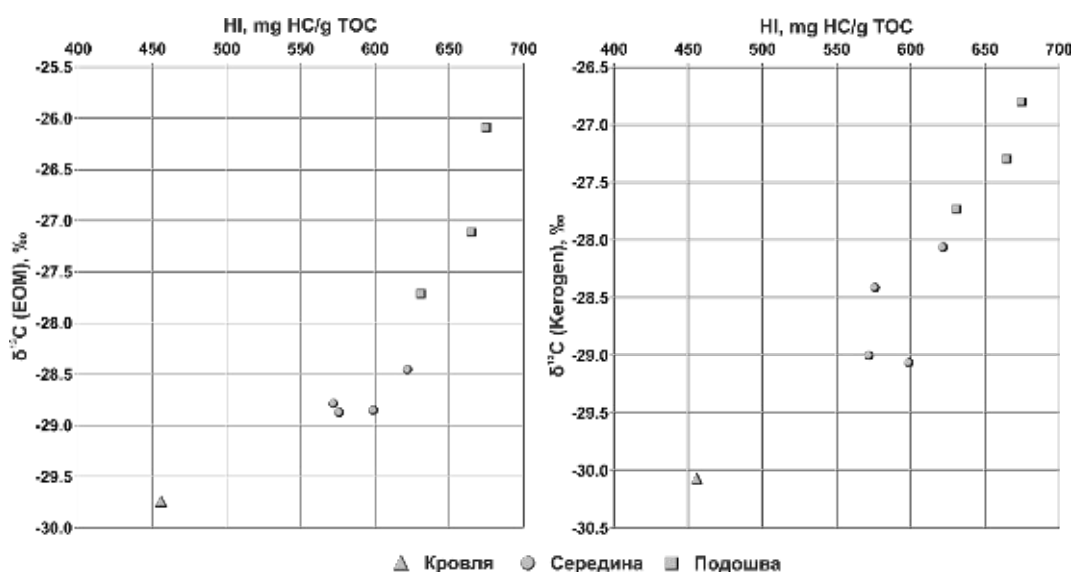


Рисунок 1. Взаимосвязь ИСУ экстрактов из пород и нерастворимого ОВ с величиной водородного индекса

Схожая картина взаимосвязи пиролитических параметров пород с изотопным составом углерода наблюдается и для разреза доманиковых отложений Мухано-Ероховского прогиба (рис. 2). Здесь также заметен отчётливый тренд увеличения значений водородного индекса с утяжелением ИСУ экстрактов из пород и нерастворимого ОВ. Ещё одной из причин утяжелённого ИСУ нерастворимого ОВ пород и хлороформенных битумоидов может являться значительный вклад в первичную биомассу осадков биопродуцентов с жёстким внешним скелетом (например, диатомей и пр.). Внешний скелет предохраняет от окисления (в первую очередь, аэробного) белково-углеводный комплекс, который обладает утяжелённым изотопным составом углерода (Галимов, 1981; Гончаров, 1987). Интересно также, что при переходе от осадков доманикового горизонта (D_{3dm}) к породам верхнефранско-фаменской толщи ($D_{3rech-zv}$) отмечается обогащение ИСУ лёгким изотопом ^{12}C , что также может указывать на частичную смену комплекса биопродуцентов и изменение фациальных условий среды осадконакопления.

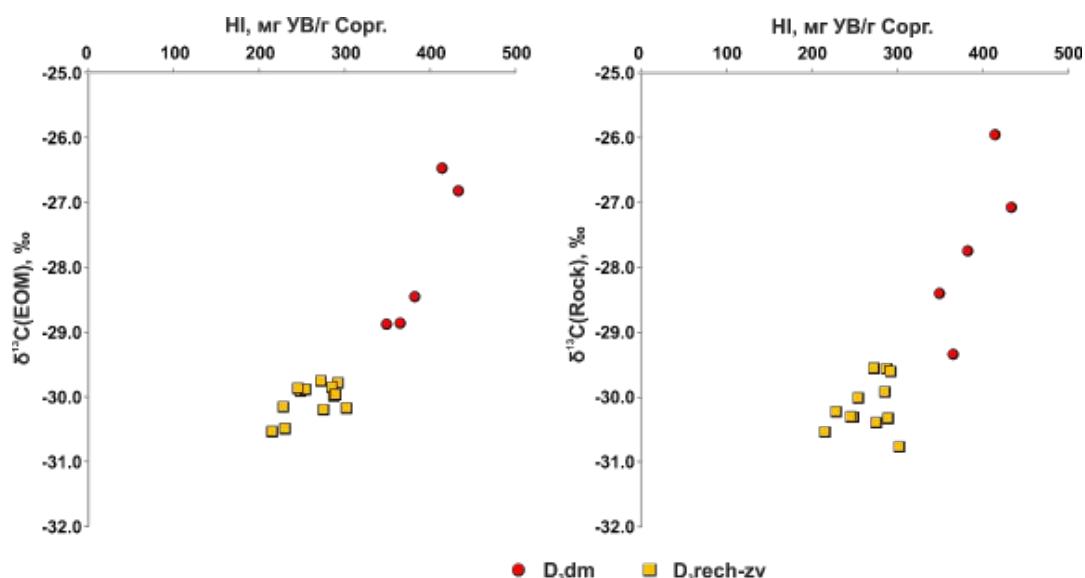


Рисунок 2. Взаимосвязь ИСУ экстрактов из пород и нерастворимого ОВ с величиной водородного индекса

Литература

Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Пономаренко Е.С. и др. (2016) // *Литол. и полез. ископаемые*. № 4. С. 329–335.

Галимов Э.М. *Природа биологического фракционирования изотопов*. М.: Наука, 1981. 247 с.

Гончаров И.В. *Геохимия нефтей Западной Сибири*. М.: Недра, 1987. 184 с.

ВЫЯВЛЕНИЕ НЕФТЕМАТЕРИНСКИХ ТОЛЩ ПАЛЕОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И ПИРОЛИЗА (БОРОВАЯ, СЕВЕРО-КАЛИНОВАЯ)

Фадеева С.В.^{1,2}, Гончаров И.В.^{1,2}, Кашапов Р.С.^{1,2}, Веклич М.А.¹, Обласов Н.В.¹,
Самойленко В.В.¹, Жердева А.В.¹, Трушков П.В.¹

¹АО «ТомскНИПИнефть» (Fadeevasv@tomsknpi.ru); ²НИ ТПУ

Сложность геологического строения, проблемы с интерпретацией сейсмических данных, невысокая освещённость керном внесли значительную неопределённость в вопрос наличия нефтегазопроизводящих толщ в доюрских отложениях Западной Сибири. Выявление потенциально материнских пород в отложениях доюрского комплекса также осложнено тем, что к настоящему моменту из-за влияния высоких градаций катагенеза практически все изученные образцы полностью исчерпали свой начальный генерационный потенциал. Первичным критерием поиска материнских пород в палеозое служат повышенные значения остаточного органического углерода (RC) и/или общего органического углерода (TOC). Однако систематических работ по комплексному исследованию пород доюрского возраста с высоким содержанием органического углерода, направленных на поиск нефтематеринских пород, не проводилось. Одной из последних работ в данной области была монография Костыревой Е.А. (2005 г).

Нами геохимическими методами были исследованы более 500 образцов керна скважин Юго-Востока Западной Сибири (ЮВЗС), отобранного в разрезе отложений от силура до карбона. Результаты пиролитического исследования палеозойских пород показали, что лишь в единичных скважинах встречены образцы породы с повышенным содержанием современного органического углерода (TOC > 1 %), что может указывать на их нефтегенерационные свойства в геологическом прошлом. Наибольший интерес вызвали породы из отложений палеозоя скважин Боровая-2 и Северо-Калиновская-37р, отобранные в интервалах глубин: 2493.1–2670.0 м и 3084.9–3118.7 м, соответственно. В образцах пород из данных интервалов содержание остаточного углерода TOC достигает 2–6 %, а в некоторых образцах породы из скважины Боровая-2 до 30 % (рис. 1).

Пик S₂ на пирограммах отсутствует, соответственно, невозможно определить параметр T_{max}, как и невозможно на его основе точно оценить катагенез. Вероятно, термическая преобразованность пород может соответствовать антрацитово-стадии метаморфизма, что обусловило отсутствие в настоящее время какого-либо остаточного нефтегазогенерационного потенциала. Начальные величины TOC могли быть в 1.3–2.0 раза больше современных и достигать значений 8–16 % и выше, в зависимости от величины начального водородного индекса (HI). Однако, высокая степень преобразованности органического вещества (ОВ) этих палеозойских пород затрудняет определение типа керогена и восстановление фациальной обстановки их формирования, а также не позволяет получить из них в достаточном количестве битумоиды, чтобы корректно определить их молекулярный (биомаркерный) состав и сопоставить с выделенными нами ранее группами палеозойских нефтей (Fadeeva et al., 2019). Тем не менее, изотопный состав оставшегося в породе органического углерода сохранил свои значения близкие к начальным величинам, что позволяет сделать

предположение об условиях осадконакопления ОВ и его типе, а также провести корреляцию с нефтями.

Для образцов пород палеозойских отложений из скважин Боровая-2 и Северо-Калиновская-37р было проведено определение изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$) после их предварительной дебитуминизации и декарбонатизации. Полученные результаты показали, что нерастворимое ОВ пород скважины Северо-Калиновская-37р характеризуется $\delta^{13}\text{C} = -32.0 \dots -31.3 \text{ ‰}$. Для пород скважины Боровая-2 $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-33.4 \dots -29.5 \text{ ‰}$ (рис. 1). Подобные значения $\delta^{13}\text{C}$ характерны для ОВ типичных морских нефтематеринских пород с очень хорошим и отличным генерационным потенциалом (кероген II типа). Таким образом, комплексирование результатов пиролитического и изотопного видов исследований позволило выделить нефтематеринские толщи палеозоя ЮВЗС: карбонатные толщи Северо-Калиновского месторождения, глинистые сланцы Боровой площади. Полученная в результате изотопных исследований ОВ пород информация о типе керогена, совместно с результатами пиролитических исследований может быть использована для оценки начальных значений содержания органического углерода и генерационного потенциала пород, расчета объемов генерируемых УВ.

Ранее в рамках комплексных исследований палеозойских нефтей ЮВЗС было показано, что $\delta^{13}\text{C}$ как неразделенных нефтей, так и составляющих их хроматографических фракций (парафино-нафтенная и ароматическая фракции, смолы, асфальтены) изменяется от -32.0 до $-28.0 \dots -27.5 \text{ ‰}$ (Fadeeva et al., 2020). Т.к. нефти обеднены тяжелым изотопом ^{13}C по сравнению с нерастворимым органическим веществом нефтематеринских пород, как правило, на $1.0\text{--}2.0 \text{ ‰}$ (Голышев, 1984), следовательно, проанализированные образцы отложений из скважин Боровая-2 и Северо-Калиновская-37р могли участвовать в генерации только самой изотопно-легкой (по углероду) группы нефтей выделенной нами (Южно-Табаганское, Кулгинское).

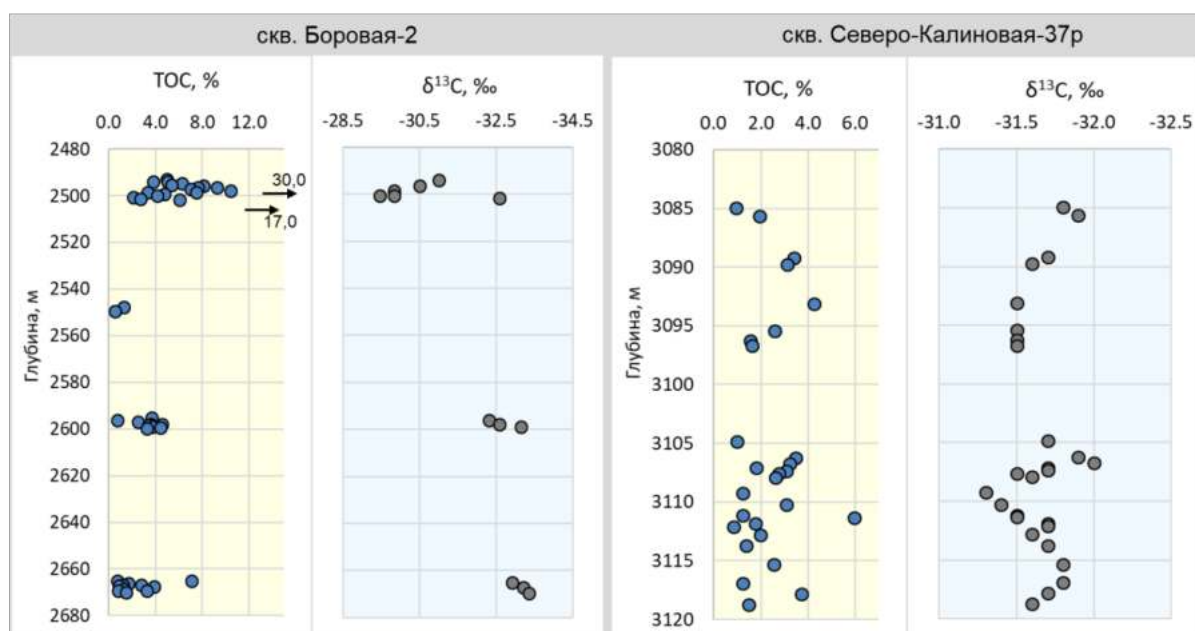


Рисунок 1. Результаты пиролитического и ИСУ палеозойских пород в разрезе скважин Боровая-2 и Северо-Калиновская-37р

Литература

Гольшиев С.И. Применение стабильных изотопов в геохимических исследованиях. В кн.: Богомолов А.И., Темялко М.Б., Хотынцева Л.И. (ред.). Современные методы исследования нефтей: Справочно-методическое пособие. Л.: Недра, 1984. С. 405–422.

Костырева Е.А. Геохимия и генезис палеозойских нефтей Юго-Востока Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН Гео, 2005. 183 с.

Fadeeva S.V., Goncharov I.V., Oblasov N.V. et al. // 29th International Meeting on Organic Geochemistry. 1–6 September 2019, Gothenburg, Sweden. P. 55–56

Fadeeva S.V., Goncharov I.V., Samoilenko V.V. et al. // Geomodel 2020, 07–11 September, Gelendzhik, Russia. P. 1–5.

РАННЯЯ КОРА ВОЛГО-УРАЛИИ: Sm-Nd СИСТЕМАТИКА

Фугзан М.М.¹, Кирнозова Т.И.¹, Аносова М.О.¹, Астраханцев О.В.¹,
Постников А.В.², Сабиров И.А.², Сомсикова А.В.¹, Федотова А.А.¹

¹ГЕОХИ РАН (fugzan@geokhi.ru); ²РГУ нефти и газа (НИУ) им.И.М. Губкина

По геологическим данным породы отрадненской серии, включая нурлатский комплекс, принадлежат к обширной гранулитово-гнейсовой Волго-Уральской области Восточно-Европейского кратона и формируют нижнюю часть разреза.

Породы этого комплекса - чередующиеся пироксеновые эндербито-гнейсы, с подчиненными по мощности пачками амфибол-двупироксеновых-кристаллических сланцев. Вулканогенный протолит этих пород рассматривался как вещество ранней стадии формирования фундамента Волго-Уралии на основании геологических данных (Богданова, 1986, Доплатформенные ... , 1992). Для изотопных исследований выбраны эндербиты, двупироксеновые и гиперстеновые кристаллические сланцы скважины Ульяновской разведочной площади. Sm-Nd изотопные исследования проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton с использованием двухленточного источника ионов. Измерения выполнялись в статическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов разных изотопов элемента. При обработке результатов производилось нормирование (для изотопов неодима – по изотопному отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, для самария – по $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$). Холостое внутрिलाбораторное загрязнение 30 нг для Sm и 2 нг для Nd. Модельный возраст породы $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ рассчитан исходя из следующих значений для деплетированной мантии: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.212$. Точность измерений контролировалось с помощью стандарта JNdi-1 (Tanaka et al., 2000) Определение концентраций Sm и Nd проведено методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера $^{150}\text{Nd} + ^{149}\text{Sm}$.

