



СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ

Материалы совещания

ТОМ 1

Иркутск
2012

**Российская Академия Наук
Сибирское отделение РАН
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской академии наук
Российский Фонд Фундаментальных Исследований**

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ

Материалы Всероссийского совещания
(с участием иностранных ученых),
посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона

22-26 октября 2012 г.

г. Иркутск

ТОМ 1

- ГЕОДИНАМИКА, ТЕКТОНИКА И ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ
- ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ. БИОГЕОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

Иркутск
2012

УДК 550.4:550.42

Современные проблемы геохимии: Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2012. – В 3-х томах. – Т. 1. – 290 с.

В книгах представлены труды Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых), посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона. Организатором совещания является Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН. В работах участников совещания представлены результаты исследований по приоритетным направлениям научных исследований РАН и СО РАН в области Наук о Земле, по инициативным проектам Российского Фонда Фундаментальных Исследований, других российских и международных научных фондов, по Федеральным Целевым Программам, Ведущим Научным Школам, Интеграционным проектам РАН и СО РАН. В трудах совещания нашли отражение итоги новейших геохимических исследований ученых из ряда стран СНГ.

Содержание 3 томов материалов соответствует тематике научных сессий конференции:

Том 1.

- Геодинамика, тектоника и плюмовый магматизм.
- Геохимические исследования окружающей среды и палеоклиматических изменений. Биогеохимия природных процессов.

Том 2.

- Магматизм различных геодинамических обстановок и мантийно-коровые процессы при их формировании. Связь процессов рудообразования с эволюцией магматизма, метаморфизма и метасоматоза.
- Геохимия изотопов, геохронология и аналитические методы в приложении к процессам мантийно-корового взаимодействия вещества и рудогенеза.

Том 3.

- Геохимия и минералогия рудно-магматических систем, геохимические методы поисков. Моделирование и ГИС-технологии при изучении и оценке рудных районов и месторождений.
- Экспериментальное и физико-химическое моделирование геохимических и технологических процессов.

Председатель Оргкомитета совещания:
академик РАН Михаил Иванович Кузьмин

Зам. председателя совещания:
чл.-корр. РАН Шацкий Владислав Станиславович
д.г.-м.н. Спиридонов Александр Михайлович

Ученый секретарь совещания:
к.х.н. Пархоменко Ирина Юльевна

Ответственный редактор материалов совещания:
к.г.-м.н. Зорина Лидия Дмитриевна

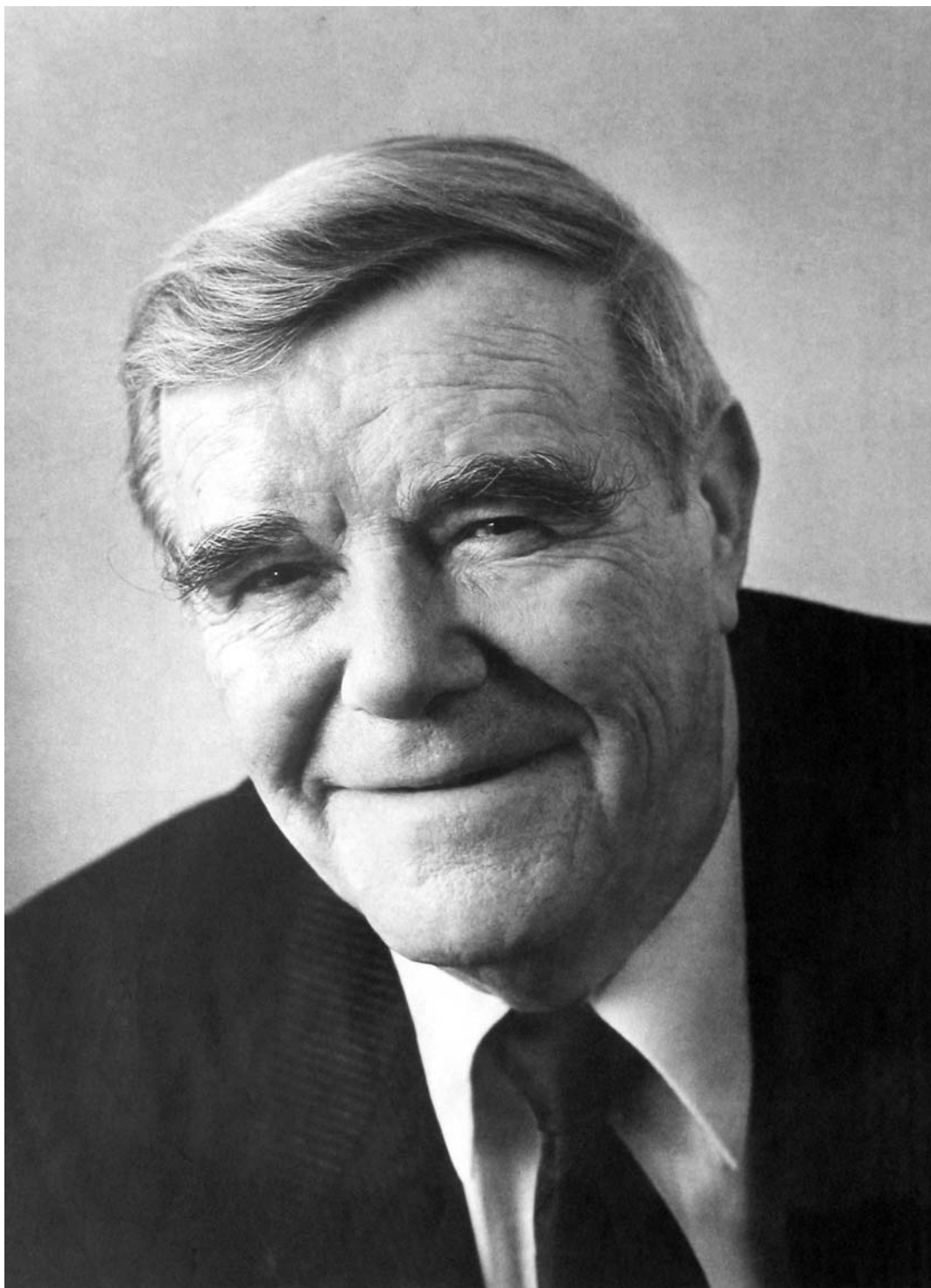
Проведение совещания и издание материалов совещания поддержано РФФИ
(грант № 12-05-06092-г)

Спонсоры совещания ООО «ВМК-Оптоэлектроника» и ООО «Брукер»

Утверждено к печати Ученым советом ИГХ СО РАН

ISBN
ISBN

(Том 1)
© ИГХ СО РАН, 2012



**Академик Лев Владимирович Таусон
1917-1989**

В конце 50-тых годов по инициативе академика М.А.Лаврентьева начало создаваться Сибирское отделение АН СССР. Академик А.В.Виноградов – директор Института геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского АН СССР – предложил Л.В.Таусону испытать себя на поприще организации в Сибири второго геохимического Института. Лев Владимирович – ученый секретарь, начавший работу над докторской диссертацией, согласился с предложением своего учителя.

Почему же был выбран Иркутск? Как рассказывал Л.В.Таусон, в 1957 году он совершил поездку в Иркутск. «Город и, главное, люди в нем мне очень понравились. Это город с большими культурными и научными традициями..., и что оказалось особенно важным, в Иркутске имелись хорошие аналитические школы с сильными традициями и в обучении, и в выполнении различных типов работ».

В 1957 году решением Президиума АН СССР был организован Институт геохимии СО РАН, в дальнейшем это решение Президиума было утверждено ЦК КПСС и Советом Министров СССР. Организатором и директором Института был назначен академик Александр Павлович Виноградов, а заместителем директора Лев Владимирович Таусон, который в 1961 году стал директором нашего Института.

Лев Владимирович Таусон – действительный член АН СССР (1981 г.), член-корреспондент АН СССР (1966 г.). Специалист в области геохимии эндогенных процессов и геохимических методов поисков рудных месторождений. Награжден тремя орденами Трудового Красного Знамени, орденом «Знак Почета» и медалями. Удостоен Золотой медали Чехословацкого научного общества им. Гееровского.

В 1947 г. окончил Московский государственный университет. Работал во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья (1945-1947 гг.), в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского АН СССР (1947-1957 гг.). С 1957 г. – заместитель директора, с 1961 г. – директор, 1988-1989 гг. – почетный директор Института геохимии им. А.П.Виноградова СО АН СССР. Заместитель председателя Президиума Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР (1962-1968 гг.). Профессор Иркутского государственного университета (с 1961 г.). Заместитель председателя Научного совета по проблемам рудообразования и металлогении Сибири СО АН СССР и Межведомственного совета по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых». Возглавлял Сибирскую секцию по геологии и геохимии золоторудных месторождений Сибири СО АН СССР (1975-1989 гг.). В 1967-1989 гг. – руководитель Рабочей группы поисковой геохимии Международной ассоциации геохимии и космохимии (МАГиК).

Основные работы Л.В.Таусона посвящены изучению особенностей геохимии процессов эндогенного рудообразования, истории поведения элементов в процессах кристаллизации магматических расплавов. Один из создателей нового направления в современной геохимии – геохимии редких элементов в изверженных горных породах.

Возглавив Институт геохимии, Л.В. Таусон создал коллектив, который стал настоящей Сибирской геохимической школой. Исследования Института были направлены на изучение эндогенных магматических и метаморфических процессов, условий рудообразования, геохимических методов поисков, геохимического картирования. В дальнейшем, понимая необходимость изучения геохимии окружающей среды, создание экологически чистых производств, специальное внимание в Институте было обращено на изучение геохимии окружающей среды. Практически с начала работы Института были созданы лаборатории: экспериментальной геохимии, физико-химического моделирования и лаборатория синтеза минералов, химико-аналитических, спектроскопических и изотопных исследований. Все эти направления, заложенные Львом Владимировичем, сохранились в Институте и продолжают успешно развиваться.

В этом году исполняется 95 лет со дня рождения академика Льва Владимировича Таусона и 55 лет созданному им Институту геохимии СО РАН. В память о великом ученом и проводится это совещание. На совещании представлены важнейшие достижения геохимической науки, начало которой в Сибири было заложено Л.В. Таусоном.

В работе совещания принимают участие наши коллеги практически со всей России, стран СНГ и дружественной нам Монголии, воспитанию научных кадров которой большое внимание уделял Л.В. Таусон.

Участие в работе совещании ученых из многих геологических институтов РАН, а также специалистов производственных организаций, свидетельствует о высоком уважении к памяти Льва Владимировича, о его большом научном вкладе во многие разделы геохимии и геологии.

**Председатель Оргкомитета конференции,
Советник РАН, академик М.И. Кузьмин**

Л. В. Таусон

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ

(Статья опубликована в журнале «Вестник Академии наук», 1983, № 5)

Изучая химизм геологических процессов, законы миграции, рассеяния и концентрирования атомов химических элементов на Земле, геохимия естественно входит в центр геологических знаний. Она тесно связана с многими разделами геологии, и главным образом с минералогией, петрологией, литологией и учением о полезных ископаемых. При этом она интенсивно химизирует указанные разделы геологической науки, переводя геолого-минералогические исследования с макромолекулярного уровня (минералы, породы и руды) на атомный и внося в описательную геологию меру, число и вес.

Для геохимии как органической составляющей геологической науки характерны все особенности этой древнейшей отрасли человеческого знания. Прежде всего назовем здесь близость теории и практики. Из всех областей творческой деятельности человека такая близость свойственна, пожалуй, только медицине и геологии. В сущности любая практическая геологическая работа направлена на открытие нового, касается ли это геологической съемки, поисков месторождений полезных ископаемых или других аспектов. Не случайно почти все выдающиеся ученые-геологи начинали свою деятельность с практической геологии. Однако эта органическая близость между теорией и практикой требует выполнения практической работы на современном научном уровне, о чем нередко забывают.

Далее. Геология обычно имеет дело с продуктами процессов, протекавших на нашей планете миллионы лет назад, и эти продукты скрыты от человеческих глаз в глубинах Земли. Поэтому в геологии в течение долгого времени преобладал феноменологический подход, а теории основывались на гипотезах, не поддающихся экспериментальной проверке. Только с приходом в геологию современных методов химии, физики и математики появилась возможность физико-химического моделирования геологических процессов и научного подхода к познанию их химизма.

Наконец, необходимо иметь в виду особое место геологии в жизни человеческого общества. В сущности, развитие всех цивилизаций находилось в зависимости от умения людей находить и использовать минеральные богатства. В наш век научно-технической революции потребности общества в минеральном сырье неимоверно выросли. Расчеты показывают, что за послевоенную историю человечество извлекло из земных недр полезных ископаемых больше, чем за всю предыдущую историю. Тенденции роста потребностей общества в минеральном сырье пока еще сохраняются, входя в противоречие с сокращением темпов прироста его известных запасов в связи с постепенным исчерпанием легкооткрываемых месторождений полезных ископаемых, близких к земной поверхности. В результате перед геологией возникла необходимость перехода к поискам месторождений, залегающих в глубинах Земли. Эта задача на несколько порядков труднее и требует создания новой технологии, использующей все современные научные достижения геологии, геофизики и геохимии.

К сказанному следует добавить, что в геологии в последние полтора десятилетия происходит переоценка многих привычных понятий и представлений. Некоторые исследователи, развивающие идеи новой глобальной тектоники, иногда даже говорят о научной революции в современной геологии, аналогичной той, которая произошла в физике в начале нашего века. Основой возникающей в настоящее время новой системы взглядов является признание реальности происходящих в Земле грандиозных процессов дифференциации вещества, которые сопровождаются перемещениями его огромных масс и выделением колоссальной энергии и служат в конечном счете первопричиной всех геологических явлений. Впрочем, об этой новой, а в сущности основательно забытой старой,

концепции, более 35 лет назад писал классик нашей отечественной геологии А.Н.Заварицкий.

Привлекательность концепции глобальной тектоники определяется в первую очередь тем, что ее творцы стремятся создать единую картину развития Земли. Как указывал В.И. Вернадский, «никогда в истории человеческой мысли идея и чувство единого целого, причинной связи всех научно наблюдаемых явлений не имели той глубины, остроты и ясности, какой они достигли сейчас». Естественно, что составить единую картину развития Земли можно только при условии обобщения всех геологических, геофизических и геохимических знаний.

Таким образом, перед геологической наукой наших дней стоят две крупнейшие в ее истории взаимосвязанные задачи: создание единой концепции развития Земли и разработка научных основ новой технологии поисков глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых. И при анализе современных проблем геохимии необходимо прежде всего основываться на этих генеральных задачах геологической науки. Однако не следует забывать, что по существу геохимическими являются и такие острые для человечества проблемы, как охрана среды и повышение продуктивности биосферы; общая особенность этих проблем состоит в их глобальном характере и непреходящем значении для судеб человеческой цивилизации.

Единая научная концепция развития Земли пока только начинает разрабатываться, хотя многие сторонники новой глобальной тектоники считают, что ее создание скоро уже будет завершено. Однако это не так. Теория глобальной тектоники в основном описывает в тектоно-физическом аспекте геологические события, произошедшие в просторах Мирового океана и зонах его сочленения с континентами за последние 300 млн. лет. События же предшествующих более чем 4 млрд. лет рассматриваются ею весьма-фрагментарно, на примерах отдельных областей земного шара, или не принимаются во внимание вообще. Из поля зрения исследователей этого направления, к сожалению, выпали крупные участки Земли с древней континентальной корой, так называемые внутриконтинентальные подвижные зоны, которые представляют собой скопление мелких плит и характеризуются геодинамическим режимом развития, отличающимся от режима развития крупных литосферных плит и зон их активного сочленения с океаном. Представляется, что в плане создания единой концепции развития Земли первостепенное внимание в ближайшем будущем должно быть уделено изучению тектонических, геохимических, петрологических и металлогенических особенностей начальных этапов истории Земли, а также закономерностей геологической эволюции, магматизма и металлогении ее подвижных зон (прежде всего внутриконтинентальных).

Рассматривая селективное выплавление легкоплавких компонентов из вещества мантии Земли и дегазацию этого вещества как главный геологический процесс, ведущий к образованию всех оболочек Земли, необходимо установить масштабы этого процесса и его особенности на различных этапах развития нашей планеты. Решение данной задачи для ранних этапов может быть достигнуто путем не только петролого-геохимического изучения древнейших геологических образований, но также сравнительных плането-логических исследований. Всестороннее изучение образцов лунных пород существенно расширило наши знания о начальных стадиях развития Земли, и нет сомнения, что результаты исследования горных пород Венеры и Марса будут важным дополнением к этой уникальной информации.

Среди земных образований наибольший интерес представляют древнейшие породы гранулитовой фации, анортозитовые, гранитные, базальтоидные и коматиитовые ассоциации. Фундаментальными исследованиями в этой области должны быть выявлены главные особенности металлогении протоконтинентов, и в частности их перспективность в отношении поисков железа, никеля, золота и урана. Недавние открытия гигантских месторождений железа в Бразилии и золота в Гане – весьма показательные примеры высочайшей продуктивности этих древнейших образований Земли.

Геохимический аспект исследований, направленных на создание единой концепции развития Земли, подразумевает прежде всего выявление условий и временных особенностей формирования литосферы, гидросферы и атмосферы, а также установление законов миграции и рассеяния атомов химических элементов при формировании этих внешних земных оболочек.

В.И.Вернадский писал, что «рассеяние элементов получило в нашем веке совершенно неожиданное значение, не только явилось обычным явлением, но должно считаться характерным свойством вещества нашей планеты». О масштабах этого явления можно судить по соотношениям запасов металлов в известных месторождениях и их количествах в первом километре материковой коры, в пределах которого и находится большая часть разведанных промышленных запасов. Типичным может считаться пример с медью. При 0,005% ее среднего содержания в земной коре количество меди в первом километре материковой коры составляет 2×10^{13} т, в то время как мировые запасы этого металла в известных месторождениях оцениваются пока в 5×10^8 т. Таким образом, соотношение концентрированной и рассеянной форм меди в земной коре составляет 1:40 000. Даже для такого распространенного элемента, как железо, оно составляет 1:20 000. А для ниобия, содержащегося в земной коре в чуть меньших количествах, чем медь (0,002%), соотношение концентрированной и рассеянной форм достигает 1:300 000.

Признавая доминирование рассеянных форм в веществе Земли, геохимия ставит одной из главных своих задач выявление закономерностей процессов рассеяния. В течение длительного времени изучение особенностей распределения химических элементов в различных породах и слагающих их минералах было одним из главных направлений геохимии, но на первых этапах ее развития эти исследования неизбежно носили статистический характер. Теперь же, с накоплением обширной информации, стал возможен генетический подход к установлению главных закономерностей рассеяния вещества.

Крупнейшей в геологии издавна считается проблема происхождения и рудоносности магматических горных пород, и прежде всего гранитоидов. Сложность этой проблемы определяется гигантскими масштабами распространения на Земле магматических пород и особенно гранитов, длительностью формирования их массивов, исчисляемой десятками миллионов лет, ограниченностью возможностей познания процессов петро- и рудогенеза, протекавших в глубинах Земли сотни миллионов лет назад при высоких температурах и давлениях, а также многообразием условий образования пород и руд сходного минерального и химического состава. Решение данной проблемы требует комплексного геолого-геохимического подхода при разумном сочетании строгого количественного геохимического анализа с широким геологическим осмыслением вопросов петрогенезиса и рудообразования.

Количественное изучение распределения редких и рудных элементов при дифференциации и кристаллизации интрузий магматических расплавов разного состава, геологического положения и размера показывает, что в геохимической истории этих элементов наряду с преобладающим их рассеянием по решеткам породобразующих минералов большое значение имеет их концентрация и миграция вместе с летучими компонентами магм в процессах эманационной дифференциации, масштабы и интенсивность которых определяют потенциальную рудоносность интрузивов. Геохимический анализ закономерностей рассеяния вещества в ходе эндогенных процессов оказывается наиболее полным при применении принципов геохимической и структурно-морфологической типизации магматических горных пород. В основу геохимической типизации в этом случае кладется генетический принцип: под геохимическим типом пород понимается группа пород, характеризующихся общностью условий и способа образования, что находит отражение в сходстве их химического, редкоэлементного и минерального составов и их приуроченности к определенным геодинамическим обстановкам.

С помощью структурно-морфологической классификации массивов изверженных горных пород можно разграничивать их в зависимости от глубины становления, размеров и уровня эрозионного среза. Изучение особенностей распределения редких элементов в

магматических породах разных геохимических типов показало, что наибольшие различия между ними отмечаются по уровням содержания в них калия, титана, стронция, бария, лития, рубидия, никеля, хрома и фтора: соотношения этих элементов в породах различных геохимических типов могут различаться в десятки тысяч раз. Геохимическая типизация пород, дополненная структурно-морфологической характеристикой образованных ими геологических тел, позволяет создать принципы геохимического картирования и пет-ролого-геохимические основы регионального и локального металлогенического анализа.

Генетические принципы, лежащие в основе геохимической типизации, дают возможность уверенно воссоздавать геодинамическую обстановку прошлого и с достаточной полнотой характеризовать химизм процессов рассеяния вещества на разных этапах развития Земли. Представляется, что развитие принципов геохимической типизации геологических тел в ближайшем десятилетии станет одним из важнейших направлений геохимии и завершится созданием единой системы геохимических полей рассеяния. Исследования по геохимической типизации геологических тел должны охватывать как магматические горные породы, так и осадочно-метаморфические комплексы, характеризуя в геохимическом плане геологические образования как на континентах, так и в океанах.

Создание единой системы геохимических полей рассеяния позволит количественно охарактеризовать закономерности распределения химических элементов в верхних оболочках нашей планеты и проанализировать особенности и интенсивность процесса дифференциации вещества мантии Земли на различных этапах ее истории. Этим геохимия внесет существенный вклад в разработку единой: научной концепции развития Земли.

Сформулированные нами задачи геохимии соответствуют тем задачам, которые предполагается решить в 80-х годах в рамках международной программы «Литосфера».

Сейчас наблюдается тенденция резкого возрастания роли геохимии в практической геологии. В век исчерпания фонда месторождений, выходящих на земную поверхность, и перехода практической геологии к поискам глубокозалегающих месторождений невольно вспоминаются, сказанные более 40 лет назад слова А.Е.Ферсмана о том, что поиски минерального сырья – по существу проблема геохимическая. Вполне естественно, что в разработке научных основ новой технологии поисков глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых геохимия должна сыграть одну из главных ролей.

В Советском Союзе основной объем геохимических работ в практической геологии приходится на металлотрию и поиски по потокам рассеяния. Эти работы в настоящее время сводятся к геохимическому опробованию почв и донных отложений рек для отыскания участков повышенных концентраций рудных элементов в этих образованиях, возникающих благодаря разрушению коренных месторождений. С этой целью ежегодно отбирается свыше 10 млн. геохимических проб. За послевоенные годы с помощью таких методов открыты десятки месторождений цветных, редких и благородных металлов. Однако основанные на статистических закономерностях распределения вещества в поверхностных образованиях эти методы весьма ограничены по своим возможностям. Для создания научных основ геохимических методов поисков месторождений необходимо использование законов рассеяния и концентрирования атомов химических элементов в земной коре, и если законы рассеяния вещества могут быть поняты с позиций геохимической типизации геологических тел, то законы концентрирования вещества раскрываются при анализе физико-химических условий образования геохимических полей концентрирования, формирующихся в ходе эндогенных и экзогенных процессов.

Как уже было показано, в состоянии концентрирования находится лишь небольшая часть земных атомов. Вместе с тем в рудных залежах достигается очень высокая степень концентрирования вещества. Если среднее содержание рассеянной меди в породах составляет 0,005%, то минимальная ее концентрация в промышленных рудах – 0,5%. Иными словами, в медных рудах наблюдается 100-кратное концентрирование меди по сравнению с фоном рассеяния. В рудах же других цветных, редких и благородных металлов такое концентрирование может быть 100- и 1000-кратным. Естественно, что в природе кроме

участков столь интенсивного (промышленного) концентрирования могут встречаться геохимические поля со средним (10-100-кратным) и низким (до 10-кратного) уровнями концентрирования; таких полей значительно больше, и массы вещества, приуроченные к ним, по крайней мере на порядок превышают те, что сконцентрированы в промышленных залежах.

Систематика геохимических полей концентрирования основывается на генетических принципах. Применительно к эндогенным полям концентрирования первоосновой систематизации служит различная природа источников рудного вещества. С этой точки зрения можно различать поля, связанные с магматическими очагами (магматогенные), с интрателлурическими эманациями (интрателлурические) и вадозо-термальными растворами (гидротермально-метаморфогенные). Естественно, что геохимические поля концентрирования, образованные в результате деятельности этих различных по генезису потоков вещества и энергии, будут существенно различаться по структуре, составу, морфологии, масштабам и характеру процессов изменения вмещающих пород и уровням концентрирования химических элементов.

Магматогенные поля концентрирования рудных и редких элементов возникают при дегазации потенциально рудоносных интрузий. Работы последних лет позволили выявить геохимические критерии, потенциальной рудоносности магматических пород. Среди них особенно привлекательными оказались насыщенные фтором и водой светлые редкометальные граниты (плюмазитовые редкометальные лейкограниты) и обогащенные всеми летучими (H_2O , CO_2 , Cl , S , F , B) калиевые базальтоиды (латиты) и их кислые производные (граниты латитового ряда). Несмотря на то, что эти породы составляют всего 1/10 обнажающихся на континентах гранитоидов, с ними связывается более $\frac{3}{4}$ всех, известных магматогенных месторождений рудных и редких элементов. Развиты они почти исключительно в областях сочленения континентов с океаном и во внутриконтинентальных подвижных зонах. Наиболее высокой, рудной продуктивностью отличаются интрузии, формировавшиеся и кристаллизовавшиеся на глубинах 5-6 км от поверхности Земли. Длительность и многоэтапность процессов их дегазации предопределяют множественность и полихронность образования геохимических полей концентрирования как в теле самой интрузии, так и во вмещающих ее породах. Поэтому в основу классификации магматогенных геохимических полей концентрирования положен принцип стадийности процессов дегазации продуктивных интрузий. Согласно этому принципу различают геохимические поля концентрирования магматического, пневматолитового и гидротермального этапов, причем могут наблюдаться как поля, отличающиеся интенсивным концентрированием рудного вещества (рудные залежи), так и поля с более низкими уровнями концентрирования.

Естественно, что геохимические поля концентрирования, образовавшиеся в результате дегазации магматических расплавов, будут различаться в зависимости от геохимического типа исходных магм, условий и интенсивности их дегазации. Изучение и описание геохимических полей концентрирования разного генезиса позволят создать петролого-геохимические основы регионального и локального металлогенического анализа, без которого немыслимо предсказание местонахождения залежей полезных ископаемых. Вот почему разработку единой теории геохимических полей концентрирования следует рассматривать как одну из важнейших задач геохимии, направленной на создание научных основ поисков глубокозалегающих месторождений минерального сырья.

Исследование условий дегазации и остывания магматических очагов позволит вместе с тем более полно оценить перспективы использования тепла Земли, значительно шире и глубже изучить термический режим земных недр и создать методы оценки потенциальной энергетической продуктивности областей молодого вулканизма. Можно полагать, что уже в недалеком будущем роль тепла Земли в энергетическом балансе человечества существенно возрастет.

Интенсивное изъятие полезных ископаемых из недр быстро приближает момент истощения запасов некоторых из них, например нефти. Одновременно в горнодобывающей промышленности происходит усложнение и удорожание добычи минерального сырья,

снижаются требования к разрабатываемым рудам и в первую очередь в отношении допустимых пределов содержания металлов в рудах. Еще в начале нашего века рентабельным считалась добыча руд с содержанием меди не менее 4%, в настоящее же время среднее содержание меди в добываемых рудах составляет 0,5%. С другой стороны, в горнорудной промышленности намечается тенденция добычи минерального сырья со все больших глубин. Так, в Витватерсранде - центре золотодобывающей промышленности ЮАР – горные выработки ушли на глубину 2,5-3 км. Возникшие в связи с этим горнотехнические трудности привели к тому, что добыча золота здесь снизилась в последние годы на 30%.

Указанные тенденции предопределяют необходимость решения ряда важных геохимических прикладных проблем. К ним относятся изучение физико-химических основ комплексной переработки минерального сырья, замена исчерпываемых традиционных видов минерального сырья новыми и, наконец, создание принципиально новых геотехнологий добычи сырья.

В частности, неизбежность роста доли высокозольных каменных углей в энергетическом балансе выдвигает проблему их комплексной переработки. Прежде всего возникает задача разумного использования отходов от сжигания углей – золы и полезных компонентов, выбрасываемых с дымом. Например, зола некоторых бурых углей содержит до 10% железа. В образующихся при сгорании углей выделениях железа есть примеси титана, марганца и ванадия. В золе некоторых типов бурых углей содержится до 25-30% глинозема. Золой многих углей включают различные редкие металлы, извлечение которых иногда оказывается вполне рентабельным (уран, германий, ванадий, молибден и др.).

Не менее важная задача – физико-химический анализ технологии сжигания углей. При существующих температурных режимах этого процесса с дымами крупных ТЭЦ в атмосферу выбрасываются значительные количества N и S, падающих на землю в виде азотнокислых и сернокислых дождей. Вместе с этими вредными примесями в атмосферу выбрасываются значительные количества урана, германия, золота, цинка и других металлов. Если уменьшение в дымах доли вредных примесей может в какой-то мере регулироваться условиями сжигания углей, то извлечение полезных компонентов требует разработки специальных технологий.

Проблема создания новых геотехнологий добычи минерального сырья исследуется уже давно. Начавшаяся в ряде стран добыча урана, меди, калия и других элементов путем подземного выщелачивания и необходимость широкого перехода в будущем к подобной эксплуатации глубокозалегающих месторождений различных металлов требуют изучения физико-химических условий названного процесса; речь идет об исследовании форм нахождения полезных компонентов, условий их перевода в растворы и способов концентрирования. Важное направление, облегчающее разработку принципов подземного выщелачивания, – физико-химическое моделирование с помощью ЭВМ, позволяющее находить оптимальные составы и концентрации растворителей.

Большой интерес также представляет развитие принципов и методов рудной геомикробиологии, а также разработка физико-химических и микробиологических методов повышения нефтеотдачи продуктивными пластами и перевода в подвижное состояние газогидратов.

В наши дни человек во все большей степени сталкивается в своей деятельности с биогеохимическими проблемами. Созданная основоположником геохимии В.И. Вернадским и интенсивно разрабатывавшаяся его учеником А.П.Виноградовым биогеохимия в последние годы привлекла к себе всеобщее внимание. Среди множества биогеохимических проблем наибольшее внимание необходимо уделить охране окружающей среды и повышению продуктивности биосферы - проблемам, затрагивающим интересы всего человечества.