Модельные возрасты $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ изученных пород нурлатского комплекса лежат в диапазоне 3.8–3.0 млрд лет. Несколько моложе значение (2.9 млрд лет) для амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев. Это говорит о присутствии материала эоархейской, палео- и мезоархейской коры в составе источников вещества пород нурлатского комплекса Волго-Уралии. Для цирконов из эндербитоидов Нурлатского блока ранее был выполнен U–Pb анализ методом TIMS (Бибикина и др., 1994). Получено значение возраста по верхнему пересечению конкордии с дискордией, 2725 ± 42 млн. лет, которое свидетельствует о формировании эндербитов Волго-Уральской области в конце архейского тектономагматического цикла. Величина ϵ_{Nd} для образца эндербита, рассчитанная на возраст 2.7 млрд лет, демонстрирует отрицательное значение -1.5 ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 3.1$ млрд лет)), свидетельствует о вкладе

коровой компоненты в состав источника магматических пород (эндербитоидов). Результаты согласуются с ранее опубликованными геологическими данными (Богданова, 1986, Доплатформенные ... , 1992) и данными по изотопному составу Nd метасадочных пород большечеремшанской серии сопредельной территории ($T_{Nd}(DM)$) в диапазоне 3.7–2.6 (Бибикова и др., 2015).

Работа выполнена по теме Госзадания ГЕОХИ РАН.

Литература

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. (2015) // *Стратиграф. Геол. корреляция*. Т. 23. № 1. С. 3–26.

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Попова Л.П. и др. (1994) // *Стратиграф. Геол. корреляция*. Т. 2. № 3. С. 3–7.

Богданова С.В. *Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента)*. Труды ГИН РАН. Вып. 408. М.: Наука, 1986. 224 с.

Князев В.С., Лапинская Т.А. (ред.) *Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР*. М.: Недра, 1992. 309 с.

Tanaka T., Togashi S., Kanioka H. et al. (2000) // *Chem. Geol.* V. 168. Iss. 3–4. P. 279–281.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ($\delta^{18}O$ и δD) ПРИРОДНЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Харитонов Н.А.¹, Барановская Е.И.¹, Челноков Г.А.², Ермаков А.В.²

¹МГУ им.М.В. Ломоносова (tchenat@mail.ru); ²ГИН РАН

Сложность горного рельефа Тянь-Шаня обуславливает особые гидрологические и геолого-гидрогеологические условия формирования природных вод. Расположенные на больших высотах осевые части хребтов конденсируют значительные массы атмосферной влаги в виде ледников, которые дают начало рекам, тесно взаимодействующим с подземными водами. Основным источником водных ресурсов региона являются осадки, выпадающие на водосборной площади, однако на количество и качество подземных вод значительно влияет лесистость горных склонов, состояние ледниковых и лесных экосистем.

Основной целью данной работы являлось изучение содержания и распределения стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода (δD) в природных водах Иссык-Кульского и Чуйского межгорных гидрогеологических бассейнов, и выявление условий их питания.

В основу работы были положены гидрохимические и изотопные данные, полученные во время полевых работ 2019, 2022 и 2023 годов. Были изучены поверхностные водотоки (15 проб), озеро Иссык-Куль (4 пробы), подземные воды (70 проб).

По температурному режиму исследованные воды были разделены на три группы: холодные (<10 °C), теплые (10–20 °C) и термальные (>25 °C). К первой группе отнесены высокогорные поверхностные водотоки и родники, а ко второй и третьей – подземные воды.

Изотопный состав кислорода и водорода характеризуется значительным разбросом значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD : наиболее низкие значения (от -15.7 до -11.1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и -109 до -78 ‰ для δD) имеют подземные воды второй группы. Высокогорные реки и источники характеризуются более высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ и δD . Наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD (-0.5 и -16 ‰, соответственно) выявлены в водах озера Исск-Куль. В целом, все изученные воды, за исключением нескольких точек, ложатся близко к глобальной линии метеорных вод, что подтверждает их атмосферный характер. Смещение холодных источников в сторону отрицательных значений отражает большую высоту зоны их питания. Кислородные сдвиги вправо и влево указывают на неравновесное изотопное фракционирование в системе вода–порода–газ. Сдвиг вправо обычно характерен для изотопного обмена между кислородсодержащими фракциями водовмещающих толщ и пород, а сдвиг влево для обмена кислородом между углекислым газом и водой. Воды озера Иссык-Куль лежат на линии испарения, что характерно для озерных вод данной климатической зоны. Для рек наблюдается отчетливая высотная зависимость между содержанием в воде δD и точкой опробования. Для холодных подземных вод данная зависимость выражена слабее, а для термальных – отсутствует.

Проведенные исследования показывают, что все изученные воды по изотопному составу располагаются близко к ГЛМВ и являются метеогенным, при этом область питания холодных подземных источников лежит гипсометрически выше, чем область питания термальных вод и обследованных рек.

Исследование выполнено при поддержке проекта РНФ 23-27-00119 «Генезис и условия циркуляции термальных вод кристаллических массивов горноскладчатых областей».

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ТЯЖЕЛОГО КИСЛОРОДА В КАЧЕСТВЕ ЕСТЕСТВЕННОГО ТРАССЕРА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДОЛИ ТАЛОГО СТОКА В БАССЕЙНЕ ГОРНОЙ РЕКИ

Хомякова В.А.¹, Рец Е.П.², Корнилова Е.Д.², Козачек А.В.¹, Екайкин А.А.¹
¹ААНИИ (curcuma162@gmail.com); ²ИВП РАН

В настоящее время в пределах целого ряда горных систем наблюдается деградация ледников (отступление границ их языков) (Mark, 2002). Это вызывает обеспокоенность ученых не только как природный феномен. От объема ледникового питания зависит сток рек, в низовьях которых зачастую расположены крупные населенные пункты (Mark, 2002). Понимание роли различных источников в формировании стока рек с ледниковым питанием поможет спрогнозировать реакцию этих рек на изменение площади оледенения и возможную полную деградацию ледников в будущем.

В настоящей работе представлена попытка расчленения гидрографа горной реки с помощью метода естественных трассеров. Этот метод успешно используется в современной гидрологии для решения различных задач (Penna et al, 2019; Hoeg et al, 2000). В качестве трассера был принят изотопный состав кислорода (относительное содержание кислорода-18) в водах разного генезиса. Метод позволяет отследить вклад составляющих водного баланса (снег, дождь, лед) в суммарный сток реки в замыкающем створе. В основе метода лежит предположение о том, что каждая из генетических компонентов стока обладает отличным от других изотопным составом (Hoeg et al, 2000; Buttle, 1994).

В данной работе был исследован сток горной реки с ледниковым питанием – р. Баксан. В целях расчленения гидрографа были отобраны пробы воды на изотопный состав кислорода в четырех створах на разных участках течения реки, а также в одном створе на ее малом притоке – р. Джанкуат. Пробы отбирались сериями по 5–6 раз за сезон в течение трех летних сезонов (2020–2022 гг.). С использованием полученных данных было выполнено расчленение гидрографа на два компонента: талую составляющую и дождевую составляющую. Результаты показали, что дождевой сток, в среднем, составляет менее 35 % во всех створах. Его доля закономерно возрастает от верхнего течения к нижнему.

В начале летнего сезона доля дождевых вод несколько больше, чем в середине. Это может быть обусловлено двумя причинами: 1 – выпадение осадков; 2 – превалирование более изотопно-тяжелых вод в грунтовом стоке. В начале и в конце сезона роль более изотопно-тяжелой дождевой воды выше, вероятно, за счет ее накопления в толще почво-грунтов, слагающих бассейн.

Литература

- Buttle J.M. (1994) // *Prog. Phys. Geogr.* V. 18. Iss. 1. P. 16–41.
Hoeg S., Uhlenbrook S., Leibundgut Ch. (2000) // *Hydrol. Process.* V. 14. Iss. 7. P. 1199–1216.
Mark B.G. (2002) // *Hydrol. Process.* V. 16. Iss. 16. P. 3297–3302.
Penna D., van Meerveld H.J. (2019) // *WIREs Water.* V. 6. No 5. e1367.

ВЛИЯНИЕ ДРЕВНЕГО ЛИТОСФЕРНОГО МАТЕРИАЛА НА СОСТАВ ИСТОЧНИКА ВЕЩЕСТВА ЩЁЛОЧНО- КАРБОНАТИТОВЫХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ, СИБИРЬ.

Цховребова А.Р.¹, Костицын Ю.А.¹, Расс И.Т.², Покровский Б.Г.³

¹ГЕОХИ РАН; ²ИГЕМ РАН; ³ГИН РАН

На сегодняшний день в мире известно порядка 1500 щелочных и карбонатитовых массивов. Крупнейшей в мире щелочно-карбонатитовой провинцией является Маймеча-Котуйская, площадь которой составляет 74000 км². Расположена провинция в северо-восточной части Сибирской платформы, к западу от Анабарской антеклизы, в пределах её западного крыла и включает в себя до 40 интрузий (Егоров, 1969). Согласно изотопным данным,

магматизм в провинции развивался в узком интервале времени 252–250 млн лет (Kamo et al., 2003; Kogarko, Zartman, 2007).

Для определения изотопно-геохимических характеристик источников вещества пород Маймеча-Котуйской провинции, мы исследовали породы массивов провинции – Одихинчи, Кугды, Немакита, Дьёгдье, Магана, Ессея и Ырааса. Массивы представлены сходными группами пород: кугдит-окаитового и якупирангит-мельтейгит-уртитового рядов, нефелиновыми и щелочными сиенитами и карбонатитами (1). Залегают эти интрузивы в толщах осадочных пород. По мере приближения к Анабарскому щиту возраст вмещающих пород увеличивается: массивы Одихинча, Кугда и Немакит залегают в кембрийских доломитах. А массивы Дьёгдье, Маган, Ыраас прорывают толщи пород рифея и венда. В 20 км восточнее массива Ыраас начинается выход архейских пород Анабарского щита.

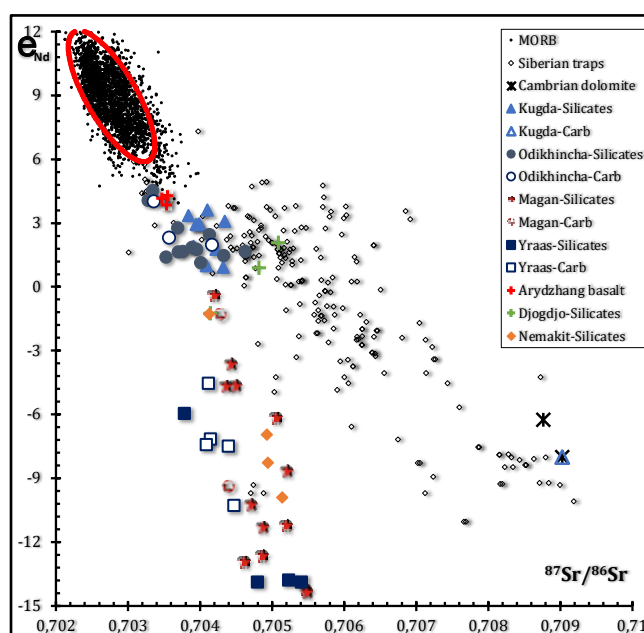


Рисунок 1. Зависимость между начальными изотопными отношениями стронция и неодима в щелочных породах и карбонатитах массивов Маймеча-Котуйской провинции, а также в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB), сибирских траппах и кембрийских доломитах. Диаграмма $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$ включает наши данные для массивов Кугда, Одихинча, Дьёгдье, Маган, Ыраас, Немакит и базальты арыджангской свиты (возраст магматизма 250 млн. лет.). Красным выделено связанное и относительно компактное поле пород MORB и нанесены литературные данные по Сибирским траппам и кембрийским доломитам, также использованы неопубликованные данные Костицына Ю.А. и Криволуцкой Н.А.

Результаты Rb–Sr и Sm–Nd изотопных исследований представлены на рис. 1 и 2. Изотопные отношения стронция и неодима (в виде ϵ_{Nd}) в исследованных щелочных породах в сравнении с полем MORB пород находятся ниже и правее, что указывает на обогащённый характер их источника относительно конвектирующей мантии. Начальные изотопные отношения неодима и стронция в массивах Маймеча-Котуйской провинции достаточно гетерогенны, но диапазон вариаций разный. В образцах массивов Одихинча, Кугда и Дьёгдье вариации не

очень широкие, в отличие от пород массивов Маган, Ыраас и Немакит, в которых изотопные отношения неодима оказались существенно более гетерогенными.

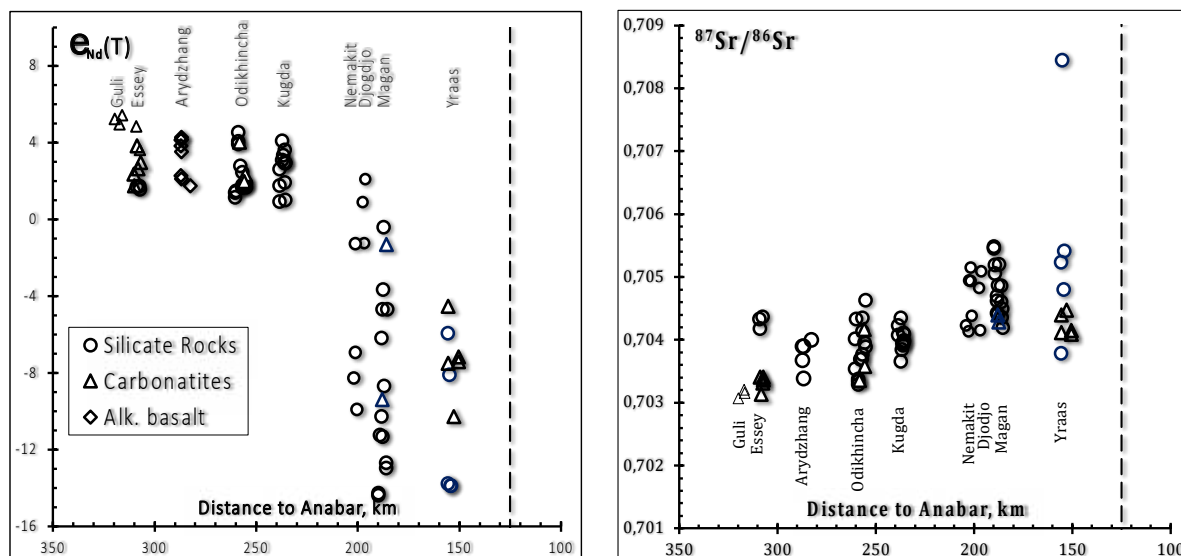


Рисунок 2. Распределение изотопного состава неодима в породах Маймеча-Котуйского комплекса в зависимости от расстояния (в км) интрузивных тел до центра Анабарского щита. Пунктир отмечает границу выхода на поверхность архейских пород щита. Также на график нанесены литературные данные по массивам Гули и Ессей.

Изотопная обогащённость и гетерогенность имеет географическую направленность. График на рис. 2а,б отчётливо демонстрирует, что чем ближе к Анабарскому своду, (а соответственно и к более древним подстилающим и вмещающим древним осадочно-метаморфическим породам) находятся исследуемые интрузивные тела, тем более гетерогенными и обогащёнными становятся изотопные отношения неодима и стронция в их породах. Это даёт основание предполагать участие древних изотопно обогащённых и гетерогенных пород в формировании материнских расплавов щелочных и карбонатитовых пород Маймеча-Котуйской провинции. Влияние этого древнего материала на первичный расплав исследуемых пород возрастало по мере приближения к Анабарскому щиту. Однако мы пока не можем оценить, на каком глубинном уровне происходило вовлечение древнего вещества в петрогенезис.

Литература:

- Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л.: Недра, 1969. 247 с.
- Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. (2003) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 214. Iss. 1–2. P. 75–91.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. (2007) // *Mineral. Petrol.* V. 89. Iss. 1–2. P. 113–132.

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА Sr И Nd В ЗАКАЛОЧНЫХ СТЁКЛАХ БАЗАЛЬТОВ СРЕДИННО- АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА, 12°–31° С.Ш.

Цховребова А.Р., Шабыкова В.В., Силантьев С.А., Буйкин А.И.

ГЕОХИ РАН

В настоящее время известно, что осевая зона Срединно-Атлантического хребта (САХ) сегментирована в отношении состава продуктов базальтового вулканизма рифтовой долины. Эта сегментация проявлена в чередовании вдоль простирания САХ сегментов, сложенных преимущественно N-MORB и сегментов, в строении которых преобладают E-MORB (Schilling et al., 1983; Klein, Langmuir, 1987; Dosso et al., 1991; Силантьев, 2003 и др.). Наши предыдущие исследования были посвящены изучению характера распределения главных, редких и летучих компонентов в закалочных стёклах базальтов осевой зоны САХ (Силантьев и др., 2023). На основе полученных данных о содержании макро- и микрокомпонентов в исследуемых образцах был сделан вывод о влиянии типа вмещающего субстрата на их геохимические характеристики: закалочные стёкла базальтов типа E-MORB приурочены к «серпентинитовым» участкам осевой зоны, а стёкла базальтов N-MORB, совпадают по расположению с «базальтовыми» сегментами (далее в тексте сегменты будут именоваться базальтовыми или серпентинитовыми, в зависимости от преимущественно слагающих их пород). В настоящей работе мы исследовали Rb–Sr и Sm–Nd изотопные системы, а также вариации содержаний хлора и P3Э в 33 образцах закалочных стёкол из района 12°–30° с.ш.

Полученные данные согласуются с существующими представлениями о крупномасштабной геохимической сегментации САХ. Образцы серпентинитовых сегментов имеют более узкий диапазон вариаций изотопного состава Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = от 0.7027 до 0.7032) в сравнении с образцами из базальтовых групп ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ = от 0.7024 до 0.7041). Вариации изотопного состава Nd в этих двух группах образцов почти идентичны (ϵ_{Nd} = +4.9...+10.9 и +5.9...+11.6 в серпентинитовых и базальтовых сегментах, соответственно), хотя в целом, серпентинитовые сегменты характеризуются несколько более обогащенным составом.

Как видно из рис. 1а,г закономерных различий между стёклами базальтовых и серпентинитовых сегментов в распределении изотопного отношения Sr не наблюдается. Это может указывать на то, что взаимодействие гидротермальных и магматических систем в рассмотренных участках САХ не сопровождалось заметными изотопными эффектами.

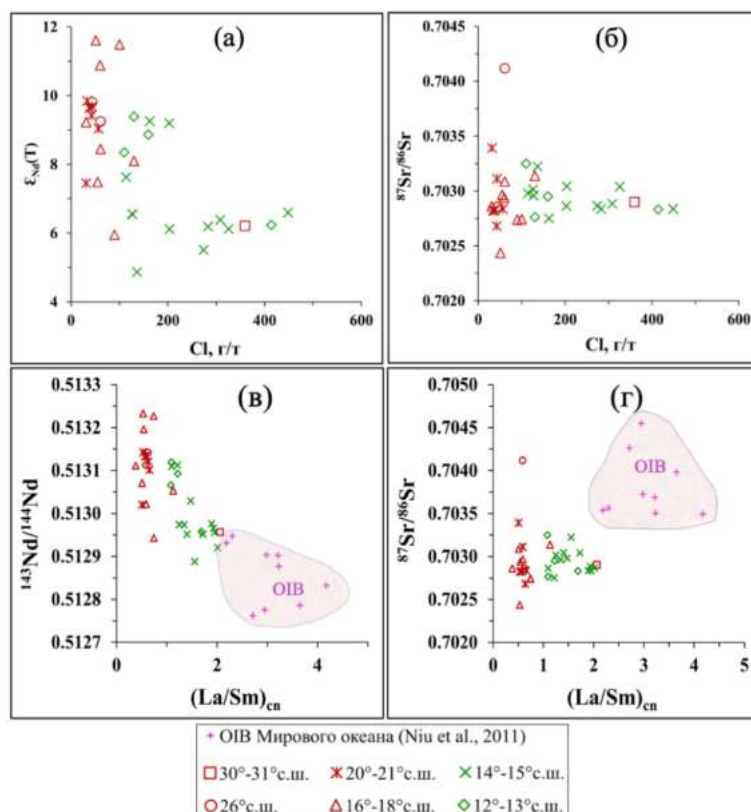


Рисунок 1. Вариации изотопных отношений Sr и Nd в исследуемых закалочных стёклах рифтовой долины САХ в зависимости от распределения содержания Cl (а,б) и величины $(La/Sm)_{cn}$ отношения в тех же образцах. Нормирование для La и Sm производилось к хондриту CI по (Sun, McDonough, 1989). Для сравнения показано поле усредненных составов OIB Атлантического, Индийского и Тихого океанов по (Niu et al., 2011).

Широкие вариации изотопного состава Nd, повышенные содержания Cl (рис. 1а) и повышенные величины La/Sm отношения (рис. 1в) в образцах из серпентинитовых сегментов могут указывать на участие в магматизме осевой зоны САХ различных, неоднородных в геохимическом отношении источников. В некоторых сегментах нельзя исключать влияние обогащённого вещества плюмового типа, судя по тенденции распределения изотопных отношений Nd (менее явно Sr) в сторону облака OIB (рис. 1в,г).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №22-27-00815

Литература

- Силантьев С.А., Буйкин А.И., Цховребова А.Р. и др. (2023) // *Петрология*. Т. 31. № 5. С. 463–481.
- Dosso L., Hanan B.B., Bougolt H. et al. (1991) // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 106. Iss. 1–4. P. 29–43.
- Klein E.M., Langmuir C.H. (1987) // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. V. 92. Iss. B9. P. 8089–8115.
- Niu Y., Wilson M., Humphreys E.R. et al. (2011) // *J. Petrol.* V. 52. Iss. 7–8. P. 1443–1468.
- Shilling J.-G. Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°N. In: Vogt P.R., Tucholke B.E. (eds.) *The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, 1986. P. 137–156.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) // *Geol. Soc. Spec. Publ.* V. 42. P. 313–345.

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ОБРАЗЦЫ СРАВНЕНИЯ ДЛЯ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ МЕТОДОМ ЛА-ИСП-МС: АПАТИТЫ КУЧИНСКОГО КАРЬЕРА И НИЖНЕАЛАБАШСКОГО ЛОГА

Червяковская М.В.¹, Червяковский В.С.¹, Вотяков С.Л.¹, Кисин А.Ю.¹,
Пупышев А.А.², Панкрушина Е.А.¹, Мандрыгина Д.А.¹

¹ИГГ УрО РАН (zaitseva.mv1991@gmail.com); ²УрФУ

При U–Pb датировании акцессорных минералов ЛА-ИСП-МС (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией) во время анализа наблюдаются элементное фракционирование и дрейф прибора, способы коррекции которых обычно включают использование внешнего стандарта известного возраста для получения эмпирического поправочного коэффициента, который затем можно применить к неизвестному образцу. Поэтому остается актуальной задача поиска гомогенного, без присутствия нерадиогенного свинца образца сравнения для U–Pb датирования.

В качестве перспективных образцов сравнения для U–Pb датирования были рассмотрены пробы апатита: KUCH – Кучинский карьер, Южный Урал, Кочкарский антиклинорий, порода мрамор, NAL – Нижнеалабашский лог, Средний Урал, Мурзинский массив. Размер зерен апатита KUCH 1...1.5 мм, NAL – 3...4.5 мм.

По данным рамановской спектроскопии (конфокальный спектрометр LabRAM HR800 Evolution) зерна пробы KUCH однородны по структуре и свойствам, характеризуются незначительными вариациями положения колебательной моды $\nu_1(\text{PO}_4)$ $964.8 \pm 0.2 \text{ см}^{-1}$ шириной $3.6 \pm 0.2 \text{ см}^{-1}$; структурные отличия четко прослеживаются по картам распределения спектральных параметров для типичных зерен апатита NAL, фиксируются два фрагмента зерен со значением моды $\nu_1(\text{PO}_4)$ 963.1 ± 0.3 и $961.0 \pm 0.3 \text{ см}^{-1}$ с ширинами 3.9 ± 0.5 и $8.2 \pm 0.4 \text{ см}^{-1}$, соответственно. Разложение спектров катодолюминесценции (сканирующий электронный микроскоп Jeol JSM6390LV с приставкой Horiba N-CLUE iHR500) на составляющие достаточно трудоемко, неоднозначно и во многом носит субъективный характер: катодолюминесцентные спектры образца KUCH раскладываются на 3 составляющих, а образца NAL – на 9–10 составляющих.

По методике (Червяковская, 2022) изучена однородность по микроэлементному составу образцов и KUCH и NAL. Для расчета концентрации элементов использованы синтетические стандартные образцы NIST SRM 610 и 612. Расчет концентраций апатита осуществляется по методу внутреннего стандарта с использованием содержания СаО в масс. %. Получены концентрации U, Th и Pb в образце NAL 31–264, 11.5–147 и 3.0–20.3 ppm, соответственно, и образца KUCH 9.2–17.5, 3.6–7.0 и 0.2–11.6 ppm, соответственно. Все полученные спектры распределения РЗЭ апатита KUCH хорошо согласуются между собой. Для пробы NAL получено различное распределение спектров РЗЭ для разных зерен пробы, что говорит о гетерогенности данных зерен.

Определение возраста U–Pb образцов апатита выполнено на MC NexION 300S с ЛА приставкой NWR 213. Образцы сравнения фторапатит Durango (карьер Серго

de Mercado, северная окраина г. Durango, Мексика) (McDowell et al., 2005); синий апатит ювелирного качества Mun Mad (Мадагаскар) (Cochrane et al. 2014); апатит Mud Tank (карбонатиты Mud Tank, Австралия) (Chew et al., 2011). Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V.4.4, корректировка на присутствие нерадиогенного свинца – в IsoplotR, построение конкордии – в Excel с встроенным пакетом Isoplot (версия 4.15) или в IsoplotR.

Операционные параметры МС и приставки для ЛА:

– мощность генератора МС ≈ 1500 Вт; число циклов сканирования на цикл чтения – 2; число реплик – 700; расход плазмообразующего, вспомогательного и пробоподающего потока Ar при длине соединительной трубки МС с ЛА приставкой 1.5 м – 18, 1.2 и ≈ 1.0 –1.2 дм³/мин, соответственно; время задержки на массах ^{43}Ca , ^{206}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U составляло 20 мс; на массах ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{207}Pb – 30 мс;

– энергия лазерного излучения ≈ 12 –12.5 Дж/см²; частота повторения импульсов – 10 Гц; диаметр кратера 50 мкм; расход транспортирующего потока He – 400 см³/мин; время разогрева лазера – 20 с; время его работы – 50 с; траектория движения лазерного луча для проб апатита – точка.

Получены значения возраста U–Pb (рис. 1): в образце апатита KUCH возраст равен 281.8 ± 2.8 млн. лет ($\pm 1\sigma$, N=12), в образце апатита NAL – 246.7 ± 1.6 млн. лет ($\pm 1\sigma$, N=9). В образце KUCH не обнаружено присутствие нерадиогенного свинца. В пробе NAL введена коррекция на присутствие нерадиогенного свинца по верхнему пересечению диаграммы Terra-Wasserburg, скорректированные значение нанесены на диаграмму конкордии (рис. 1б)

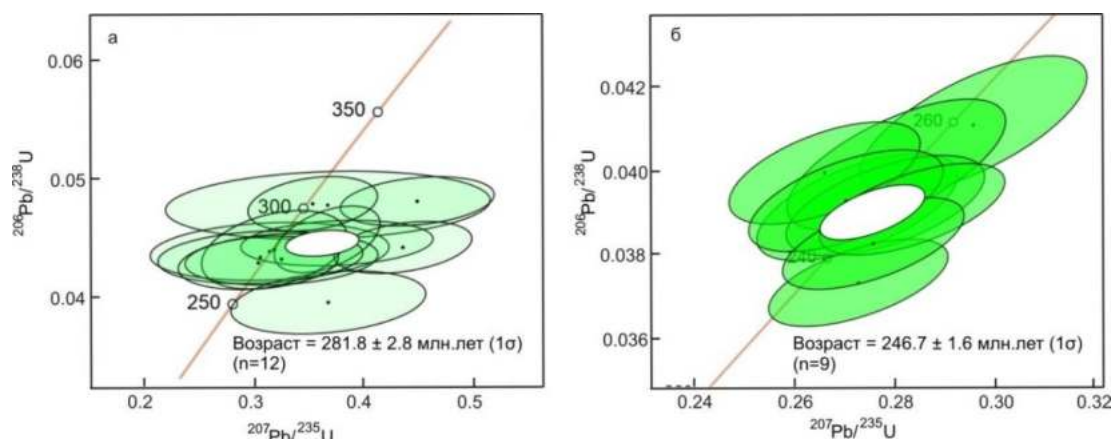


Рисунок 1. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для образцов апатита: а – KUCH, б – NAL. Белый эллипс – возраст по конкордии

Таким образом, учитывая распределение микроэлементного состава, структурные особенности и наличие нерадиогенного свинца представленных проб апатита KUCH и NAL, предполагается, что подходящим для рассмотрения в качестве внутрилабораторного первичного образца сравнения при U–Pb датировании может быть рассмотрен образец KUCH, для образца NAL необходимо проведение дальнейших исследований для рекомендации его в качестве вторичного образца сравнения.

Работа выполнена в рамках 2/б темы №123011800012-9. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ, соглашение № 075-15-2021-680.

Литература

Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л. (2022) // Геодинамика и тектонофизика. Т. 13. № 2. 0605.

Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N. (2011) // Chem. Geol. V. 280. Iss. 1–2. P. 200–216.

Cochrane R., Spikings R.A., Chew D. et.al. (2014) // Geochim. Cosmochim. Acta. V. 127. P. 39–56.

McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A. (2005) // Chem. Geol. V. 214. Iss. 3–4. P. 249–263.

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА РЗЭ В АПАТИТЕ ИЗ ОДНОГО КРАТЕРА МЕТОДОМ ЛА-ИСП-МС

Червяковский В.С.¹, Червяковская М.В.¹, Пупышев А.А.², Вотяков С.Л.¹

¹ИГГ УрО РАН (v.chervyakovskiy@mail.ru); ²УрФУ

U–Pb датирование акцессорных минералов (в том числе, апатита) получило широкое распространение за последние десятилетия благодаря существенному усовершенствованию аппаратного обеспечения метода ЛА-ИСП-МС (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой с лазерной абляцией), который позволяет проводить экспрессный и доступный сбор аналитических данных по сравнению с методами ТИМС (термо-ионизационная масс-спектрометрия) или ВИМС (вторично-ионная масс-спектрометрия). U–Pb датирование акцессорных минералов, содержащих нерадиогенный свинец, является сложной задачей, требующей внесения поправок на содержание нерадиогенного свинца, на элементное фракционирование и дрейф прибора. Геохимические особенности апатита – важный петрогенетический индикатор. Поэтому одновременное измерение из одного кратера РЗЭ (редкоземельных элементов) +Rb, Sr, Hf и U–Pb-датирование апатита и в настоящее время является актуальной задачей для исследования.