Неконтролируемое развитие промышленности во многих странах приводит к ее глобальному воздействию на окружающую среду. По-видимому, самой страшной опасностью ближайшего будущего следует считать угрозу разрушения или уменьшения мощности озонового слоя Земли, прикрывающего все живое на земных континентах от губительного влияния

жесткого космического излучения. Образовавшийся всего 400 млн. лет назад, озонный слой предопределил возможность выхода жизни на поверхность континентов и ее бурный расцвет в последние 150 млн. лет. Изучение свойств этого слоя и условий его сохранения – первостепенная задача.

Многие исследователи обращают внимание на опасность увеличения в атмосфере концентрации углекислоты. По существующим подсчетам, содержание CO_2 в атмосфере увеличивается примерно на 0,4% в год. Сжигание топлива поставляет ежегодно 5×10^9 т CO_2 , из которых половина остается в атмосфере, половина поглощается океаном и биомассой Земли. В связи с ожидаемым трехкратным увеличением сжигания угля в ближайшие 50 лет, концентрация CO_2 в атмосфере будет расти быстрее, чем в середине XX в. Связанные с этим неизбежные изменения климата должны заблаговременно прогнозироваться.

В эпоху интенсивного развития технологических процессов, характеризующихся большими массами токсичных отходов, возникает сложнейшая задача их захоронения. Особенно это относится к химической промышленности и атомной энергетике. Для захоронения их отходов необходимо найти природные или создать искусственные среды, вынос токсичных компонентов из которых практически исключался бы.

Геохимия должна принять активное участие и в оценке возможных последствий ядерного конфликта, угроза которого в последние годы возросла благодаря гонке вооружений.

Важной проблемой современной биогеохимии следует считать разработку мер по увеличению продуктивности биосферы. Существующие расчеты показывают, что человечество использует потенциальные возможности биосферы всего на 10-15%. Задачи повышения продуктивности биосферы особенно актуальны для нас теперь, когда страна приступила к осуществлению Продовольственной программы. В первую очередь это касается проблемы плодородия почв. Ее решение для нашей страны важно в связи с более трудными, чем в других развитых странах, агроклиматическими условиями земледелия и низким потенциальным плодородием почв многих районов. Необходимо быстрое улучшение структуры почв, их агрофизических и агрохимических свойств, повышение биологической активности и устранение дефицита нужных растениям химических элементов.

Коренного преобразования почв и резкого подъема их плодородия нельзя достичь только путем внесения даже больших доз минеральных удобрений. Несколько лет назад группой Ленинградских геохимиков, почвоведов и землеустроителей был разработан новый агрохимический метод преобразования почв путем внесения в них значительных количеств (100-150 м³/га) местных осадочных пород, содержащих различные необходимые растениям элементы. Ленинградцы использовали для этого кембрийскую глину, оболочный песок, диктионемовый сланец, глауконитовый песок, а также некоторые производственные отходы. Практическому применению агрогеохимического метода предшествовало дочвенно-агрогеохимическое картирование. Оно позволило охарактеризовать качество и состав почв и местных осадочных пород, намечавшихся для использования в качестве агроруд. Их добавка позволила значительно увеличить урожайность ряда культур и показала экономическую рентабельность агрогеохимического преобразования почв.

Для поднятия плодородия почв не меньшее значение имеет их известкование. По имеющимся подсчетам, общая площадь земель, нуждающихся в известковании, достигает у нас в стране 100 млн. га, из которых 70% приходится на долю пашни. При норме расхода известковых материалов в 4-6 т/га общее количество требующихся известковых материалов достигает 400-600 млн. т. Принимая во внимание гигантский спрос сельского хозяйства на известь, надо специально изучить вопрос об использовании для известкования кислых почв золы бурых углей, накапливающейся вокруг крупных ТЭС в виде миллионов тонн никому не нужных отходов и местами содержащей 5-40% CaO . Кроме извести эти золы содержат калий, фосфор, бор, медь и другие микроэлементы, а их силикатная часть должна способствовать улучшению агрофизических свойств почвы.

Старые крестьянские приемы пескования, глинования и известкования почв в свете современных подходов к направленному изменению агрофизических и физико-химических

свойств почвы становятся составной частью широкой проблемы преобразования низкоплодородных почв в высокопродуктивные. Решение этой комплексной агрогеохимической проблемы особенно важно для таких «трудных» в сельскохозяйственном отношении областей, как Нечерноземье, Сибирь и Дальний Восток.

Важной агрогеохимической задачей следует считать и определение оптимальных концентраций в почвах азота, калия, фосфора и микроэлементов применительно к разным сельскохозяйственным культурам, климатическим зонам и типам почв.

Решение всего комплекса проблем современной геохимии может быть обеспечено только на основе совершенствования методов анализа минерального вещества и широкого использования в геохимических исследованиях вычислительной техники. В практической геохимии необходимо как можно быстрее переходить к широкому применению современной спектральной, рентгеноспектральной, атомно-абсорбционной и нейтронно-акти-вационной аппаратуры, позволяющей в максимальной степени автоматизировать все стадии процесса анализа минерального вещества, включая пробоподготовку, регистрацию аналитических сигналов и их пересчет на ЭВМ. В теоретической и экспериментальной геохимии, кроме названной, нужна аппаратура для глубокого изучения структуры и состава минерального вещества, а также процессов, протекающих при высоких температурах и давлениях. Современная вычислительная техника должна использоваться в двух главных направлениях: автоматизированной обработке геохимической информации и физико-химическом моделировании процессов минералообразования методами оптимального программирования.

Более 60 лет назад, начиная свои лекции в Сорбонне, В.И.Вернадский назвал геохимию наукой XX в. За прошедшие с того времени десятилетия геохимия стала важнейшей составной частью нашего научного знания и показала, что именно она может решить многие труднейшие проблемы, стоящие перед человечеством.

Л.В. Таусон

СЛОВО В ЗАЩИТУ ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ НАУКИ
(Статья опубликована в журнале «Природа», 1989, № 9)

Отсутствие заметных успехов в научно-техническом прогрессе страны во многом определяется неправильным пониманием роли и места науки в нашем обществе. Как заметил А. Б. Мигдал, даже руководители страны «либо не слушают ученых, либо отбирают советы, совпадающие с их собственным мнением, либо выслушивают и поступают по-своему»¹. Одна из причин этого – сохранение дефицита доверия, характерного для нашего общества еще со сталинских времен.

Более того, ученых все чаще и чаще обвиняют в тех бедах, которые обрушились на нашу страну, особенно в области экономики и экологии. Как ни странно, негативное отношение к науке наиболее ярко проявляется в писательской среде, которая сейчас весьма активно формирует общественное мнение. Пример тому – выступление С. П. Залыгина на пленуме правления Союза писателей СССР в январе 1989 г. Он заявил, что колоссальную ответственность за создавшееся положение несет не только бюрократическая система, безраздельно владеющая природными ресурсами, но и наука. И дальше: «В последнее время целые академические институты оказались в кармане у того или иного ведомства, потеряли свою самостоятельность. Они являются служанками министерств. Министерство выдвигает ту или иную проблему, а наука задним числом ее обосновывает»². И уж совсем как приговор воспринимаются слова из обращения пленума правления Союза писателей к Академии наук: «Советские люди доверяют ученым. Но не чувствуете ли вы, что это доверие в столь ответственные для наших судеб годы перестройки приближается к той грани, за которой уже начинается и недоверие»³.

Откуда этот менторский тон и упреки? Очевидно, дефицит доверия и связанное с ним непонимание места науки в обществе родились не сегодня. Они являются тяжелым пережитком того времени, когда разгрому подверглись многие научные школы и даже целые науки, когда физически уничтожались лучшие ученые. Охаивание науки, в особенности академической, продолжалось и после Сталина. Достаточно вспомнить Н.С.Хрущева, который считал, что Академия наук в ее нынешнем виде нужна была царю, а нам она не нужна. И это – мнение главы государства об ученых, создавших ядерное оружие и современную ракетную технику в технически отсталой, по сути, стране!

С тех пор «вытирать ноги» об академическую науку, как недавно выразился Р.З. Сагдеев, стало модно.

Автор этих строк проработал в Академии наук более 40 лет. В качестве ученого секретаря помогал А.П.Виноградову в организации Института геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского в Москве, более 30 лет возглавлял Институт геохимии им.А.П.Виноградова в Иркутске. Будучи знаком со многими исследовательскими учреждениями Академии наук, я могу с полной ответственностью заявить, что среди известных мне академических институтов «служанок министерств» нет. Да, многие из них работали в тесном контакте с теми ведомствами, которые ковали для нашей Родины ракетно-ядерный щит. Но прошло время, и все они вернулись к фундаментальным исследованиям. Например, как очевидец, могу засвидетельствовать, что в самые горячие годы работы над атомной бомбой А.П.Виноградов сознательно и добровольно повернул все научные силы руководимой им сугубо мирной Лаборатории биогеохимических проблем АН СССР на аналитическое обслуживание коллектива, возглавлявшегося И.В.Курчатовым. И считал возможным сократить объем этих аналитических работ и вновь развернуть в институте геохимические исследования только после того, как дело было сделано. Коллектив института всегда верно служил народу. И вообще, не

¹ Мигдал А. // Лит. Газета. 1989. 4 января.

² Залыгин С. // Там же. 25 января.

³ Обращение к Академии наук СССР // Там же.

следовало бы Союзу писателей печальный пример взаимоотношений Института водных проблем АН СССР и бывшего Минводхоза СССР распространять на все академические учреждения.

Можно предположить, что Академию наук скоро обвинят и в пробуксовке научно-технического прогресса в стране. Первые реплики уже слышны. Однако критикам не мешало бы усвоить, что по расходам и численности занятых на долю академической науки приходится лишь 5 % от всей науки. Львиная же доля ассигнований отдана так называемой отраслевой, а точнее ведомственной науке. Между тем, ученые Академии - самый квалифицированный коллектив научных работников. Докторов наук здесь в среднем – 10-15%, кандидатов – 50-60% (в отраслевой науке докторов всего 1-2%, а кандидатов – 15-20%). Коллектив Академии по праву можно считать цветом советской науки. И тем обиднее не только недоверие к этому передовому отряду ученых, но и отсутствие должного внимания к его нуждам со стороны руководителей страны.

Россказни о высокой зарплате ученых не соответствуют действительности. Средняя зарплата в институтах Академии составляет 160 - 170 руб. в месяц - на 50 руб. меньше, чем в целом по стране. Высококвалифицированные старшие научные сотрудники - кандидаты наук - получают столько же, сколько шоферы автобусов, а доктора наук могут только мечтать о зарплате бульдозеристов Минводхоза.

Два года назад Госкомтруд нанес ученым чувствительный удар, проведя без их согласия так называемую реформу зарплаты. У институтов были ликвидированы фонды качественного роста, несмотря на то, что они увеличивали годовой фонд зарплаты всего на 0,25 %. (Типичный пример чиновничьего крохоборства!). В результате руководство академических институтов лишилось возможности повышать зарплату научным сотрудникам после защиты ими диссертаций или за долголетнюю работу. Ситуация усугубилась еще и тем, что ученые советы институтов были лишены возможности влиять на подбор научных кадров.

Сегодня из-за низкой зарплаты научных сотрудников и отсутствия перспектив ее повышения по мере роста квалификации начался отток наиболее способной молодежи в научно-технические кооперативы, где часто за ту же работу можно получить вдвое-втрое большую зарплату. А число таких кооперативов растет очень быстро. Например, в Новосибирском академгородке в начале 1989 г. было 137 кооперативов, в том числе 47 научно-технических.

Думается, правительству необходимо срочно рассмотреть вопрос об оплате труда ученых и приравнять ее хотя бы к оплате труда рабочих высшей квалификации,

О невнимании к жизненным нуждам работников Академии можно судить по скудости социальной сферы в академгородках. В этом отношении наиболее показателен пример Академгородка, в котором автор живет почти 25 лет. В очереди на жилье в нем стоит более 1000 семей. Академгородок расположен в 12 км от центра Иркутска. В нем нет ни спортивных сооружений, ни кафе или ресторана, ни мест для внешкольных занятий детей, ни пионерлагеря, не говоря уже о доме ученых и профилактории. И в довершение всего академгородок Иркутского научного – самый голодный микрорайон одного из самых голодных городов Сибири.

Не меньшей бедой академической науки, проистекающей от невнимания к ее нуждам, является отсутствие приборов, позволяющих вести исследования на современном уровне. Наша промышленность по производству оборудования для научных целей отстала от промышленно развитых стран на десятилетия. И если мы хотим вести фундаментальные исследования на современном уровне, необходимы прежде всего крупные средства в валюте для закупки нужных приборов за границей. При этом институтам необходимо ежегодно выделять определенные суммы в валюте и дать право их накапливать для приобретения крупных и дорогостоящих приборов, а также беспрепятственно расходовать на закупку реактивов и запасных частей к импортным приборам. Минимальной представляется сумма в тысячу инвалютных рублей первой категории на одного научного сотрудника в год. Это, конечно, очень мало. Ведь американцы считают, что для обеспечения приборами одного ведущего научного сотрудника нужно ежегодно не менее 100 тыс. долл. Но и 1 тыс. руб. в год все-таки лучше, чем ничего.

Вместе с тем, в связи с развитием у нас научных центров, объединяющих несколько академических институтов, следовало бы подумать о парках импортного оборудования общего пользования.

Но главной бедой Академии остается то, что ни руководство страны, ни широкая общественность не понимают функций, задач и сфер ответственности академической науки. Основной задачей академической науки всегда было и будет производство научных знаний – фундаментальные исследования. Это принципиально отличает ее от отраслевой науки, задачей которой являются прикладные разработки: создание новых и усовершенствование старых технологий и машин, получение новых конструкционных материалов и веществ. Подобное соотношение целей фундаментальной и отраслевой науки общепризнанно во всем мире.

Рассматривая место науки в современном обществе, необходимо понимать, что в фундаментальных исследованиях занята меньшая, но наиболее квалифицированная часть ученых. Большая же их часть занимается применением накопленного человечеством научных знаний – прикладными разработками.

При этом производством научных знаний обычно заняты одни научные учреждения, а их применением – другие. Совмещать это целесообразно лишь в том случае, если полученные научные результаты сразу можно использовать в наукоемкой технологии повышенной сложности, недоступной промышленному производству. В целом же требовать от научных учреждений, занимающихся производством знаний, проводить одновременно прикладные разработки неправомерно – это неизбежно приведет к ослаблению фундаментальных исследований.

Такие требования неразумны и по той причине, что научные учреждения, ведущие фундаментальные исследования и прикладные разработки, совершенно различны по структуре, кадровому составу, масштабам и уровню финансирования.

В научных учреждениях, ведущих фундаментальные исследования, главной структурной единицей является лаборатория, в которой нескольким научным сотрудникам помогает небольшое число вспомогательного персонала. Эффективность работы лаборатории определяется прежде всего творческими возможностями сотрудников и их научного лидера – заведующего лабораторией, квалификацией вспомогательного персонала и обеспеченностью научным оборудованием. Исследования, ведущиеся на лабораторном уровне, завершаются обобщением полученных данных и их публикацией в научной печати. Фундаментальные исследования обычно ведутся длительное время: можно привести десятки примеров, показывающих, что крупные результаты чаще всего получаются в результате длительных и целеустремленных (задуманных, а не запланированных!) исследований.

В учреждениях, ведущих прикладные разработки, наряду с научными подразделениями и информационной службой на равных правах существуют конструкторские и технологические бюро, а также опытные производства, предназначенные для отработки технологических регламентов. Кроме того, во многих случаях создаются дочерние производственные фирмы, которые организуют небольшие производства, дающие значительные прибыли.

Естественно, что для проведения обширных научно-технических разработок требуется намного больше средств и людей, чем для фундаментальных исследований. Здесь, помимо научных сотрудников и обслуживающего их вспомогательного персонала, нужен значительный штат инженеров-конструкторов, технологов, высококвалифицированных рабочих и экономистов.

Научно-технический прогресс выражается в разработке и применении на практике новых технологий, машин, материалов и веществ. Поэтому отраслевую науку, ведущую прикладные разработки, принято считать главным его двигателем. Но беда в том, что вся отечественная отраслевая наука давно уже отдана в бесконтрольное управление промышленным министерствам, которые превратили ее в свои информационные придатки и «пожарные команды», ликвидирующие технологические и технические прорывы на предприятиях той или иной отрасли. В результате отраслевая наука, призванная разрабатывать новые технологии и машины, стала, по

милости министерств, ведомственной наукой, совмещающей функции заводской науки, проектных организаций и ведомственных информационных центров.

Конечно, в некоторой степени подобную трансформацию отраслевой науки промышленными министерствами можно оправдать. При характерных для нашей промышленности гигантизме и устарелом оборудовании работа по разумной рационализации огромных производственных комплексов необходима. Нельзя оправдать другое: низкий качественный уровень и раздутые штаты ведомственной науки, бесконтрольность ее научной деятельности и, главное, поглощение львиной доли средств, выделяемых государством на научно-технический прогресс. (Кстати, разработки ведомственной науки, необходимые промышленным производствам, должны были бы оплачиваться последними из их собственных средств, а не за счет государства).

Итак, ни академическая, ни отраслевая наука, превратившаяся в ведомственную, не могут отвечать за научно-технический прогресс в стране. Именно в этом, на наш взгляд, главная причина пробуксовки научно-технического прогресса, имеющего первостепенное значение для успеха перестройки.

Академическая наука не может не уделять главное внимание фундаментальным исследованиям, а отраслевая – вынуждена сосредоточиться на совершенствовании действующих производств, дающих пока главную долю валового национального продукта. Естественно возникает вопрос: как же интенсифицировать научно-технический прогресс?

Чтобы правильно ответить на него, нужно четко определить, какими должны быть научные организации, чтобы они могли с максимальной эффективностью осуществлять прикладные разработки, направленные на создание новых технологий, машин, материалов и веществ. Прежде всего, они ни в коем случае не должны подчиняться ведомствам, как административно, так и финансово. Вместе с тем они должны обладать такой структурой, в которую, кроме научных лабораторий, органично вписались бы конструкторские бюро, достаточно мощные опытно-производственные подразделения, информационные и технико-экономические отделы, а также различные хозрасчетные предприятия, способные выпускать опытные партии новой продукции.

У нас в стране имеются отдельные институты (и в ведомствах, и в Академии наук), которые по своей структуре и задачам близки к подобным учреждениям. Прежде всего, это созданные еще по декретам В.И.Ленина Центральный аэрогидродинамический институт им. Н.Е.Жуковского, Государственный оптический институт им. С.И.Вавилова, Всесоюзный институт минерального сырья, Физико-химический институт им. Л.Я.Карпова и другие институты, ведущие преимущественно прикладные разработки. Благодаря замечательным традициям они в значительной степени сохранили ту нацеленность на новое, которую заложили в них их организаторы – крупнейшие ученые и патриоты. С этих позиций их не могли сбить даже всемогущие министерства-хозяева.

В известной мере к учреждениям, эффективно совмещающим фундаментальные и прикладные исследования, относятся Институт атомной энергии им. И.В.Курчатова, Энергетический институт им. Г.М.Кржижановского, Институт электросварки им. Е.О.Патона АН УССР, Институт высоких температур АН СССР, Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт, Всесоюзный научно-исследовательский и проектный институт механической обработки полезных ископаемых и ряд других, в отношении которых Академия наук «осуществляет методическое руководство».

Частично проблемы вневедомственной отраслевой науки решены в области медицины (Академия медицинских наук) и сельского хозяйства (Всесоюзная академия сельскохозяйственных наук им. В.И.Ленина). Однако, лишенные технического крыла, эти вневедомственные отраслевые академии развиваются с большим трудом из-за недостаточной оснащенности современным оборудованием.

И вообще, единой продуманной вневедомственной системы научных учреждений, главная задача которых – прикладные исследования и разработка новых технологий, техники и материалов, у нас в стране нет. Вопрос о ее создании следует решать незамедлительно.

Если мы хотим ускорить научно-технический прогресс, необходимо срочно создать вневедомственную Академию технических наук, подчиненную непосредственно Совету Министров СССР. На учреждения этой Академии следует возложить разработку новых технологий, машин и материалов, начиная от их научных основ и кончая технологическими регламентами новых производств. Научные организации новой Академии должны работать в тесном контакте с учреждениями АН СССР, главной задачей которых останутся фундаментальные исследования.

При наличии такой вневедомственной системы научных учреждений, ведущих прикладные разработки, правительство могло бы возложить на них решение крупных научно-технических проблем, имеющих важное значение для перспективного развития народного хозяйства нашей страны и стран СЭВ.

Организовав Академию технических наук, можно было бы при ее институтах (или непосредственно при самой Академии) создать серию небольших предприятий, работающих на основе новых, высокопроизводительных технологий и выпускающих продукцию на уровне мировых стандартов. В роли таких фирм могли бы выступать и научно-технические кооперативы. Все они составили бы конкуренцию нашим промышленным мастодонтам и заставили бы их активнее внедрять новые научно-технические разработки.

Создание Академии технических наук не потребует больших дополнительных ассигнований и может быть проведено в достаточно сжатые сроки. Туда могут быть переданы упоминавшиеся ведомственные институты, по уровню вполне сопоставимые с учреждениями Академии наук, а также межведомственные научно-технические комплексы. Кроме того, в нее могли бы войти и некоторые институты оборонного профиля. Наконец, неплохо было бы на достаточно высоком уровне пересмотреть раздутые государственные расходы на ведомственную науку и перевести ее на полное самофинансирование, а освободившиеся средства передать Академии технических наук. Все это позволило бы довольно быстро ликвидировать прорыв, который возник в стране в связи с несовершенством структур управления наукой и техникой.

Но, к сожалению, центральные ведомства, и прежде всего Госкомитет по науке и технике, решили иначе. Для устранения ясной всем пробуксовки научно-технического прогресса они надумали принудительно утилитаризировать академическую науку. В конце прошлого года директивно была отменена существовавшая десятилетия и вполне оправдавшая себя практика финансирования научных организаций из госбюджета. Одновременно предписывался переход к целевому финансированию конкретных программ, тем и так называемых инициативных поисковых исследований.

Существовавшая прежде система планирования и финансирования науки за счет госбюджетных средств предусматривала определение Президиумом АН СССР основных направлений научной деятельности академических институтов, их корректировку при регулярных комплексных проверках, а также право руководителей институтов и лабораторий ежегодно планировать конкретную научную тематику в рамках утвержденных направлений. Все это позволяло вести долговременные фундаментальные исследования, конечный результат которых мог предвидеть только сам ответственный исполнитель и руководитель, лучше всех знакомые с предметом исследований.

Подобная практика планирования была достаточно демократичной и основывалась на доверии к ученым. Но в последнее время, когда началась регламентация планирования и финансирования институтов АН СССР вышестоящими организациями, администрирование, монополизм и волюнтаризм расцвели махровым цветом.

Так, основой нового принципа планирования и финансирования является предписание ГКНТ по распределению госбюджетных ассигнований на науку. Судя по этому документу, Академии наук, ее региональным отделениям и Академиям наук союзных республик предстоит существенно расширить прикладные разработки по государственным планам развития научно-технического прогресса (т.е. взять на себя функции отраслевой науки).

Одновременно «для более полного использования потенциала академических учреждений» им предписывается проведение работ по хоздоговорам с министерствами, ведомствами, объединениями и другими организациями. Таким образом, на Академию наук не только переключается часть функций отраслевой науки, но обязательными хоздоговорами (составляющими около 30 % бюджета) предопределяется частичное превращение ее в «служанку министерств», предприятия которых, как показывает практика хозрасчета, стремятся свести к минимуму расходы на науку.

Впрочем, прикладная направленность просвечивает и в тех приоритетных направлениях фундаментальных исследований, которые вначале формируются Президиумом Академии наук, а затем утверждаются директивными органами. В перечне государственных (общеакадемических) программ фундаментальных исследований уже в названии разделов легко просматривается их прикладной смысл. Так, единственная программа химического профиля называется «Новые вещества и материалы, процессы их получения и обработки». Прикладной акцент часто виден и в комплексах фундаментальных исследований региональных отделений Академии наук. Пример – программа «Сибирь», осуществляемая СО АН в целях развития этого региона. Автор курирует выполнение двух ее подпрограмм и может вполне компетентно судить о доле прикладных аспектов в них.

Возможность проведения фундаментальных исследований, не регламентированных директивными программами, ограничивается разделом инициативных поисковых исследований. Однако на них приходится не более 30 % госбюджетных ассигнований, выделяемых академическим институтам. В целом же при новом порядке финансирования прикладные разработки в бюджетах и планах академических институтов будут составлять, по-видимому, около 50 %. Иными словами, фундаментальные исследования в стране при новом порядке планирования и финансирования сократятся вдвое.

Естественно, что члены Академии, ответственные за развитие фундаментальных наук, не могут согласиться с этим. Прежде всего, подобная утилитаризация академической науки не исправит положения с научно-техническим прогрессом, так как его конечным результатом должны быть регламенты новых промышленных технологий, серии новых машин и опытные партии новых материалов, чего Академия наук не может дать при всем желании. Но, что самое главное, это нанесет непоправимый вред отечественным фундаментальным исследованиям.

В предложенном новом порядке планирования и финансирования значительное внимание уделяется конкурсному планированию. В общем, конкурсный принцип можно только приветствовать. Однако анализ конкретной ситуации показывает, что осуществить его на практике невозможно. Так, Академии наук предписано определять конкретную тематику по каждой программе, распределять выделенные для их реализации средства, отбирать научные организации-исполнители и оценивать полученные результаты специально создаваемыми для этого научными советами.

Но, проводя такие конкурсы, необходимо оговорить «правила игры». Во-первых, сравниваться должны сравнимые вещи; во-вторых, «судьи», проводящие конкурс, должны быть, с одной стороны, компетентны, а с другой – объективны (хотя бы материально не заинтересованы в результатах конкурса); в-третьих, распределяемые средства должны быть доступны всем участникам конкурса. При распределении дополнительных ассигнований, выделенных Академией наук в начале этого года, ни одно из этих «правил» выполнено не было. Распределение проводилось главным образом «кураторами направлений», забиравшими себе львиную долю ассигнований, а также выделявшими крупные суммы тем организациям, представители которых громче всех убеждали в достоинствах своих программ. В результате институты сходного профиля получили дотации, различающиеся почти на порядок, причем дотации столичным учреждениям оказались с фондом зарплаты, а периферийным – без него. (Возникают опасения, что при подобной «конкурсной системе» произойдет ограбление периферийной академической науки, создание которой далось таким огромным трудом).

Наконец, предписанный конкурсный порядок планирования и финансирования академической науки осложняется разными источниками финансирования научных учреждений

АН СССР, ее региональных отделений и республиканских академий. В целом, прошедшее распределение показало, что новая система ведет к монополизации в отдельных разделах науки и бюрократизации планирования, делает умение составлять бумаги фактором более важным, чем научная сущность предлагаемых программ.

Выход из сложившейся ситуации видится в незамедлительном формировании новых структур управления отраслевой наукой, выведенных из подчинения ведомств. Только после этого станет целесообразным усовершенствование планирования и финансирования каждого из звеньев науки: академической, вневедомственной отраслевой и ведомственной. И этим усовершенствованием должны заняться сами ученые.

Прежде всего, необходимо директивно определить уровни государственных ассигнований на развитие главных звеньев советской науки - академической и отраслевой. В развитых странах на науку ежегодно выделяется 2,5-3 % валового национального продукта (ВНП). Принимая во внимание отставание отечественной отраслевой науки и то, что один процент ВНП у нас намного ниже, чем в этих странах, целесообразно увеличить ассигнования на науку до 5 % ВНП, что составит около 45 млрд руб.

При этом, по примеру других стран, на развитие фундаментальных исследований в области естественных и общественных наук следует выделять 10-12 % этих средств (около 5 млрд. руб.), в том числе не менее 100 млн. инвалютных рублей первой категории для закупки импортного оборудования. Все остальные государственные ассигнования на науку (около 40 млрд.руб.), включающие не менее 1-1,5 млрд.руб. инвалютных средств, должны быть направлены на развитие вневедомственной отраслевой науки, ведущей прикладные разработки, в первую очередь учреждениям предлагаемой Академии технических наук, Академии медицинских наук, ВАСХНИЛ и научно-исследовательскому сектору вузов.

Естественно, что в дальнейшем учреждения этих академий и их дочерние предприятия сами будут зарабатывать деньги. Кроме того, их материальное благополучие будет укрепляться правительственными заказами на решение срочных научно-технических проблем. Однако основу их существования должен составлять госбюджет.

В комплексе задач современной науки несколько особняком стоят проблемы экологии. О них сейчас очень много пишут и говорят. Но при этом писатели и публицисты, в которых забота о природе пробудилась только в последние годы, часто забывают, что об этих проблемах намного раньше начали говорить ученые, несправедливо обвиняемые сейчас в невнимании к экологии. И о кислых дождях, и о парниковом эффекте, и о многих других процессах, угрожающих природе, ученым известно уже давно. Они обращались со своими предупреждениями и к руководителям ведомств, и непосредственно в правительство. Но, как и сейчас, ответом на все эти «наскоки» ученых было молчание. Оно, как правильно заметил С.П.Залыгин, и сейчас сильнее гласности.

Так, многим казалось, что постановление правительства о прекращении проектных работ по переброске северных рек на юг может служить примером того, что общественность сильнее аппарата. Но в проекте долгосрочной государственной программы охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов СССР на тринадцатую пятилетку и на перспективу до 2005 г. в разделе о водных ресурсах, составлявшемся тем же Минводхозом, основой проекта являются три пункта: в настоящее время водозабор составляет 360 км³; водные ресурсы южного склона страны практически исчерпаны; к 2005 г. водозабор достигнет 420-430 км³.

А вывод из этих «объективных» пунктов напрашивается один: к 2005 г. потребуется дополнительно 60-70 км³ воды, которую можно будет взять только из рек северного склона. Вот вам и отказ от идеи о переброске рек! Общественность кричит, а Минводхоз молчит, гнет свою линию и закладывает тезис о необходимости переброски северных рек в государственную экологическую программу.

Поскольку большинство экологических проблем по существу являются геохимическими, автору, представляющему в Академии геохимию, эти проблемы известны достаточно хорошо. До сих пор главная трудность в экологии связана с упорным нежеланием бюрократического аппарата

ведомств допускать кого-либо к материалам о составе газопылевых выбросов и других отходов промышленных производств. Даже вездесущему Госкомгидромету далеко не всегда удается получить эти материалы. Но это только одна сторона дела.

С другой стороны, при решении экологических проблем требуются объективная оценка экологической ситуации (мониторинг и экологическая паспортизация), разработка технологий нейтрализации и утилизации вредных отходов, а также создание производственных подразделений, реализующих эти технологии на практике. При этом на первое место выступает комплексный характер экологических проблем, для решения которых должны быть объединены усилия математиков, физиков, химиков, биологов, геологов, геохимиков, почвоведов, гидрологов, экономистов и т. д.

Уже из одного этого перечня специалистов ясно, что проблемами экологии могут успешно заниматься только научные учреждения Академии наук и высших учебных заведений (университетов, политехнических институтов). Наиболее разумной формой организации работ по экологии представляется создание центров экологической безопасности в рамках Академии наук. Они должны курировать экологические программы в пределах крупных территориально-производственных комплексов и организовывать работу экологических производственных подразделений, подчиненных местным Советам, но существующим за счет госбюджета и ведомств – загрязнителей среды.

Один из таких центров уже создан в Ленинграде. По-видимому, в ближайшее время следует решить вопрос об организации подобных центров в других экологически напряженных районах, и прежде всего в Восточной Сибири, Средней Азии, Белоруссии, на Украине и в Центральной России. Кроме того, для решения очень крупных экологических задач должны быть организованы вневедомственные научно-производственные объединения, которые действовали бы в масштабе всей страны.

На работы в области экологии Академии наук должны быть выделены особые средства, которые она могла бы передавать вузам, работающим совместно с нею над экологическими проблемами. Учитывая крайне напряженную экологическую ситуацию на больших территориях, ежегодные ассигнования на эти работы в течение ближайших десяти лет должны составлять не менее 3 % валового национального продукта, т. е. 25-30 млрд руб.

В связи с прикладным характером большей части экологических исследований представляется, что за Академией наук следует оставить только этот объем прикладных разработок, освободив ее от всех других и высвободив таким образом ее силы для фундаментальных исследований.

Время не ждет: если мы хотим получить скорую отдачу от перестройки, необходимо быстрее осуществлять очевидные вещи. Это касается прежде всего главных экономических проблем, перехода на региональный хозрасчет, аренду в промышленности и сельском хозяйстве, а также решения задач максимального ускорения научно-технического прогресса в стране и организации необходимых для этого новых структур управления.

**ГЕОДИНАМИКА, ТЕКТОНИКА И ПЛЮМОВЫЙ
МАГМАТИЗМ**

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИСАЯНЬЯ: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Абрамович¹ Г.Я., Кузьмин² М.И.

¹Иркутский государственный университет, г. Иркутск, e-mail: agu@geo.isu.ru

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: mikuzmin@igc.ir.ru

В работе принята за основу схема стратиграфии и магматизма для государственных геологических карт масштаба 1:1000000 [Беззубцев и др., 2008; Галимова и др., 2009, 2011]. Представления об истории геологического развития и металлогении региона сложились у авторов в процессе проведения геологического картирования и обобщения совокупности производственных и опубликованных работ [Абрамович и др., 1989; Абрамович, Кузьмин, 1998]. Рассматриваемая территория входит в состав краевого выступа фундамента Сибирской платформы (кратона). Охватывает два крупных архейско-палеопротерозойских составных террейна – Бирюсиний на северо-западе, Булунский на юго-востоке и заключенные между ними палео- мезо- и неопротерозойские образования, выделяемые традиционно в качестве структур под названием Урикско-Ийский грабен и Ийско-Туманшетский прогиб. Территория уникальна по концентрации крупных месторождений редких металлов разнообразного генезиса. Существенное значение имеют также месторождения редких земель, железо-титановых, медно-никелевых руд, золота, свинца, цинка и ряда других полезных ископаемых.

Начиная с публикаций Л.П. Зоненшайна с соавторами [1976, 1990], геологическое развитие и металлогения территории рассматривались с позиции тектоники литосферных плит. В последние годы существенное внимание уделяется и внутриплитным процессам, связанным с мантийными плюмами. Отмечается тесная связь между глубинной геодинамикой, которой отвечают мантийные плюмы, и тектоникой плит: образование суперплюмов и суперконтинентов с последующим их распадом и новой сегрегацией в единых суперконтинентальных циклах. Этот процесс соответствует внутримантийной конвекции: «холодное» субдуцированное вещество в виде нисходящих потоков погружается вглубь мантии, восходящий подъем горячей мантии происходит в виде мантийных плюмов [Кузьмин и др., 2011].

Становится очевидным, что формирование структуры фундамента Сибирской платформы произошло в результате последовательного формирования, затем распада под влиянием суперплюмов и нового становления в результате субдукции и аккреции четырех суперконтинентов: Кенорленд (2.7-2.1 млрд лет), Колумбия (1.9-1.3 млрд лет), Родиния (1.0-0.7 млрд лет) и Пангея (0.36-0.18 млрд лет). К сожалению, структуры ранних суперконтинентов и разбивших их суперплюмов плохо сохранились в пределах древних кратонов и террейнов. Главную информацию о прошедших геологических событиях несут данные абсолютного возраста, которых в настоящее время явно недостаточно.

К суперконтиненту Кенорленд, вероятно, первоначально принадлежали все крупные раннедокембрийские террейны Присяянья: на северо-западе – Бирюсиний, на юго-востоке – Булунский, Китайский, Иркутский и Онотский. Повсеместно в них доминируют структурно-вещественные комплексы пород с возрастом 2.8-2.5 млрд лет, а в Шарыжалгайском выступе отмечаются и тектонические блоки с возрастом 3.39 до 3.29 млрд лет. Время раннего гранулитового метаморфизма определяется пределами 2.4-2.5 млрд лет [Бибикина и др., 2006; Дмитриева, Ножкин, 2012; Туркина и др., 2009, 2010; Галимова и др., 2011 и др.].

Минерагению неархея Бирюсинского супертеррейна характеризует крупное по запасам титана Малотагульское магматогенное метаморфизованное месторождение ильминит-титаномагнетитовых руд, локализуемое в массиве ортоамфиболитов. В палеопротерозое с процессами метаморфизма высокоглиноземистых пород в неройской серии многие исследователи связывают формирование пояса мусковитовых пегматитов (месторождения Березовое, Неройское, Алашинское и др.). В Туманшетском террейне

известно одно месторождение (Туманшетское) и многочисленные проявления железа в амфиболитах и кварцитах. В неоархейских и палеопротерозойских толщах Булунского супертеррейна локализованы многочисленные проявления золотосульфидно-кварцевого оруденения (Таргазойское и др.), магнетитовых руд, а также медных и молибденовых – в зонах разломов.

Главным геодинамическим событием второй половины палеопротерозоя в Северо-Западном Присяянье было сближение Булунского и Бирюсинского супертеррейнов, сопровождавшееся закрытием располагавшегося между ними «Урикско-Агульского» океана. Анализ материалов позволяет представить следующий возможный сценарий этого процесса. Северо-восточная береговая линия (здесь и далее – в современных координатах), располагавшаяся на окраине Булунского террейна, вероятно, представляла собой вначале палеопротерозоя активную континентальную окраину. Стратифицированные образования представлены сублукской серией Урикско-Ийского грабена и часовенской и мальцевской толщами Бирюсино-Тагульского горста. Об обстановке активной континентальной окраины, наряду с вулканогенно-терригенным типом осадков с преобладанием эффузивов базальт-андезитового ряда, может свидетельствовать протягивающийся от р. Урик до р. Ия пояс гипабиссальных гранодиорит-тоналитовых интрузий и дайковых полей игнокского комплекса. Судя по вновь полученным определениям возраста – 1887 ± 60 , 1875 ± 7.5 , 1862 ± 3.2 млн лет (SHRIMP, U-Pb метод по циркону) [Галимова и др., 2011], игнокский комплекс, вероятно, комагматичен эффузивам сублукской серии. В Урикско-Ийском грабене с его штоками и дайковыми телами повсеместно связаны многочисленные месторождения и рудопроявления золота кварцевого и кварц-сульфидного типа (Зэгэнгольское и др.).

Коллизионный пояс, фиксирующий столкновение активной континентальной окраины Ерминского террейна и пассивной – Бирюсинского, прослеживается в виде полосы северо-западного простирания (от р. Урик до р. Агул). Представлен он высокометаморфизованными, существенно сиалическими кристаллическими сланцами (мангатгольская толща), гнейсо-гранитами и мигматитами (хадаминский комплекс), а на отдельных участках – чарнокитоидами (грядинский комплекс) палеопротерозоя, возраст которых точно не определен. Достоверно лишь известно, что они предшествуют анарогенным гранитоидам саянского комплекса с возрастом 1858 ± 20 млн лет [Левицкий и др., 2002]. Гранитоиды возраста 1.9-1.8 млрд лет образуют трансрегиональный Прибайкальско-Алданский пояс на южной окраине Сибирского кратона и являются ранней стадией формирования суперконтинента Колумбия.

С синколлизионным хадаминским комплексом гранитоидов связаны редкоземельные существенно биотит-плагиоклаовые пегматиты, обогащённые монацитом, ортитом и цирконом: проявления Зээрдэкшенское, Хойхон-Жалга, Монацитовый и др. К поясу гранитоидов саянского комплекса, сшивающего Бирюсинский, Булунский террейны и расположенные между ними образования палеопротерозоя, пространственно тяготеют месторождения редкометалльных пегматитов. В пределах единой металлогенической зоны выделяют два рудных района. Юго-восточный Урикско-Тагнинский рудный район включает крупные месторождения: существенно Li Урикское и Бельское, Ta, Sn, Li – Белореченское и Cs, Ta, Li, Be – Гольцовое; северо-западный Тагул-Бирюсинский рудный район – крупное Ta, Li, Sn, Cs, Rb Вишняковское и менее значительные Ta, Li, Be – Александровское, Отбойное, Копна и Мальцевское. Изотопные исследования последних лет свидетельствуют о более молодом возрасте редкометалльных пегматитов, по отношению к гранитам саянского комплекса – 1690-1490 млн лет [Макагон, Загорский, 2002]. Согласно развиваемой В.Е.Загорским с соавторами [2010] петрологической модели формирования крупных месторождений редкометалльных пегматитов «гранитно-пегматитовые системы фиксируют собой области вещественно-энергетических аномалий – результат флюидно-магматического взаимодействия нижнекоровых кислых расплавов с глубинными, вероятнее всего, мантийными флюидами». Таким образом, они представляют собой самостоятельную

магматогенно-рудную систему, рожденную мантийными плюмами, проявившуюся в условиях рифтогенеза [Abramovich et al, 2011].

В этот же период времени вдоль северо-восточного борта Урикско-Ийского грабена сформировалась рифтовая зона, представленная молассовой ингашинской свитой, насыщенной дайковыми телами высокотитанистых субщелочных базальтоидов (1640 млн лет) [Домышев, Лепин, 1987], очевидно фиксирующая, как и редкометалльные пегматиты, начало распада суперконтинента Колумбия.

Затруднение вызывает то, что сложно разделить океанические образования суперконтинентальных циклов, хотя ассоциации пород, которые могли бы фиксировать их наличие, с определенной долей условности могут быть выделены. В Бирюсинском террейне о наличии океана могут свидетельствовать многочисленные линейные тела метапериidotит-метагаббровой ассоциации (идарский, урдаокинский комплексы), дислоцированные совместно с вмещающими породами неройской серии, происхождение которых в процессе осадконакопления не находит объяснения. В Булунском террейне таким свидетельством могут служить залегающие в грабенах среди пород онотской свиты актинолит-тремолит-тальковые, тальк-хлоритовые, серпентин-хлоритовые, карбонат-магнетит-хлорит-серпентиновые сланцы и серпентиниты (тагнинская толща) и глубокометаморфизованные породы основного-ультраосновного состава таргазойской свиты [Галимова и др., 2011]. В связи с отсутствием однозначных радиологических датировок определить, какие из этих образований отвечают поскенорлендскому, а какие постколумбийскому океанам в настоящее время не представляется возможным. Следует лишь отметить, что они вмещают рудную формацию железистых кварцитов, весьма характерную для морских бассейнов архея и палеопротерозоя.

Последующая геологическая история соответствует времени становления и распада суперконтинента Родиния. В неопротерозое в субаэральных условиях происходит формирование груботерригенных, участками насыщенных вулканитами основного состава толщ: одайская и ермосохинская свиты в Урикско-Ийском грабене, чернореченская, ердейская и курятская – в Бирюсино-Тагульском горсте (фундамент Присаянского прогиба). После наступившего предкарагасского воздымания территории все эти толщи, имевшие ранее более широкое распространение, сохранились лишь в узких приразломных грабенах. В Урикско-Ийском междуречье они залегают в отдельных звеньях приразломного Ерминско-Горхонского грабена, протягивающихся узкой (2-5 км) полосой на расстоянии около 200 км. Аналоги подобных толщ и структур в палеопротерозойских толщах, уходящие под карагасский чехол, фиксируются в Уватском поднятии и Бирюсино-Тагульском горсте. Возраст пород чернореченской вулканогенно-терригенной толщи, определенный Rb-Sr методом в изотопной лаборатории ВСЕГЕИ, составил 1190 и 1238 млн лет [Галимова и др., 2011]. Следует подчеркнуть, что ермосохинская и сопоставляемые с ней свиты, начинают новый цикл развития, который можно связать с началом становления суперконтинента Родиния. Этап же, предшествующий распаду Родинии, вероятно, фиксируют образования позднериффейской [Станевич и др., 2007] карагасской серии, слагающей нижний структурный этаж Присаянского прогиба и имеющей по ряду признаков, скорее всего, рифтогенную природу [Абрамович и др., 1989; Беззубцев и др., 2008; Метелкин и др., 2010]. К концу рассматриваемого периода времени в фундаменте кратона принадлежат многочисленные дайковые рои долеритов нерсинского комплекса, свидетельствующие, как показал Д.П. Гладкочуб с соавторами [2001, 2002], поздне-неопротерозойскому процессу растяжения и распаду суперконтинента Родиния.

В Ийско-Туманшетском прогибе существенное значение имеют месторождения марганцевых и железомарганцевых руд остаточного-инфильтрационного кор выветривания (Николаевское, Шангулежское), сформированных над обогащенными марганцем и железом карбонатно-терригенными отложениями. Представляется, что повышенная концентрация отмеченных элементов связана с эксгаляционными вулканическими процессами. К этому же возрастному уровню следует отнести месторождения урановой формации в

минерализованных зонах типа несогласия (Столбовое, Рябиновое, Гарет и др.). Урановое оруденение локализуется в крутопадающих тектонических зонах дробления в гранитах саянского комплекса и выше «поверхности несогласия» в песчаники шангулежской свиты не распространяется. В процессе геологического изучения последних лет выявлены ещё недостаточно исследованные проявления свинцово-цинковой стратиформной формации в междуречье Увата и Рубахиной, которые могут иметь промышленное значение. В Канском террейне, присоединившемся к Бирюсинскому в мезопротерозое, с распадом Родинии связан пояс месторождений (Кингашское и др.) сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами, возникший на вновь сформированной южной границе Сибирского кратона в связи с раскрытием Палеоазиатского океана.

Очередной этап формирования магматогенно-рудных систем проявился в венде (630 – 640 млн лет). В этот период образуется группа крупных месторождений Nb, Ta, REE, U, Pb, Zn и апатита, связанных с интрузиями ультраосновных щелочных пород с карбонатитами (Большезиминское, Среднезиминское и Большетагнинское месторождения). Магматические и одновременно рудные тела отчетливо контролируются Ерминско-Горхонской зоной разломов, проходящей в осевой части Урикско-Ийского грабена. Близкий возраст – 630 млн лет имеют тела дунитов и перидотитов с платино-медно-никелевой минерализацией на юго-восточной окраине Бирюсинского террейна [Mekhonoshin, Kolotilina, 2011]. Как представляется, формирование перечисленной группы месторождений связано с горячими точками и внутриплитным рифтогенезом на юге Восточной Сибири, завершающими распад суперконтинента Родиния [Abramovich et al. 2011].

Палеозойская минерагения региона обусловлена син- и постколлизийными процессами в связи с закрытием Палеоазиатского океана. На рассматриваемой территории она в значительной степени определяется формированием Удино-Колбинской вулканотектонической депрессии и рудных формаций: свинцово-цинковой скарновой с золотом (месторождение Ергожу), молибден-кварцевой (месторождение Агульское), а также золото-медно-кварцевой, золото-кварцевой, свинцово-серебряной и др.

Заключительный этап минерагении относится к раннему мезозою – времени существования суперконтинента Пангея. Его фиксирует Хайламинский массив редкометалльных гранитов литий-фтористого типа, вмещающий редкометалльное месторождение Зашихинское, расположенный в верхнем течении р. Уда на северо-восточном крыле зоны Главного Саянского разлома. В апикальной части интрузии обособлены рудоносные зоны альбититов, альбитизированных и флюоритизированных брекчий, несущих промышленные тантал-ниобиевые руды с цирконием и редкими землями иттриевой группы. Возраст хайламинского комплекса определен по цирконам из рибекитовых гранитов Pb-Pb изохронным методом, как триассовый – 228-250 млн лет [Галимова и др., 2011].

Ряд геологов ранее связывали геодинамическую позицию Зашихинского месторождения с процессами тектоно-магматической активизации, проходившей исключительно в зоне влияния Главного Саянского разлома. С современных позиций очевидно, что месторождение входит в состав обширной раннемезозойской Саяно-Забайкальской редкометалльной провинции, располагаясь на её северном и северо-западном фланге. Как показали М.И. Кузьмин и др. [2011] в позднем палеозое и раннем мезозое практически вся территория Северной Азии была охвачена процессами магматизма, обусловленного её прохождением над Северо-Азиатским плюмом.

Анализ формирования и размещения месторождений полезных ископаемых с позиций современной геодинамики является актуальной задачей металлогении в целом, а также прогноза и поисков месторождений в отдельных регионах.

Литература

Абрамович Г.Я., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А., Таскин А.П. Магматические формации юга Восточной Сибири и северной части Монголии (объяснительная записка к «Карте магматических формаций юга Восточной Сибири и Северной Монголии». – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. – 120 с.

Абрамович Г.Я., Кузьмин М.И. Анализ металлогении Восточной Сибири с позиций тектоники литосферных плит // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всероссийского металлогенического совещания. Иркутск, 1998. С. 25-26.

Беззубцев В.В., Махлаев М.Л., Кириченко В.Т., Перфилова О.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-46 (47)–Абакан. – СПб.: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 248 с.

Бибикина Е.В., Туркина О.М., Кириченко Т.И. и др. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарьжалгайского выступа // Геохимия. 2006. №3. С. 347-352.

Галимова Т.Ф., Пашкова Л.А., Поваринцева С.А., Перфильев В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-48–Иркутск. – СПб.: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 489 с.

Галимова Т.Ф., Пермяков А.С., Бобровский В.Т., Пашкова Л.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Лист N-47–Нижнеудинск. – СПб.: Изд-во СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 675 с.

Гладкочуб Д.Н., Донская Т.В., Мазукабзов А.И. и др. Урикско-Ийский грабен Присяянского выступа Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН. 2002. Т. 386. № 7. С. 72 – 77.

Гладкочуб Д.Б., Скляр Е.В., Меньшагин Ю.В., Мазукабзов А.М. Геохимические особенности древних офиолитов Шарьжалгайского выступа // Геохимия. 2001. № 10. С. 1039 -1051.

Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 156-179

Домышев В.Г., Лепин В.С. О возрасте древних базитов Присяянья. В кн.: Геология, тектоника и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1987. С. 227–228.

Загорский, В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г. и др. Геотектоническое положение месторождений сподуменовых пегматитов // Материалы XI Всероссийского петрографического совещания «Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екатеринбург, 2010. С. 242-246.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра, 1990. Кн.1. – 327 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. – Москва: Недра, 1976. – 231 с.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6. С. 3-23.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Поскинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 717-732.

Макагон В.М., Загорский В.Е. Глубинность очагов магм редкометалльных пегматитов и проблема их связи с гранитами (на примере Восточного Саяна) // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. Иркутск: Изд-во ИРГТУ, 2002. С. 165-175.

Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю. История формирования карагасской серии Бирюсинского Присяянья; синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1114-1133.

Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №1. с. 60-79.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Лепехина Е.Н., Пресняков С.Л., Салтыкова Т.Е. Палеоархейский тоналит-гранодиемитовый комплекс северо-западной части Шарьжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика 2009. Т. 50. № 1. С. 21-37.

Туркина О.М., Урманцева Л.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. Палеопротерозойский возраст протолитов метатерригенных пород восточной части Иркутского гранулитогнейсового блока (Шарьжалгайский выступ Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 18-33

Abramovich G.Ya, Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. Plume magmatogene - ore systems in the south Eastern Siberia // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny. Irkutsk, Russia, 2011. P. 14-16.

Mekhonoshin A.S, Kolotilina, T.B. Ni-Cu-PGE sulfide deposits related with neoproterozoic magmatism (Southern Siberia) // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny. Irkutsk, Russia, 2011. P. 160-161.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОРЫ НЕОПРОТЕЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА СИБИРСКОГО КРАТОНА

**Верниковская¹ А.Е., Верниковский^{1,2} В.А., Матушкин^{1,2} Н.Ю., Сальникова³ Е.Б.,
Котов³ А.Б., Ковач³ В.П., Травин⁴ А.В.**

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: vernikovskayaae@ipgg.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург,
e-mail: kotov@ad.igpp.ras.spb.ru

⁴Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail: travin@igm.nsc.ru

Исследование геологических объектов в удаленных арктических областях вызывает особый интерес у геологов, вновь возобновившийся в последние годы в связи, к примеру, с уточнением территориальных шельфовых границ государств. Важное значение в этих вопросах занимают геодинамические палеорекострукции, которые невозможны без геохимических и изотопно-геохимических и геохронологических данных, полученных на высокоточных современных масс-спектрометрах, ионных микрозондах высокого разрешения – *ELEMENT 2, SHRIMP II, Finnigan MAT 251, Noble gas 5400, Triton T1* и др.

Изученные неопротерозойские островодужные породы локализованы в пределах Центрально-Таймырского аккреционного пояса. Этот пояс расположен между двумя большими континентальными блоками – Сибирским кратоном и Карским микроконтинентом и состоит из палеоостроводужных, офиолитовых, гранитно-метаморфических террейнов и блоков пассивной континентальной окраины, состоящих преимущественно из карбонатного материала. Все эти блоки были амальгамированы и аккретированы к Сибирскому кратону в позднем неопротерозое и затем несогласно перекрыты венд-раннекаменноугольным чехлом. В этой тектонической модели значительную роль играют магматические породы офиолитовых и островодужных комплексов, для которых U/Pb возраст цирконов, основываясь на изучении плагиогранитов, габбро и вулканогенных пород Челюскинского и Становского поясов [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2004 и др.], оценивается в интервале 755-730 млн лет. Согласно этой модели Челюскинский и Становской пояса состоят из магматических образований, сформированных в островодужных и спрединговых ситуациях окраинных морей. Их геодинамические обстановки были установлены, прежде всего, на основании изучения химических характеристик базальтов, у которых выявлены промежуточные типы распределений главных и несовместимых химических элементов между базальтами толеитовыми срединно-океанских хребтов и известково-щелочными островных дуг. Конечные дифференциаты толеитовых и известково-щелочных серий плагиограниты выплавлены из мантийно-корового источника, имеющего мезопротерозойско-неопротерозойский Sm/Nd модельный возраст – $T_{Nd}(DM) = 1297-785$ млн лет и положительные значения $\epsilon Nd_{(755-740)} = 1.7-7.9$. U/Pb геохронологические и геохимические данные позволяют говорить, что Челюскинский и Становской пояса были фрагментами одной неопротерозойской островодужной системы. Вслед за их образованием, около 729-681 млн лет назад произошло крупное сдвиговое смещение (протяженность около 200 км) Становского островодужного блока на восток (в современных координатах), подтверждаемое проведенными Ar/Ar исследованиями биотитов из плагиогранитов и амфибола из габбро районов рек Становая и Жданова.

Новое изучение касается как наиболее древних, так и поздних островодужных комплексов. Первые, выявленные в районе оз. Трех сестер, представлены вулканитами дифференцированной серии и их туфами и находящимися с ними в конформных соотношениях плагиогранит-порфирами. Кислые разности вулканических и

субвулканических образований были образованы около 969-961 млн лет назад из смешанного магматического источника – мантийного и континентального корового с мезопротерозойскими Sm/Nd модельными оценками возраста: $T_{Nd}(DM) = 1170-1219$ млн лет; $\epsilon Nd_{(967-961)} = 5.1-5.2$ и $^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0.70258-0.70391$.

Следующая стадия эволюции ювенильной континентальной коры Центрально-Таймырского блока относится к формированию наиболее молодой островной дуги, находящейся в пределах Главного Таймырского надвига – районы рек Нижняя Таймыра и Гусиная. Наиболее молодые неопротерозойские островодужные породы Таймыра – плагиограниты района р. Нижняя Таймыра. Они были образованы 655 млн лет назад из мантийно-корового источника, имеющего неопротерозойский Sm/Nd модельный возраст: $T_{Nd}(DM)=817$ млн лет; $\epsilon Nd_{(655)}=6.1$; $^{87}Sr/^{86}Sr_0=0.70091$. Эти породы переходной от толеитовой к известково-щелочной магматической серии обогащены легкими РЗЭ и обеднены тяжелыми, сравнительно с плоскими распределениями, судя по мультиэлементным и РЗЭ спектрам для островодужных образований челюскинско-становской системы, что может указывать на присутствие граната в источнике. Несколько более древняя интрузивно-вулканическая дифференцированная серия (содержания SiO_2 в эффузивных породах меняются от 48 до 62 мас. % и в интрузивных – от 42 до 65 мас. %) была образована, согласно U/Pb датированию цирконов из диорита – 684 млн лет назад. Эти породы формировались из мантийно-корового источника с близкой оценкой Sm/Nd модельного возраста с породами района р. Нижняя Таймыра: $T_{Nd}(DM)= 830$ млн лет; $\epsilon Nd_{(684)} = 7.4$; $^{87}Sr/^{86}Sr_0 = 0.70244$. Средние породы этой серии имеют меньший наклон спектров РЗЭ по сравнению с плагиогранитами р. Нижняя Таймыра.

Полученные данные указывают на существование длительной по времени (около 100 млн лет) протяженной неопротерозойской островодужной системы вдоль северо-западной окраины Сибирского кратона (в современных координатах), выраженной фрагментами челюскинского, становского поясов и магматическими породами, проявленными в тектонических окнах – районы рр. Нижняя Таймыра и Гусиная. U/Pb изотопные данные позволяют выделить три этапа формирования ювенильной коры в этом регионе – 969-961, 755-730 и 684-655 млн лет, связанных с образованием разновозрастных неопротерозойских островодужных комплексов.

Литература

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. – 203 с.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Gee D.G., Pease V.L. Neoproterozoic orogeny along the Western Margin of Siberia and search of similar links among the Baltic structures. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. London: Geol. Soc. London, 2004. P. 233-247.

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ

Владимиров^{1,2,3} А.Г., Травин¹ А.В., Полянский¹ О.П.

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: Vladimir@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский Национальный исследовательский государственный университет,
г. Новосибирск, e-mail: pashkova@lab.nsu.ru*

³*Томский Национальный исследовательский государственный университет,
г. Томск, e-mail: labsmp@ggf.tsu.ru*

В истории геологического развития Земли ключевое значение имеют орогенно-складчатые сооружения фанерозойского возраста. Традиционно выделяются надсубдукционные, трансформные и коллизионные орогены, специфика которых рассматривается в [Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994; Хаин и др., 1996; Лобковский и др., 2004; Xiao et al., 2004, 2009; Yuan et al., 2007; Windley et al., 2007]. При построении геодинамических моделей орогенеза на первое место выходит проблема зарождения, подъема, становления и тектонического экспонирования гранитоидных батолитов, которые являются прямым петрологическим индикатором скупивания и последующего тектонического растяжения континентальной литосферы. Изучение тектонической позиции гранитоидных батолитов и их вещественного состава является классическим подходом в петрологии, геохимии и геодинамике, и лишь сейчас, с появлением современных аналитических методов, появилась возможность проводить оценки составов протолитов и длительности гранитообразования [Коваленко и др., 1996; Владимиров и др., 2003; Ярмлюк, Коваленко, 2003; Травин и др., 2012]. Цель настоящего доклада – провести сравнительный анализ динамики гранитоидных батолитов, формирующихся в орогенных структурах различного типа. Верификация полученных результатов проводилась на основе математического моделирования гранитогнейсового диапиризма и сдвиговых деформаций в реологически расслоенной земной коре и литосфере [Полянский, Добрецов, 2001; Владимиров и др., 2008; Полянский и др., 2010].

Механизмы формирования гранитоидных батолитов. Анализ механизмов зарождения, внедрения и становления гранитных магм на разноглубинных уровнях земной коры представляет собой фундаментальную проблему структурной и физико-химической петрологии (проблема пространства). Намечено два подхода к ее решению: 1) гнейсогранитный диапиризм, т.е. «активное» воздействие гранитного расплава на реологически расслоенный разрез земной коры в виде диапиров, куполов и интрузивных тел; 2) зарождение гранитных расплавов в локальных областях декомпрессии при сдвигово-раздвиговых тектонических движениях и, как следствие, их структурный контроль в ходе подъема и кристаллизации. Модель диапиризма и формирования гнейсогранитных куполов, по П. Эскола, была разработана на примере докембрийских щитов и сейчас рассматривается как один из важнейших структурно-петрологических индикаторов коллизионного тектогенеза (см, например, обзор в [Розен, Федоровский, 2001]). Альтернативная модель «пассивного» внедрения первоначально обоснована для базитовых магм, приуроченных к рифтам и областям «рассеянного» рифтогенеза. Вместе с тем, накапливается все больше геологических, структурных и петрологических данных, свидетельствующих о том, что масштабное гранитообразование отвечает синорогеническому коллапсу, т.е. рубежу контрастной смены режима тангенциального сжатия литопластин на режим растяжения и развала орогена [Федоровский и др., 2010; Владимиров и др., 2011].

Термохронология гранитоидных батолитов и орогенических событий. Гранитоидные батолиты являются наиболее представительными геологическими объектами, позволяющими получить на основе термохронологических исследований (U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar-методы) достоверную информацию об истории орогенических событий. В качестве возможной оценки длительности орогенических событий предлагается рассматривать разницу между возрастом формирования гранитоидных батолитов, определенным U/Pb

методом по циркону, монациту (для лейкогранитов) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом по слюдам (биотит, мусковит). Окончательное закрытие K/Ar изотопной системы слюд происходит при температурах, меньших 300-400°C. Это означает, что к этому времени плутон должен находиться на глубине, значительно меньшей 6-8 км. Этот уровень глубин соответствует переходу в земной коре от хрупко-пластических к хрупким деформациям и, по всей видимости, к существенному замедлению и смене механизма выведения гранитоидных батолитов к поверхности. В докладе рассматриваются гранитоидные батолиты мезоабиссальной фации глубинности (5-20 км) и сопряженные с ними во времени и пространстве метаморфические комплексы. Сводка термохронологических данных приведена на рисунке в виде обобщенной гистограммы, библиография по перечисленным ниже объектам отражена в работе [Травин и др., 2012].