Методические работы выполнены на пробах фторапатита Durango (карьер Cerro de Mercado, северная окраина г. Durango, Мексика) (McDowell et al., 2005); синего апатита ювелирного качества Mun Mad (Мадагаскар) (Cochrane et al., 2014); апатита Mud Tank (карбонатиты Mud Tank, Австралия) (Chew et al., 2011). Нами исследованы отдельные кристаллы, вмонтированные в блоки («шашки») с использованием эпоксидной смолы. Измерения выполнены на МС NexION 300S с приставкой для ЛА NWR 213; транспортировка материала пробы после абляции в горелку была осуществлена потоком газов He марки А (ТУ 0271–135–31323949–2005) и Ar (ГОСТ 10157-79). Выбор оптимальных операционных параметров выполнен при оценке влияния диаметра кратера (варьировали в пределах 20–80 мкм), частоты импульсов (5–20 Гц) и плотности

энергии (4.8–13.2 Дж/см²) на уровень аналитического сигнала, погрешность определения изотопных отношений, величину элементного фракционирования, внешний вид кратера после абляции. Оптимальные операционные параметры:

– мощность генератора МС ≈ 1500 Вт; число циклов сканирования на цикл чтения – 2; число реплик – 350; расход плазмообразующего, вспомогательного и пробоподающего потока Ar при длине соединительной трубки МС с ЛА приставкой 1.5 м – 18, 1.2 и ≈ 1.0 –1.2 дм³/мин, соответственно; время задержки на массах ²⁹Si, ⁴³Ca, ⁴⁹Ti, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁷Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷³Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁸⁰Hf – при времени измерения 10 мс; ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb – при 30 мс; ²⁰⁶Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U – при 20 мс. В этих условиях время измерения одной реплики составляет 811 мс, а общее время измерения МС – 284 с.

– энергия лазерного излучения – ≈ 12 –12.5 Дж/см²; частота повторения импульсов – 10 Гц; диаметр кратера 50 мкм; расход транспортирующего потока He – 400 см³/мин; время разогрева лазера – 20 с; время его работы – 50 с; траектория движения лазерного луча для проб апатита – точка.

Для расчета концентрации элементов в измерительную сессию добавлены синтетические стандартные образцы NIST SRM 610 и 612. Расчет концентраций апатита осуществляется по методу внутреннего стандарта (внутренний стандарт для апатита CaO в масс. %). Обработка результатов проведена в программе GLITTER V.4.4, корректировка на присутствие нерадиогенного свинца – в IsoplotR, построение конкордии – в Excel с встроенным пакетом Isoplot (версия 4.15) или в IsoplotR.

При оптимизированных операционных параметрах МС и приставки ЛА и разработанной схеме обработки данных получены значения U–Pb возраста для апатита Mun Mad 474.1 ± 5.1 млн. лет ($\pm 1\sigma$, N=15), для Durango – 25.8 ± 2.9 млн. лет ($\pm 1\sigma$, N=8), для Mud Tank – 372.6 ± 6.6 млн. лет ($\pm 1\sigma$, N=6), который согласуется с литературными данными. Корректировка на присутствие нерадиогенного свинца была введена для образцов апатита Durango и Mud Tank по модели Stacey, Kramers, в образце апатита Mun Mad нерадиогенный свинец не обнаружен.

Ранее нами (Червяковская, 2022) была представлена методика микроэлементного анализа минералов ЛА-ИСП-МС методом. Нами был проведен сравнительный анализ данных (рис. 1) определения РЗЭ по двум методикам анализа: методики микроэлементного анализа (сокращенно QA) и методики одновременного измерения изотопного состава U–Pb системы и микроэлементного состава из одного кратера (сокращенно U–Pb+REE).

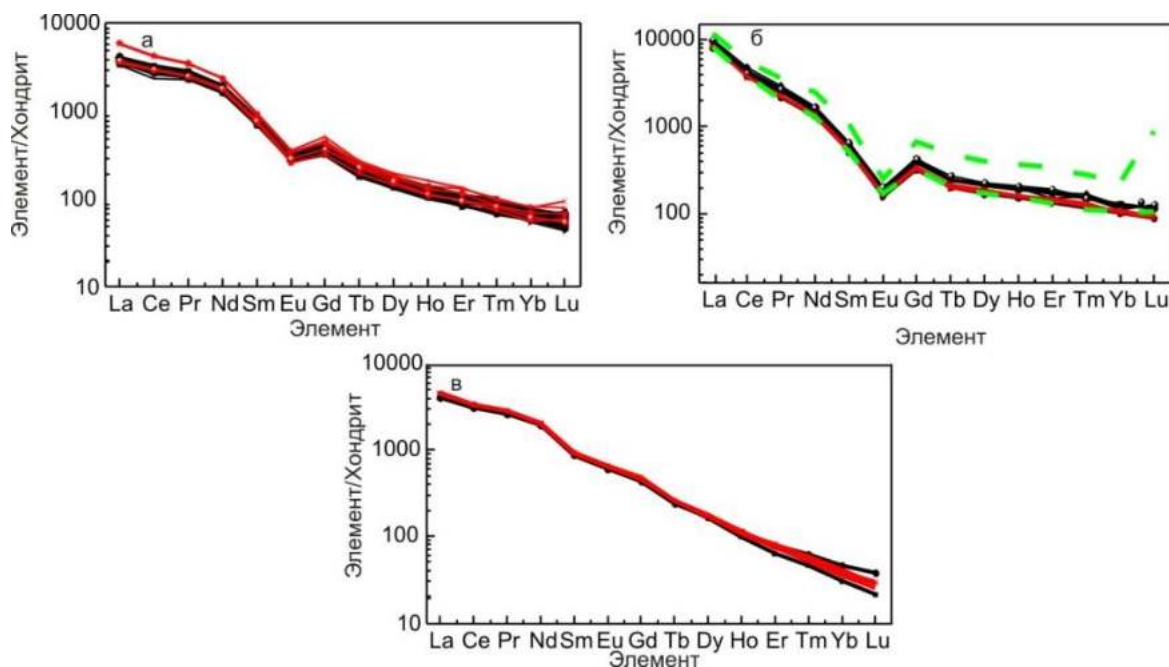


Рисунок 1. Данные распределения РЗЭ, нормированные на хондритовый резервуар C1, в апатите Mun Mad (а), Durango (б), Mud Tank (в) при диаметре кратера 50 мкм. Красные линии – по методике QA, черные – по U–Pb+REE. Зеленые линии – граничные значения элемент/хондрит для пробы Durango, представленные в базе данных GeoREM.

Результаты, представленные на рис. 1, хорошо согласуются между собой. По полученным данным можно сделать вывод о возможности одновременного определения микроэлементного состава (содержания РЗЭ, Rb, Sr и Hf) и расчет возраста U–Pb в зернах апатита размером 50 мкм и более.

Работа выполнена в рамках г/б темы №123011800012-9.

Дооснащение и комплексное развитие ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ, соглашение № 075-15-2021-680.

Литература

- Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л. (2022) // *Геодинамика и тектонофизика*. Т. 13. № 2. 0605.
- Chew D.M., Sylvester P.J., Tubrett M.N. (2011) // *Chem. Geol.* V. 280. Iss. 1–2. P. 200–216.
- Cochrane R., Spikings R.A., Chew D. et.al. (2014) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 127. P. 39–56.
- McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A. (2005) // *Chem. Geol.* V. 214. Iss. 3–4. P. 249–263.

ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ СВИНЦА: НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЕНЕЗИСА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Чернышев И.В., Чугаев А.В.

ИГЕМ РАН (*cheriv1935@gmail.com, vassachav@mail.ru*)

Начиная с пионерских работ А.О. Нира (Nir, 1938; 1941) развитие геохимии изотопов свинца вплоть до настоящего времени сопровождалось и во многом определялось достижениями масс-спектрометрических методов изотопного анализа. Полученные во второй половине 20-го столетия результаты применения метода термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) продолжают оставаться основой знания общих закономерностей эволюции изотопного состава земного свинца, а накопленные обширные данные систематического изучения изотопного состава свинца определили подходы к интерпретации изотопных данных, получаемых по конкретным геологическим объектам (Kanasewich, 1968; Zartman, 1974; Stasey, Kramers, 1975; Zartman, Doe, 1981; Hart, 1984; Zindler, Hart, 1986; Gulson, 1986; Kramers, Tolstikhin, 1999 и другие работы).

На протяжении длительного времени существовала проблема ограниченной точности изотопного анализа свинца в геохимии. В пределах отдельных блоков земной коры, рудных районов и месторождений, как показано в последние годы, вариации изотопного состава свинца лежат на уровне первых десятых долей процента и в редких случаях составляют первые проценты. В то же время погрешность изотопного анализа свинца методом TIMS, применявшегося в геохимии более 40 лет, при оптимальных условиях проведения анализа составляет не менее ± 0.05 % на единицу разности масс или от ± 0.1 до ± 0.2 % для конкретных изотопных отношений Pb. Поэтому при Pb-изотопном изучении конкретных геологических регионов, рудных районов и месторождений применение метода TIMS является не эффективным. За последнее десятилетие новой методической основой геохимии изотопов свинца, как и ряда других элементов, стала многоколлекторная масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (Halliday et al., 1995; 1998). Этот метод (MC-ICP-MS) обладает целым рядом достоинств. В совокупности они обеспечивают решение наиболее сложной проблемы высокоточного изотопного анализа – возможность корректирования результатов измерений на эффект приборной масс-дискриминации при обязательном условии проведения анализа из моноэлементных растворов. В случае анализа свинца коррекция осуществляется с помощью трасера – изотопного отношения $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$, измеряемого в ходе анализа *on line* с изотопными отношениями свинца. Этот подход, предложенный в (Rehkämper, Halliday, 1998), реализован в конкретных методиках анализа (например, Belshaw et al., 1998; White et al., 2000; Kamenov et al., 2005; Чернышев и др., 2007), последняя из которых разработана авторами настоящего доклада в ИГЕМ РАН и с некоторыми изменениями применена уже во многих изотопно-свинцовых исследованиях (см. список литературы). Накопленный в различных лабораториях мира опыт применения MC-ICP-MS для изучения природных вариаций изотопного состава свинца и постоянное тестирование метода показали, что он обеспечивает беспрецедентную точность измерений изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: характерной является

пороговая погрешность $\pm 0.02\%$ (2SD), которая на порядок меньше погрешностей, типичных для применяемых при анализе обыкновенного свинца других методов – TIMS и ICP-MS с лазерной абляцией.

Новые возможности, которые принес метод MC-ICP-MS в изучении вариаций изотопного состава свинца, связаны с 10-кратным по сравнению с методом TIMS снижением погрешности измерения изотопных отношений и доведением ее до уровня $\pm 0.03\text{--}0.005\%$. Такая точность позволяет, например, получать достоверную картину распределения изотопного состава свинца, ограниченную указанным выше уровнем неопределенности; фиксировать малые различия изотопного состава свинца, лежащие в пределах 0.1% и определенно коррелирующие с геологической историей изучаемых пород и минералов; выявлять короткие эволюционные тренды изотопного состава, несущие информацию о процессах смешения свинца, поступавшего из различных источников. Применение метода MC-ICP-MS существенно изменило представление о степени гомогенности-гетерогенности изотопного состава свинца внутри месторождений.

В докладе представлены результаты Pb-изотопного изучения некоторых известных рудных провинций России, направленного на идентификацию источников рудного вещества, выявление геологических причин региональных и локальных (в пределах отдельных месторождений) вариаций изотопного состава свинца (Чернышев и др., 2008, 2009, 2011, 2017, 2018, 2023; Чугаев и др., 2010, 2013, 2014, 2017, 2018; Чугаев, Чернышев, 2017; Plotinskaya et al., 2017; Chugaev et al., 2020, 2022).

Литература

- Чернышев И.В., Бортников Н.С., Чугаев А.В. и др. (2011) // Геол. рудн. месторож. Т. 53. № 5. С. 395–418.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др. (2008) // ДАН. Т. 418. № 4. С. 530–535.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В. и др. (2023) // Геохимия. Т. 68. № 6. С. 545–569.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В. (2017) // Геол. рудн. месторож. Т. 59. № 6. С. 576–586.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Бортников Н.С. и др. (2018) // Геол. рудн. месторож. Т. 60. № 5. С. 448–471.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г. и др. (2009) // Геол. рудн. месторож. Т. 51. № 6. С. 550–559.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. (2007) // Геохимия. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Знаменский С.Е. (2018) // Геол. рудн. месторож. Т. 60. № 1. С. 57–67.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. и др. (2014) // ДАН. Т. 457. № 3. С. 337–342.
- Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. и др. (2017) // Геол. рудн. месторож. Т. 59. № 4. С. 281–297.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В. (2017) // Геохимия. № 11. С. 1027–1040.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др. (2013) // Геол. рудн. месторож. Т. 55. № 4. С. 282–294.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Сафонов Ю. Г. и др. (2010) // ДАН. Т. 434. № 5. С. 677–680.
- Belshaw N.S., Freedman P.A., O’Nions R.K. et al. (1998) // Int. J. Mass Spectrom. V. 181. Iss. 1–3. P. 51–58.

- Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V. et al. (2020) // *Ore Geol. Rev.* V. 125. 103683.
- Chugaev A. V., Vanin V. A., Chernyshev I. V. et al. (2022) // *Geochem. Int.* V. 60. №. 13. P. 1352–1379.
- Chugaev A.V., Plotinskaya O.Y., Dubinina E.O. et al. (2022) // *J. Geochem. Explor.* V. 242. 107075.
- Halliday A.N., Lee D.C., Christensen J.N. et al. (1995) // *Int. J. Mass Spectrom. Ion Processes.* V. 146–147. P. 21–33.
- Halliday A.N., Lee D.C., Christensen J.N. et al. (1998) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* V. 62. №6. P. 919–940.
- Kamenov G.D., Perfit M.R., Jonasson I.R. et al. (2005) // *Chem. Geol.* V. 219. Iss. 1–4. P. 131–148.
- Plotinskaya O.Y., Chugaev A.V., Seltmann R. (2017) // *Ore Geol. Rev.* V. 85. P. 204–215.
- Rehkämper M., Halliday A.M. (1998) // *Int. J. Mass Spectrom.* V. 181. Iss. 1–3. P. 123–133.
- White M.W., Albarede F., Telouk P. (2000) // *Chem. Geol.* V. 167. Iss. 3–4. P. 257–270.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) ЛЬДА ПЕЩЕР АСКИНСКАЯ И КИНДЕРЛИНСКАЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ И МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ ЛЬДА

Чижова Ю.Н., Дубинина Е.О., Коссова С.А.

ИГЕМ РАН (eacentr@yandex.ru)

История изучения пещерного льда, как потенциального архива палеоклиматической информации, началась с середины 20-го века с получения первого ледяного керна в пещере Скэришоара, Румыния. Дальнейшие исследования, проведенные в Европе, показали потенциал многолетнего пещерного льда для палеореконструкций (Vrana et al., 2006; Kern et al., 2009; Kern, Perşoiu, 2022). Тем не менее, формирование пещерного льда имеет ряд особенностей, которые не всегда позволяют проводить палеореконструкции. Нами проведено изучение изотопных характеристик многолетнего льда из пещер Аскинская и Киндерлинская с целью установить источник влаги и механизм его формирования. Эти пещеры, одни из наиболее известных на Южном Урале, расположены на самых низких абсолютных отметках: 260 и 208 м, соответственно. Многолетние льды приурочены к тем участкам пещер, где среднегодовые температуры отрицательны, а летние – близки к 0 °С. Площадь наледи в Аскинской пещере составляет около 5 тыс. м², мощность изменяется от 60–62 см в центре зала до 2 м в его северо-западной части. Многолетняя наледь в Киндерлинской пещере расположена у основного входа, ее длина составляет около 120 м при ширине порядка 6–12 м, мощность льда изменяется от нескольких сантиметров у входа до 7–8 м в центральной части наледи. Отбор образцов многолетнего льда и инфильтрационных вод в пещерах был выполнен летом 2019 г. В Киндерлинской пещере, помимо основной наледи, опробован крутопадающий ледяной колодец, который с нижнего уровня пещеры напоминает подводную часть корабля, из-за чего получил название «Летучий голландец».