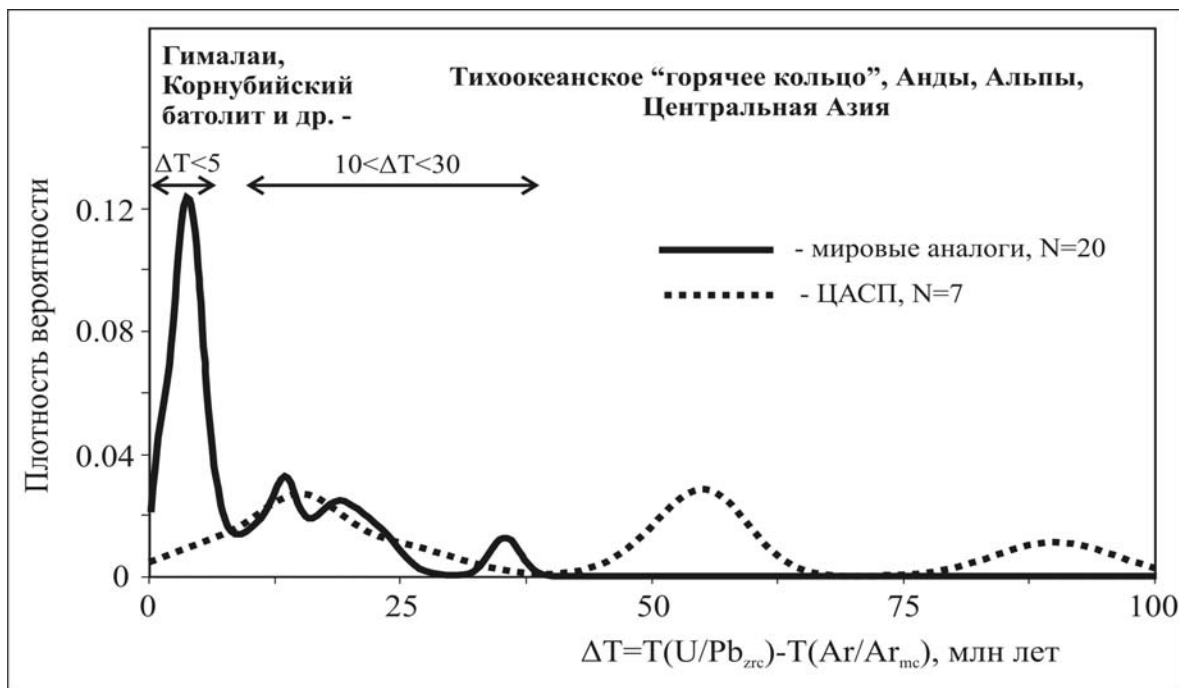


Рис. Гистограмма разницы между возрастом формирования (U/Pb по циркону, монациту) и возрастом закрытия K/Ar системы слюд для гранитоидных плутонов и сопряженных метаморфических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – штриховая линия и мировых аналогов – сплошная линия.

$\Delta T < 5$ млн лет. В область четко выраженного пика, соответствующего минимальным значениям длительности выведения к поверхности, не превышающим 5 млн лет, попадают одиннадцать петротипических гранитоидных плутонов разного возраста, формирующихся в обстановке постколлизийного растяжения при отсутствии ярко выраженной сдвиговой компоненты. Эти плутоны относятся к каледонидам юго-западной Англии (Корнубийский батолит) [Chesley et al., 1993]; Памиро-Гималайскому орогену (лейкогранитные плутоны) [Copeland et al., 1990; Владимиров и др., 1999; Harrison et al., 1998; 1999; Simpson et al. 2000; Searle et al., 2003]; орогену Севиер (Юго-Восточная Калифорния) [Kula, 2000]. Время подъема и тектонического экспонирования этих гранитоидных батолитов, зафиксированное изотопными системами, согласуется с результатами численного моделирования гранитогнейсового диапиризма в реологически расслоенной земной коре. Показано, что в результате базитового андерплейтинга (на глубине 30 км) в течение 2 млн лет происходит формирование гранитогнейсового купола и относительно быстрое его всплывание за несколько сотен тысяч лет, которое тормозится на глубине 6-7 км [Полянский и др., 2010].

$10 < \Delta T < 30$ млн лет. Для девяти петротипических плутонов, относящихся к трансформной активной континентальной окраине Северной Америки (от восточной Аляски

до Мексики) [Chardon et al., 1999; Schmidt et al., 2009]; Новозеландской палеоокеанской активной окраине Гондваны [Scott&Palin, 2008; Scott et al., 2011]; сдвиговой зоне Ред Ривер (Китай, Вьетнам) [Cao et al., 2011]; герцинскому поясу Пиреней [Maurel et al., 2004; Evans et al., 1998; Metcalf et al., 2009], длительность выведения к поверхности значительно превышает результаты математического моделирования и попадает в диапазон 10-30 млн лет. В случае Пиренейских батолитов (герцинский орогенез) столь большая разница между временем их формирования и закрытием K/Ar изотопной системы слюды может быть объяснена альпийской активизацией, что зафиксировано по данным трекового датирования и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ термохронологии по K-полевым шпатам [Хаин и др., 1996; Metcalf et al., 2009]. Для батолитов Тихоокеанского «горячего» кольца наблюдаемые повышенные величины ΔT систематически воспроизводятся и, по всей видимости, являются показательными для окраинно-континентальных орогенных процессов. Общей чертой этих регионов и вероятной причиной замедления подъема плутонов к поверхности является роль сдвиговых деформаций [Ханчук, 2011].

Детальное термохронологическое исследование проведено на примере ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) [Федоровский и др., 1995; Розен, Федоровский, 2001; Травин и др., 2009; Владимиров и др., 2010], ранних каледонид Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) [Владимиров и др., 2005б; Кармышева, 2011] и герцинид Алтая [Травин и др., 2001; Владимиров и др., 2005а]. Установлено, что в стрессовых геодинамических условиях происходит существенное замедление подъема гранитоидных плутонов к поверхности. На основе имеющихся данных можно сделать предварительное заключение о том, что длительность выведения гранитоидных батолитов в Центральной Азии отвечает нескольким дискретным значениям, отличающимся примерно на 30-40 млн лет, при этом, первый пик совпадает с диапазоном значений, соответствующих активным континентальным окраинам с проявлением интенсивной сдвиговой компоненты, а последующие пики – мантийно-коровому взаимодействию в условиях интерференции плейт-и плюм-тектонических факторов.

Основные выводы.

1. Главным фактором, отвечающим за масштабное гранитообразование в земной коре, является наличие мантийного источника под орогенным горно-складчатый сооружением, который может быть обусловлен либо отрывом слэба при коллизионном орогенезе [Хаин и др. 1996], либо присутствием термохимического плюма [Добрецов, 2008].

2. Наиболее вероятными механизмами батолитообразования являются: а) гранитогнейсовый диапиризм, характерный для коллизионных орогенов с «жестким» столкновением континентальных литосферных плит (альпиды Памиро-Гималаев, каледониды северо-западной Англии), б) пассивное внедрение гранитоидных магм при сдвигово-раздвиговых деформациях в литосфере, что характерно для окраинно-континентальных геодинамических обстановок и Центрально-Азиатского складчатого пояса («мягкая» коллизия) [Владимиров и др., 2003; Травин и др., 2012]. В том и другом случаях объемы гранитоидных расплавов сопоставимы, а их состав зависит от состава протолитов [Kruk et al., 2011].

3. На первый план выходят вопросы скорости и длительности тектонического экспонирования затвердевших гранитоидных тел, главным инструментом для оценки которых является детальная расшифровка термохронологической эволюции батолитов. Установлено, что для «жесткой» коллизии характерна $\Delta T < 5$ млн лет, для «мягкой» коллизии $10 < \Delta T < 30$ млн лет. Приведенные на рисунке $\Delta T > 50$ млн лет для Центрально-Азиатского складчатого пояса не поддаются надежной интерпретации из-за малого числа U-Pb и Ar-Ar изотопных дат, а также экспериментальных исследований гранитообразования на абиссальном уровне.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РАН (проект ОНЗ-10.3), РФФИ (проект ОФИ № 09-05-12015), Президиума СО РАН (проект № 17 «Субсинхронное

формирование разнотипных гранитоидов: петрогенезис, природа источников магм, геодинамика», № 77 «Магматизм, метаморфизм и рудогенерирующий потенциал алтаид и уралид»).

Литература

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795-798.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321-1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимирова В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники. // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС. 2005а. С. 277-308.

Владимиров В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилене (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Доклады Академии наук. 2005б. Т. 405. № 1. С. 82-88.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимирова В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621-636.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимирова В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435. № 6. С. 1-7.

Владимиров А.Г., Владимирова В.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Бабин Г.А., Травин А.В., Колотилина Т.Б., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Корнева И.Б., Михеев Е.И. Роль плюм-тектоники и сдвигово-раздвиговых деформаций литосферы в эволюции ранних каледонид Центральной Азии // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН. «Геология, поиски и разведка рудных месторождений». № 1 (38). С. 105-119.

Добрецов Н.Л., Колман Р.Г., Берзин Н.А. (ред). Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. Доклады IV Международного симпозиума по проекту IGCP-283, 1994. Т. 35. № 7-8. – 269 с.

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587-604.

Кармышева И.В., Владимирова В.Г., Волкова Н.И., Владимирова А.Г., Крук Н.Н. Два типа высокоградного метаморфизма в Западном Сангилене (Юго-Восточная Тува) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441. № 2. С. 230-235.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 8. С. 699-712.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир. 2004. – 610 с.

Полянский О.П., Добрецов Н.Л. Модель развития осадочного бассейна типа пул-апарт // Доклады Академии наук. 2001. Т. 380. №3. С. 386-373.

Полянский О.П., Бабичев А. В., Коробейников С. Н., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 450-466.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН; Вып. 545. – М.: Научный мир. 2001. – 188 с.

Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г. Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // *Геохимия*. 2001. №12. С.1347-1350.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*. 2009. Т. 50. № 11. С. 1181-1199.

Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Полянский О.П., Навозов О.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Котлер П.Д., Михеев Е.И. термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, Ar-Ar) и оценка длительности орогенических событий // *Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии*, Москва, ИГЕМ РАН, 2012. С. 344-346.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // *Геотектоника*. 1995. № 3. С. 3-22.

Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 5. С. 682-701.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г., Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 1. С. 5-16.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // *Геология и геофизика*. 2003, Т.44. № 12. С. 5-27.

Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Shokalsky S.P., Kovach V.P, Serov P.A., Volkova N.I. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gornyy Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. V.42 (5). P. 928-948.

Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299-307.

Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic model for accretion of the Central Asia orogenic belt // *Journal of the Geological Society, London*. 2007. V. 164. P. 31-47.

Xiao W.J., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J.L., Qin K.Z., Wang Z.H. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implication for the lateral growth of Central Asia // *Journal of the Geological Society, London*. 2004. V. 161. P. 339-342.

Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C., Sun M., Han C.M., Lin S.F., Chen H.L., Yan Q.R., Liu D.Y., Qin K.Z., Li J.L., Sun S. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids // *American Journal of Science*. 2009. V. 309. P. 221-270.

Yuan C., Sun M., Xiao W.J., Li X.H., Chen H.L., Lin S.F., Xia X.P., Long X.P. Accretionary orogenesis of Chinese Altai: Insights from the Paleozoic granitoids // *Chemical Geology*. 2007. V. 242. P. 22-39.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ В ДЕВОНЕ (ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Воронцов А.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: voron@igc.irk.ru

Минусинская котловина – одна из наиболее известных структур девонской Алтае-Саянской рифтовой области (АСРО), возникшей в юго-западном обрамлении среднепалеозойского Сибирского континента. Особенностью АСРО является существование тройного соединения (типа triple-junction), ветвями которого являются Тувинский прогиб и два фланга Делюно-Юстыдского прогиба, большая площадь (более 300 000 км²) распространения магматических пород и их большой объем (около 50 000 км³). Решение проблемы происхождения АСРО связано с выяснением механизмов формирования вулканитов, сопряженных с развитием палеорифтов в ее пределах. В настоящей работе на основе геологических и вещественных параметров вулканитов Минусинской котловины сделана попытка ответить на вопросы: 1) Каковы основные закономерности развития вулканизма котловины? 2) Существуют ли геохимические и изотопные различия в породах по площади котловины? 3) Отличаются ли по своим геохимическим и изотопным параметрам вулканиты Минусинской котловины от магматических ассоциаций других прогибов АСРО? 4) К какому типу первичных расплавов близки базиты? 5) Какой характер распределения элементов в породах различной кремнекислотности? Ответы на эти вопросы помогут оценить состав и, возможно, закономерности формирования магматических источников, промежуточных очагов и выплавляемых из них вулканитов разного состава.

Особенности развития вулканизма

Минусинская котловина, расположенная на территории площадью около 100 000 км² между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саян, объединяет Южно-Минусинскую, Сыда-Ербинскую, Чебаково-Балахтинскую и Назаровскую впадины.

По сравнению с другими ареалами девонского магматизма АСРО Минусинская котловина обладает рядом характерных особенностей. Она отличается от других прогибов области изометричной формой с элементами «песочных часов» и площадным распределением продуктов вулканизма в основании своего осадочно-вулканогенного наполнения. Для котловины можно отметить двухэтапное развитие. На первом этапе прогибание ложа котловины сопровождалось активной вулканической деятельностью. Фрагментарное распространение осадочных толщ объясняется относительно высокой скоростью прогибания, которое не успевало компенсироваться осадконакоплением. Основной объем котловины заполнялся дифференцированными и бимодальными вулканическими комплексами с участием пород полного спектра по кремнекислотности, а также долеритовыми силлами и дайками. Такие ассоциации залегают с резко выраженным структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте и вскрываются в обрамлении котловины. На втором этапе скорость прогибания уменьшилась, магматическая активность была подавлена и котловина заполнялась преимущественно терригенными осадочными толщами.

Особенностью формирования вулканитов является множество пространственно разобщенных по площади котловины магмоподводящих каналов. Об этом свидетельствуют резкая фациальная изменчивость магматических комплексов по латерали и отсутствие маркирующих вулканических горизонтов как в пределах всей котловины, так и внутри каждой из ее впадин, локальное распространение щелочных вулканитов, ареалы развития которых удалены друг от друга на расстояние порядка 100 км.

Состав вулканических ассоциаций

Распределение фигуративных точек составов вулкаников Минусинской котловины на классификационной диаграмме (рис. 1) отвечает дифференцированным базальт-риолитовым и базальт-трахитовым ассоциациям. В то же время, региональное сравнение пород в пределах котловины показывает тенденцию к увеличению общей щелочности ассоциаций с юга на север. Точки составов пород Южно-Минусинской и Сыда-Ербинской впадин расположены преимущественно в областях составов субщелочных пород и укладываются по содержанию SiO_2 в интервалы 47-75 и 47-64 мас. %, соответственно. В отличие от них, составы пород Чебаково-Балахтинской впадины смещены в щелочную область с диапазоном вариаций SiO_2 от 43 до 77 мас. %.

Породы с содержанием SiO_2 от 43 до 53 мас. % представлены базальтами и долеритами. Подавляющее их большинство соответствует натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) и калиево-натриевой ($4 > \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) сериям. Редкие лейцитовые базальты отвечают калиевой серии с превышением K_2O над Na_2O в 1.5 раза. Все породы принадлежат умереннотитанистой группе с вариациями TiO_2 в пределах 0.90-1.96 мас. % со средним значением 1.42.

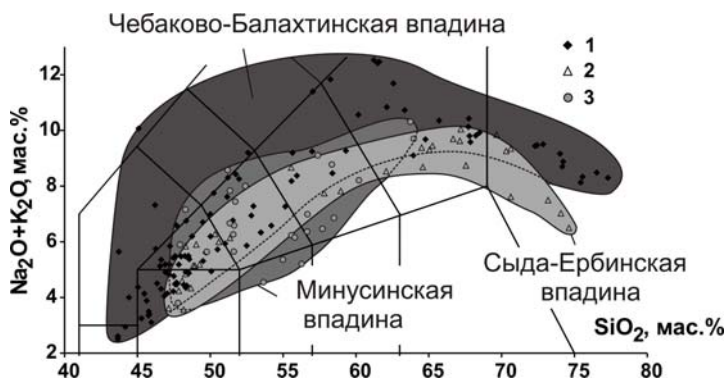


Рис. 1. Положение составов пород девонских магматических ассоциаций Минусинской котловины на классификационной диаграмме SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, мас. %. Породы впадин: 1-Чебаково-Балахтинской, 2-Сыда-Ербинской, 3-Южно-Минусинской.

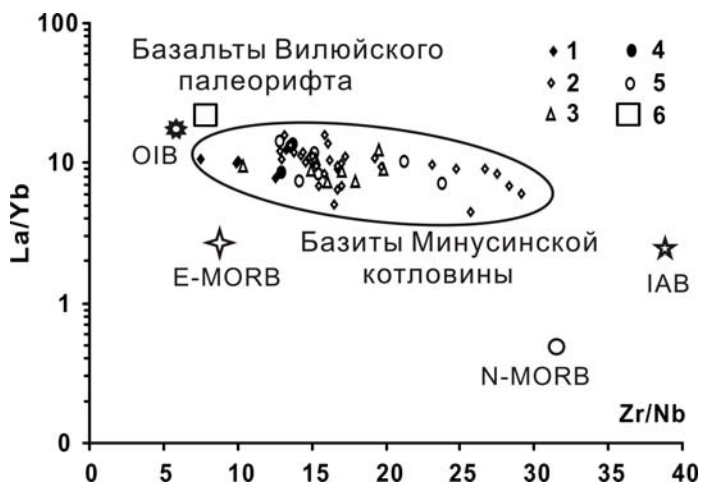


Рис. 2. Составы базитов Минусинской котловины на диаграмме в координатах парных соотношений La/Yb - Zr/Nb . Породы впадин: 1,2 – Чебаково-Балахтинской (1-щелочные, 2-субщелочные), 3 – Сыда-Ербинской, 4,5 – Южно-Минусинской (4-щелочные, 5-субщелочные), 6 – базальты Вилюйского палеорифта по [Киселев и др., 2007]. Составы IAB по [Гриб и др., 2009], OIB, E-MORB, N-MORB по [Sun, McDonough, 1989].

По уровню концентраций редких литофильных элементов базиты близки к составам внутриплитовых базальтов типа OIB, принимаемых как эталон обогащенных литофильными элементами источников основных расплавов. В то же время, по сравнению с OIB они обогащены Ba, Sr, тяжелыми редкими землями и обеднены Nb, Ta, Ti и Th, что является признаком флюидонасыщенных магм, образующихся в надсубдукционных условиях. Фигуративные точки составов базитов Минусинского прогиба на диаграмме зависимости парных соотношений несовместимых элементов La/Yb - Zr/Nb (рис. 2) группируются вдоль линии, охватывающей диапазон составов между OIB и IAB, и резко отличаются от девонских базитов внутриконтинентального Вилюйского рифта, составы которых

приближены к составам OIB. Это позволяет предполагать, что в ходе образования базитов Минусинского прогиба происходило смешение расплавов из магматических источников, типичных для внутриплитовых обстановок и активных континентальных окраин. В то же время, вариации щелочности пород коррелируют с характером распределения редких литофильных элементов. Так, в щелочных базитах, по сравнению с субщелочными, увеличиваются содержания некогерентных элементов, в том числе Nb и Ta, происходит обогащение U, LREE относительно HREE. По площади котловины намечаются различия в щелочности базитов. Крайние по своим петро-геохимическим параметрам породы не соседствуют друг с другом в разрезах, а распространены в удаленных вулканических полях. Вероятно, это указывает на то, что различия в щелочности базитов и концентраций некоторых редких литофильных элементов в них обусловлены не процессами эволюции магм в промежуточных очагах, а гетерогенностью мантии по латерали под Минусинской котловиной.

Породы с содержанием SiO₂ от 53 до 77 мас. % по сравнению с базитами обогащены Rb, K, Th, U, Zr, Hf, редкоземельными элементами и обеднены Sr и P. В них отмечаются высокие содержания Nb и Ta, хотя в общем спектре распределения несовместимых элементов, как и в базитах, эти элементы образуют относительный концентрационный минимум. В спектре редкоземельных элементов появляется слабая отрицательная европиевая аномалия, которая свидетельствует о фракционировании плагиоклазов. Характер зависимостей между несовместимыми элементами соответствует их поведению при кристаллизационной дифференциации исходной базальтовой магмы.

Модель формирования магматических источников

Приведенные параметры свидетельствуют о том, что первичные расплавы Минусинской котловины образовывались при участии источников магматизма двух типов. Так, достаточно отчетливо проявилось влияние надсубдукционных водонасыщенных источников, формирующихся под активной континентальной окраиной. Вероятно, этим можно объяснить относительно пониженные концентрации гидрофобных Nb и Ta, а также LREE по сравнению с HREE, типичные для субдукционного магматизма. Другой тип источников охарактеризован щелочными базитами с повышенными содержаниями несовместимых редких элементов и по своим петрогеохимическим характеристикам соответствующим внутриплитовым источникам типа OIB. Возникает вопрос, является ли наблюдаемая конвергенция надсубдукционных и внутриплитовых геохимических параметров базитов следствием существования мантийного плюма или она возникла под влиянием литосферных структурообразующих процессов. Ответ на этот вопрос может дать сравнение условий геологического проявления и состава вулканических комплексов Минусинской котловины с другими рифтовыми структурами АСРО, а также с теми геологическими образованиями, которые формируют точки тройных соединений грабенов внутри границ литосферных плит, например Афарский ареал Восточной Африки. В отличие от магматических ассоциаций Тувинского прогиба и грабенов северо-западной Монголии, в Минусинской котловине отсутствуют высокотитанистые (более 2 мас. % TiO₂) базиты, геохимическая их неоднородность выражена менее ярко. Эта неоднородность связана не с различными вариациями TiO₂, содержания которого, например в Кропоткинском палеограбене Тувинского прогиба, достигают 4 мас. %, а только с различной суммарной щелочностью пород. Хотя в этом грабене, как и в Минусинской котловине, фиксируется конвергентность геохимических признаков. Аналогичные закономерности прослеживаются в магматических комплексах тройного соединения рифтов восточной Африки. Как показано в работе [Vessalva et al., 2009] на примере зонального распределения кайнозойских вулканитов Афарского треугольника, именно высокотитанистые (3.0-5.9 мас. % TiO₂) пикриты и базальты группируются на поверхности над центральной частью мантийного плюма, генерирующего расплавы при высоких температурах и степенях частичного плавления (1400-1500 °C и 25-30 % для пикритов и 1200-1400 °C и 15-25 % для базальтов).

По мере удаления по латерали от головы плюма появляются низкотитанистые (1.3-1.7 мас. % TiO_2) базальты, температуры образования и степени плавления которых оценены в пределах, соответственно, 1200-1350°C и 14-20 %. Именно такие вариации титана характерны для базитов Минусинской котловины. Применяя эту модель к девонскому магматизму АСРО можно говорить о том, что появление умереннотитанистых базитов Минусинского прогиба объяснимо уменьшением степени влияния мантийного плюма, формирующего высокотитанистые породы в тройной точке рифтов и на ее Делюно-Юстыдской и Тувинской ветвях. Эти высокотитанистые породы были образованы из источников, которые обогащены LREE и характеризуются такими трендами распределения изотопных составов Sr и Nd, которые ориентированы субпараллельно линии мантийной корреляции [Воронцов и др., 2010]. В отличие от них, геохимические характеристики источников материнских магм под котловиной определяются в основном составом метасоматизированной водным флюидом мантии, возникновение которой произошло в ходе древней додевонской субдукции океанической коры под континентальную. Изотопные составы Sr и Nd для этой мантии отклоняются от мантийного ряда в сторону составов с повышенными содержаниями радиогенного стронция [Воронцов и др., 2011]. Время появления и продолжительность существования двух типов источников определяется историей формирования геологических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса, возникшего в ходе эволюции Палеоазиатского океана после распада суперконтинента Родиния. Следы внутриплитового источника фиксируются в континентальных структурах региона, начиная с момента каледонской аккреции (~490 млн лет назад), в ходе которой каледонский супертеррейн был зафиксирован над горячей точкой мантии. Как полагают [Kuzmin et al, 2010] эта горячая точка была связана с Африканским суперплюмом. Субдукционный компонент, скорее всего, возник около 570 млн лет назад (начало образования магматических ассоциаций островных дуг) и продолжал формироваться в ходе развития активной континентальной окраины в кембрии и позднем силуре–раннем девоне. Таким образом, конвергенция надсубдукционных и внутриплитовых геохимических параметров базитов Минусинской котловины, по-видимому, является следствием сочетания плюмовых и окраинно-континентальных структурообразующих процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 10-05-00055-а).

Литература

- Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С. В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd характеристикам базитов) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441. № 4. С. 514-520.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандиминова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 45-58.
- Гриб Е. Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б. Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 3-25.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Егоров К.Н. Состав и источники девонского вулканизма Вилюйского рифта // Доклады Академии наук. 2007. Т. 414. № 6. С. 798-804.
- Beccaluva L., Bianchini G., Natali G., Siena F. Continental flood basalts and mantle plumes: a case study of northern Ethiopian Plateau // Journal of Petrology. 2009. V. 50. № 7. P. 1377-1403.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29-59.
- Sun S.S., McDonough W.F. // Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. № 42. P. 313-345.

О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ МАСШТАБНЫХ ИМПАКТНЫХ СОБЫТИЙ НА ХОД ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Глуховский¹ М.З., Кузьмин² М.И

¹Геологический Институт РАН, Москва, e-mail: marat@ilran.ru

²Институт геохимии СО РАН им. А.П.Виноградова, Иркутск, e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru

Настоящее сообщение основано на данных по геологическому строению фундамента Сибирской платформы и других древних кратонов. Цель работы — показать большую роль масштабных импактных событий, которые оказали заметное влияние на ход трех основных стадий тектонической эволюции и процессов магматизма ранней Земли: а) на стадии зарождения сиалических ядер – нуклеаров (4.5-4.0 млрд лет); б) на стадии формирования мировой системы «гранит-зеленокаменных поясов» первого (3.3-3.4 млрд лет) и второго (3.0-2.7 млрд лет) поколений и в) на стадии катастрофических процессов палеопротерозойского термотектогенеза (2.5-1.8 млрд лет). Всё это происходило в условиях систематического и колебательного увеличения расстояния от Земли до Луны под действием солнечно-лунных приливных сил и соответствующим изменением положения барицентра этой системы, оказывающим влияние на осевую скорость вращения Земли по закону сохранения орбитального момента количества движения [Авсюк, 1996]. Так, в архейскую эру дистанция между Землей и Луной была значительно меньше – от 4 до 20 радиусов Земли, по сравнению с настоящим временем (60 радиусов). Поэтому скорость осевого вращения Земли была от 4 до 10 часов в сутки. На соответствующей эмпирической кривой [Binder, 1982] выделяются резкие перегибы торможения этого эволюционного процесса. Они совпадают по времени с разными этапами астероидной бомбардировки Земли [Баренбаум, 2002; Глуховский, 2010; Глуховский, Кузьмин, 2012; Катастрофические..., 2005; Тетерев и др., 2004; Glikson, Vikers, 2006; Koeberl, 2006 и др.]. Это фаза ПТБ – последней тяжелой бомбардировки Земли астероидами в палеоархее на стадии зарождения сиалических ядер – нуклеаров [Глуховский, 1990]; импактные события в архее на стадии формирования зеленокаменных поясов первого поколения типа Барбертно и Пилбара [Glikson, Vikers, 2006; Koeberl, 2006] и на стадии палеопротерозойского термотектогенеза [Глуховский, 2009]. Отметим также совпадение высокоэнергетических масштабных импактных событий с периодами активизации суперплюмов в течение архея и палеопротерозоя, которое отчетливо видно при сопоставлении соответствующего графика [Кузьмин и др., 2011] с данными о времени проявления астероидных ударов. Это говорит о причинно-следственной связи между этими явлениями. Поэтому нельзя исключить того, что зарождение и развитие мантийных плюмов на ранних стадиях тектоно-магматической эволюции ранней Земли было спровоцировано высокоэнергетическими ударами крупных астероидов, приведших к импактно-триггерному возбуждению мантии в пределах субэкваториального «горячего пояса» планеты [Глуховский и др., 1994], который формировался под воздействием центробежных сил быстро вращающейся планеты.

Все перечисленные события легли в основу реконструкции ранних этапов развития Земли, когда на ней господствовал ротационно-плюмовый режим. Это понятие включает в себя сумму геологических процессов, которые действовали в условиях тектоники плюмов в переменных геодинамических обстановках сжатия и растяжения, вызванных колебаниями скорости осевого и чрезвычайно быстрого вращения ранней Земли под влиянием приливных сил близко расположенной Луны и астероидной бомбардировки планеты [Глуховский, 2005; 2009; 2010]. Согласно этой концепции, в субэкваториальном «горячем поясе» благодаря ударам крупных астероидов фазы ПТБ [Тетерев и др. 2004], поражающих зону экватора («экваториальный эффект» падения астероидов [Баренбаум, 2002]), происходило импактно-триггерное возбуждение предварительно сильно разогретой мантии. В центрах первых мантийных плюмов и зарождались сиалические ядра (нуклеары) ранней континентальной коры. Затем, в результате активизации мантии под воздействием ударов крупных астероидов

второй импактной фазы формировались зеленокаменные пояса первого поколения. В режиме относительно быстрого осевого вращения планеты и, отчасти, отдельных ударов астероидов, формировалась и мировая система зеленокаменных поясов второго поколения, отличающихся относительно плотным субпараллельным расположением зеленокаменных трогов на всех без исключения кратонах [Конди, 1883]. При таких условиях в субэкваториальной зоне критических широт [Стовас, 1963] было возможным глобальное синхронное растяжение относительно плотных линейных параллельных меридиональных роев разломов коры и сопряженных широтных сдвигов, которые контролировали размещение глубоких рифтогенных структур – трогов (шовных прогибов с базальтами, коматитами и осадочными породами). Последующие процессы гранитообразования и ремобилизации фундамента, а также интенсивного (в сумме до 65%) и неоднократного (до трех фаз) сжатия шовных прогибов [Конди, 1983] были обусловлены соответствующими фазами растяжения и сжатия в зоне экватора. Эти переменные условия могли быть вызваны как калечательным характером изменения расстояния до Луны и соответствующим изменением скорости осевого вращения Земли, типичным для фанерозоя [Авсюк, 1996], так и спровоцированы высокоэнергетическими ударами астероидов. Такие удары, учитывая глубину их воздействия, приводили к возбуждению мантии и возрождению плюмов. В условиях сжатия и высоких температур в корневых зонах зеленокаменных трогов за счет частичного плавления базитов могли выплавляться известково-щелочные магмы – андезиты (их присутствие часто приводят в качестве обоснования островодужной плито-тектонической природы зеленокаменных структур). Одновременно протекали процессы деформаций и метаморфизма трогового комплекса и ремобилизация тоналитовых («серых») гнейсов архейского фундамента с соответствующим ростом гранитогнейсовых валов. В конце этой стадии (2,7-2,8 млрд лет) в зонах, разделяющих зеленокаменные трогов, формировались высококальциевые метасоматические граниты с геохимическими метками типичными для рифтогенных магматических пород, связанных с плюмами [Глуховский и др. 2012].

В палеопротерозое (2.5-1.8 млрд лет) в результате накопления тепла под эпиархейской Пангеей (суперконтинент Колумбия) в плюм-тектоническом режиме происходили импульсивное растрескивание и трансформация протоконтинентальной коры, процессы внутрикорового и мантийного магматизма, а также высокотемпературного метаморфизма. Этот планетарный процесс термотектогенеза совпал или, скорее всего, был вызван гигантской высокоэнергетической астероидной бомбардировкой Земли. Об этом свидетельствуют многочисленные астроблемы разного размера на всех древних платформах, располагавшихся в зоне экватора. К ним можно отнести и недавно выявленный след Котуйканской астроблемы на севере Сибирской платформы возрастом 1900 ± 50 млн лет [Глуховский, 2010; Глуховский, Кузьмин, 2012], которая соизмерима с астроблемами Вредефорт в Южной Африке (2003 млн лет) и Садбери на юге Канады (1850 млн лет) [Катастрофические..., 2005]. Важнейшей особенностью таких импактных событий мощностью до 4×10^{22} джоулей являются не только размеры кольцевых структур диаметром 200-250 км и протяженность радиальных разломов, но и глубина трещиноватости, проникающая до мантии. С ударами астероидов палеопротерозоя связаны такие импактно-триггерные проявления магматизма, как гранофировые граниты и мафические дайки купола Вредефорт, рудоносный расслоенный норит-габбро-диорит-гранофировый магматический комплекс и офсетные дайки Садбери, а также массивы палеопротерозойских анортозитов Котуйканской структуры. Возможно, отголоском Котуйканского события на севере Сибирского кратона (в современных координатах) является возрождение Алданского плюма и связанных с ним массивов автономных анортозитов и гранитоидов палеопротерозоя [Глуховский, 2009], что гармонирует с выводом [Kumazawa et al., 1994] о радикальном изменении скорости осевого вращения Земли на этапе перехода от архея к протерозою. С этим явлением был связан катастрофический коллапс устойчивого плотностного расслоения земного ядра и возможно его перемещение, что привело к глобальным процессам

метаморфизма и мантийного плюмового магматизма, а также к увеличению соотношения K_2O/Na_2O в изверженных и осадочных породах, резкому увеличению отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морской воде, к изменению угла наклона земной оси, миграции широт и другим адекватным геодинамическим процессам, которые зависят от ротационного режима планеты.

Необходимо отметить высокую магматическую проницаемость импактно-деформированной литосферы и в последующие тектоно-магматические этапы. Так, например, с радиальной системой разломов Котуйканской структуры связан рой даек долеритов мезопротерозоя Анабарского щита. В ареале ее тектонического влияния развиты тела девонских базальтов и кимберлитов, а также триас-юрских ультраосновных щелочных массивов. Эти мантийные породы внедрялись в импактно-деформированную литосферу во время дрейфа Сибирской платформы над горячими полями и, в частности, во время прохождения Сибирской платформы над Исландским плюмом [Кузьмин и др., 2011]

В заключение еще раз отметим возможную причинно-следственную связь между высокоэнергетическими ударами крупных астероидов, попадающих в пределы субэкваториального «горячего пояса» ранней Земли, и активизацией мантийных плюмов, с которыми были связаны соответствующие стадии ее тектоно-магматической эволюции.

Литература

- Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. – М.: Изд. ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
- Баренбаум А.А. Галактика, Солнечная система, Земля. Соподчиненные процессы и эволюция. – М.: ГЕОС, 2002. – 394 с.
- Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). – М.: Наука, 1990. – 215 с.
- Глуховский М.З. Ротационный фактор и некоторые проблемы сравнительной планетологии // Геотектоника. 2005. № 6. С. 3-18
- Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез – ротационно-плюмовая модель Алданского щита // Геотектоника. 2009. № 3. С. 51-78.
- Глуховский М.З. Ротационно-плюмовый режим тектонической эволюции ранней Земли // Геофизические исследования. 2010. Т.3. № 11. С. 42-51
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события в палеопротерозое на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2012. (в печати)
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Очково-порфиروبластические гранитоиды западной части Алданского щита: геохимия, возраст и механизм образования // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 4. С. 473-481.
- Глуховский М.З., Моралёв В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3-18.
- Катастрофические воздействия космических тел /ред. В.В. Адушкин и И.В. Немчинов/. Институт динамики геосфер РАН. – М.: ИКЦ «Академкнига». 2005. – 310 с.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. – М.: Мир. 1983. – 390 с.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм северной Азии: абсолютные палеографические реконструкции Африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3-23.
- Стовас М.В. Некоторые вопросы тектоногенеза // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 225-285.
- Тетерев А.Л. Немчинов И.В., Рудак Л.В. Удары крупных планетезималей по ранней Земле // Астрономический вестник. 2004. Т. 38. № 1. С. 43-52.
- Binder A.V. The moon: its figure orbital evolution // Geophys. Res. Lett. 1982. V. 9. № 1. P. 33-36.
- Glikson A., Vickers J. The 3.26-3.24 Ga Barberton asteroid impact cluster: Tests of tectonic and magmatic consequences, Pilbara Craton, Western Australia // Earth and Planet. Sci. Lett. 2006. V.241 P. 11-20.
- Koeberl C. Impact Processes on Early Earth // Elements. 2006. V. 2. № 4. P. 211-216.
- Kumazawa M., Yoshida S., Ito T., Yoshioka H. Archean-Proterozoic boundary interpreted as a catastrophic collapse of the stable density stratification in the core // Jour. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 50-59.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ КИСЛЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,

e-mail: greandr@hotmail.com

Л.В. Таусон является основателем в изучении и геохимической систематизации магматических пород. Он впервые выделил геохимические типы гранитоидов и показал, что геохимические особенности этих пород определяются в первую очередь их генезисом [Таусон, 1977]. Это направление получило дальнейшее развитие в работах М.И. Кузьмина, который использовал геохимический состав магматических пород для палеогеодинамических реконструкций с позиции плитовой тектоники [Кузьмин, 1985]. В настоящее время разработано значительное количество диагностических (дискриминантных) диаграмм на основе геохимического состава кислых магматических пород, позволяющих распознавать геодинамические обстановки проявления магматизма. Однако, наиболее используемые дискриминантные диаграммы (Pearce et al., 1984; Batchellor, Bowden 1985; Meshede, 1985; Harris et al., 1986; Maniar, Piccoli, 1989; Papu et al., 1989; Великославинский, 2003 и др.) были построены исключительно для гранитных пород. Ранее [Великославинский, 2003] подчеркивалось, что правомерность применения таких диаграмм для вулканических пород специально не исследовалась. Одновременно была показана тождественность химического состава интрузивных и вулканических пород на примере интрузивных и вулканических пород субдукционных и внутриплитных обстановок. Другие исследователи [Короновский, Демина, 2011] приходят к выводу, что использование таких («гранитных») диаграмм для вулканических пород (дацитов и риолитов) может приводить к недостоверным выводам. С такой проблемой мы столкнулись при изучении позднемеловых и палеогеновых игнимбритов Восточного Сихотэ-Алиня [Попов, Гребенников, 2011]. По результатам тектонических и геохимических (по базальтам) реконструкций развития континентальной окраины Азии в мезозое-кайнозое формирование вулканитов в позднем мелу происходило в процессе субдукции, а в палеогене – в процессе скольжения литосферных плит [Ханчук и др., 1997, Ханчук, Мартынов, 2011]. На большинстве дискриминантных геохимических диаграмм точки состава этих вулканических пород занимают неопределенное положение, одновременно располагаясь в полях гранитов островных и континентальных вулканических дуг, а также в полях гранитоидов коллизионных и внутриплитных обстановок. В связи с этим нами была предпринята попытка построения дискриминантных петрохимических диаграмм для вулканических пород кислого состава. Так, на диаграммах $CaO+MgO - K_2O+Na_2O$ и $CaO+MgO - FeO+Fe_2O_3$ были отчетливо разделены поля позднемеловых и палеогеновых игнимбритов Восточного Сихотэ-Алиня (рис. 1). Однако, решение задачи по выявлению тектонических обстановок проявления древнего кислого вулканизма возможно только на основе обобщения аналитических данных по дацитам и риолитам современных геодинамических обстановок – надсубдукционных островных дуг и активных континентальных окраин, окраинноконтинентальных зон скольжения литосферных плит, внутриплитного магматизма континентальных рифтов и океанических островов, зон спрединга. Вулканизм коллизионных зон обусловлен скольжением литосферных плит в ходе и после их коллизии.

Для построения диаграмм были использованы опубликованные данные химического состава пород В.Л. Леонова и Е.Н Гриб (2004); С.Р. Bacon et al., (1981); Р.Е. Baker (1974); J. Barron et al., (1991); В. Bonnicksen et al. (2008); Н.Е. Cathey and В.Р. Nash (2004); В. Coira and S.K. Mahlburg (1993); В.Р. Frost et al. (2001); D. Geist et al., (1995). Girard G., and Stix J. (2010); W. Hildreth et al. (2004); K. Jonasson et al. (1992); K. Jonasson (1994); К.М. Haase et al. (1997); M. Karsten et al. (1974); В. Kieffer et al. (2002); D.C. Noble et al. (1984); Н. Pichler and W. Zeil (1971); С.Ј. Pritchard and P.В. Larson (2012); S.L. Silva and P.W. Francis (1989); T. Trua et al. (1999); J.В. Whalen et al. (1987), Исландия и срединно-океанический хребет (1978);

Магматические горные породы (1987) и др., общей сложностью около 500 химических анализов, отражающих состав основных фациальных типов вулканических пород (туфов, игнимбритов, лав, экструзивных тел) и характеризующих кислый вулканизм типовых геодинамических обстановок. В выборку включались только кислые вулканические породы с содержанием SiO_2 более 67 мас.%, не подверженные наложенным вторичным изменениям, имеющие потери при прокаливании не более 4 мас.%. Исключались породы, представляющие фрагменты стекол, фьямме и экстремальные породы, представляющие крайние члены высокодифференцированных расплавов и продукты ликвации. Составы были пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100 %. Молекулярные и атомные количества рассчитывались по стандартным методикам.

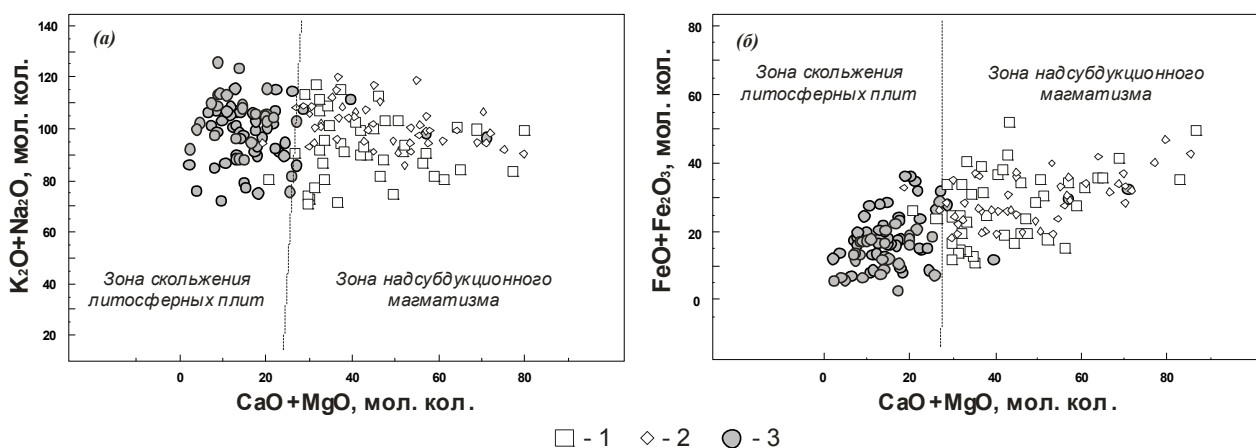


Рис. 1. Диаграммы: (а) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - $\text{CaO}+\text{MgO}$ (мол. кол.); (б) $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ - $\text{CaO}+\text{MgO}$ (мол. кол.). 1 – кристаллоигнимбриты приморского комплекса, турон-кампан; 2 – туфы и игнимбриты сияновского, каменского и левособолевского комплексов, маастрихт; 3 – игнимбриты и вулканические стекла богопольского комплекса, палеоцен-эоцен.

Выбор за основу петрохимических параметров обусловлен особенностями поведения микроэлементов в кислых расплавах. Мы согласны с выводами [Frost et al., 2001] о том, что существующие геохимические классификации гранитных пород, основанные на концентрациях рассеянных и редких элементов, не могут однозначно выявить магматический источник или тектоническую позицию. Рассеянные элементы в кислых расплавах, в отличие от базальтов, обычно являются некогерентными [Bea, 1996]. Как правило, REE, U, Th и Zr главным образом входят в состав акцессорных минералов: апатита, циркона, титанита, ортита и монацита, а Nb и Y концентрируются в оксидах и амфиболах, и их содержание определяется процессами кристаллизации, ход которой определяют интенсивные параметры (фугитивность кислорода и воды). Коровая контаминация также имеет гораздо большее влияние на содержания рассеянных элементов в кислых (гранитных) расплавах по сравнению с петрогенными оксидами. Таким образом, уверенность в степени использования рассеянных элементов и их отношений как фактора классификации гранитных пород может оказаться двусмысленной при идентификации магматического источника или тектонического положения.

В результате многочисленных эмпирических построений тройных и бинарных петрохимических диаграмм наиболее удачной оказалась бинарная диаграмма $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Mg}) - \text{Fe}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ (рис. 2). Как можно увидеть на представленной диаграмме, точки состава пород с незначительным перекрытием образуют четыре основных поля. Первое поле (I) образуют вулканические породы зон надсубдукционного магматизма островодужного и окраинноконтинентального типов. К ним относятся дациты и риолиты Каскадных гор (США), игнимбриты фронтальной зоны Андийского пояса (Аргентина, Боливия, Чили) и игнимбриты Камчатки (вулк. Узон и Семячик). Второе поле (II) – вулканы зон скольжения внутри- и окраинноконтинентального типов. Они представлены риолитами экструзивных куполов и лавовых потоков провинции Косо в Калифорнии и Йеллоустонской

суперкальдеры (США). В третьем поле (III) объединены щелочные породы – игнимбриты Эфиопского рифта, пантеллериты и комендиты вулкана Пектусан (граница КНДР и Китая), кислые вулканические стекла и брекчии плато Кергелен (Индийский океан) и риолиты океанических островов (Пасхи, Сокорро, Аскеншин, Боувет и др.). Четвертое поле (IV) образуют кислые вулканические породы зон спрединга. К ним относятся риолиты вулкана Алькедо (остров Галапагос) и Исландии. Таким образом, выделенные поля I-IV отвечают составу кислых вулканических пород современных геодинамических обстановок.

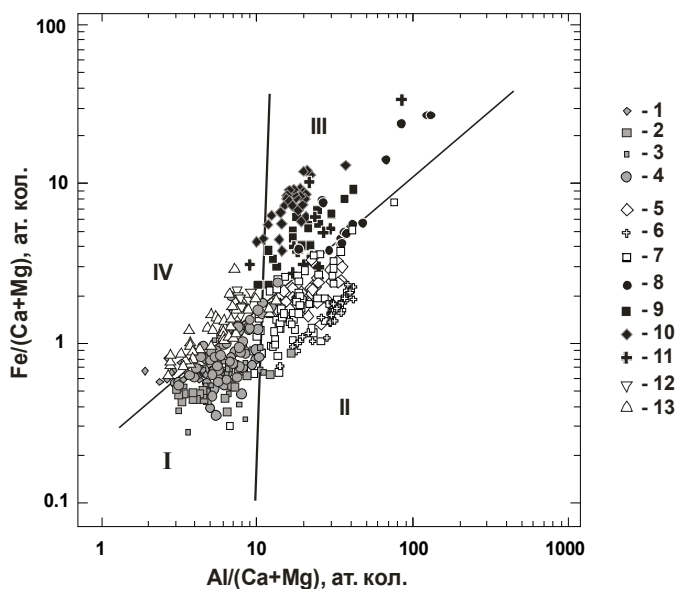


Рис. 2. Диаграмма Al/(Ca+Mg) - Fe/(Ca+Mg). I. Зоны надсубдукционного магматизма островодужного и окраинноконтинентального типов: 1 – риолиты Камчатки (вулк. Узон и Семьячик); 2 – риолиты Анд (Чили, Боливия, Аргентина); 3 – риолиты Каскадных гор (Сев-Зап. США); 4 – риолиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Приморье). II. Магматизм зон скольжения литосферных плит внутри- и окраинноконтинентального типов: 5 – риолиты экструзивных куполов и лавовых потоков (Калифорния, США); 6 – риолиты Йеллоустона (Вост. США); 7 – риолиты богопольского вулканического комплекса (Приморье). III. Зоны внутриплитного магматизма океанического и внутриконтинентального типов: 8 – риолиты о-ва Кергелен (Индийский океан); 9 – риолиты С.Кореи (вулк. Пектусан); 10 – риолиты рифтовой системы Эфиопии; 11 – риолиты океанических островов. IV. Магматизм зон спрединга: 12 – риолиты о-ва Галапагос; 13 – риолиты Исландии.

На следующем этапе на диаграмму были вынесены точки состава позднемиоценовых игнимбритов приморской серии и палеогеновых игнимбритов богопольского комплекса (Восточный Сихотэ-Алинь). В выборку были включены как собственные материалы исследований, так и литературные данные В.Г. Сахно (2001), А.М. Курчавова (1979), В.А. Михайлова (1989), В.В. Ветренникова (1976), В.А. Баскиной (1982) и др. На разработанной диаграмме (рис. 2) точки состава позднемиоценовых вулканических пород оказались в поле пород надсубдукционных обстановок (поле I), а палеогеновых игнимбритов – в поле вулканических пород зон скольжения литосферных плит. Полученные данные подтвердили сделанные ранее [Ханчук и др., 1997; Ханчук, Мартынов, 2011] аналогичные выводы о тектонических обстановках проявления магматизма на континентальной окраине Азии в позднемиоценовой и палеогеновый периоды. Эти выводы находят подтверждение данными по геолого-структурным особенностям развития кислого вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня. Так, турон-кампанские эффузивные образования приморской серии слагают линейную структуру Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Они представлены кристаллонасыщенными платоигнимбритами риолитов, риодацитов и дацитов S-типа, сформированных в результате высокообъемных трещинных извержений кислых магм. Образование высокоглиноземистых кристаллонасыщенных платоигнимбритов приморской серии происходило в окислительной обстановке с участием водных флюидов, характерных для вулканизма надсубдукционного геодинамического режима. В кампане-маастрихте наблюдается локализация вулканических центров извержений в пределах вулканотектонических структур депрессионного типа, наложенных на поля платоигнимбритов вулканического пояса. Для этого периода характерен вулканизм бимодального типа. Продукты кислого вулканизма, выделенные в составе каменского, левособолевского и сияновского комплексов представлены туфами и игнимбритами дацит-риолитового состава, а самаргинского и дорофеевского комплексов базальтами, андезитами и дацитами. Геохимический состав кислых эффузивов кальдерного типа этого периода еще близок

платоигнимбрикам S-типа приморской серии. Породы палеоцен-раннеэоценового эксплозивного кислого вулканизма богопольского комплекса выполняют кальдеры обрушения и представлены туфами, гиалоигнимбриками и субвулканическими телами витрофировых дацитов и риолитов – производными высокоглиноземистых (S-тип) и железистых (A-тип) магм. Высокожелезистые гиалоигнимбрики A-типа завершающих этапов богопольского комплекса несут ярко выраженные минералогические и геохимические признаки взаимодействия коровых магм с обогащенным материалом подлитосферной мантии. Их формирование возможно при участии восстановленных (существенно водородных) флюидов [Grebennikov, Maksimov, 2006], источником которых в процессе образования кислых коровых магм является обогащенное вещество астеносферы. Эти признаки свойственны для мантийного и корового магматизма зон растяжения, связанного с окраинноконтинентальным режимом скольжения литосферных плит [Ханчук и др., 2009].

В данной работе мы приводим первые результаты эмпирического построения диагностической диаграммы для кислых вулканических пород, которая подтверждает выводы об индивидуальности химического состава кислых вулканических пород субдукционных, внутриплитных и спрединговых обстановок и зон скольжения. Первая апробация диаграммы на примере позднемиоценовых и палеогеновых вулканитов свидетельствует о возможности ее использования для тектонических реконструкций.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-155.

Литература

Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363-380.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок: учебное пособие. МГУ, Геологический факультет. – М.: КДУ, 2011. – 232 с.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985. – 200 с.

Попов В.К., Гребенников А.В. Геохимические особенности позднемиоценового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня как индикаторы смены геодинамического режима на рубеже мезозоя-кайнозоя / Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». – Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 262-265.

Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М.: Наука, 1977. – 279 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Раннемиоценовая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. – М.: ГЕОС, 1997. С. 240-243.

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит / Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». – Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45-49

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы / Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 32-37.

Bea F. Residence of REE, Y, Th, and U in granites and crustal protoliths, implications for the chemistry of crustal melts // Journal of Petrology. 1996. V. 37. P. 521-552.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, № 11. P. 1771-1802.

Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2006. V. 101. № 2. P. 69-88.

МАГМАТИЗМ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ В ЭВОЛЮЦИИ БУРЕЯ-ЦЗЯМУСИНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА

Дербекко И.М.

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск,
e-mail: derbeko@mail.ru

Бурей-Цзямусинский супертеррейн является составляющей Амурской плиты (микроконтинента по [Зоненшайн и др., 1990]) восточной части Евразии. Расчеты ряда авторов [Ашурков и др., 2011 и др.] показали, что восточная граница Амурской плиты проходит по одной из ветвей системы разломов Тан-Лу, которая соответствует восточной границе Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рис. 1). Северная граница определяется по его контакту с Монголо-Охотским орогенным поясом [Парфенов и др., 2003]. На западе и юге супертеррейн граничит с палеозойскими-раннемезозойскими орогенными поясами: Южномонгольско-Хинганским, Солонкерским, Вундурмиао [Парфенов и др., 2003].

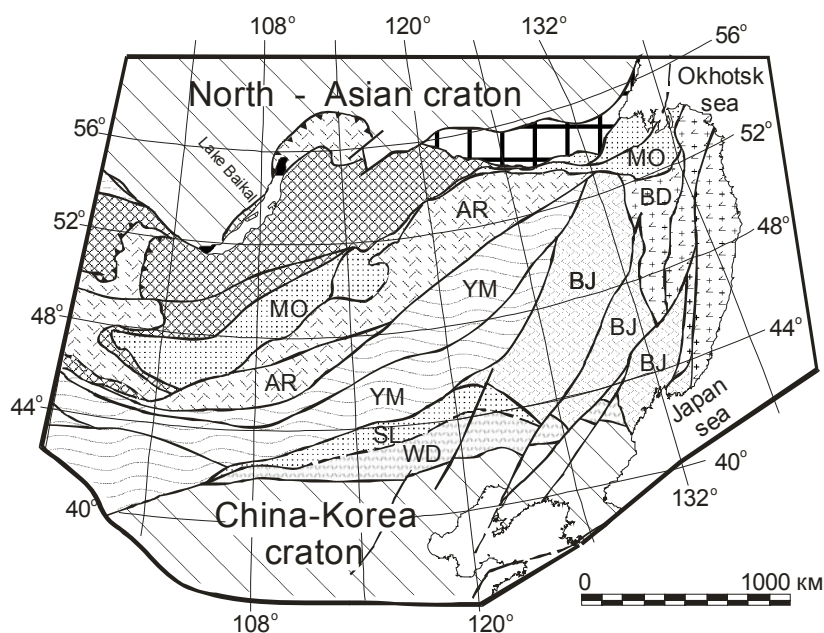


Рис. 1. Орогенные пояса: МО – Монголо-Охотский, YM – Южномонгольско-Хинганский, SL – Солонкерский, WD – Вундурмиао; супертеррейны: BJ – Бурей-Цзямусинский, AR – Аргунский; BD – Баджалский террейн [Парфенов и др., 2003].

По мнению [Зоненшайн и др., 1990] присоединение этого супертеррейна к Аргунскому произошло во второй половине палеозоя. А затем, уже Амурский микроконтинент, совместно с Северо-Китайской плитой, продвигался на север и аккретировал к Сибирской платформе в раннем мелу по [Шарову и др., 1992], поздней юре [Павлов, Парфенов, 1973] или в конце палеозоя [Парфенов и др., 1996]. Есть мнение [Геодинамика и магматизм..., 2006], что в позднем мезозое шовная зона между Амурским микроконтинентом и Монголо-Охотской сутурой амальгамировалась вулcano-плутоническими комплексами. Но данные по геохронологии и вещественному составу этих комплексов отрицают позднемезозойское единство в эволюции супертеррейнов, слагающих Амурский микроконтинент. Для северных флангов Аргунского супертеррейна и Южномонгольско-Хинганского орогенного пояса установлены следующие этапы вулканической активности: 147 Ма – субщелочной риолитовый комплекс; 140-122 Ма – дифференцированный известково-щелочной вулcano-плутонический комплекс; 119-97 Ма – бимодальный вулcano-плутонический комплекс [Derbeko, 2012]. Бимодальные комплексы сопровождают закрытие Монголо-Охотского бассейна в пределах и западного [Типы магм, 2006] и восточного [Derbeko, 2012] звеньев Монголо-Охотского пояса. Но их аналоги отсутствуют в зоне сочленения Монголо-Охотского пояса и Бурей-Цзямусинского супертеррейна.

В пределах северного фланга Бурей-Цзямусинского супертеррейна континентальный вулканизм соответствует трем возрастным этапам: начало раннего мела (136 Ма), апт-альб (117-105 Ма), конец раннего мела – альб (101-99 Ма). Распространение вулканитов начала

раннего мела приурочено к контурам Амуро-Зейской впадины, которая продолжается в юго-западном направлении впадиной Сунляо (Китай), где также установлены кислые вулканиты с возрастом 136 Ма [Wang et al., 2002]. Эти вулканиты принадлежат внутриплитным образованиям. Низкокалийевые андезиты поярковского комплекса формируются на территории супертеррейна в конце раннего мела (117-107 Ма). Породы бурундинского комплекса с возрастом 111-105 Ма расположены вдоль южной границы Монголо-Охотского пояса на территории Бурей-Цзямусинского супертеррейна [Дербеко, 2010]. В интервале 108-105 Ма вдоль восточной границы супертеррейна (современные координаты) формируются андезиты станолирского комплекса. Геохронологические данные для лав и субвулканических тел определяют время формирования магматической составляющей. Но начало их становления фиксируется с накопления туфогенно-осадочной части покровных фаций. Мощность этой составляющей для всех комплексов 200-450 метров. Туфогенно-осадочный разрез поярковского комплекса накапливался в готерив-барремское время, а бурундинского и станолирского – в баррем-аптское время. Все вулканиты относятся к известково-щелочной низко- и высококалийевой сериям. Они характеризуются надсубдукционным типом распределения микроэлементов (Nb и Ta минимумы, повышенные содержания Ba, Rb, K, Ti, Sr). Было показано, что образования бурундинского комплекса представляют фрагмент островной дуги, которая формировалась на окраине Бурей-Цзямусинского супертеррейна [Дербеко, 2010].

Диаграмма [Gill, 1981] иллюстрирует, что образование исходного расплава для этих трех комплексов происходило за счет плавления перидотита. Соотношение $[Tb/Yb]_{PC1} < 1.8$, это значит, что магмоформирующими субстратами являлись шпинелевые перидотиты [Wang et al., 2002a]. При этом степень плавления субстрата шпинелевого перидотита закономерно понижалась от вулканитов поярковского комплекса к вулканитам станолирского. Таким образом, частично породы этих трех комплексов можно рассматривать, как первичные, что подтверждается отсутствием (или слабым проявлением) Eu-вых аномалий – одного из критериев первичности магм. Отношения некогерентных элементов (Ce/La, Zr/La, Nb/La, Th/La, Yb/La) не только близки постоянным величинам, но они также коррелируются между собой, что свидетельствует в пользу принадлежности пород этих трех комплексов к единому магматическому этапу, производные которого претерпевали эволюцию в связи с затуханием субдукционных процессов. Многие авторы связывают с затуханием субдукции понижение концентраций Sr и повышение содержаний Ce и Th, что видно по геохимическим характеристикам пород этих комплексов в направлении от вулканитов поярковского к вулканитам станолирского комплекса: Sr – от 1029 ppm до 153 ppm, Ce – от 28.52 ppm до 75.07 ppm, Th – от 1.7 ppm до 15.89 ppm. Их принадлежность к единому магматическому процессу подтверждает соотношение Zr/Nb-Nb/Th, согласно которому все эти образования выплавлялись из источника близкого по составу к источнику типа EN [Геншафт и др., 2006] с присутствием компоненты деплетированного источника. Серия геохимических индикаторов (Nb/La, La/Ta, Ta/Th и др.) указывает на то, что магмы этих вулканитов были также подвержены контаминации коровым веществом. По соотношению Ce/Y (< 4) и La/Nb (< 3.5) образование пород комплексов происходило за счет смешения с корой продукта частичного плавления шпинелевого перидотита мантии [Hoffman, 1997].

Завершается вулканическая активность в пределах рассматриваемой территории 101-99 Ма назад формированием внутриплитного вулcano-плутонического комплекса [Дербеко, 2012].

Выше сказано, что на севере Бурей-Цзямусинский супертеррейн граничит с Монголо-Охотским орогенным поясом. Вдоль этого пояса развиты палеозойские и мезозойские контрастные образования [Типы магм..., 2006; Derbeko, 2012]. Формирование этих комплексов происходило в условиях коллизионного сжатия, обусловленного сближением Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и (возможного) воздействия плюма на участок, находящийся в условиях коллизионного сжатия. Бимодальные комплексы имеют линейное распространение в обрамлении Монголо-Охотского пояса. Но на востоке их

распространение ограничено структурами Буряя-Цзямусинского супертеррейна. Можно предположить, что эта территория не претерпевала подобных процессов.

Для территории Буряя-Цзямусинского супертеррейна разработана схема тектонического развития [Liu Zhaojun et al., 1994], на которой показано, что в интервале поздняя юра – ранний мел в бассейне Сунляо доминировало растяжение, спровоцированное изменениями движения плиты Изнага. В результате чего около 135 лет назад сформировались рифтообразные структуры [Liu Zhaojun et al., 1994], которые заполнились углесодержащими осадками и вулканитами кислого состава. В этот период в пределах рассматриваемой территории формируется комплекс кислых вулканитов с возрастом 136 Ма. В интервале 136-120 Ма территория представляла пассивную континентальную окраину. Временной этап формирования пород поярковского, бурундинского и станолитского комплексов соответствует моменту, когда плита Изнага меняла направление движения с северного на северо-западное. При этом угол поворота плиты составлял почти 30° [Miyuama, Seno, 1986]. В этот период происходила пологая субдукция океанической плиты под континент со скоростью >20 см/год. Поэтому становление пород на континентальной коре в условиях субдукции андийского типа представляется вполне допустимым.