Лед Аскинской и Киндерлинской пещер характеризуется узким диапазоном значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD с очень незначительными их вариациями по глубине:

–11.42...–12.89 ‰ и –83.8...–95.7 ‰ соответственно. Близость изотопных параметров льда обеих пещер указывает на общий источник воды для его формирования. Полученные составы близки к среднемноголетним среднегодовым значениям $\delta^{18}\text{O}$ и δD атмосферных осадков региона. Согласно данным многолетних наблюдений сети GNIP на ближайшей к району исследований станции в г. Пермь (WMO code 2822500), среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O}$ осадков для 7 лет наблюдений варьировали от –10.84 до –14.48 ‰ при вариациях среднегодовых значений δD (для трех лет наблюдений) – от –87 до –96.6 ‰. Инфильтрат, опробованный в Киндерлинской пещере, имеет близкие изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O} = -13$ ‰, $\delta\text{D} = -76$ ‰). Несмотря на это, инфильтрат имеет более низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD по сравнению со среднегодовыми атмосферными осадками, что указывает на преобладание в его составе атмосферных осадков зимнего периода. Согласно балансовому расчету по величинам δD , нейтральным при взаимодействии вода-порода, состав инфильтрата соответствует вкладу 68 % осадков зимнего периода и 32 % – летнего. Полученное соотношение 2:1 показывает, что подземный коллектор питается в большей степени талыми снеговыми водами, нежели летними осадками. Смещение точки инфильтрата вправо от линии атмосферных осадков региона на 0.5 ‰ (рис. 1), скорее всего, связано с проявлением эффекта взаимо-

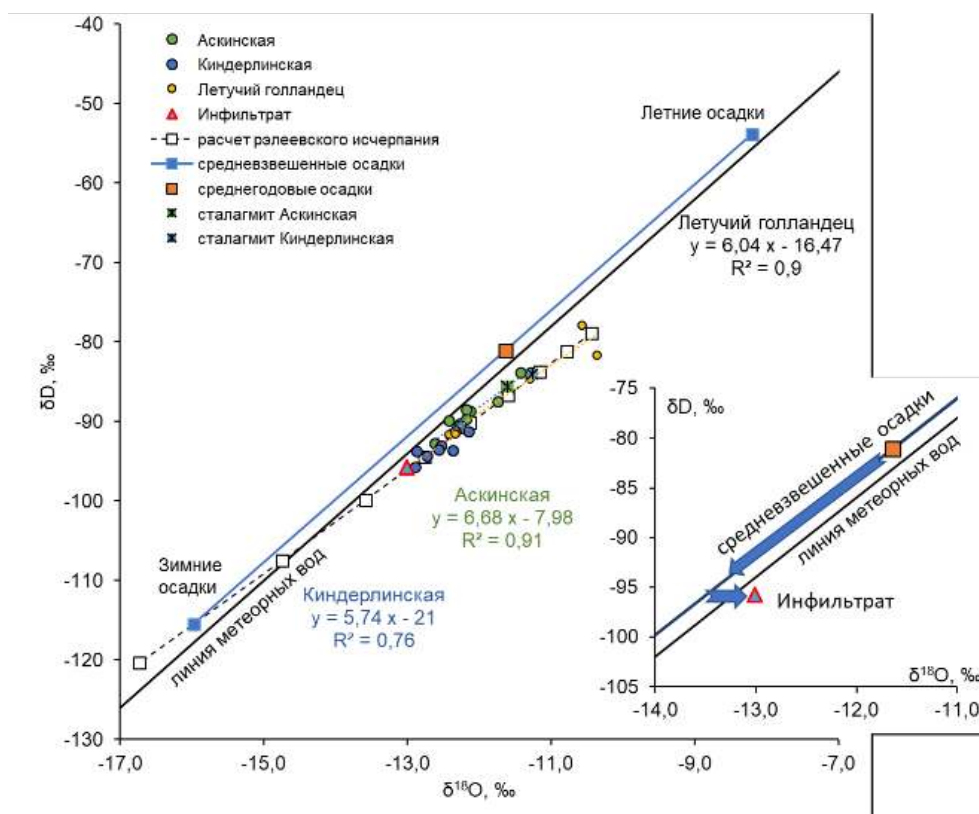


Рисунок 1. Изотопные характеристики опробованных льдов и расчетные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD конгеляционного льда, кристаллизующегося из инфильтрата в условиях закрытой системы. Расчет рэлеевского истощения выполнен по уравнению из (Souchez, Jouzel, 1984).

действия инфильтрационных вод с материалом вмещающих пород. Обе пещеры расположены в отложениях известняков верхнего девона, и в Аскинской, и в Киндерлинской пещерах отмечалось присутствие криогенного кальцита и криогенной муки на поверхности льда (Кадебская, 2016), что указывает на участие окружающих карбонатных пород в формировании солевого состава инфильтрационных вод в данных пещерах.

Как для Аскинской, так и для Киндерлинской пещер изотопные параметры льда соответствуют расчетной линии рэлеевской кристаллизации в закрытой системе при замерзании воды с изотопными параметрами инфильтрата (рис. 1). Многолетние наледи, судя по установленному небольшому диапазону величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , формировались за счет прироста тонких слоев воды, промерзающих с высокой скоростью.

Эффекты конжеляционного льдообразования в закрытой системе наиболее отчетливо проявились для льда колодца «Летучий голландец». Для подобных ледяных структур характерно медленное образование льда, в условиях, близких к реализации изотопного равновесия в системе вода–лед. Для льда этого колодца наклон линии корреляции в координатах δD – $\delta^{18}\text{O}$ близок к теоретическому наклону рэлеевского истощения при замерзании инфильтрата с параметрами $\delta^{18}\text{O} = -13\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -76\text{‰}$ (рис. 1). Все приведенные данные указывают на конжеляционный механизм формирования многолетних льдов в пещерах Аскинская и Киндерля, источником воды для служил инфильтрат, изотопные параметры которого являлись результатом длительного осреднения изотопного сигнала атмосферных осадков. Это указывает на большой объем подземного коллектора, «буферирующего» сезонный климатический сигнал, что полностью исключает возможность использования подобных пещерных льдов в качестве климатического (палео)архива.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН (FMMN-2021-0009).

Литература

- Kern Z., Perşoiu A. (2022) // *Front. Earth Sci.* V. 9. 720038.
Kern Z., Széles E., Horvatinčić N. et al. (2011) // *Cryosphere*. V. 5. Iss. 2. P. 485–494.
Souchez R., Jouzel J. (1984) // *J. Glaciol.* V. 30. Iss. 106. P. 369–372.
Vrana K., Clausen H.B., Hansen S.B. et al. (2006) // *2nd International Workshop on Ice Caves. Demänovská Dolina, Slovak Republic, 8–12 May 2006. Volume of abstracts.* P. 23–27.

Sr–Nd–Pb ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЩЕЛОЧНЫХ МИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ (ТУРЦИЯ): ИСТОЧНИКИ БАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Чугаев А.В.¹, Чернышев И.В.¹, Гольцман Ю.В.¹, Рассохина И.В.¹, Oyan V.²,
Özdemir Y.², Oyan E.²

¹ИГЕМ РАН (*vassachav@mail.ru*); ²*Van Yüzüncü Yıl University, Van, Turkey*

Источники вещества и особенности геохимической эволюции щелочных магм относятся к одной из обсуждаемых проблем в современной петрологии и вулканологии (Когарко, 2006; Lustrino et al., 2010; Oyan et al., 2017). Ареалы проявления щелочного магматизма встречаются на Земле ограниченно и преимущественно в областях развития континентального внутриплитного магматизма, зонах рифтогенеза и горячих точек мантии. Известным примером неоген-четвертичного щелочного и субщелочного базальтового магматизма, распространенного на территории Турции, является северная часть Аравийской плиты, где расположены несколько крупных вулканических ареалов (например, плато Газиантеп, Шанлыурфа, Караджадаг). К их числу принадлежат изученные в настоящей работе ареалы молодого (5.9–1.3 млн лет назад) основного вулканизма – Батман, Курталан и Алемдаг (юго-восточная Турция). Согласно К–Аг и ⁴⁰Аг–³⁹Аг данным, вулканизм в этих ареалах развивался на протяжении 5.5 млн лет с конца миоцена до середины плейстоцена в течение четырех разделенных перерывами импульсов: 5.9–4.9 (ареал Батман, гавайиты), ≈ 3.0 (плато Алемдаг, I фаза, базальты), 2.0–1.9 (плато Алемдаг, II фаза, тефриты) и 1.5–1.3 млн лет назад (плато Алемдаг, III фаза, ареал Курталан, базальты) (Caran, Polat, 2022; Чугаев и др., 2024).

В настоящем докладе подставлены результаты изотопно-геохимического изучения базальтов этих трех ареалов. Sr–Nd–Pb изотопные данные получены для 15 образцов пород, отвечающих всем четырем импульсам вулканической активности в этом регионе и относящиеся по своему химическому составу к базальтам, гавайитам, тефритам и базанитам. Измеренные значения изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd изменяются в пределах 0.7033–0.7045 и 0.51270–0.51297 (или $\epsilon_{\text{Nd(T)}} = +1.6 \dots +6.2$) соответственно. Вариации изотопного состава Sr и Nd отражает первичную гетерогенность этих характеристик в магматических расплавах, сформировавших изученные базальты. Скорректированные на возраст пород значения изотопных отношений ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb обнаруживают широкие диапазоны вариаций: от 18.69 до 19.12, от 15.57 до 15.69 и от 38.68 до 39.06, что также указывает на неоднородность магматических расплавов по изотопному составу Pb.

Сравнение Sr–Nd–Pb изотопных характеристик базальтов различных вулканических ареалов Аравийской плиты обнаруживает их отличия как по изотопному составу Pb, Sr и Nd, так и по масштабу наблюдаемых в них вариаций. Наиболее однородными Sr–Nd–Pb изотопными характеристиками обладают базальты ареала Курталан, тогда как максимальные вариации демонстрируют вулканиты ареала Алемдаг. При этом для вулканитов Алемдага наблюдается корреляция между их изотопными Sr–Nd–Pb характеристиками и возрастом (рис. 1).

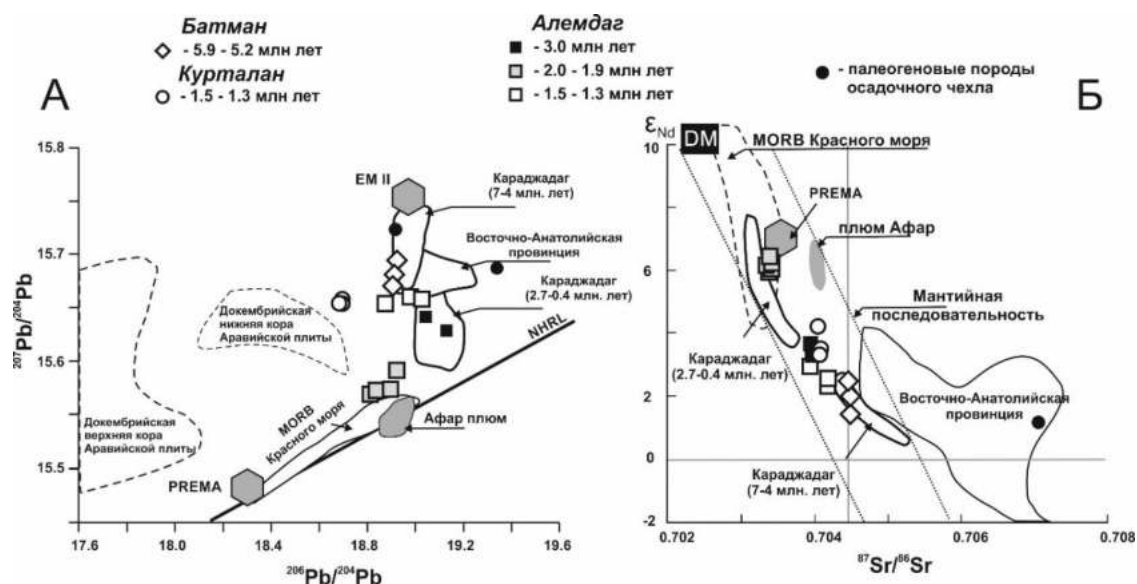


Рисунок 1. Pb–Pb (А) и Sr–Nd (Б) изотопные диаграммы по данным (Чугаев и др., 2024) для миоцен-четвертичных щелочных и умеренно-щелочных базальтов вулканических ареалов Батман, Курталан и Алемдаг (Турция). На диаграмме показаны поля изотопного состава Pb, Sr и Nd докембрийских пород верхней и нижней коры Аравийской плиты (Stoeser, Frost, 2006; Stern et al., 2014), базальтов MORB Красного моря и плюма Афар (Volker et al., 1993; Pik et al., 1999), а также миоцен-четвертичных вулканитов области Караджадаг и Восточно-Анатолийской провинций (Keskin et al., 2012б; Лебедев и др., 2016; Oyan et al., 2016, 2017), а также деплетированного мантийного источника (DM) (Goldstein, Jacobsen, 1988) и мантийных источников типа «PREMA» и «ЕМ II» (Zindler, Hart, 1986).

Отмеченные особенности изотопного состава Sr, Nd и Pb вулканитов объясняются участием в магмогенерации под этим регионом различных мантийных источников. Начальные импульсы (6–5 млн лет назад) магматической активности связаны с плавлением под регионом субконтинентальной литосферной мантии (SCLM). Важное значение в петрогенезисе лав имели процессы кристаллизационной дифференциации и коровой ассимиляции (AFC). В последующий период ведущую роль в формировании базальтовых магм повышенной щелочности играл глубинный мантийный источник (PREMA). Генерируемые им расплавы на разных этапах магматизма в разных пропорциях смешивались с веществом SCLM при ограниченном участии в петрогенезисе AFC-процессов.

Обобщение результатов наших исследований (Чугаев и др., 2024) и ранее опубликованных данных (Lustrino et al., 2010; Keskin и др., 2012; Ekici et al., 2014; Caran, Polat, 2022; Agostini et al., 2022) позволяет заключить, что молодой базальтовый вулканизм повышенной щелочности на северо-востоке Аравийской плиты генетически не связан с коллизией Евразийской и Аравийской плит. Магматическая активность в этом регионе в конце миоцена–плейстоцене является следствием раскрытия Красноморского бассейна и распространением конвекции потоков вещества в глубинной мантии из района подъема плюма Афар в северном направлении.

Работы выполнены при финансовой поддержке РЦНИ (проект № 21-55-46006СТ) и TÜBİTAK (проект № 220N062).