Ю.С. Бретштейном и А.В. Климовым [Геодинамика, магматизм..., 2006] получены палеомагнитные данные для главных тектонических единиц юга Дальнего Востока. Согласно этим данным в юре-неогене Буряя-Цзямусинский супертеррейн находился на весьма значительном удалении от Северо-Китайской плиты.

Можно предположить, что в интервале 120-105 Ма назад на всей территории Буряя-Цзямусинского супертеррейна происходила вулканическая деятельность, обусловленная субдукционными процессами. В течение этого времени вулканические образования теряли типично субдукционные петро-геохимические признаки: в них понижалось содержание Sr, повышались количества Ce, Th, Nb, Ta, Rb, K, Ti. Такие изменения в составе пород указывают на затухание активных субдукционных процессов. Временной этап формирования пород этих трех комплексов соответствует этапу пологой субдукции океанической плиты под окраину Буряя-Цзямусинского супертеррейна.

В интервале 105-101 Ма лет на территории Буряя-Цзямусинского супертеррейна полностью затухают магматические процессы. А 101 Ма назад формируется внутриплитный вулкано-плутонический комплекс кислых–щелочных пород. Как наиболее вероятный тектонический сценарий при формировании этих пород, автором рассматривается коллизия Буряя-Цзямусинского и Баджальского террейнов, что подтверждается палеомагнитными данными [Геодинамика, магматизм..., 2006].

Заключение. На основании сопоставления времени формирования, петро- и геохимических характеристик, принадлежности к единому магматическому очагу пород андезитовой формации Буряя-Цзямусинского супертеррейна (поярковского, бурундинского и станолитского комплексов) можно констатировать: образования изученных комплексов имеют близкие геохронологические и геохимические параметры и родственны надсубдукционным вулканитам известково-щелочных серий. Изменения содержаний макро- и микрокомпонентов в составе вулканических комплексов можно объяснить смешением мантийного источника флюидов при частичном плавлении нижней континентальной коры и субдуцируемой плиты на ее контакте с мантией. Это подтверждается присутствием «адакитового компонента» – следов плавления океанической плиты в породах поярковского и бурундинского комплексов: наличие магнезиальных андезитов и андезибазальтов, высокие концентрации Sr и Ba, низкие концентрации HREE при высоких отношениях La/Yb и низких K/La. В интервале 120-105 млн лет назад территория Буряя-Цзямусинского супертеррейна представляла активную континентальную окраину. В течение этого времени вулканические образования теряли типично субдукционные признаки, что связано с затуханием активных субдукционных процессов. А размещение и геохимические характеристики вулканических пород этих комплексов указывают на направление движения субдуцируемой океанической плиты: его северная территория в этот период была развернута в сторону океана. Можно

предположить, что Буряя-Цзямусинский супертеррейн в момент формирования этих трех комплексов не был составляющей Амурского микроконтинента, а являл собой самостоятельный геологический объект. Его присоединение к Амурскому микроконтиненту произошло гораздо позднее альба.

Литература

Ашурков С.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В., Сорокин А.П., Серов М.А., Бызов Л.М. Кинематика Амурской плиты по данным gps-геодезии // Геология и геофизика. 2011. № 2. С. 299-311.

Генштафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я. Геохимические особенности кайнозойских базальтов Монголии: проблема природы мантийных источников // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 377-389.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Vladivostok: Dalnauka. 2006. – 572 p.

Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). – Saarbrücken: LAMBERT Academic Publishing. 2012. – 97 p.

Дербек И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс [проблемы выделения] // Литосфера. 2010. №3. С. 70-77.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Недра. 1990. Кн.1. – 328 с.

Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука. 1973. – 111 с.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Х. Янь. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №6. С.7-41.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т.15. N4. С.3-15.

Типы магм и их источники в истории Земли. Ч.2. – М.: ИГЕМ РАН. 2006. – 280 с.

Шаров В.Н., Фефелов Н.И., Яблоновский Б.В. Датирование нижнепротерозойских стратифицированных образований Патомского нагорья Pb/Pb методом // Доклады РАН. 1992. Т.324. №5. С. 1081-1084.

Derbeko, I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin, In: Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. Croatia: In Tech. 2012. P. 99-124.

Gill, J.B. Orogenic andesites and plate tectonic. – New York. 1981. – 390 p.

Hoffman, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V.385. P. 219-229.

Liu Zhaojun, Wang Xiaolin, Lui Wanghu, Xue Fang, Zhao. Manping. Formational mechanism of the Songliao and Hailaer Mesozoic basins of Mongholui – Suifenhe geoscience transekt region. In: M-SGT geological research group ed. Geological Research on Litosphere Structure and its Evolution of Mongholui – Suifenhe Geoscience Transekt Region of China, Beijing: Seismic Publishing House. 1994. P. 14-25 (in Chinese).

Maruyama, S., Seno, T. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V.127. 3-4, №1. P. 305-329.

Wang, P.-J., W.-Z. Liu, Wang, S.-X., Song W.-H. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar dating on the volcanic rocks in the Songliao basin, NE China; constraints on stratigraphy and basin dynamics // Int. J. Earth Sci. 2002. V.91. P. 331-340.

Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., Smith, E.I. A mantle melting profile the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research. 2002a. V.107. № B1.

ТРАНСМАНТИЙНЫЕ ФЛЮИДЫ, ПЛЮМЫ И МАГМАТИЗМ.

Жатнуев Н.С.

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, zhat@gin.bsnet.ru

Гипотеза мантийных плюмов (МП) получила начало с работ [Wilson, 1965; Morgan, 1971] и со временем обрела развитие в виде идеи горячих полей [Зоненшайн, Кузьмин, 1983].

В работах [Добрецов, 2008; Пучков, 2009] всесторонне рассматривается предполагаемая природа МП. Из этих работ, а также из работы [Летников, 2001] следует, что причиной образования МП является дегазация ядра. Однако, механизмы подъема МП и детали эволюции в этих работах различны. По Н.Л.Добрецову [2008] источниками МП являются мантийные воронки на границе ядро-мантия, которые имеют термохимическую природу. По Ф.А.Летникову [2001] плюмы формируются за счет тепловых взрывов на границе ядро-мантия с выбросом газов при высоких Р-Т и «прожигающих» мантию по пути к поверхности. Конвективный механизм был предложен в работе [Griffiths, Campbell, 1990] – где в результате подъема легкого вещества образуется структура типа «голова-хвост».

По Ф.А.Летникову [2001] и Н.Л.Добрецову [2008] МП формируются путем проплавления непрерывного канала от ядра до основания литосферы. Но, как показано в работе [Жатнуев, 2010], в протяженных магматических каналах, возникает избыточное давление (ИД) намного превышающее прочность пород, и материал плюма должен бы непосредственно поступать на поверхность катастрофическими прорывами сквозь литосферу, чего не наблюдается. В случае, описываемом [Griffiths, Campbell, 1990], наоборот, подъем должен быть медленным и можно было бы наблюдать отклонение плюма от вертикали на значительный угол под воздействием «мантийного ветра» [Пучков, 2009].

Модель трансмантийных флюидов, предлагаемая автором, основана на возможности миграции порций флюидов в пластичной мантии в виде субвертикальных полостей-трещин. Суть механизма изложена в работе [Жатнуев, 2005]. Движение происходит за счет сжатия стенок полости литостатическим давлением, а флюид, в силу его меньшей плотности, передает давление в «голову» полости, где возникает ИД (рис. 1). При достаточной протяженности полости и разнице плотностей флюида и вмещающей среды ИД становится выше прочности породы и происходит «флюидоразрыв» в «голове» и схлопывание хвостовой части, что обеспечивает продвижение полости вверх аналогично всплыванию пузырей газа в жидкости.

Принимая ядро как источник флюида [Летников, 2001; Добрецов, 2008], учитывая его жидкое состояние и твердое состояние граничащей с ним мантии, можно предположить, что эмиссия газа приведет к образованию на границе ядро-мантия линз (горизонтальных полостей) (рис.2а), накапливающих флюид. Это может быть связано с достаточно большой скоростью эмиссии и невозможностью мантии поглотить газ или «пропустить» его вверх.

Возможно, образованием множества таких линз и их взаимодействием с веществом нижней мантии можно объяснить природу суперсвеллов слоя D", которые по данным [Burke et al., 2008] имеют не просто термальную природу, а являются вещественной неоднородностью. Но бесконечно разрастаться линзы не могут и при достижении критического размера (рис. 2б) они прорываются путем «флюидоразрыва», трансформируясь в вертикальную полость, и уходят в мантию. Понятие «критического размера» обосновано в работах [Жатнуев, 2010, 2012] и заключается в том, что при некоей достаточно большой высоте полости, содержащей флюид или магму, ИД в ней начинает превышать прочность пород, и происходит прорыв флюида (магмы) вверх путем гидроразрыва. В процессе подъема флюид разогревает и формирует стволую часть МП, которая фиксируется томографией как область медленной мантии. В ней перемещаются флюидные полости, достигающие основания литосферы, значительно более прочной, чем подлитосферная мантия.

Подлитосферная эволюция флюида. Имеется много данных об обнаружении компонентов мантийных флюидов в гидросфере, но нет фактов непосредственного выхода их на поверхность. Это значит, что наш механизм переноса флюида перестает действовать при подходе к литосфере, что связано с большей прочностью последней по сравнению с пластичной мантией. Проще говоря, поднимающиеся флюидные полости останавливаются на прочностном барьере у подошвы прочной литосферы из-за недостаточного ИД. Но при этом ИД достаточно для распространения трещин путем «флюидоразрыва» по латерали, что сопровождается прогревом литосферной и подлитосферной мантии, метаморфизмом и плавлением. В этом процессе формируется грибообразная голова плюма, представляющая область плавления мантии, которая, взаимодействуя с литосферой, частично ассимилирует и разупрочняет ее.

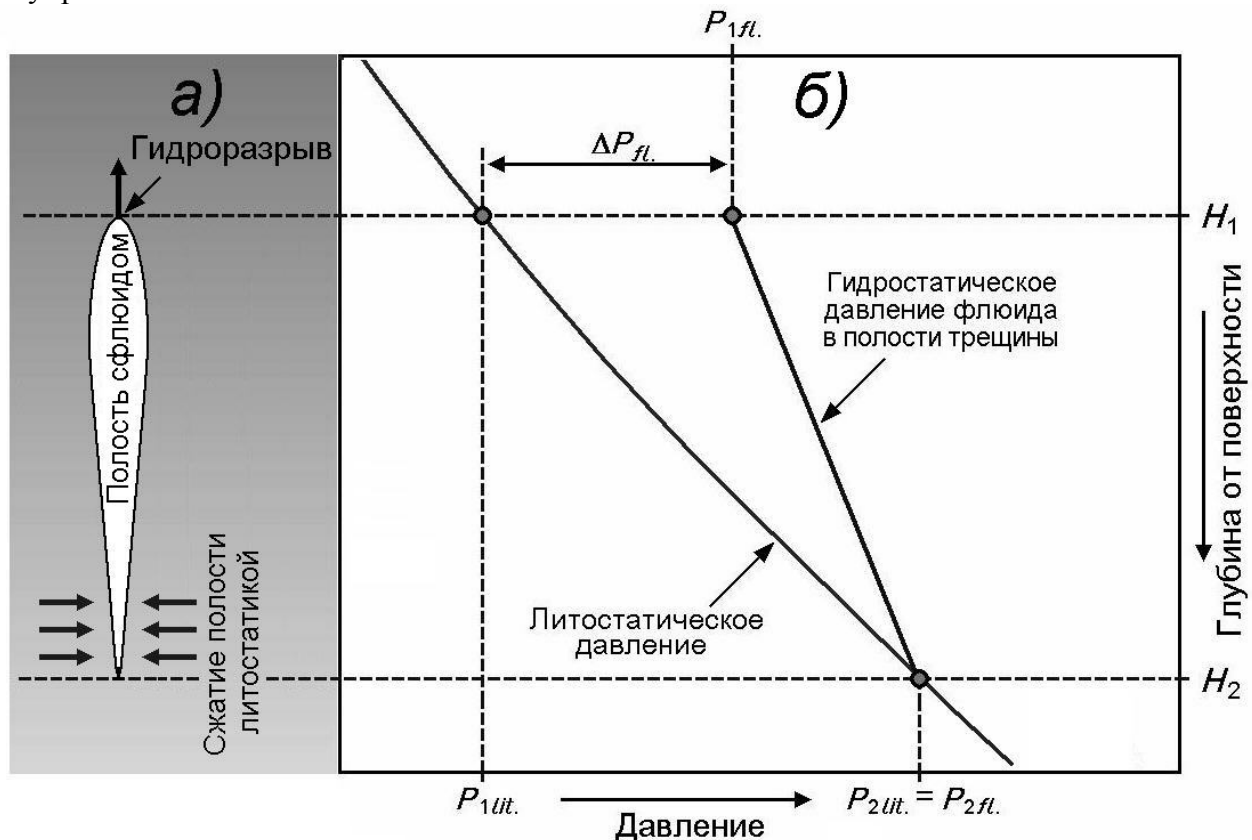


Рис. 1. Механизм возникновения ИД в замкнутой трещинной полости в условиях пластических деформаций: а) вертикальная полость с флюидом: стрелками показаны сжатие полости внизу и гидроразрыв в голове; б) графики литостатического и гидростатического давления в полости. $\Delta P_{fl.}$ – величина ИД флюида в голове полости.

Общая модель формирования и развития МП и плюмового магматизма представлена на рис. 2. В некоторой достаточно обширной области поверхности ядра источники газа формируют линзы, объединяющиеся по мере роста в более крупные (рис. 2а). По достижении критического размера ($h_{кр.}$) происходит прорыв и трансформация линзы в полость, которая уносит накопившийся флюид вверх (рис. 2б), после чего формирование линз флюида может возобновиться (рис. 2в).

На пути флюид взаимодействует с мантией, вызывая ее частичное плавление. Длительное существование потока вызывает разогрев и разуплотнение мантии и формирование «ствола» плюма (рис. 2г). При подходе к литосфере происходит остановка полостей, связанная с недостатком ИД, разогрев основания литосферы и выплавление магм, прорывающихся при достижении критической мощности очагов. Вследствие большого объема накопившейся магмы внедрение и излияние может приобрести массовость, характерную для трапповых провинций.

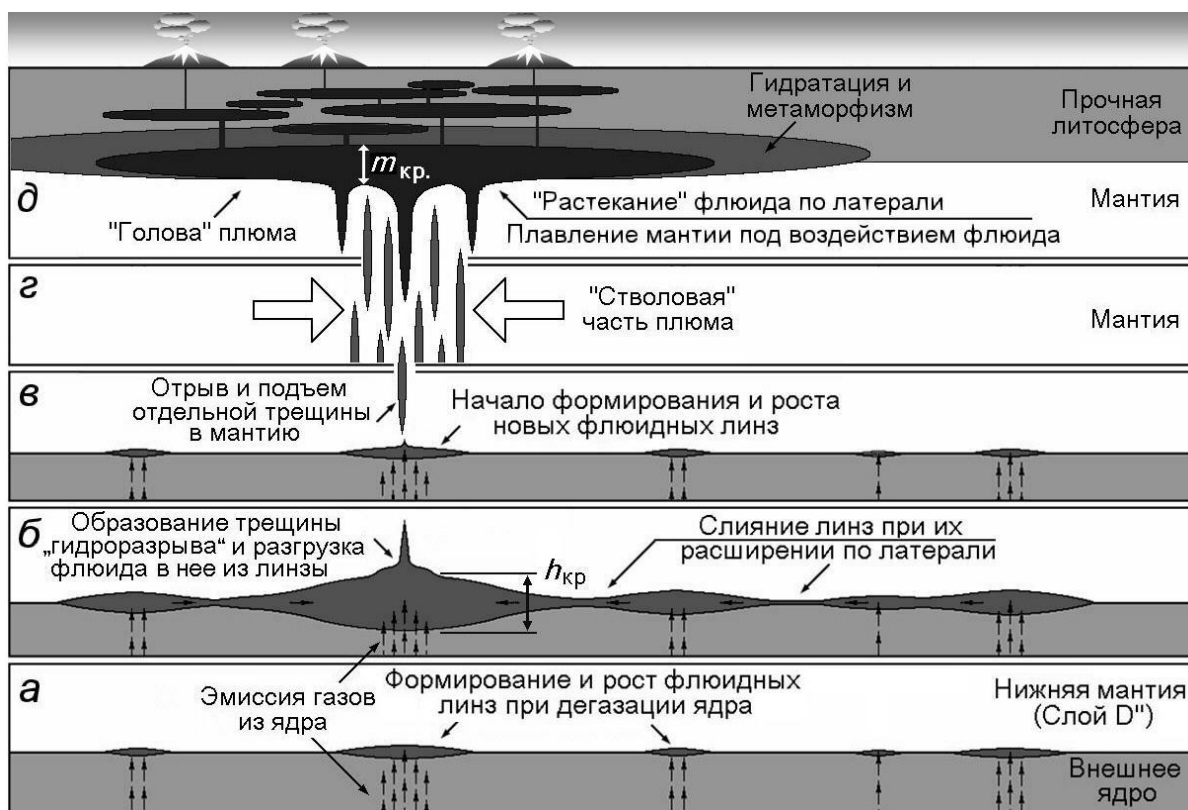


Рис. 2. Схема формирования плюмов и плюмового магматизма. *a-d* – последовательность процесса формирования плюма (вне масштаба). $h_{кр}$ – критическая высота линзы, необходимая для прорыва в мантию; $m_{кр}$ – критическая мощность магматического резервуара, необходимая для его прорыва.

Литература

- Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587-604.
- Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // Доклады РАН. 2005., Т. 404. №3. С. 380-384.
- Жатнуев Н. С. Динамика глубинных магм // Доклады РАН. 2010. Т. 430. № 6. С. 787-791.
- Жатнуев Н. С. Трансмантийные флюидные потоки и происхождение плюмов // Доклады РАН. 2012. Т. 444. № 1. С. 50-55.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый магматизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28-45.
- Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291-307.
- Пучков В. Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3-22.
- Burke K., Steinberger B., Torsvik T.H., Smethurst M.A. Plume generation zones at the margins of Large Low Shear Velocity Provinces on the core-mantle boundary// Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 265. № 1-2. P. 49-60.
- Griffiths R.W., Campbell I.H. Stirring and structure starting plumes // Earth Planet. Sci. Lett., 1990. V. 99. P. 66-78
- Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42-43.
- Wilson J.T. Evidence from oceanic islands suggesting movement in the Earth // Trans. Roy. Soc. London. 1965. V. 285. P. 145-156.

ПРОЯВЛЕНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ОЛЕНЕКСКОЕ ПОДНЯТИЕ)

Киселев¹ А.И., Кочнев² Б.Б., Ярмолюк³ В.В., Егоров¹ К.Н.

¹*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: akiselev@crust.irk.ru*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
г. Новосибирск, e-mail: KochnevBB@ipgg.nsc.ru*

³*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: volya@igem.ru*

Сибирский кратон за время своего существования был подвержен неоднократным перестройкам. Стабилизация его литосферы произошла в палеопротерозое около 1.9 млрд лет тому назад. В последующей истории кратон неоднократно вовлекался в различные континентальные агломерации, а также отторгался от них в ходе деструкции суперконтинентов. Соответствующие события зафиксированы проявлениями базитового магматизма разного возраста. Среди них наиболее выразительными являются позднекембрийские рои базитовых даек, возникшие при распаде Родинии и отразившие, по крайней мере, неопротерозойский возраст восточной и южной границ кратона.

Венд-нижнекембрийская тектоно-магматическая активизация имела место на северо-востоке кратона в пределах Оленекского поднятия, а также в Хараулахском сегменте Верхоянского складчато-надвигового пояса в низовьях р. Лены. Оленекское поднятие является уникальной областью по многократности, фациальному и вещественному разнообразию мантийного магматизма. Ранние проявления базитового магматизма относятся к мезопротерозою и нижнему кембрию. В среднем палеозое, а также в пермо-триасе на территории наблюдается пространственно-временное совмещение базитового и кимберлитового магматизма. К завершающей фазе фанерозойского магматизма относятся юрско-меловые кимберлитовые дайки и трубки.

Раннепалеозойская вулканическая активность на Оленекском поднятии была установлена в бассейне р. Хорбусуонки, правого притока р. Оленек [Леонов, Гогина, 1968]. Она выражена в широком распространении эксплозивного материала в виде базитовых трубок взрыва, небольших покровов базальтов, а также даек и силлов долеритов, прорывающих и перекрывающих верхневендские карбонатные отложения. Вмещающие отложения представлены известняками хатыспытской свиты, которые кверху сменяются более мелководными доломитами туркутской свиты. Кровля туркутской свиты маркируется карстовой поверхностью, на которой с несогласием залегает нижнекембрийская кессюсинская свита. На маломощных базальных песчаниках этой свиты участками развиты стратиформные тела эксплозивных брекчий мощностью от нескольких до 40 м. Обломки брекчий представлены фрагментами афанитовых трахибазальтов с микролитами санидина, доломитами, аргиллитами и детритовым кварцем. Возраст эксплозивных брекчий, определенный U-Pb методом по цирконам, имеет значение 543.9 ± 0.24 млн лет и коррелируется с возрастом гальки калиевых риолитов (534.6 ± 0.5 млн лет) из базальных нижнекембрийских конгломератов в разрезе Хараулахского поднятия [Bowring et al., 1993].

На исследуемой площади наиболее крупный покров базальтов расположен в долине р. Хорбусуонка. Эффузивы мощностью до 20 м залегают в нижней части кессюсинской свиты и перекрываются последовательно алевролитами, песчаниками и карбонатными породами. Базальты представляют собой плотные афанитовые породы с единичными вкрапленниками плагиоклаза (1-1.5 мм). Матрикс сложен тонкими лейстами полевого шпата, зернами клинопироксена и окиснорудных минералов.

По сравнению с базальтами их эксплозивные аналоги имеют более широкое распространение. Морфологически они представлены многочисленными трубками взрыва, расположенными в пределах главных магистральных разломов преимущественно С-З

простираются. Трубки округлой и овальной формы от 5-10 до 250 м в диаметре, часто сгруппированные в кластеры по несколько тел. Диатремы выполнены взрывными брекчиями с переменным содержанием в обломочной фракции базальтов и вмещающих осадочных пород. Дезинтегрированная при взрыве базальтовая составляющая представлена в основном угловатыми обломками (от первых мм до 10 см и более) афанитовых базальтов. В составе взрывных брекчий в большом количестве присутствуют обломки вмещающих известняков и доломитов, реже алевролитов, песчаников и ксеногенного кварца. Обломки осадочных пород в составе брекчий принадлежат исключительно туркутской и хатыспытской свитам, что может указывать на неглубокое (первые сотни метров) заложение диатрем.

Субвулканические образования в бассейне р. Хорбусуонка представлены дайками и силлами. Здесь известны многоярусные интрузии долеритов, прорывающие вендские карбонатные отложения. Изученный Хатыспытский силл мощностью около 60 м имеет согласное залегание с доломитами одноименной свиты. Вместе с силами в районе присутствуют дайки мощностью от первых до 50 м, прорывающие вендские карбонатные отложения. Они имеют крутое падение и преимущественно северо-западное простирание. Одна из даек мощностью от 2 до 6 м прорывает туфобрекчии в центре диатремы диаметром 50-60 м. По минеральному составу дайки подобны силлам, долериты в которых не претерпели значительных вторичных изменений.

Базальты характеризуются высоким содержанием титана. По соотношению содержания щелочей они подразделяются на натровые и калиевые разновидности, которые наблюдаются в пределах отдельных участков базальтовых покровов. Вероятно, это связано с тем, что количественные отношения между натрием и калием определялись степенью постмагматического преобразования пород. В результате плагиоклаз частично или полностью замещался низким санидином. На классификационной диаграмме $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ рассматриваемые базальты и долериты группируются в пограничной области между щелочными и субщелочными (толеитовыми) базальтами (рис.1).

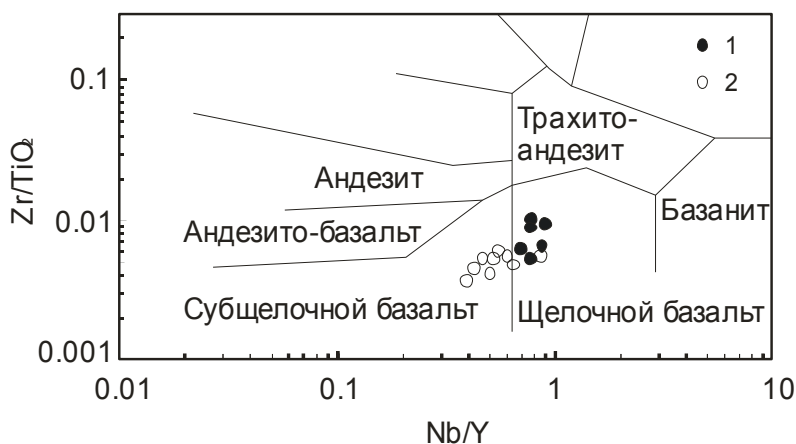


Рис. 1. Положение нижнекембрийских базитов Хараулахского (1) и Оленекского поднятий (2) на диаграмме $Zr/TiO_2 - Nb/Y$.

Силлы долеритов в целом изохимичны базальтам и отличаются от последних более значительными преобразованиями их первичного состава, особенно в кровле и в меньшей степени в подошве интрузивных тел (рис. 2, обр. К-602А, К-602В). При этом в одних частях интрузива наблюдается вторичное обогащение исходных долеритов магнием и калием и обеднение кальцием и стронцием, а в других сопряженных частях при типичном для долеритов содержании магния и кальция наблюдается ураганное повышение содержания стронция (0.36 мас. % Sr), бария (0.11 мас. % Ba) и высокое — калия (5.33 мас. % K_2O). Слабо измененные высокотитанистые долериты центральной части тела состоят из плагиоклаза, клинопироксена, псевдоморфно замещенного оливина (до 3 %), титаномагнетита и ильменита. Содержание K_2O в этих породах не превышает 0.7 мас. %. В отличие от силлов, долериты даек не подвержены столь значительным вторичным изменениям. Судя по

относительно низкому содержанию магния в базальтах, инициальные для них расплавы уже испытали значительное фракционирование до подъема к поверхности.

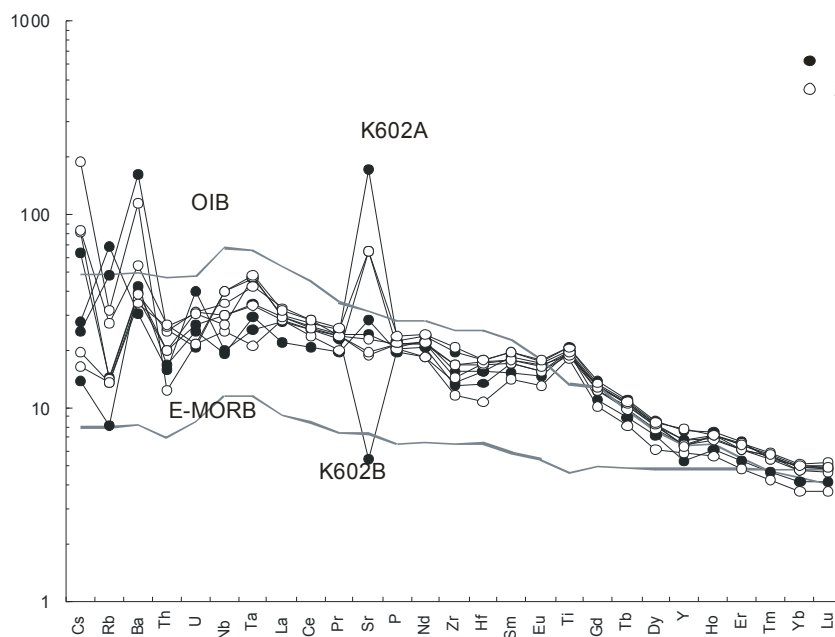


Рис. 2. Содержание элементов-примесей в нижнекембрийских долеритах (1) и базальтах (2) Оленекского поднятия, нормализованных к составу примитивной мантии.

Эксплозивные брекчи с минимальным количеством терригенной составляющей характеризуются высоким содержанием K_2O (4.2-5.9 мас. %) и аномально низким содержанием Na_2O (0.1-0.9 мас. %). С помощью микрозонда установлено, что вкрапленники в обломках базальтов сложены санидином, что формально сближает их с семейством калиевых трахибазальтов. На мультиэлементной диаграмме (рис. 2) четко выражены сильные колебания в концентрациях мобильных крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Ba, Sr) в составах базальтов и долеритов. Содержания менее подвижных высокозарядных элементов (Th, Zr, Hf, Nb, Ta) более выдержаны. Рассматриваемые базиты характеризуются спектрами составов, расположенными между составами EMORB и OIB, тяготея к последним. На графике парных отношений $Th/Yb-Ta/Yb$ исследуемые базиты располагаются в пределах мантийного тренда, характеризующего вариации индикаторных отношений элементов в ряду между OIB и EMORB (рис. 3). Отсутствие (Nb, Ta) минимума в базитах (рис. 2) исключает заметное контаминирующее влияние коры или субдукционной компоненты на состав инициальных для них расплавов.

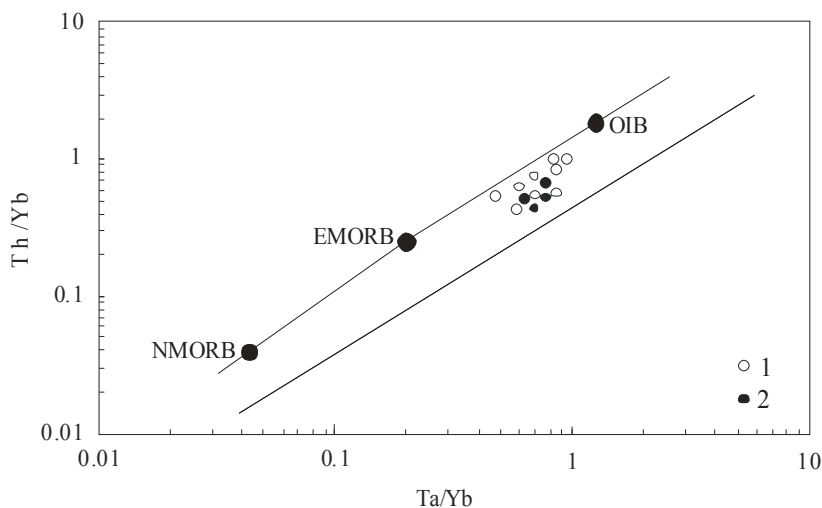


Рис. 3. Положение нижнекембрийских базитов Оленекского (1) и Хараулахского (2) поднятий на диаграмме $Th/Yb - Ta/Yb$.