Литература

- Козарко Л.Н. (2006) // *Геохимия*. № 1. С. 5–13.
Чугаев А.В., Парфенов А.В., Лебедев В.А. и др. (2024) // *Геохимия (в печати)*.
Agostini S., Di Giuseppe P., Manetti P. et al. (2022) // *Ital. J. Geosci.* V. 141. Iss. 3. P. 363–384.
Caran Ş., Polat S. (2022) // *Lithos.* V. 416–417. 106645.
Ekici T., Macpherson C.G., Otlu N. et al. (2014) // *J. Petrol.* V. 55. Iss. 9. P. 1753–1777.
Keskin M., Чугаев А.В., Лебедев В.А. и др. (2012) // *Вулканология и сейсмология*. № 6. С. 43–70.
Lustrino M., Keskin M., Mattioli M. et al. (2010) // *Eur. J. Mineral.* V. 22. No 3. P. 343–362.
Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A. et al. (2017) // *J. Petrol.* V. 58. Iss. 9. P. 1701–1728.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КАРБОНАТИЗИРОВАННЫХ СЕРПЕНТИНИТОВ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА КАК ИНДИКАТОР ДЛИТЕЛЬНОСТИ ИХ ЭКСПОНИРОВАНИЯ НА МОРСКОМ ДНЕ

Шабыкова В.В.¹, Краснова Е.А.^{1,2}, Силантьев С.А.¹, Грязнова А.С.¹

¹ГЕОХИ РАН; ²МГУ им.М.В.Ломоносова

Обнажения абиссальных перидотитов слагают огромные площади океанического ложа в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, где они участвуют в строении разреза океанической коры, сформированной в низко-скоростных океанических центрах спрединга (Срединно-Атлантический хребет (САХ), Юго-Западный Индийский хребет и хребет Гаккеля). Абиссальные перидотиты, как в современных океанических бассейнах, так и в офиолитовых комплексах, представлены преимущественно серпенинитизированными ультраосновными породами.

Приведенные в работах (Ternieten et al., 2021; Силантьев и др., 2023) эмпирические, петрографические и геохимические данные позволили реконструировать последовательность событий, определивших минералогические особенности карбонатизированных абиссальных перидотитов САХ (рис. 1). Было показано, что ультраосновной субстрат океанической коры начинает подвергаться карбонатизации уже на уровне глубинности корового разреза порядка 3.4–4.5 км (Силантьев и др., 2023).

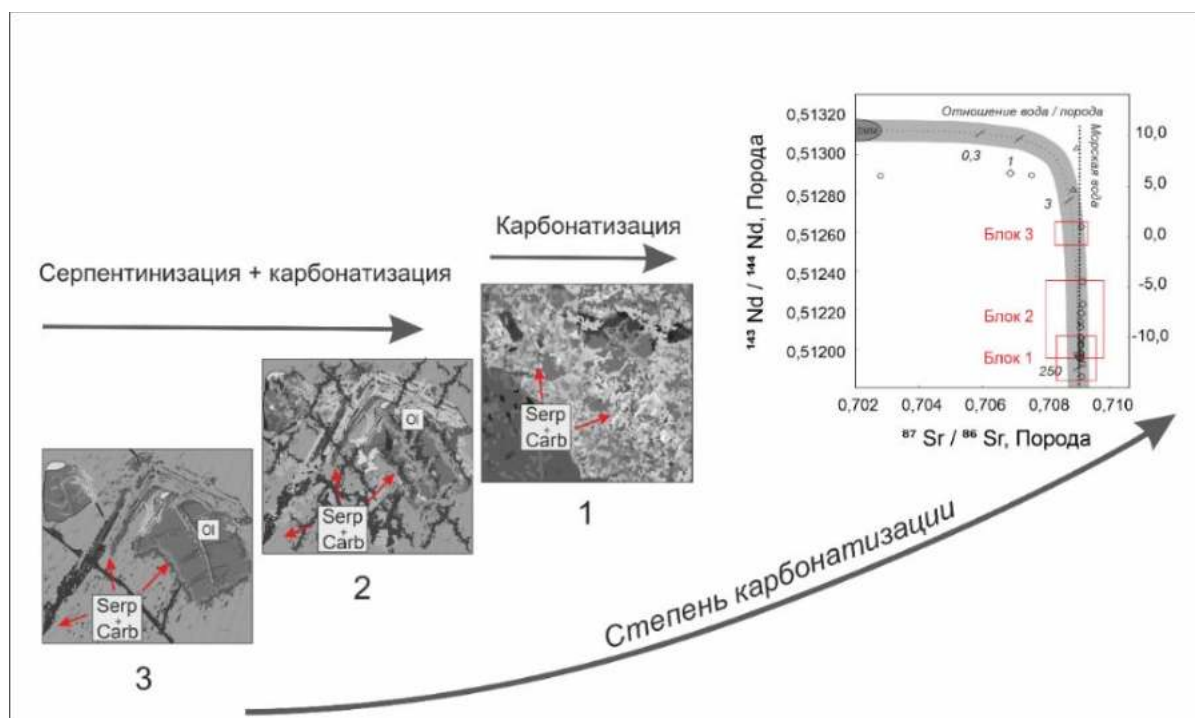


Рисунок 1. Блок-схема из работы (Силантьев и др., 2023), иллюстрирующая последовательную карбонатизацию абиссальных перидотитов САХ по мере их транспорта к поверхности океанического дна. В схему включены расчетные данные параметра W/R, полученные на основе измеренного изотопного состава стронция и неодима. Показанные блоки, соответствуют следующим этапам преобразования абиссальных перидотитов: 3 – прожилковая карбонатизация; 2 – проникающая карбонатизация; 1 – массивная карбонатизация.

В проведенном исследовании в целях реконструкции основных этапов эволюции состава абиссальных перидотитов по мере их подъема к поверхности океанического дна были использованы данные по поведению в этих породах Sm–Nd и Rb–Sr изотопных систем. Объектом изучения послужила коллекция, состоящая из 30 образцов карбонатизированных серпентинитов, отобранная на огромном протяжении осевой зоны САХ, заключенном между 37° с.ш. и 17° ю.ш. (6000 км).

На основе полученных оценок изотопного состава Sr и Nd были рассчитаны отношения вода/порода по формулам, приведенным в (Delacour et al, 2008): для неодимовой систематики (Nd W/R) в открытой и закрытой системе, для стронциевой (Sr W/R) – в закрытой системе. Рассчитанные таким образом значения параметра W/R позволили выявить характер изменения изотопного состава неодима и стронция в ходе вторичных изменений абиссальных перидотитов по мере их подъема и экспонирования на поверхности океанического дна.

Выделенные на рис. 2А группы рассчитанных W/R соответствуют различным этапам карбонатизации серпентинитов, обозначенных блоками на рис. 1. К группе 4 относятся образцы серпентинитов, в которых карбонатизация проявлена слабо или ее признаки отсутствуют.

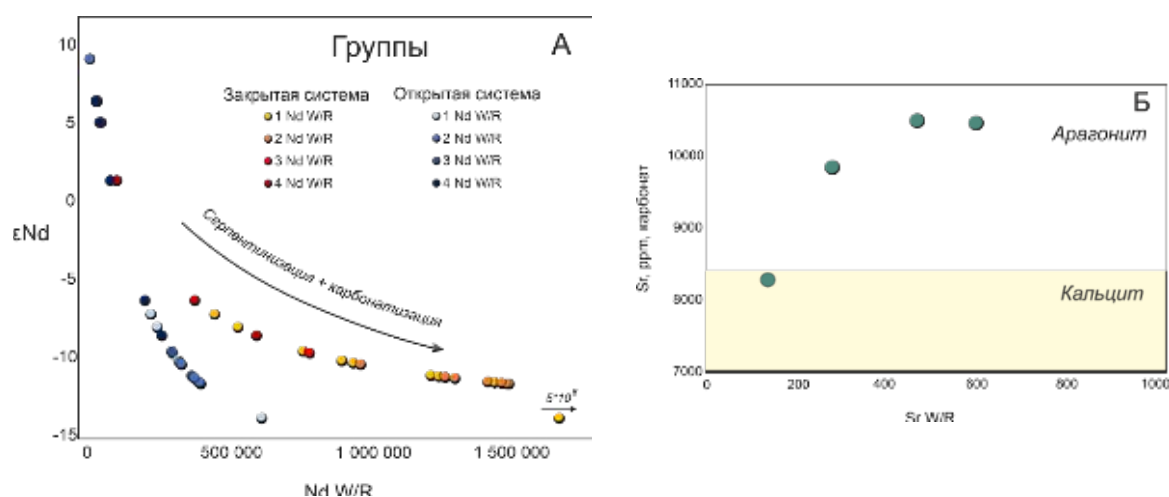


Рис. 2. Вариации изотопного состава неодима в изученных породах в зависимости от величины отношения вода/порода (а); и содержания стронция в карбонате в зависимости от отношения вода/порода (б). Граница кальцита и арагонита построена по (Carpenter, Lohmann, 1992). Проанализированные карбонаты были выделены из образцов карбонатизированных серпентинитов, отобранных в районе пересечения разломной зоны «15°20'» с СХХ.

Характер вариаций полученных данных об изотопном составе стронция и неодима хорошо согласуется с рассчитанными величинами отношения W/R и отражает последовательность этапов карбонатизации ультраосновного субстрата океанической коры в ходе его эксгумации к поверхности океанического дна. Параметр W/R может использоваться как косвенный указатель длительности экспонирования абиссальных перидотитов на морском дне. Представленные на рис. 2б данные свидетельствуют о том, что внутренние океанические комплексы, в строении которых участвуют изученные породы, были экспонированы на поверхности океанического дна в разное время. Следует заметить, что представленные изотопные характеристики не во всех случаях обнаруживают соответствие выделенным по петрографическим признакам этапам карбонатизации. Это может быть обусловлено различием первичного минерального состава перидотитов, влияющем на степень серпентинизации и карбонатизации.

Запланированное авторами изучение поведения стабильных изотопов (С, О) в образцах из имеющейся коллекции карбонатизированных абиссальных перидотитов будет способствовать уточнению и дальнейшему развитию представленных выводов о главных факторах, определяющих современный облик разреза океанической коры, в строении которой преобладают абиссальные перидотиты.

Литература

- Силантьев С.А., Краснова Е.А., Бадюков Д.Д. и др. (2023) // *Петрология*. Т. 31. № 2. С. 153–181.
- Carpenter S.J., Lohmann K.C. (1992) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 56. Iss. 5. P. 1837–1849.
- Delacour A., Fruh-Green G.I., Bernasconi S.M. et al. (2008) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 72. Iss. 15. P. 3681–3702.
- Ternieten L., Früh-Green G.L., Bernasconi S.M. (2021) // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. V. 126. Iss. 12. e2021JB021885.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ В
ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ПОДАХ ЮГА РОССИИ
(РОСТОВСКАЯ ОБЛАСТЬ, КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ,
РЕСПУБЛИКА КРЫМ, РЕСПУБЛИКА АДЫГЕЯ)**

Шагалов Е.С.^{1,2}, Киселева Д.В.^{1,3}, Окунева Т.Г.¹, Солошенко Н.Г.¹,
Рыбакова А.Д.^{1,3}, Панкрушина Е.А.^{1,3}, Рянская А.Д.¹, Игошева В.С.^{1,3},
Фокина А.К.¹

¹ИГГ УрО РАН (*shagalove@mail.ru*); ²УГТУ; ³УрФУ

Радиогенные изотопные отношения стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ широко используются для выявления источников стронция и исследования его поведения в (био)геохимических циклах. Так, изотопы стронция являются надежным инструментом идентификации взаимодействий водных бассейнов и водоносных горизонтов в различных гидрологических системах (поверхностные, подземные воды) (Frost, Toner, 2004; Zieliński et al., 2018; Shand et al., 2009; Lee et al., 2011; Loges et al., 2012). В экологических исследованиях изотопы стронция маркируют антропогенный вклад от минеральных удобрений, рудничных, промышленных сточных и муниципальных канализационных вод, а также жидкостей гидроразрыва (Zieliński et al., 2018). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяют подтверждать происхождение или выявлять контрафактную продукцию растительного и животного происхождения, а также минеральную воду.

Содержание стронция и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных и подземных водах контролируется взаимодействием вода-порода в водоносном горизонте. Различия в $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношении могут быть обусловлены первичным (атмосферным) привносом, различиями в минералогии дренируемых пород, а также характеристиками процессов растворения минералов и временем взаимодействия воды и породы. Стронций поступает из пород в воду посредством процессов выветривания, оказываясь доступным для дальнейшего поглощения растениями и животными (биодоступным) (Frei, Frei, 2010). Пробы из малых водотоков могут быть использованы при построении региональных карт распределения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, или изоскейп (isoscapes: iso – isotope, scape – landscape), в отличие от водотоков крупных рек, усредняющих изотопно-геохимические данные с больших площадей водосборов (Scharlotta, Weber, 2014). Поскольку вода отражает фоновые величины биодоступного стронция с большей хронологической устойчивостью, она может давать более точную картину биодоступных геохимических трасеров в древности даже по сравнению с современной или археологической фауной.

Выбор объектов исследования обусловлен тем, что юг России, Причерноморье и Приазовье – одни из самых богатых на археологические находки территорий России. На территории Краснодарского края, Ростовской области и Крыма возникли независимые города-полисы, которые в IV веке до нашей эры объединились в Боспорское царство со столицей в Пантикапее (современная Керчь). Создание карты распределения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этих регионов является крайне актуальной задачей.

Цель работы состоит в построении изоскейп биодоступного стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных и подземных водах с территорий юга России.

В течение полевых сезонов 2021–2022 гг. на территориях Ростовской области, Краснодарского края, Крыма и Адыгеи было отобрано порядка 400 образцов поверхностной пресной и морской, а также подземной воды (из родников, артезианских скважин и жерл грязевых вулканов). Образцы отбирали в полипропиленовые пробирки объемом 50 см³, консервировали 1 см³ дважды перегнанной концентрированной азотной кислоты HNO₃ и запечатывали лентой фторопластового уплотнительного материала.

Анализ изотопного состава стронция проведен в блоке чистых помещений (классы 6 и 7 ИСО, ИГГ УрО РАН, ЦКП «Геоаналитик», г. Екатеринбург). В отфильтрованных образцах воды проводили определение содержания стронция методом квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре NexION 300S. Исходя из полученных содержаний стронция рассчитывали коэффициенты упаривания для проведения хроматографического выделения стронция из проб воды на смоле SR (Triskem) согласно (Vishnevskaya et al., 2020).

Измерения изотопного состава стронция проводили на магнито-секторном мультиколлекторном масс-спектрометре с двойной фокусировкой с индуктивно связанной плазмой (МК-ИСП-МС) Neptune Plus. Для коррекции масс-дискриминации в МК-ИСП-МС использовали комбинацию брекетинга и нормализации по экспоненциальному закону. Результаты дополнительно корректировались методом брекетинга с использованием изотопного стандарта карбоната стронция NIST SRM 987. Бланк по стронцию составил 0.4 нг, что является пренебрежимо малой величиной для оказания значимого влияния на результаты изотопного анализа при среднем содержании стронция в пробе 0.6 мкг.

С использованием программного обеспечения Surfer построена карта распределений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на территориях исследованных регионов России. Для интерполяции первичной карты вариаций изотопов стронция использован метод кригинга (кригинг с неизвестным средним) с линейной вариограммой.