Геодинамическая эволюция северо-восточной окраины Сибирского кратона в конце венда и начале кембрия запечатлена в мощностях и фациальных характеристиках коррелятивных отложений региональных пассивных морских бассейнов [Pelechaty et al., 1996]. Вендские карбонатные отложения представляют часть пассивной окраины, которая развивалась на востоке кратона в неопротерозое. На Оленекском поднятии вендская толща по данным хемо- и хроностратиграфического изучения соответствует периоду медленного накопления осадков примерно от 555 до 543 млн лет в ориентированном на северо-восток (в современных координатах) пассивном окраинном бассейне. В конце венда обращенные к северу и востоку внешние части окраины кратона испытали прогрессивное воздымание, приведшее к осушению и образованию палеокарста. С поднятием связано образование кремнекластических шельфовых осадков в южной окраине бассейна, а также эксплозивный и интрузивный базитовый магматизм на Оленекском поднятии и бимодальный риолит-базитовый магматизм на Хараулахском поднятии [Шпунт и др., 1982].

Наблюдаемые венд-кембрийские стратиграфические соотношения и проявления базитового и бимодального магматизма свидетельствуют о том, что литосфера северо-восточной окраины кратона вовлекалась в растяжение. Как предполагается в [Pelechaty et al., 1996],) растяжение на фоне поднятия началось не позднее 543 млн лет и продолжалось до 530 млн лет. Относимые к рифтогенным вулканогенно-осадочные ассоциации Оленекского поднятия маломощны и представляют южную, наиболее удаленную часть плеча рифта, который развивался (в современных координатах) по северному краю Сибирского кратона. Пострифтовая фаза связана с наступающей на юг кратона морской трансгрессией и образованием карбонатной платформы. Начало пассивного погружения связывается с отмиранием иницирующей рифтогенез термальной аномалией [Pelechaty et al., 1996; Худолей, Серкина, 2002].

Вещественная специфика нижнекембрийских базитов и их мантийных источников, наличие бимодального риолит-базальтового магматизма в совокупности с историей венд-кембрийского осадконакопления являются достаточным основанием, позволяющим рассматривать нижнекембрийский слабо проявленный рифтогенез и сопряженный с ним магматизм как следствие плюм-литосферного взаимодействия на северо-востоке Сибирского кратона. Небольшие объемы нижнекембрийского базитового вулканизма, возможно, могли быть связаны с небольшими вторичными плюмами («hot fingers»), генерируемыми остывающим суперплюмом, участвующим в распаде Родинии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00444, №10-05-00953, №12-05-00012).

Литература

Леонов Б.Н., Гогина Н.И. Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы // Советская геология. 1968. № 4. С. 94-102.

Худолей А.К., Серкина Г.Г. Раннепалеозойский рифтогенез восточной окраины Сибирской платформы: сравнение геологических данных и кривых тектонического погружения дна бассейна. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2002. С. 288-291.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. – 226 с.

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty Sh.M., Kolosov P. Calibrating rates of early cambrian evolution // Science. 1993. V. 261. P. 1293-1298.

Pelechaty Sh.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on vendian-cambrian basin dynamics, Northeast Siberian craton // J. Geology. 1996. V. 104. P. 543-563.

ГЕОДИНАМИКА, ТЕКТОНИКА И ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЮГА ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО РЕГИОНА

Копылов М.И.

*ФГУП «Дальгеофизика», г. Хабаровск,
e-mail: Pustov-irina@yandex.ru*

Общие закономерности палеогеодинамики Дальнего Востока могут быть определены путем установления в составе строения структурно-вещественных комплексов магматических рядов, характерных для краевых современно активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг. Привлечение данных глубинных геофизических исследований, сейсмологии позволяет дополнить и в ряде случаев с других позиций осветить эту проблему.

Рои и пояса очагов землетрясений располагаются по краевым частям террейнов, микроплит и литосферных плит. Особенно четко по очагам землетрясений прослеживаются границы стыковки Евразийской и Амурской плит, Филиппинской и Китайской, Филиппинской и Тихоокеанской, Беренговой и Северо-Американской. Границы Амурской и Северо-Китайской, Китайской и Индокитайской плит на карте очагов землетрясений прослеживаются только отдельными фрагментами, что указывает на разный геодинамический режим стыкующихся плит. В первом случае он носит весьма активный, а во втором случае пассивный характер.

Пояса очагов землетрясений картируются по комплексу геологических, геохимических и геофизических признаков. Им соответствуют региональные минимумы силы тяжести, понижение скорости, повышение величины электропроводности и теплового потока, обычно они сопровождаются проявлением щелочных и кислых хлоридных, сульфатных термальных вод.

При определении основных структур Дальнего Востока считается общепризнанным выделение Евразийской, Северо-Китайской литосферных плит, Аргунского, Буреинского, Ханкайского и Цзямусы массивов с континентальным режимом развития с палеозоя и эпиконтинентальных орогенных поясов Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского.

Изучаемая территория расположена между двумя литосферными плитами Евразийской и Северо-Китайской, в области сочленения двух суперскладчатых поясов – Центрально-Азиатского и Тихоокеанского. Эта структурная позиция определила тектоническую активность и особенность геодинамического режима изучаемой территории. Специфика региона определена существованием на месте Центрально-Азиатского складчатого пояса Палеоазиатского океана, и здесь сохранились фрагменты разновозрастных структурно-вещественных комплексов, характеризующих различные геодинамические обстановки этого палеоокеана. Уже на ранних этапах развития Палеоазиатского океана в конце рифея складывался микроплитный стиль его строения, возникший благодаря движениям по крупным разломам, возможно трансформной природы, разделявшим разнонаправленные зоны спрединга.

Основным фактором в преобразовании региона следует считать проявление здесь тихоокеанского, мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма, сопряженного с преобразованием мантийного вещества при становлении Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП). Как единая глобальная структура ТПП является древним заложением со сложным развитием во времени (с глубокого докембрия) и в пространстве. Предполагается, что основные структурные элементы ТПП сложились к палеозою, а рубеж мезозоя и кайнозоя знаменовался пароксизмами тектономагматической активизации, в том числе на окраинах материковых платформ (Сибирской, Южно-Китайской и др.). Природа возникновения и эволюция развития ТПП трактуется по-разному, но большинство исследователей связывает её с гравитационной неустойчивостью мантийных слоев Земли. Высокая подвижность, сложная система напряжений и деформаций на уровне литосферы в существенной степени,

по мнению ряда исследователей [Копылов, 2001; 2008; Романовский, 1999; Хаин, Ломидзе, 1995; Ye Shuhua, 2002], обусловлена «текучестью» вещества верхней мантии. Как известно, подъем гранитоидных масс может осуществляться под действием сил тангенциального сжатия и за счет дефекта плотности (по отношению к вмещающим образованиям) по закону Архимеда. При тангенсальном выдавливании гранитоидной массы на боковых контактах интрузий возникает избыточное литостатическое давление, направленное в сторону массива и нарастающее от его кровли к подошве.

Анализ гравитационного и магнитного полей региона, морфоструктур и геологических карт позволяет предположить, что морфология их отображает структуры верхней части кристаллического фундамента, переработанного процессами мезозойской тектономагматической активизации. В поле вертикальных напряжений регион практически весь совпадает с отрицательными изолиниями Δg , что свидетельствует о вздымании рельефа. Скорость вертикального поднятия с олигоцена по настоящее время оценивается в 1.5 мм/год [Романовский, 1999]. Наиболее интенсивное разуплотнение и вздымание отмечается в пределах Тырканского, Тындинского и Олекминского блоков. На активность этих блоков указывают и очаги землетрясений, вытянутые цепочками в субширотном направлении и имеющие наибольшую интенсивность в проявлении очагов в западной части мегаблока. Мощность земной коры здесь достигает максимальных по всему дальневосточному региону величин 42-44 км.

На геодинамику перемещения блоков в пределах Приамурья существенную роль оказывает движение плитной тектоники в Дальневосточном регионе. По данным спутниковых измерений [Хаин, Ломидзе, 1995; Романовский, 1999; Гатинский, Рундквист, 2003], установлено, что Евразийская плита движется к востоку со скоростью 20-40 мм/год. Отклонение векторов на западе к северо-востоку и на востоке к юго-востоку предполагает поворот ее по часовой стрелке, по-видимому, унаследованный от предшествующих перемещений, начиная с конца палеозоя. Иркутскими исследователями Саньков, Лухнев, Мирошниченко (2002) на полигоне Улан-Батора получены сведения по абсолютному перемещению Амурской плиты, которая движется по азимуту около 120° ю.в. со скоростью 6.3 мм/год, а по данным Китайских геологов в районе Хайлара она перемещается почти на юг со скоростью 2 мм/год. Охотоморская плита перемещается по направлению 150° ю.в. со скоростью до 35 мм/год. Взаимодействие ее с Евразийской, Тихоокеанской и Амурской плитами вероятно и определяют общую структуру геодинамического напряжения в этом регионе. Так в протерозое и палеозое Охотоморская плита была сближена с Евразийской плитой, взаимодействие их выражается в образовании надвиговых структур субмеридионального направления в пределах Алданского щита.

В последнее время появились новые геологические и геофизические материалы, которые свидетельствуют о заметной роли рифтогенных и чешуйчато-надвиговых структур в формировании тектонического облика Приамурья. Так при анализе аэромагнитных карт масштаба 1:200000, составленных (Северный и Центральный Сихотэ-Алинь, южная часть Охотско-Чукотского пояса) на основе съемок масштабов 1:25000 и 1:50000, установлено, что многие особенности аномального магнитного поля не находят объяснения на современных геологических структурных картах [Копылов, 2001; 2008]. Так, в пределах вулканических поясов Сихотэ-Алиня (Восточного и Западного), Охотско-Чукотского выделяется серия субмеридиональных и субширотных аномальных зон протяженностью 50-150 км, реже до 200 км. Наиболее интенсивными аномалиями ΔT (до 1000 нТл и более) трассируются субмеридиональные аномальные зоны шириной 10-30 км. Геологическая природа субширотных и субмеридиональных аномальных зон может быть объяснена развитием здесь рифтогенных структур и сопутствующих им трансформных разломов. О возможном развитии рифтогенных структур и поясов на восточной окраине материков указывают ряд исследователей [Хаин, Ломидзе, 1995; Романовский, 1999; Копылов, 2001; 2008].

Постоянная пространственная связь спилитов с кремнистыми породами и тонкозернистыми осадками позволяет предполагать глубоководные условия их образования в процессе заложения рифта. Морфология рифтовых структур зависела, во-первых, от величины растягивающих усилий и масштаба их проявлений, во-вторых, от прочности и пластичности консолидированных пород, слагающих фундамент, и их гетерогенности. К палеорифтовым структурам первого порядка следует отнести: Западно-Сихотэ-Алинскую, Восточно-Сихотэ-Алинскую, Охотско-Чукотскую, Алчанскую, Куканскую зоны разломов и сопряженные с ними на территории Китая рифтовые зоны Танлу, Мишань. Развитие палеорифтовых структур происходило, по-видимому, с юга на север циклично. Свидетельством этому является торшение жесткой, приповерхностной части земной коры, в результате которого в конце каждого тектонического цикла образовывались тектонические структуры типа «конского хвоста».

При нарастании сил сжатия образовывались надвиговые, взбросовые, чешуйчато-надвиговые структуры, фрагменты которых нередко картируются при геологической съемке. В геофизических полях они фиксируются интенсивными дугообразными аномалиями ΔT с радиусами кривизны от 10 до 100 км. Сихотэ-Алинский плутонический пояс к началу позднего мела представлял собой область синорогенного гранитоидного магматизма (хунгарийская и татибинская серии), активное проявление которого отмечалось в готеривскую и позднеальбскую фазы складчатости.

В последнее время все больше внимания уделяется роли мантийных плюмов в формировании глубинных структур земной коры, верхней мантии и сопряженному с ними магматизму. В пределах исследуемого региона для выделения предполагаемых плюмов были привлечены геологические, геофизические, геохимические, структурные признаки. Наиболее информативными из геологических признаков были приняты выходы на дневную поверхность глубинного магматизма, основных и ультраосновных пород (щелочные базальты, перидотиты, лампроиты и др), представляющие собой слабодифференцированные мантийные расплавы. Из петрохимических признаков были использованы высокие содержания в магматических породах MgO , FeO , Fe_2O_3 , характерные для ультраосновных пород – дунитов, пироксенитов, коматиитов, пикритов, оливинных базальтов и др., образующихся на больших глубинах. Из геофизических признаков в качестве основного были использованы аномальные значения гравитационного (отрицательного) поля, вспомогательными ΔT ($>+500$ нТл), понижение скорости V_p (>0.1 км/с) и электрических сопротивлений (до 100 Ом и менее) по геотраверсам ГСЗ, МОВЗ, МТЗ и повышение теплового потока (более 50 мВт.м²). В качестве структурных признаков приняты: наличие сводовых поднятий, глубинных разломов, рифтовых структур, резко градиентных зон на границе Мохо и подошвы литосферы, астеносферные выступы. Кроме того были привлечены в качестве индикаторов участки повышенного теплового потока на глубине, выходы термальных источников вод.

На развитие складчатых структур Приамурья, входящего в сегмент Тихоокеанского подвижного пояса, по данным И.Н. Томсона, В.Г. Сахно и др., влияли не процессы сжатия, складкообразования и коллизии, а явления мантийного диапиризма и плюмов. Определяющее значение имели процессы разуплотнения и роста объемов пород в земной коре при взаимодействии огромных масс слаболитифицированных обводненных осадков с высокотемпературными расплавами глубин. Эти процессы сопровождались образованием огромных масс летучих, флюидов и гидротерм, широким развитием процессов метаморфизма и палингенного гранитообразования с частичным остыванием и консервацией глубинных очагов.

Наибольший интерес вызывают выделяемые плюмы пространственно приуроченные к Пограничной гравитационной ступени: 1 – Баджальский, 2 – Кербинско-Ямалинский, 3 – Нимеленский, далее на север с некоторым смещением на запад выделяются 4 – Майский (Кунь-Манье), 5 – Кеткапский. Образование сближенных плюмов, расположенных в пределах единой субмеридиональной структуры, вероятно, связано с давлением

Охотоморской и Тихоокеанской плит на Амурскую плиту. В связи с разностью физико-механических свойств верхнего гранитно-метаморфического, базальтового слоев и астеносферы при сжатии возможно образование астеносферного и верхнемантийного вала.

Сверхлитостатическое начальное давление на расплав образует направленное движение флюидов в литосфере. При декомпрессии летучие и другие компоненты переходят из расплава во флюид. Эти структуры выступают как развивающиеся рудоносные системы с последовательным продвижением фронта прогрессивного метаморфизма умеренного давления, что может сопровождаться и вулканизмом, затем следуют интрузии относительно натровой гранитоидной магмы, за нею более кислой – калиевой. На передовом фронте метаморфизма амфиболитовой фации образуются мигматиты, метатектическая фаза которых коррелируется с выходами калиевых гранитов. Со временем фронтальная часть метаморфизма перемещается вверх по коре, ослабевает вблизи дневной поверхности, и давление падает до литостатического. Примерами образования плюмовых структур могут служить Кербинский, Софийский золоторудные узлы в северной части Буреинского массива, а также купольные структуры Гонжинского и Мамынского выступов.

Литература

Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Современная геодинамика Евразии по результатам спутниковых измерений / Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. – М.: Геос, 2003. Т.1. С. 127-128.

Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П. Проблемы глубинного строения юго-востока Алданского щита / Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 80-92.

Копылов М.И. О некоторых вопросах природы сейсмоактивных зон Приамурья / Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. – Хабаровск, 2001. С.54-67.

Копылов М.И. Плюмтектоника и рудогенез юга Дальнего Востока // Руды и металлы. 2008. №4. С. 30-37.

Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. – Хабаровск: ДВО РАН. 1999. 166 с.

Хаин А.И., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: МГУ, 1995. 479 с.

Ye Shuhua. On the nationwide GPS network in China. Reptin the Intem Seminar / On the use of space tectoniques for Asia-Pacific regional crustal movements studies. Irkutsk. 2002. P. 115.

МАНТИЙНЫЕ МАГМО-ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ ЗОЛОТОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СИСТЕМЫ: КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ

Коробейников А.Ф.

Томский политехнический университет, e-mail: paya@tpu.ru

Глубинные магматические процессы в пределах верхней мантии развивались с образованием крупных магмо-термофлюидодинамических систем. Длительно существовавшие глубинные термофлюидопотоки, обусловленные внутримантийной плюмтектоникой, обеспечивали перераспределение, обмен, вынос компонентов боковых пород, а также магмообразование через магматическое флюидозамещение по пути продвижения высоконагретых флюидов. В земной коре формирование крупнообъемных месторождений благородных металлов происходило в особых структурах путем синхронного рудообразования с метасоматозом при распаде глубинных термофлюидных систем, благодаря смешению глубинных высокотемпературных флюидов с трещинно-поровыми водами верхних частей земной коры. Энергетической основой глубинной тектоники рифтогенеза, плюмдиапиризма, метасоматизма могли служить плюмы как продукты периодической пульсации Земли, а также сопровождающие высоконапряженные электромагнитные поля, развитые в мантии и земной коре.

На основе анализа региональных и локальных геологических, дистанционных, глубинно-геофизических, минералого-геохимических и изотопных данных обсуждаются критерии выявления мантийных магмо-термофлюидодинамических рудообразующих систем в земной коре.

Оценочными показателями крупных рудообразующих систем в земной коре являются следующие.

1. Обнаружение следов рифтогенеза и плюмтектоники в золоторудных регионах, рудных полях и месторождениях. В таких блоках земной коры проявляются инъекционные, дислокационно-вещественные образования, включающие глубинные магматиты пикрит-базальтового, андезитового и долерит-лампрофир-плагиигранитного составов эффузивного и особенно интрузивного облика. По глубинным геофизическим профилям (ГСЗ), в том числе по сейсмотомографическим данным, а также по установленным блокам разуплотненных пород, по гравитационным ступеням глубинных сейсмических зон, отражающих выступы или гребни фундамента с метасоматитами, метаморфитами, ультрамафит-мафитами, диорит-плагиигранитами, гранитами. Такие инъективные дислокации выявляются на аэрофотокосмоснимках, в аэрокосмомагнитных, аэрокосмогравитационных, в минералого-геохимических полях кольцевыми, овальными, дуговыми структурами, осложненными разрывами и зонами проницаемости на глубинах 220-15 и 10-1 км. Они относятся к малым структурам и связаны с развитием палеодиапиров, сопровождающих глубинных магматитов, метасоматитов, возникших при распаде термофлюидных мантийных систем в верхних частях литосферы и земной коры (на уровнях 60-15 и 5-1 км) благодаря взаимодействию глубинных высокотемпературных флюидов с холодными трещинно-поровыми водами окружающих пород. Глубинным сейсмическим зондированием в таких блоках земной коры и верхней мантии фиксируется активизация верхней мантии и ее подъем в виде гребней и выступов в земную кору.

Такие рудные районы, узлы, поля, месторождения находятся в сводовоглыбовых, офиолитовых, террейновых структурах и формировались в зонах орогенеза, незавершенного и завершеного рифтогенеза, тектономагматической активизации в областях активного проявления мантийно-корового палеодиапиризма и метасоматизма. Магмо-флюидно-рудно-метасоматические рудообразующие системы связаны общностью эндогенных (внутренних) геодинамических режимов, обусловивших сообщества магматических, осадочных, метаморфических, метасоматических и рудных формаций, геохимических полей и ореолов разного масштаба и происхождения. Рудоносные геологические формации тяготеют к

внутригеосинклинальным поднятиям, горсто-грабеновым структурам, зонам глубинных разломов, к рифтогенным впадинам, островодужным и окраинно-континентальным вулканоплутоническим образованиям на участках активного разуплотнения глубинных пород под воздействием тектонических деформаций и гидротермального метасоматоза [Коробейников, 2005].

Формирование крупных рудных объектов обеспечивалось процессами седиментации, дислокаций, метаморфизма, магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров под воздействием высоконагретых флюидных потоков в зонах глубинных расколов земной коры и мантии. Индикаторами той или иной геологической обстановки служат характер проявления разломной тектоники, заложение и формирование рифтогенных впадин, продуктов мантийно-корового магматизма и метасоматизма. Наиболее крупные рудные поля тяготеют к поперечным или диагональным по отношению к глубинным разломам, осям прогибов и выступам поверхности Мохы, устанавливаемым гравитационными ступенями по границам горстов, поднятий. Эти аномалии отмечают глубинные рудоконтролирующие структуры в низах земной коры и, прежде всего, границы блоков подстилающих разуплотненных пород земной коры, то есть палеодиапиры. На таких площадях обнаруживается сложное внутреннее строение региональных гравимагнитных и геохимических полей. Рудные поля и месторождения чаще размещаются по границам таких полей и окружены отрицательными или пониженными значениями их напряженности.

Подобные усложненные разуплотненные верхнемантийные-нижнекоровые структуры зафиксированы ГСЗ-МОВ и в других рудоносных регионах страны и зарубежья, несущие крупные и сверхкрупные золоторудные объекты. Они также характеризуются гребневидными или клавишными выступами разуплотненной земной коры и мантии. Например, в уникальных золотоносных районах и полях крупнейших месторождений Сухого Лога в Прибайкалье; Мурунтау, Кокпатас, Даугызтау, Амантайтау в Узбекистане; провинций Абитиви в Канаде; Майского на северо-востоке Азии и др.

Процессы глубинной гранитизации (магматического замещения по Д.С. Коржинскому) нижнекоровых блоков пород в областях их активного разуплотнения под действием глубинных термофлюидопотоков могут служить дополнительными доказательствами заложения «глубинных магмо-флюидно-рудообразующих систем» как продуктов деятельности плюмтектоники.

2. Развитие на глубинах батолитов, а выше – штоков, даек долеритов, диабазов, диорит-лампрофиров, порфиров и полей площадных метасоматитов с металлогенической и геохимической специализацией на Au, Ag, Pt, Pd, а также признаков проявления палеодиапиров и глубинных термофлюидопотоков.

Мантийные процессы преобразования глубинного вещества (амфиболизация, флогопитизация перидотитов и формирование существенно разуплотненных слоев в мантии) сопровождалось перераспределением и выносом благородных металлов до 50 % от общего их количества в исходных породах мантии. Это обеспечивало возникновение магмо-флюидно-рудообразующих систем в мантии. Нашими ранними геохимическими исследованиями было показано, что в ксенолитах мантийных ультрамафитов среди кимберлитов Сибирской платформы обнаружены неизменные и преобразованные метасоматозом их разности. В первых содержания золота находятся в пределах 8-43 мг/т, а во вторых – всего 2.6-4 мг/т. Кроме того, в перекристаллизованных гранатах из ксенолитов в кимберлитах вдвое сократилось количество золота по сравнению с содержаниями Au в гранатах неизменных гранатовых перидотитов. Все это свидетельствует о перераспределении и выносе металла при мантийном метасоматизме и о возможном формировании глубинных металлоносных флюидов.

Дополнительным доказательством участия мантийного вещества при формировании крупных золоторудных объектов могут служить выявляемые повышенные концентрации платиновых металлов до 1-9 г/т Pt, Pd, Ir, Os, Rh в золоторудных телах, околорудных

метасоматитах ряда известных месторождений России и зарубежья. Распределение золота и платиновых металлов в интрузивных породах, разных метасоматитах и рудах многих регионов показано в ряде публикаций автора и других исследователей.

3. Выявление признаков фракционирования золота между твердой и жидкой фазами кристаллизующихся расплавов K_{Au}^{Au} (K_{Au}^{Au} 1:3-21 и 1:53-114) между твердой и флюидной фазами области субсолидуса (K_{Au}^{Au} 1:5.5 и 1:290) [Коробейников, 1981, 1987; Коробейников, Черняева, 1987;]. При этом K_{Au}^{Au} между жидкой (магмой), твердой (кристаллит) и флюидной фазами кристаллизующихся расплавов основного и кремнекислого состава составили 1.3:1:3 в начальную стадию кристаллизации и 2.5:1:21 в конечную стадию для толеитовых магм, а для рудогенерирующих гранитоидных магм – 2:1:5 в начальную стадию кристаллизации и 2.5:1:114 в остаточных расплавах и флюидах. Возможно этим и объясняется нередкая пространственная совмещаемость золотого оруденения с поздними дифференциатами гранитоидных интрузий благодаря существенному накоплению металлов в остаточных расплавах и флюидах.

Кроме того, установленные нами повышенные концентрации золота в аксессуарных минералах гранитоидов и особенно в автометасоматически преобразованных их разностях (сфене, цирконе, апатите, магнетите, пирите, халькопирите) свидетельствуют о существенном накоплении Au во флюидной фазе гранитоидных интрузий: K_{Au}^{Au} 20-190 [Коробейников, 1987].

4. Распространенность среди аксессуарных минералов магматитов и автометасоматитов самородных элементов (C, Bi, Zn, As, Au, Pt, Pd, Hg), карбидов (SiC, FeC₃), дефицитно-сернистых соединений (троилит, пирротин), производных глубинных нагретых флюидов восстановительной обстановки. Такие минералы обнаруживаются во всех детально изученных интрузивно-метасоматических колоннах для многих золоторудных полей разных складчатых регионов. В отдельных магмо-рудно-метасоматических зонах-колоннах сверху вниз нередко выявляется последовательная смена аксессуарных минералов в магматитах и особенно в метасоматитах окислительной обстановки (гематит, магнетит, пирит, халькопирит, сульфосоли Cu) на восстановительную (пирротин, троилит, ортит, золото, серебро, цинк, олово).

5. Развитие ореолов повышенной золотоносности в контактовых мраморах и роговиках потенциально продуктивных гранитоидных интрузий: K_{Au}^{Au} 1.2-1.4. К таким ореолам относятся пироксен-амфиболовые, плагиоклаз-пироксеновые роговики и мраморы Солгонской нижнепалеозойской гранитоидной интрузии, Ольховской и Копто-Байсютской нижнепалеозойской (Є₃-0) гранитоидной интрузии Алтае-Саяна. Здесь приконтактовые гранитоиды содержат 3-6 мг/т Au, а приконтактовые роговики 5.7 мг/т, мраморы 3.6-3.8 мг/т (вместо 3.6 мг/т Au во вмещающих порфиридах и 0.8-2.2 мг/т в окружающих известняках). Все это свидетельствует о незначительном выносе золота флюидами из кристаллизующихся магм в стороны окружающих пород еще в период закристаллизации гранитоидного интрузива [Коробейников, 1987].

6. Наличие полей дайковых пучков, штоков магматитов пестрого состава (от основных габбро-долеритов, габбро-диабазов, габбро-порфиридов сложного симметрично-зонального сложения тел при фазовом поступлении расплава до диорит-лампрофиров и гранодиорит-сиенит-порфиридов), а также щелочных и кислотных автометасоматитов и кварц-альбитовых с шеелитом, молибденитом жил, штокверков. Щелочные метасоматиты обычно представлены альбититами, калишпатитами или альбит-биотитовыми (\pm мусковитовыми) ассоциациями. Локальные околорудные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания слагаются грейзенами, березитами-лиственитами, гумбеитами или пропилитами, эйситами, аргиллизитами, кварцитами.

7. Наличие признаков латеральной и вертикальной рудно-метасоматической зональности: внизу зон-колонн располагаются площадные альбит-калишпатовые или пропилитовые метасоматиты с вкрапленными бедными, но большеобъемными скоплениями руд Au-W-Mo-(\pm Os, Ir) состава; в средней части – грейзены, березиты-листвениты,

гидроберезиты, гумбеиты с жильно-штокверковыми богатыми рудами Cu–Au–Bi–Te–Pt–Pd состава; сверху – карбонатные листовиты или эйситы, аргиллизиты, кварциты с жильными богатыми рудами Au–Ag–Te–Pd состава. Вертикальная протяженность таких зон-колонн достигает 1.2-3.8 км (Саралинское золоторудное поле, Ольховско-Чибижское золоторудное поле, Нежданское, Олимпиадинское, Воронцовское, Мурунтауское золоторудные месторождения).

8. Смена по вертикали состава и свойств расплавно-рассольных, газово-жидких, жидких включений в минералах магматитов, метасоматитов и руд в единой гранитоидно-рудно-метасоматической колонне с признаками восстановительной обстановки минералообразования внизу (H_2 , CO, CH_4 , NH_4) на окислительные сверху (CO_2 , O_2 , H_2O) палеогидротермальной системы.

9. Выявление смешанного типа изотопных отношений Pb–Pb, Rb–Sr, Sm–Nd, O–O, S–S в минералах руд, околорудных метасоматитов, свидетельствующий о мантийном и коровом поступлении рудного вещества в зоны его структурной локализации [Коробейников, Гусев, 2009].

Итак, именно импульсная дегазация ядра и мантии Земли в условиях сверхвысоких давлений и температур обеспечивала появление плюмов как солитонных образований или самоорганизующихся систем по И.Р. Пригожину. Фиксируемые глубинным геофизическим зондированием блоки разуплотненных пород (отрицательных и пониженных магнитных и гравиметрических аномальных зон) подтверждают бывшие структурные ловушки для металлоносных глубинных флюидов. Это и обеспечило формирование периодически-пульсирующих мантийных магмо-флюидодинамических минералообразующих систем. Крупность возникавших в земной коре рудных объектов обеспечивалась размерами исходных структур-ловушек, а также солитонным импульсным периодически возникавшим и затухавшим режимом глубинной дегазации.

Крупные и уникальные по запасам комплексные месторождения золота, платиновых и редких металлов формировались под воздействием двух минералообразующих систем: мантийной магмо-флюидодинамической и коровой гранитоидно-гидротермально-метасоматической в условиях активного проявления процессов плюмтектоники и палеодиапиризма.

Литература

Коробейников А.Ф. Фракционирование золота в магматическом расплаве при его кристаллизации // Доклады АН СССР. 1981. Т. 259. №5. С. 1200-1204.

Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. – Новосибирск: ИГиГ АН СССР, 1987. – 177 с.

Коробейников А.Ф., Гусев А.И. Факторы мантийно-корового взаимодействия в магматогенных флюидах рудогенерирующих систем // Известия ТПУ. 2009. Т. 315. № 1. Науки о Земле. С. 11-18.

Коробейников А.Ф., Черняева Е.И. Поведение золота при формировании зональных дайковых тел габбро-диабазов // Доклады АН СССР. 1987. Т. 292. № 3. С. 680-684.

Коробейников А.Ф. Условия образования крупных и гигантских золоторудных месторождений // Известия ТПУ. 2005. Т. 308. № 2. С. 14-22.

ВНУТРИПЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И СВЯЗАННАЯ С НИМ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Кузьмин¹ М.И., Ярмолюк² В.В.