Проанализированы полученные закономерности распределений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые варьируют в довольно широких пределах: от 0.70727 из р. Яузлар (окрестности Ялты) до 0.71099 в р. Мзымта (Роза Хутор). Повышенные значения характерны для района развития отложений каменноугольного возраста на западе Ростовской области, в некоторых частях Кавказа, в частности между городами Майкоп и Сочи прослеживается полоса с повышенным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Относительно высокие значения отмечены в верховьях рек Ея, Сосыка, Челбас, Бейсуг Краснодарского края (более 0.70920). Крупные реки региона (Кубань, Дон, Сал, Маныч) имеют значения 0.70833–0.70904. При этом Кубань обычно имеет значения ниже 0.709 за счёт притоков, текущих с Кавказа. Пониженные значения (от менее чем 0.70850 до 0.70736) имеют реки, текущие в Черное море с Кавказа и Горного Крыма. Также в Крыму среди пониженных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в некоторых родниках, водоёмах, солёных озёрах отмечаются резко повышенные значения, вплоть до 0.7107 (Синапский пруд). Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах рек Степного Крыма (Альма, Кача Салгир и др.) и крупных рек Краснодарского края

варьируют от 0.70857 до 0.70921, но могут сильно изменяться по течению. Так, например, в р. Салгир в среднем течении отношение возрастает до 0.70953, а затем падает до 0.70887. Родники и подземные воды из скважин и грязевых вулканов имеют пониженные значения (менее 0.70860). Эти вариации отражаются и на изотопном составе прибрежных вод Чёрного и Азовского морей

Полученные данные могут быть использованы для выявления источников поступления стронция в водную систему при гидрологических и экологических исследованиях; для подтверждения аутентичности пищевых продуктов растительного и животного происхождения; для проведения сопоставлений при исследованиях миграций древних людей и животных, определения сырьевых ареалов для производства растительного и шерстяного текстиля, деревянных изделий в древности.

Работа поддержана грантом РФФИ № 20-09-00194.

Литература

- Frei K.M., Frei R. (2011) // *Appl. Geochem.* V. 26. Iss. 3. P. 326–340.
Frost C.D., Toner R.N. (2004) // *Ground Water.* V. 42. No 3. P. 418–432.
Lee S.-G., Kim T.-K., Lee T.J. (2011) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* V. 208. Iss. 1–2. P. 12–22.
Loges A., Wagner T., Kirnbauer T. et al. (2012) // *Appl. Geochem.* V. 27. Iss. 6. P. 1153–1169.
Scharlotta I., Weber A. (2014) // *Quat. Int.* V. 348. P. 37–65.
Shand P., Darbyshire D.P.F., Love A.J. et al. (2009) // *Appl. Geochem.* V. 24. Iss. 4. P. 574–586.
Vishnevskaya I.A., Okuneva T.G., Kiseleva D.V. et al. (2020) // *Mar. Chem.* V. 224. 103808.
Zieliński M., Dopieralska J., Belka Z. et al. (2018) // *Hydrol. Processes.* V. 32. Iss. 16. P. 2597–2611.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

С		Викентьев И.В.	73
Chumakov A.I.	146	Вишневецкая И.А.	35
О		Возняк А.А.	128
Oyan E.	194	<u>Волков В.Н.</u>	59
Oyan V.	194	Волынец А.О.	38
Ö		Воронин М.В.	40, 146
Özdemir Y.	194	Вотьяков С.Л.	184, 186
R		Вревский А.Б.	43
Rols S.	146	Высоцкий С.В.	33, 75
A		Г	
Абылхаева А.А.	166	Ганин М.Ю.	69, 71, 169
Авдеенко А.С.	13, 59, 62, 64, 123	Гао С.	137
Авенирова Е.С.	157	Голубев В.Н.	45
Айдаркожина А.С.	15, 114	Гольцман Ю.В.	38, 194
Акимова Е.Ю.	18	Гончаров И.В.	30, 47, 49, 130, 171, 174
Александрова Ю.В.	67	Гончарова А.В.	20
Аленина М.В.	143	Грязнова А.С.	196
Анисимова Г.С.	83	Д	
Аносова М.О.	73, 106, 176	Давыдов В.Г.	51
Антонов А.В.	51	Демонтерова Е.И.	53, 56
Асеева А.В.	75	Долгоносов А.А.	162
Астраханцев О.В.	176	Дубинин А.В.	58
Б		Дубинина Е.О.	13, 58, 59, 62, 64, 98, 123, 191
Бабанский А.Д.	38	Душенко Н.В.	162
Баданина Е.В.	83	Е	
Бажанова А.Е.	20, 21, 133	Екайкин А.А.	66, 89, 166, 178
Бакшеев И.А.	125	Ермаков А.В.	15, 114, 177
Барабоскин Е.Ю.	157	Ермаков Я.Ю.	21
Барановская Е.И.	177	Ефанова Л.И.	119
Беляцкий Б.В.	51	Ж	
Бильская И.В.	51	Жердева А.В.	30, 47, 49, 130, 174
Богомоллов Е.С.	24	Жмодик С.М.	85
Борздов Ю.М.	148, 150	З	
Буйкин А.И.	26, 28, 92, 95, 182	Зотина Т.А.	67
Булатов Т.Д.	20, 21, 133	Зуев Д.М.	169
Буякайте М.И.	141	Зыкин Н.Н.	69, 71, 169
В		И	
Васильева Н.В.	80	Иванов А.В.	53
Васюков В.Е.	111	Иванова Е.С.	73
Веклич М.А.	30, 47, 49, 130, 171, 174	Игнатъев А.В.	33, 75
Веливецкая Т.А.	33, 75	Игошева В.С.	88, 199
Верес А.Н.	166	Идрисова Е.К.	82
Верховский А.Б.	92	Ильменский А.С.	78
Ветошкина О.С.	34		

К

Калинин А.А.	113
Калмыков А.Г.	117
Каминский Ф.В.	80
Карамов Т.И.	82
Кардашевская В.Н.	83
Кашапов Р.С.	174
Кириченко И.С.	85
Кирнозова Т.И.	176
Киселева Д.В.	88, 132, 199
Кисин А.Ю.	184
Кобзева Ю.В.	51
Ковальчук Е.В.	59
Козачек А.В.	89, 166, 178
Козлов Е.Н.	90
Козлова Е.В.	20, 21, 133
Козырева К.В.	47
Колесникова А.А.	141
Константинова Г.В.	18
Корнилова Е.Д.	178
Корочанцев А.В.	95
Корочанцева Е.В.	92, 95
Коссова С.А.	59, 62, 64, 98, 191
Коста-Белобржецкая Л.Н.	101
Костицын Ю.А.	35, 38, 103, 106, 179
Краснова Е.А.	125, 196
Криволицкая Н.А.	106
Кропачева М.Ю.	108
Кряжев С.Г.	111, 125
Кудряшов Н.М.	113
Кузнецов А.Б.	18
Кузнецова О.В.	80, 162
Кулешов В.Н.	141

Л

Лаврушин В.Ю.	15, 114
Лазарева Е.В.	85
Ларионова Ю.О.	128
Латыпова М.Р.	117
Лебедева Н.М.	128
Левский Л.К.	24
Леушина Е.А.	20, 21, 78, 133
Лоренц К.А.	92
Лямина Л.А.	114

М

Майорова Т.П.	119
Малова А.И.	162

Мальцева А.Ю.	21
Мандрыгина Д.А.	184
Мезенцева А.В.	24
Мельгунов М.С.	67
Мироненко М.В.	143
Митюшева Т.П.	122
Михеева Е.А.	56
Морозова А.С.	123
Морозова Л.Н.	163

Н

Нагорная Е.В.	125
Некрылов Н.А.	38
Нестерова Н.С.	75
Николаев Ю.Н.	125
Носова А.А.	128

О

Обласов Н.В.	30, 47, 49, 130, 174
Окунева Т.Г.	35, 88, 132, 199
Осадчий А.А.	62
Осадчий Е.Г.	40, 146
Очирова Г.В.	45

П

Падалко Н.Л.	133
Пальянов Ю.Н.	150
Панкрушина Е.А.	88, 184, 199
Парфенова Т.М.	136
Пашкова Г.В.	56
Певзнер М.М.	38
Педенчук Н.А.	137
Перепелов А.Б.	38
Петров В.В.	139
Покровский Б.Г.	141, 157, 179
Поляков В.Б.	40, 143, 146
Пономарчук В.А.	85
Посохов В.Ф.	53
Постников А.В.	176
Пупышев А.А.	184, 186

Р

Расс И.Т.	123, 179
Рассохина И.В.	194
Репина А.В.	108
Реутский В.Н.	85, 90, 148, 150
Рец Е.П.	178
Ронкин Ю.Л.	153, 154
Ртищев Н.А.	157
Рыбакова А.Д.	88, 199

Рянская А.Д.88, 199

С

Сабиров И.А.176

Саватенков В.М.83

Салль Е.Г.51

Салтыкова А.К.51

Самойленко В.В. 30, 47, 49, 130, 171,
174

Сандула А.Н.159

Севастьянов В.С.80, 162

Сергеева Н.А.24

Серов П.А.163

Сидоров М.Ю.90

Силантьев С.А.182, 196

Сипавина Л.В.40

Смолева И.В.122

Соболев И.Д.73

Соловьев С.Г.111

Солошенко Н.Г.35, 88, 132, 199

Солтанова А.О.171

Сомсикова А.В.106, 176

Сорохтина Н.В.28

Сотников И.В.114

Спасенных М.Ю.20, 21, 78, 82, 133

Т

Тебенькова Н.А.89, 166

Токарев И.В.166, 169

Торшина Л.С.20, 21, 78

Трушков П.В.171, 174

Туркеев А.В.89

Тюкова Е.Э.73

У

Удоратина О.В.113

Ф

Фадеева С.В.47, 174, 130

Федотова А.А.176

Федулов В.С.162

Федулова В.Ю.162

Фокин П.А.117

Фокина А.К.88, 199

Фомина Е.Н.90

Фугзан М.М.176

Х

Хайруллина А.И.82

Харитонов Н.А.177

Хомякова В.А.178

Ц

Цуриков И.В.114

Цховребова А.Р.106, 179, 182

Ч

Чареев Д.А.146

Чашухин И.С.154

Челноков Г.А.15, 114, 177

Червяковская М.В.184, 186

Червяковский В.С.184, 186

Черников Е.В.133

Чернышев И.В.45, 189, 194

Чжао Ю.137

Чжоу Ю.137

Чижова Ю.Н.62, 64, 98, 191

Чихачев К.Б.89

Чугаев А.В.45, 189, 194

Чугуевский А.В.67

Ш

Шабыкова В.В.182, 196

Шагалов Е.С.88, 132, 199

Шадрин А.Н.159

Шакиров В.А.171

Ширяев А.А.146

Шумилин Д.А.111

Э

Эфтор И.В.130, 171

Я

Яворов П.Ф.133

Якубович О.В.73, 166

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	3
Расписание.....	4
Стендовые сессии.....	9
Динамика остывания Эльджуртинских гранитов	
Авдеев А.С., Дубинина Е.О.....	13
$\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$, $\delta^{13}\text{C}$ в CO_2 и CH_4 в термах штольни Нейтрино (Приэльбрусье) 15	
Айдаркожина А.С., Лаврушин В.Ю., Челноков Г.А., Ермаков А.В.....	15
Sr–Nd изотопная систематика апатита из палеопротерозойских корундосодержащих метасоматитов Хитоостров, Беломорский подвижный пояс	
Акимов Е.Ю., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В.	18
Изотопно-геохимические исследования пород и углеводородных флюидов Восточной Сибири	
Бажанова А.Е., Булатов Т.Д., Козлова Е.В., Леушина Е.А., Гончарова А.В., Торшина Л.С., Спасенных М.Ю.....	20
Изотопно-геохимические исследования нетрадиционных коллекторов Восточного Предкавказья для решения задач разведки и разработки месторождений углеводородов	
Бажанова А.Е., Спасенных М.Ю., Торшина Л.С., Козлова Е.В., Булатов Т.Д., Леушина Е.А., Ермаков Я.Ю., Мальцева А.Ю.	21
Сульфиды – потенциальный компонент ядра Земли?	
Богомолв Е.С., Левский Л.К., Мезенцева А.В., Сергеева Н.А.....	24
Азот-аргоновая изотопная систематика как индикатор субдукционного компонента в мантийных источниках	
Буйкин А.И.....	26
Изотопный состав благородных газов в породах массива Себляярв (Кольская щелочная провинция): мантийная метка источника и влияние разных компонентов	
Буйкин А.И., Сорохтина Н.В.....	28
Вариации изотопного состава углерода газообразных углеводородов ассоциированных с баженовской свитой	
Веклич М.А., Гончаров И.В., Жердева А.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В.....	30
Свидетельства бактериальных процессов в круговороте серы в мезоархее по изотопным данным $\delta^{34}\text{S}$ и $\Delta^{33}\text{S}$ вулканогенно-осадочного месторождения Лекса (Карелия, Россия)	
Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Высоцкий С.В.....	33

Изотопный состав углерода и кислорода в нижнепермских карбонатных отложениях, Южный Тиман	
Ветошкина О.С.	34
Распределение изотопного состава Sr, Nd, Pb в поверхностных осадках Карского моря	
Вишневская И.А., Костицын Ю.А., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г.	35
Sr-Nd изотопный состав миоцен-четвертичных вулканических пород Срединного хребта Камчатки	
Волынец А.О., Некрылов Н.А., Костицын Ю.А., Гольцман Ю.В., Певзнер М.М., Перепелов А.Б., Бабанский А.Д.	38
β-факторы железа для троилита по данным мессбауэровской спектроскопии	
Воронин М.В., Поляков В.Б., Осадчий Е.Г., Сипавина Л.В.	40
Ликвационная дифференциация коматиитов: особенности изотопно-геохимического состава и возраст (Костомукшская зеленокаменная структура, Фенноскандинавский щит)	
Вревский А.Б.	43
$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ и U–Pb изотопная систематика руд урановых месторождений «песчаникового» типа	
Голубев В.Н., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Очинова Г.В.	45
Особенности изотопного состава углерода нефтей и газов Восточной Сибири, как ключ к выявлению их генезиса	
Гончаров И.В., Веклич М.А., Жердева А.В., Фадеева С.В., Обласов Н.В., Козырева К.В., Самойленко В.В.	47
Аномальный изотопный состав углерода газов Западной Сибири	
Гончаров И.В., Жердева А.В., Веклич М.А., Обласов Н.В., Самойленко В.В.	49
Развитие прецизионной методики изотопного анализа примесного серебра в образцах золота различного происхождения	
Давыдов В.Г., Салль Е.Г., Беляцкий Б.В., Салтыкова А.К., Антонов А.В., Кобзева Ю.В., Бильская И.В.	51
Мегакристаллы полевых шпатов как запись истории магматических очагов	
Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Посохов В.Ф.	53
Тестирование методов выщелачивания для определения соотношений изотопов Sr и Nd в глине на примере стандарта глины Geopt-33 (Ball Clay, DBC-1)	
Демонтерова Е.И., Пашкова Г.В., Михеева Е.А.	56
Скорость сульфатредукции и время формирования современного состояния Черного моря по данным изотопного состава серы сульфата и сульфида	
Дубинин А.В., Дубинина Е.О.	58

Реконструкция формирования расплавов, становления и остывания высокофракционированных гранитов многофазного массива Раумид по изотопно-кислородным данным

Дубинина Е.О., Авдеев А.С., Волков В.Н., Коссова С.А.,
Ковальчук Е.В. 59

Источники опреснения вод Западной части Берингова моря по изотопным ($\delta^{18}\text{O}$, δD) данным

Дубинина Е.О., Коссова С.А., Осадчиев А.А., Чиждова Ю.Н.,
Авдеев А.С. 62

Растворенный неорганический углерод ($\delta^{13}\text{C}(\text{DIC})$, $[\text{DIC}]$) в водах Западной части Берингова моря

Дубинина Е.О., Коссова С.А., Чиждова Ю.Н., Авдеев А.С. 64

Усовершенствованная модель изотопного состава кислорода и водорода атмосферных осадков в Центральной Антарктиде, включающая изотоп ^{17}O

Екайкин А.А. 66

Ретроспективная оценка потенциальной мобильности техногенных радионуклидов в донных отложениях р. Енисей

Зотина Т.А., Чугуевский А.В., Александрова Ю.В., Мельгунов М.С. 67

Оценка экологической безопасности функционирования полигона захоронения промышленных стоков на Астраханском газоконденсатном месторождении по изотопным данным

Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю. 69

Изотопный состав азота залежей Чаяндинского нефтегазоконденсатного месторождения (Якутия)

Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю. 71

Временные закономерности вариации изотопного состава серы в пирите золото-порфирового месторождения Петропавловское (Полярный Урал)

Иванова Е.С., Якубович О.В., Викентьев И.В., Аносова М.О.,
Соболев И.Д., Тюкова Е.Э. 73

Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и серы ($\delta^{34}\text{S}$, $\Delta^{33}\text{S}$, $\Delta^{36}\text{S}$) в ассоциирующих графитах и сульфидах неогарейских полосчатых железистых кварцитов (Костомукшский зеленокаменный пояс Карелии, Россия): первые данные

Игнатев А.В., Высоцкий С.В., Веливецкая Т.А., Асеева А.В.,
Нестерова Н.С. 75

Исследование изотопного состава углерода, азота и серы продуктов термического преобразования органического вещества нефтематеринских пород как метод мониторинга эффективности разработки при тепловом воздействии на пласт

Ильменский А.С., Леушина Е.А., Торшина Л.С., Спасенных М.Ю. 78

Стратификация мантии по изотопному составу углерода

Каминский Ф.В., Севастьянов В.С., Кузнецова О.В., Васильева Н.В. 80

Исследование изотопного состава серы пирита в отложениях баженовского горизонта Западной Сибири	
Карамов Т.И., Идрисова Е.К., Хайруллина А.И., Спасенных М.Ю.	82
Источники рудного вещества Алгоминского рудного узла (Алдано-Становой щит) по изотопно-геохимическим данным	
Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Саватенков В.М.	83
Изотопный состав С, О и S донных отложений термальных озер кальдеры Узон (Камчатка)	
Кириченко И.С., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Пономарчук В.А., Реутский В.Н.	85
Изоскейпы биодоступного стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для Уральского региона РФ	
Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Рыбакова А.Д., Панкрушина Е.А., Рянская А.Д., Игошева В.С., Фокина А.К.	88
Измерения изотопного состава кислорода и водорода водяного пара в Центральной Антарктиде: инструменты, методы и первые результаты	
Козачек А.В., Екайкин А.А., Туркеев А.В., Тебенькова Н.А., Чихачев К.Б.	89
Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов девонской Кольской щелочной провинции	
Козлов Е.Н., Сидоров М.Ю., Реутский В.Н., Фомина Е.Н.	90
Обрит Песьяное: газы, захваченные в процессе ударной переработки реголита	
Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Лоренц К.А., Верховский А.Б.	92
^{40}Ar–^{39}Ar исследование лунных метеоритов: захваченные компоненты, термальная и радиационная история	
Корочанцева Е.В., Буйкин А.И., Корочанцев А.В.	95
Изотопные параметры (δD, $\delta^{18}\text{O}$) эстуарных вод рек Обь и Енисей	
Коссова С.А., Дубинина Е.О., Чиждова Ю.Н.	98
Радиоактивные изотопы плутония ($^{239,238}\text{Pu}$ и ^{240}Pu) техногенного происхождения после аварии на Чернобыльской АЭС в «Салуджа» [SALUGGIA] в северной Италии не обнаружены	
Коста-Белобрежская Л.Н.	101
Хондритовая модель Sm-Nd изотопной системы мантии Земли: исходная идея, развитие, проблемы	
Костицын Ю.А.	103
Изотопно-геохимические критерии рудоносности интрузивных пород Норильского региона	
Костицын Ю.А., Криволуцкая Н.А., Сомсикова А.В., Аносова М.О., Цховребова А.Р.	106
Формы нахождения гамма-излучающих изотопов в пойменных почвах временных каналов Балчуговской протоки реки Енисей	
Кропачева М.Ю., Репина А.В.	108

Изотопный состав серы сульфидов в рудах меднопорфирового месторождения Малмыж	
Кряжев С.Г., Соловьев С.Г., Васюков В.Е., Шумилин Д.А.	111
Lu–Hf изотопный состав циркона в редкометалльных пегматитах Колмозерско-Вороньинского пегматитового поля (Кольский регион)	
Кудряшов Н.М., Калинин А.А., Удоратина О.В.	113
Изотопный состав С, N, O, H компонентов минеральных вод подвижных поясов Северной Евразии	
Лаврушин В.Ю., Челноков Г.А., Айдаркожина А.С., Ермаков А.В., Лямина Л.А., Цуриков И.В., Сотников И.В.	114
$\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в позднеюрских микробиальных марганцевых карбонатах Западно-Сибирской плиты	
Латыпова М.Р., Калмыков А.Г., Фокин П.А.	117
Изотопно-геохимические особенности золоторудной минерализации хребта Манитанырд (Полярный Урал)	
Майорова Т.П., Ефанова Л.И.	119
Изотопный состав харовых водорослей и донных осадков озер заказника «Параськины озера» (Южный Тиман)	
Митюшева Т.П., Смолева И.В.	122
Изотопные системы С и О в карбонатах, силикатных и оксидных минералах пород Ковдорского массива	
Морозова А.С., Дубинина Е.О., Расс И.Т., Авдеенко А.С.	123
Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов и серы сульфидов золоторудного месторождения Кекура, Западная Чукотка	
Нагорная Е.В., Бакшеев И.А., Краснова Е.А., Кряжев С.Г., Николаев Ю.Н.	125
Изотопный состав Nd в мезопротерозойских ферробазитах Ладожского грабена	
Носова А.А., Лебедева Н.М., Ларионова Ю.О., Возняк А.А.	128
Изотопные признаки полигенности нефтей Верхнечонского месторождения (Восточная Сибирь)	
Обласов Н.В., Гончаров И.В., Эфтор И.В., Веклич М.А., Жердева А.В., Фадеева С.В., Самойленко В.В.	130
Высотное распределение изотопных отношений стронция в снеге и льде на южном склоне Эльбруса в интервале высот 2300–5642 м н.у.м.	
Окунева Т.Г., Киселева Д.В., Шагалов Е.С., Солошенко Н.Г.	132
Изотопный анализ углерода органического вещества в комплексной характеристике юрско-меловых углеводородных систем севера Западно-Сибирского НГБ	
Падалко Н.Л., Козлова Е.В., Черников Е.В., Яворов П.Ф., Булатов Т.Д., Бажанова А.Е., Леушина Е.А., Спасенных М.Ю.	133

Распределение стабильных изотопов органического углерода вдоль обнажения венд-кембрийских отложений на северо-востоке Сибирской платформы	
Парфенова Т.М.	136
Влияние интенсивности освещения на изотопный состав углерода биомаркеров морских диатомей <i>Pleurosigma intermedium</i> и <i>Rhizosolenia setigera</i>	
Педенчук Н.А., Гао С., Чжао Ю., Чжоу Ю.	137
Особенности изотопного состава кислорода и водорода природных вод Прибайкалья	
Петров В.В.	139
Карбонатные горизонты с аномально низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ в переходных толщах от венда к кембрию – следы постледникового потопы.	
Покровский Б.Г., Кулешов В.Н., Буякайте М.И., Колесникова А.А.	141
Совместный расчет химических и изотопных равновесий: изотопы углерода, кислорода и железа	
Поляков В.Б., Мироненко М.В., Аленина М.В.	143
Совместное применение ядерного неупругого гамма-резонансного рассеяния и неупругого рассеяния нейтронов для измерения β-фактора на примере пирита (FeS_2)	
Поляков В.Б., Ширяев А.А., Осадчий Е.Г., Чареев Д.А., Воронин М.В., Rols S., Chumakov A.I.	146
Влияние скорости роста алмаза на его изотопный состав и концентрацию примеси азота	
Реутский В.Н., Борздов Ю.М.	148
Изотопные эффекты углерода при субдукции карбонатного вещества в металлсодержащую мантию	
Реутский В.Н., Борздов Ю.М., Пальянов Ю.Н.	150
Геохимия изотопов Sr, Nd, Pb, Hf гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Ю.Урала	
Ронкин Ю.Л.	153
Геохимия изотопов Sr и Nd лерцолитов массива Северный Крак (Ю.Урал)	
Ронкин Ю.Л., Чашухин И.С.	154
Новые данные о хемотратиграфии сеноманских отложений разреза горы Сельбухра-Южная (Юго-Западный Крым)	
Ртищев Н.А., Авенирова Е.С., Покровский Б.Г., Барабошкин Е.Ю.	157
Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных отложений в разрезах р. Утлан и нижнего течения р. Унья (визе, нижний карбон, Северный Урал)	
Сандула А.Н., Шадрин А.Н.	159

**Изотопно-геохимические характеристики органического вещества в осадках
сиповых полей моря Лаптевых**

Севастьянов В.С., Федулова В.Ю., Кузнецова О.В., Душенко Н.В.,
Федулов В.С., Малова А.И., Долгоносов А.А. 162

**Нарушение Sm-Nd системы редкометалльных пегматитов Кольского
редкометалльного пегматитового пояса: анализ причин**

Серов П.А., Морозова Л.Н. 163

**Формирование климатического сигнала в изотопном составе кислорода и
водорода атмосферных осадков Центральной Антарктиды**

Тебенькова Н.А., Екайкин А.А., Верес А.Н., Козачек А.В. 166

**Изотопы кислорода и водорода вод Акмолинской и Северо-Казахстанской
областей Казахстана**

Токарев И.В., Абылхаева А.А., Якубович О.В. 166

**Изотопные ($^{18}\text{O}+^2\text{H}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) признаки современной деградации мерзлоты
на юго-западе Якутии**

Токарев И.В., Зыкин Н.Н., Ганин М.Ю., Зуев Д.М. 169

**Изотопный состав углерода экстрактов из пород и нерастворимого ОВ
доманиковых отложений Южно-Татарского свода и Мухано-Ероховского
прогиба**

Трушков П.В., Самойленко В.В., Гончаров И.В., Веклич М.А.,
Солтанова А.О., Эфтор И.В., Шакиров В.А. 171

**Выявление нефтематеринских толщ палеозоя юго-востока Западной Сибири
по результатам изотопного состава углерода и пиролиза (Боровая, Северо-
Калиновская)**

Фадеева С.В., Гончаров И.В., Кашапов Р.С., Веклич М.А., Обласов Н.В.,
Самойленко В.В., Жердева А.В., Трушков П.В. 174

Ранняя кора Волго-Уралии: Sm-Nd систематика

Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Аносова М.О., Астраханцев О.В.,
Постников А.В., Сабиров И.А., Сомсикова А.В., Федотова А.А. 176

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) природных вод северной части Тянь-Шаня

Харитонов Н.А., Барановская Е.И., Челноков Г.А., Ермаков А.В. 177

**Использование относительной концентрации тяжелого кислорода в качестве
естественного трассера для определения доли талого стока в бассейне горной
реки**

Хомякова В.А., Рец Е.П., Корнилова Е.Д., Козачек А.В., Екайкин А.А. 178

**Влияние древнего литосферного материала на состав источника вещества
щёлочно-карбонатитовых пород Маймеча-Котуйской провинции, Сибирь.**

Цховребова А.Р., Костицын Ю.А., Расс И.Т., Покровский Б.Г. 179

**Особенности изотопного состава Sr и Nd в закалочных стёклах базальтов
Срединно-Атлантического хребта, 12°–31° с.ш.**

Цховребова А.Р., Шабыкова В.В., Силантьев С.А., Буйкин А.И. 182

Потенциальные образцы сравнения для U–Pb датирования методом ЛА-ИСП-МС: апатиты Кучинского карьера и Нижнеалабашского лога Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л., Кисин А.Ю., Пупышев А.А., Панкрушина Е.А., Мандрыгина Д.А.	184
U–Pb датирование и определение состава РЗЭ в апатите из одного кратера методом ЛА-ИСП-МС Червяковский В.С., Червяковская М.В., Пупышев А.А., Вотяков С.Л.	186
Геохимия изотопов свинца: новые возможности при изучении генезиса рудных месторождений Чернышев И.В., Чугаев А.В.	189
Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, δD) льда пещер Аскинская и Киндерлинская (Южный Урал) как показатель условий и механизма образования льда Чижова Ю.Н., Дубинина Е.О., Коссова С.А.	191
Sr–Nd–Pb изотопная систематика щелочных миоцен-четвертичных базальтов Аравийской плиты (Турция): источники базитовых расплавов и их эволюция Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Рассохина И.В., Oyan V., Özdemir Y., Oyan E.	194
Изотопный состав карбонатизированных серпентинитов Срединно-Атлантического хребта как индикатор длительности их экспонирования на морском дне Шабыкова В.В., Краснова Е.А., Силантьев С.А., Грязнова А.С.	196
Распределение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных и подземных водах юга России (Ростовская область, Краснодарский край, республика Крым, республика Адыгея) Шагалов Е.С., Киселева Д.В., Окунева Т.Г., Солошенко Н.Г., Рыбакова А.Д., Панкрушина Е.А., Рянская А.Д., Игошева В.С., Фокина А.К.	199
Авторский указатель.....	203

Научное издание

**XXIII СИМПОЗИУМ
ПО ГЕОХИМИИ ИЗОТОПОВ
имени
академика А.П. Виноградова**

14 – 16 ноября 2023 г.

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

Доклады печатаются, в основном, в авторской редакции.

Подписано в печать 27.10 2023 г. Формат 60х90/16
Бумага офсетная. Гарнитура «Таймс». Усл печ. л. 12,4
Тираж 100 экз. Заказ № 23-2.
Полиграфическая база ГЕОХИ РАН.
Москва 119991, ул. Косыгина, 19



Компания ООО НКЦ ЛАБТЕСТ имеет 20-летний опыт работы в сфере поставок и обслуживания спектрального оборудования.

Научные исследования в различных областях

Контроль качества продукции на производстве

EXPEC 6500

Атомно-эмиссионный спектрометр с индуктивно-связанной плазмой

SUPES 7000

Квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой

M5000

Искровой оптико-эмиссионный спектрометр

DF-TIMS

Термоионизационный масс-спектрометр высокого разрешения



ПРОВЕДЕНИЕ ДЕМОНСТРАЦИОННЫХ АНАЛИЗОВ ВАШИХ ОБРАЗЦОВ В НАШЕЙ ЛАБОРАТОРИИ!

КОНСУЛЬТАЦИИ
СПЕЦИАЛИСТОВ

ПОДБОР
КОМПЛЕКТУЮЩИХ

МЕТОДИЧЕСКАЯ
ПОДДЕРЖКА

ТЕХНИЧЕСКОЕ
ОБСЛУЖИВАНИЕ



ЭНЕРГОДИСПЕРСИОННЫЕ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЕ СПЕКТРОМЕТРЫ

для качественного и количественного неразрушающего анализа твердых, жидких и порошкообразных проб.

Широкая линейка лабораторных и полупортативных приборов
Уникальные системы со вторичными мишенями
Современные детекторы высокого разрешения
Выбор моделей и конфигураций под любые задачи

Научные исследования в различных областях

Контроль качества продукции на производстве

Xenometrix
The Power to Change Energy Into Information

Оборудование внесено в Гос. Реестр СИ



ПРОВЕДЕНИЕ ДЕМОНСТРАЦИОННЫХ АНАЛИЗОВ ВАШИХ ОБРАЗЦОВ В НАШЕЙ ЛАБОРАТОРИИ!

КОНСУЛЬТАЦИИ
СПЕЦИАЛИСТОВ

ПОДБОР
КОМПЛЕКТУЮЩИХ

МЕТОДИЧЕСКАЯ
ПОДДЕРЖКА

ТЕХНИЧЕСКОЕ
ОБСЛУЖИВАНИЕ