¹*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru;*

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: yarm@igem.ru.*

1. В XX и XXI веке было познано более точно внутреннее строение Земли, хотя эти знания получить часто труднее, чем данные о далеких планетах Солнечной системы. Например, планета Плутон, расположенная в 6 млрд. км. от Солнца была открыта в 30-тые годы прошлого столетия, и только в 1936 году было установлено с помощью сейсмоки внутреннее ядро Земли. Основным минерал нижней мантии – перовскит ($MgSiO_3$) синтетически был получен в 1974 году при давлении 30 гектопаскалей (ГПа). До начала XXI века подавляющее число специалистов считали, что этот минерал располагается до основания мантии, не подвергаясь другим фазовым превращениям. В 60-х годах были открыты новые сейсмические неоднородности на глубине 2.670 км и расположенный здесь 300 км слой D". В 1983 году установлено, что слой D" прерывист, что связывалось с различным содержанием элементов, а не с границей фазовых переходов. Это предположение было сделано благодаря «идеальной» кристаллической структуре перовскита, имеющего плотнейшую упаковку.

Развитие сейсмотомографии в начале 80-х годов позволило установить существование в мантии низкоскоростных (горячих) и высокоскоростных (холодных) областей, прослеживающихся от подошвы литосферы до самого ядра [Dziwonski, 1984; Fukao et al., 1994, Maruyama, 1994]. Обнаружены две большие низкоскоростные провинции: одна расположена над Африкой и окружающими ее территориями, другая над Тихим океаном. Они совпадают с выделенными нами ранее горячими полями мантии [Зоненшайн, Кузьмин, 1983]. Эти большие низкоскоростные мантийные области называются Африканской и Тихоокеанской LLSVP (Large Low Spear Velocity Province) провинциями, или суперплюмами, с ними связаны проявления вулканизма горячих точек на поверхности Земли [Courtillot, Renne, 2003].

С помощью сейсмической томографии установлено, что субдуцированные плиты после первой стагнации в переходной зоне на границе верхней-нижней мантии (400-600 км) частично могут опускаться до границы ядро-мантия, т.е. до слоя D" [Zhao, 2001, 2007, Fukao et al., 2009]. Это позволило полагать, что мантийные плюмы могут зарождаться на границе верхней и нижней мантии, а также на границе ядро-мантия в слое D", т.е. имеется два уровня зарождения плюмов.

Наконец, в 2002 году в эксперименте был определен переход перовскита в новую, более плотную, модификацию, которую в 2003 году назвали постперовскитом, она имеет плотность на 1-1.5% выше, чем у перовскита [Хиросе, 2010]. Постперовскит увеличивает поток тепла через мантию на 20% и способствует зарождению и развитию плюмов в слое D". Важно, что еще в 50-х годах прошлого столетия было установлено, что внешнее, жидкое ядро на 10% менее плотное, чем чистый сплав железа с никелем. Это позволяет полагать, что в нем присутствуют более легкие элементы, например, сера, кремний, кислород, углерод, водород. Поступление их в слой D" увеличивает возможность возникновения здесь плюмов.

2. Наиболее убедительным аргументом связи тектоники плит и тектоники плюмов является взаимосвязь процессов образования суперконтинентов и суперплюмов в единых суперконтинентальных циклах [Li, Zhong, 2009]. В данном случае увязаны как поверхностные, так и глубинные процессы Земли, т.е. эту концепцию можно называть глубинной геодинамикой. В настоящее время с различной степенью вероятности установлены четыре суперконтинента: Кенорленд, Колумбия, Родиния, Пангея. В отличие от

цикла Вильсона (300 млн лет) суперконтинентальный цикл охватывает 600-700 млн лет. Следы формирования и распада суперконтинентов можно находить в областях выхода древних докембрийских пород. Однако, геологическое выражение формирования древних суперконтинентов и их распад находить сложно, так как последующие процессы «стирают» эти следы. Для их расшифровки необходимы детальные геохронологические исследования. Нами сделаны попытки расшифровки древней истории развития юго-западной окраины Сибири в нашем совместном докладе с Г.Я. Абрамовичем.

3. В настоящее время наиболее полно изучено формирование и раскол двух последних суперконтинентов: Родинии и Пангеи [Torsvik, Cocks, 2004; Li, Zhong, 2009].

После распада Родинии составляющие его континенты, в том числе и Сибирь, переместились в позднерифейский океан. Многочисленные проявления продуктов магматизма океанических горячих точек в складчатом обрамлении Сибирского кратона и внутриплитных магматических образований в его пределах [Ярмолюк и др., 2000] указывают на высокую внутриплитную активность в том секторе Земли, через который в фанерозое перемещался Сибирский континент. Очевидно, его миграция происходила над областью концентрации мантийных плюмов. В соответствии с палеомагнитными данными выполнены палеорекострукции Сибирского континента в фанерозое [Kuzmin et al., 2010]. В их основу было положено представление о формировании Сибирской трапповой провинции 250 млн лет тому назад над Исландским плюмом [Lawver, Muller, 1994; Харин, 2000], фиксирующим северный край Африканской LLSVP. Это позволило наметить долготные координаты (330°-70° в.д. – границы Африканской LLSVP), ограничивающие область возможных широтных миграций Сибири. В соответствии с ними показано, что Сибирь, начиная с 570 млн лет вплоть до юры, дрейфовала над Африканским суперплюмом, а, позднее переместилась к востоку и попала под влияние Тихоокеанского суперплюма.

4. Наиболее ярко выраженную связь с плюмовым магматизмом демонстрируют Ni-PGE месторождения, ассоциирующие с мафит-ультрамафитовыми интрузиями, в том числе в составе трапповых областей. Такими, например, являются рудоносные габбро-долеритовые интрузии Сибирской платформы [Спиридонов, 2010], которые, несмотря на то, что составляют лишь малую долю (<0.01 %) объема траппов, содержат около ¼ мировых запасов Ni и Pd. Предполагается, что древняя архейская литосфера, которая может взаимодействовать с плюмовыми расплавами, является наиболее благоприятным фактором формирования Ni-PGE минерализации [Zhang et al., 2008]. Именно такие условия могут реализоваться в Сибирской рудоносной провинции.

В Восточном Саяне рудоносный (Cu-Ni-PGE) комплекс базит-ультрабазитовых интрузий выделяется в пределах архейского Алхадырского террейна, вытянутого вдоль края Сибирской платформы. Возраст массивов составляет 630-650 млн лет и соответствует возрасту ультраосновных щелочных комплексов с редкометалльными карбонатитами, которые также прослеживаются вдоль края Сибирской платформы. Проявления внутриплитного магматизма этого возраста связываются с суперплюмом, расколовшим Родинию [Ярмолюк и др., 2005].

Еще один комплекс небольших мафит-ультрамафитовых интрузий с сульфидной медно-никелевой с платиной минерализацией выделяется на юго-востоке Алданского щита [Гурьянов и др. 2009; Симонов и др. 2009]. Возраст этих интрузий составляет ~ 1700 млн лет, а краевая позиция в пределах щита предполагает их связь с расколами, возникшими под влиянием суперплюма при распаде суперконтинента Колумбия или Кенорленд.

Можно полагать, что во всех перечисленных случаях местом зарождения суперплюмов служил слой D'', расположенный на границе ядро-мантия, а в составе источников плюмового магматизма должна была присутствовать мантия EM-1, которая считается типичной для плюмов, несущих Ni-PGE минерализацию [Zhang et al., 2008] и карбонатиты. Наиболее четко связь Cu-Ni (Pt) месторождений карбонатитов с редкометалльными месторождениями видна на реконструкциях раскола Родинии, в которых по бортам расколовшего суперконтинент рифта расположены выше отмеченные месторождения [Кузьмин и др., 2011].

5. Плюмы часто являются причиной появления крупных изверженных провинций (LIP), а также специфичных рудоносных магматических пород с благороднометалльной (ультрамафит-мафитовые комплексы) и редкометалльной (ультращелочные комплексы, щелочные и литий-фтористые граниты и др.) минерализацией. Под воздействием плюмов образуются также крупные изверженные провинции гранитоидного состава, с которыми связаны многочисленные месторождения. На Азиатском континенте – это раннепалеозойские батолиты «пестрого состава» Алтае-Саянской области и Западной Монголии, позднепалеозойские гранитоиды калбинского комплекса, Ангаро-Витимский, Хангайский и Хентейский батолиты, сформированные при участии вещества мантийных плюмов [Kuzmin et al., 2010]. С такими внутриплитными гранитоидными проявлениями магматизма, помимо редкометалльных, часто сопряжены полиметаллические и золоторудные месторождения. Отмеченные магматические, в первую очередь вулканические, образования на спейдер-диаграммах Ta-Nb минимум, свидетельствующий о том, что мантийные магмы, ответственные за эти породы образовались в условиях присутствия воды. Предполагается также, что перечисленные выше месторождения связаны с плюмами, зарождающимися на границе верхняя-нижняя мантия. Подробно сведения о рудной минерализации позднепалеозойского и мезозойского возраста будут рассмотрены в докладе В.В. Ярмолюка.

Литература

Гурьянов В.А., Приходько В.С., Пересторонин А.Н., Петухова Л.А., Потоцкий Ю.П., Соболев Л.П. Новый тип медно-никелевых месторождений юго-востока Алдано-Станового щита // Доклады Академии наук. 2009. Т. 425. № 4. С. 505-508.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28-45.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинцией. // Геотектоника. 2011. Т. 45. № 6. С. 3-23.

Симонов В., Приходько В.С., Ковязин С.В., Тарновский А.В. Условия формирования кондерского платиноносного ультраосновного массива (Алданский щит) // Доклады Академии наук. 2009. Т.434. № 1. С. 108-111.

Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т.51. № 9. С. 1356-1378.

Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т.8. № 2. С. 115-130.

Хиросе К. Новое о составе земли // В мире науки. 2010. № 8/9. С. 72-81.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 343-366.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 2005. Т.404. №3. С. 400-406.

Courtillot V.E., Renne P.R. On the ages of flood basalt events. *Comptes Rendus. // Geosciences*. 2003. V. 335 (1). P. 113-140.

Dziewonski A.M. Mapping the lower mantle, determination of lateral heterogeneity up to degree and order 6 // *Journal of Geophysical Research*. 1984. V. 89. P. 5929-5952.

Fukao Y., Maruyama, S., Obayashi, M., Inoue, H. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // *The Journal of the Geological Society of Japan*. 1994. V. 100. P. 4-23.

Fukao Y., Obayashi M., Nakakuki T., the Deep Slab Project Group. Stagnant Slab: A Review // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2009. V. 37. P.19-46.

Kuzmin M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Science Reviews*. 2010. V. 102. № 1-2. P. 29-59.

Lawver L.A., Muller R.D. Iceland hotspot track // *Geology*. 1994. V. 22 (4). P. 311-314.

Li Z.X., Zhong S. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2009. V. 176. P.143-156.

Maruyama S. Plume tectonics // *Journal of Geological Society of Japan*. 1994. V.100 (1). P. 24-49.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review // *Journal of the Geological Society*. 2004. V. 161. P. 555-572.

Zhang M., Reilly S.Y., Wang K.-L., Hronsky J., Griffin W.L. Flood basalts and metallogeny: The lithospheric mantle connection // *Earth-Science Reviews*. 2008. V. 86. P. 145-174.

Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V.192. P. 251-265.

Zhao D. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes // *Gondwana Research*. 2007. V. 12. P. 335-355.

ORIGIN AND DEVELOPMENT OF THE TUVINO-MONGOLIAN MASSIF

Lebedev¹ V.I., Kozakov³ I.K., Yarmolyuk² V.V., Kovach³ V.P. and Sugorakova¹ A.M.

¹*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Division of the RAS*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrology, Mineralogy and Geochemistry of the RAS*

³*Institute of Geology and Geochronology Precambrian of the RAS*

Tuvino-Mongolian massif is held to be one of largest massifs in a structure of the Central Asian Mobile Belt fringing the Siberian Platform on the south and south-west. Such massifs with the crystalline basement are considered as microcontinents – fragments of continental massifs, included in the supercontinent Rodinia and attached to structures of surroundings of the Siberian Platform in the course of the Paleasian ocean development. New information on development of endogenous processes in the Tuvino-Mongolian massif has been obtained from recent investigations. Features of geological setting of metamorphic complexes (Naryn, Moren, and Erzin complexes) have been studied. The Naryn complex is made of essential carbonate, terrigenous-carbonate, and terrigenous piles of the Balytygkhem, Chartys, Naryn, and Chinchilig formations. These rocks are attributed to deposits of epicontinental shelf seas. The Moren complex includes volcanic and sedimentary rocks metamorphosed in the conditions of the amphibolite facies and formed in the environment of rifting structures of passive continental margins. The Erzin complex is made of biotite and garnet-biotite gneisses, intense migmatitized, with relicts of the granulitic facies. Their protoliths were sedimentary rocks typical of basins of passive continental margins. Hypersthene and bipyroxene crystalline schists of the Lower Erzin tectonic plate are attributed to the Erzin complex too. The initial rocks of the schists can be considered as fragments of paleoisland-arc and paleocean formations. U-Pb dates (SHRIMP) of detrital zircons from metaterrestrial rocks of the Moren complex are 750 m.y. and of the Erzin complex – 800 and 900 m.y. This determines a lower age boundary of rocks accumulation.

Under study there were features of geological setting of intrusions, located within the Tuvino-Mongolian massif, and granitoids of the Tannu-Ola intrusive complex of the East-Tannu-Ola and Kaa-Khem zones of the massif Caledonian surroundings. Age of these formations have been estimated by U-Pb dates of zircons (SHRIMP). The crystalline complexes, formed in the course of the Archean and Early Proterozoic tectogenesis within the Tuvino-Mongolian massif, have not been

found. The results of geological-geochronological investigations permits us to recognize steps of formation of the Tuvino-Mongolian massif and to establish a nature of this structure which determines main features of structure of the Early Caledonides of the Central Asia. The Tuvino-Mongolian massif can not be considered as a craton fragment. It formed as a result of tectonic conjugation of metamorphites of lower grades with non-metamorphised shelf rock piles in the range of 496.6 ± 3.5 – 521 ± 12 m.y. An age of formation of mapped main structures has been estimated at 496.9 ± 3.5 m.y. An interval when thrusts, associated with placing of granulites into the upper structural layers, were formed has been determined as 489.4 ± 2.6 – 480 ± 5.4 m.y. The latter value notes completion of high-grade metamorphism and folding. By the 464.6 ± 5.7 m.y. the Tuvino-Mongolian massif has been separated as a rigid stable structure. The intense deformations in the surroundings are manifested themselves as intrusion of tonalites of the Tannu-Ola complex in the Kaa-Khem and East-Tannu-Ola zones of 451 ± 5.7 and 457 ± 2.9 m.y. old. The formation of the Tuvino-Mongolian massif as a whole was associated with accretionary processes in the course of Paleasian ocean closure. As this took place, fragments of piles, initially separated, were tectonically conjugated and then “soldered together” in the course of high-grade regional metamorphism occurred at the deep sections of this heterogeneous structure [Kozakov et al, 2001].

On the territory of the Tuvino-Mongolian massif, the subsequent geological events were determined by processes of intraplate magmatic activity. They are related to development of hot field of the mantle in the basement of the southwestern surroundings of the Siberian Platform, a constituent of the North-American superplume [Yarmolyuk et al., 2000; Kovach et al, 2005]. The indicators of intraplate magmatic activity in the region are formation of subalkaline and alkaline gabbroid massifs (Korgerebadan and Harlin massifs), alkaline granites and syenites (Ulug-Tanzek, Koktyg-Khem, and Terben), lithium-fluorine granites and pegmatites (Solbeldyr and Tastyg), nephelie syenites (Bayan-Kol), and others [Сугоракова и др., 2011].

References

Kozakov I.N., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach A.A., Natman A., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Toddt V., Kroener A., Yakovleva S.Z., Lebedev V.I., and Sugorakova A.M. Age boundaries of structural development of metamorphic complexes of the Tuvino-Mongolian massif // *Geodynamics*. 2001. № 3. P. 22-43.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., and Kuz'min M.I. North-Asian superplume in the Phanerozoic: magmatism and deep geodynamics // *Geotectonics*. 2000. № 5. P. 3-29.

Kovach V.P., Ping Jian, Yarmolyuk V.V., Kozakov I.K., Dunyu Liu, Terent'eva L.B., Lebedev V.I., and Academician of the RAS Kovalenko V.I. Magmatism and Geodynamics of Early Stages of the Paleasian Ocean Formation: Geochronological and Geochemical Data on Ophiolites of the Bayan-Chongor Zone // *Doklady of Earth Sciences*. 2005. V.404. №7. P. 1072-1077.

Сугоракова А.М., Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Лыхин Д.А. Позднепалеозойский щелочно-гранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитной активностью в пределах Сибирского палеоконтинента // *ДАН*, 2011. Т. 439. № 5. С. 886-892.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВНУТРИПЛИТНЫХ ГРАНИТОВ

Летников Ф.А.

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: letnikov@crust.irk.ru

Уникальность пород гранитного ряда среди других магматических пород, распространенных на Земле, заключается прежде всего в том, что это самые легкие магматические породы и одновременно обладающие наименьшим запасом свободной энергии Гиббса при конкретных P , T условиях [Летников, 1975]. По этим двум параметрам к ним близки мало распространенные щелочные нефелиновые сиениты. Иными словами, гранитоиды в серии сопоставимых магматических пород занимают самые низкие энергетические уровни, что отражается и на минимальных температурах их плавления. Поэтому в длительной геологической истории Земли гранитоиды в значительных масштабах могли образоваться лишь на определенных регрессивных энергетических уровнях самоорганизации планеты как космического тела в целом и ее отдельных тектонических блоков, отражающих определенные уровни зрелости континентальной литосферы. Во всех случаях значительные по размерам массивы гранитоидов могли появиться только за счет исходного меланократового, преимущественно базальтового, субстрата в результате его объемной гранитизации. В значительно меньших масштабах породы плагиогранитного ряда могли образоваться и при дифференциации базальтоидов.

Внутриплитные граниты характеризуют в своем развитии литосферные блоки высокой степени зрелости, для которых характерны: длительность развития, докембрийский метаморфизм основания, значительная мощность гранитогнейсового слоя земной коры (до 40-45 км), дискретное проявление гранитизации, рост гранитогнейсовых куполов и неоднократное проявление гранитоидного магматизма. По сути дела зрелая континентальная кора, на которой образуются внутриплитные граниты, является результатом общепланетарных процессов – ее гранитизации. Последнее десятилетие знаменуется широким внедрением в науки о Земле идей синергетики, теоретические основы которой заложил Г. Хакен [1980], а в России наибольших успехов в плане привлечения идей синергетики для рассмотрения обширного круга научных основ синергетики применительно к природным процессам заложил С.П. Курдюмов и его ученики. Но вернемся к проблеме образования гранитов как специфических природных объектов, для объяснения многих черт образования которых применение идей синергетики оказалось весьма плодотворным. В целом планета Земля является самоорганизующейся системой, геосферы которой сформировались в основном за счет диссипативных процессов [Летников, 1992], зрелая континентальная земная кора с гранитогнейсовым слоем появилась лишь на определенных этапах формирования Земли в среднем и позднем архее. Общепринятой является точка зрения, что этот возрастной рубеж отвечает переходу от первичной симатической, сугубо базальтовой коры, к сиалической континентальной, наиболее ранними представителями которой являются так называемые «серые гнейсы». По сути дела, это самые ранние представители глобальных этапов гранитизации меланократового субстрата, в котором образуются серии пород, несущие черты исходной преимущественно базальтовой матрицы и вновь образованного гранитизированного субстрата, объединенных в серию ТТГ, включающих тоналиты, трондьемиты и гранодиориты [Мак-Грегор, 1983]. Процессы гранитизации основных пород протекали под воздействием в значительной мере глубинных восстановленных (сухих) флюидов с низкой активностью H_2O [Летников, 2003]. Это обстоятельство предопределило высокую степень сохранности во вновь образованных породах пироксенов и граната, низкое соотношение $K_2O/Na_2O < 0.5$, высокую глиноземистость вновь образованных пород и т.д. О громадных масштабах самой ранней в истории Земли гранитизации можно судить по тому факту, что в составе докембрийских гранулит-гнейсовых толщ кислые и средние магматические породы серии ТТГ слагают до

80-90% разреза. Но поскольку они образуются в породах сформировавшихся под воздействием восстановленных флюидов, то для них характерна высокая степень унаследования составов базитов, подвергшихся архейской гранитизации.

В истории Земли процесс гранитизации пород базальтоидного ряда проявился в значительно меньших масштабах в пределах молодых офиолитовых океанических комплексов, где они в основном представлены плагиогранитами и кварцевыми диоритами [Лучицкая, 2001]. Но эти молодые офиолитовые граниты образовались в иной физико-химической обстановке: при более низких T и P и высоком P_{H_2O} , и в этих условиях не формировались гранитогнейсовые купола и батолиты.

Развитие Земли как космического тела знаменовалось интенсивным массопереносом к ее поверхности флюидных, петрогенных и рудных компонентов. Вынос из меланократовой матрицы избыточных по отношению к перидотиту Si , Al , Ca , Na , K привел к развитию в молодой базальтовой коре процессов гранитизации и формированию гранитогнейсового слоя земной коры, начавшегося уже с раннего архея. Гранитизация является метасоматическим процессом, когда привнос гранитизирующих компонентов в меланократовую матрицу переводит ее в качественно иное состояние, приближающееся к диориту, гранодиориту (эндербиту, чарнокиту) и к биотит-роговообманковому или биотитовому граниту. Продуктами гранитизации являются гранитизированные породы и гнейсы, которые слагают гранитогнейсовые купола. Именно в гранитогнейсовых куполах реализуется механизм «завоевания» пространства для будущего гранитного массива, который может сформироваться на месте купола после его расплавления [Летников, 1975]. Возрастание зрелости литосферы характеризуется неоднократным проявлением гранитизации и гранитообразующих процессов. При этом каждый последующий этап «использует» гранитоидную матрицу предыдущего этапа, что требует меньшего привноса гранитизирующих компонентов, ибо они уже в значительных количествах привнесены на предыдущем этапе гранитизации. Так по мере роста зрелости литосферных блоков от раннего архея до мезозоя в возрастном ряду друг за другом следуют: тоналиты, эндербиты, диориты, плагиограниты, чарнокиты, гранодиориты, биотит-роговообманковые, биотитовые граниты, лейкограниты и аляскиты. Каждый последующий член этого ряда характеризует процесс дальнейшей лейкократизации пород гранитного ряда, когда каждая новая разновидность гранита использует гранитную матрицу предыдущего этапа, что отвечает росту зрелости литосферы в целом. На этом фоне редкометалльные граниты знаменуют своим появлением завершающие стадии процесса, когда флюиды, формирующие редкометалльноспециализированные высокофтористые магмы, поступают в гранитогнейсовый слой земной коры из самых глубинных уровней неистощенной астеносферы [Летников, 2003]. Каждый петротип выделенного ряда характеризуется своим характерным петро- и геохимическим составом, что не раз подчеркивалось многочисленными исследователями. Учитывая главную роль глубинных гранитообразующих флюидов в формировании гранитоидов значительных по размерам массивов, сформировавшихся на месте гранитогнейсовых куполов, или ранее образованных гранитов, процесс распознавания генезиса таких пород сводится к простой формуле: исходная матрица + гранитизирующий флюид + расплавление = новообразованный гранит.

Используя такой подход и анализируя характер проявления во времени гранитообразующих процессов, уже на основании этих данных можно оценить степень зрелости конкретного литосферного блока. Такой подход применим и к оценке зрелости островов и островных дуг на океанической коре.

Процесс формирования гранитогнейсового слоя континентальной литосферы осуществляется за счет выноса из верхней мантии флюидов, Si , K , Na , отчасти Al . Иными словами – это глубинные гранитообразующие флюиды. В результате в истощенной по этим компонентам верхней мантии происходит увеличение доли Fe , Mg , Ca , а следовательно и рост температуры плавления и перевод пород мантии в твердую литосферу. Отсюда вытекают два простых правила:

1. Чем больше мощность гранитогнейсового слоя, тем больше мощность истощенной мантии.

2. Чем больше мощность гранитогнейсового слоя, тем глубже граница мантии и астеносферы [Летников, 2003, 2006].

А поскольку астеносфера выступает в роли неистощенной части мантии, то она и является той ее частью, откуда по глубинным разломам в земную кору проникают глубинные флюиды, несущие в своем составе и рудные компоненты. Накладываясь на более ранние легкоплавкие гранитные породы, они формируют небольшие по размерам интрузивные автономные гранитные рудоносные тела, которые от более ранних гранитов заимствуют только их гранитную матрицу. Так формировались автономные рудоносные гранитные массивы, не имевшие прямой генетической связи с вмещающими гранитами [Летников, 1986, 2008, 2009].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 11-05-00272 и № 11-05-12005-офи-м-2011).

Литература

Летников Ф.А. Автономные флюидные системы континентальной литосферы // Доклады Академии наук. 2009. Т. 427. № 6. С. 810-813.

Летников Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. – Новосибирск: Наука, 1975. – 214 с.

Летников Ф.А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования // Глубинные условия эндогенного рудообразования. – М.: Наука, 1986. С. 16-24.

Летников Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика, 2003. № 12. С. 1232-1262.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука. 1992. – 229 с.

Летников Ф.А. Топазовые граниты массива Тототуз, Северный Казахстан // Петрология, 2008. Т. 16. № 4. С. 339-355.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 12. С. 1296-1307.

Лучицкая М.В. Тоналит-трондьемитовые комплексы Корьякско-Камчатского региона. М.: ГЕОС, 2001. 123 с.

Хакен Г. Синергетика. – М.: Мир, 1980. – 404 с.

Мак-Грегор В. Р. Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. С. 131-156.

БАЗИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ПОЗДНЕРИФЕЙСКОЙ БУРЛИНСКОЙ ПАЛЕОСПРЕДИНГОВОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

**Орсоев¹ Д.А., Булгатов¹ А.Н., Гордиенко¹ И.В., Бадмацыренова¹ Р.А.,
Канакин¹ С.В., Посохов¹ В.Ф., Волкова² М.Г.**

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, e-mail: magma@gin.bsnet.ru

²Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: mariavolkova2008@yandex.ru

В пределах Восточного Прибайкалья в начале неопротерозоя (позднего рифея) произошла мощная деструкция раннедокембрийской континентальной коры. В Западном Забайкалье в этот период активно формировались Байкало-Муйский и Баргузино-Витимский океанические бассейны и сопряженные с ними Келянская и Метешихинская островодужные системы [Булгатов и др., 2006; Гордиенко и др., 2010]. В этих районах широко распространены средне-позднерифейские сложно дислоцированные осадочно-метаморфические толщи, выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов. Среди этих толщ повсеместно встречаются глубоководные кремнистые отложения и фрагменты офиолитовых комплексов, сложенных серпентинизированными гипербазитами, габброидами и метабазальтами типа N- и E-MORB, указывающие на их спрединговую природу.

Примером подобных образований служит хорошо изученная позднерифейская Шаманская палеоспрединговая зона, выделенная в северо-восточной части Верхневитимского турбидитового террейна [Гордиенко и др., 2009]. Установлено, что состав и возраст пород Шаманской офиолитовой зоны и расположенных в ней вулканитов Келянской островодужной системы хорошо коррелируется с Усть-Келянским офиолитовым и островодужным комплексами Байкало-Муйского пояса. В настоящее время рассматриваемая структура представляет собой пакет тектонических пластин, в пределах которого совмещены разновозрастные структурно-формационные комплексы различной геодинамической природы (офиолитовые, островодужные, коллизионные и др.)

Другим примером может служить сравнительно недавно выделенная позднерифейская Бурлинская локальная спрединговая зона [Булгатов и др., 2006]. В её структуре покровы базальтовых пород были известны давно. Однако, только в последнее десятилетие благодаря работам А.Н. Булгатова, П.В. Осокина, В.А. Макрыгиной, В.К. Хрусталева и др. были получены первые сведения о составе и геологическом положении этих базальтов в итанцинской свите. Вместе с тем, их плутонические производные до настоящего времени не были идентифицированы, хотя в Бурлинской зоне известен ряд базит-ультрабазитовых массивов (Метешихинский, Острая Сопка, Фурай, Водораздельный), которые в виде «останцов» располагаются среди гранитоидных пород баргузинского комплекса. Их изучение до настоящего времени практически не проводилось, и в литературе имеются лишь отрывочные сведения краткого геолого-петрографического описания массивов Острая Сопка и Метешихинского [Балыкин и др., 1986; Грудинин и др., 2001]. Естественно возникает вопрос – а не являются ли эти массивы комплементарными образованиями для итанцинских базальтов, т. е. другими словами, не образуют ли они с базальтами единую вулканоплутоническую ассоциацию? Для решения этого вопроса вашему вниманию предлагаются результаты изучения Метешихинского массива – самого крупного и наиболее представительного по составу слагающих его пород среди базитовых интрузивов Бурлинской зоны и сопоставление полученных результатов с опубликованными данными по сопряженным метабазальтам итанцинской свиты.

Фрагменты Бурлинской палеоспрединговой зоны находятся на юго-западе Верхневитимского турбидитового террейна в бассейне рр. Итанца, Кома и Метешиха (правые притоки р. Селенга), тяготея к фронтальной части Метешихинской островной дуги. Осадочно-вулканогенные образования, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой

фации, расчленены на две свиты: итанцинскую (нижнюю) карбонатно-базальто-терригенную и бурлинскую (верхнюю) сланцево-карбонатную [Осокин и др., 1989]. В составе итанцинской свиты выделены три литофациальных комплекса: кварцит-песчано-сланцевый, доломитово-кремнисто-сланцевый и известняково-сланцево-базальтовый. Первые два комплекса образовались в шельфовых условиях, третий, заключающий покровы базальтов, – в глубоководных условиях в структуре типа океанического трога или рифта [Гордиенко и др., 2010]. Бурлинская свита сложена доломитами и известняками, содержащими прослой кварц-углеродисто-серицитовых и серицит-кварцевых сланцев, кварцитов.

Метешихинский массив расположен в западной части Бурлинской зоны среди гранитоидов баргузинского и витимканского комплексов в междуречье Метешихи и

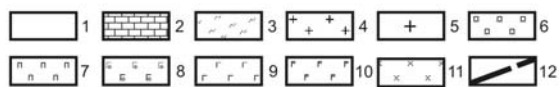


Рис. 1. Схема геологического строения Метешихинского ультрабазит-базитового массива (по А.Д. Дарижабову и др., 1984 г., с изменениями).

1 – четвертичные аллювиальные отложения; итанцинская свита: 2 – известняки с прослоями сланцев и кварцитов, 3 – мусковит-биотит-кварц-полевошпатовые, кварц-мусковитовые сланцы; 4 – биотитовые граниты, кварцевые сиениты витимканского комплекса; 5 – граниты и плагиограниты баргузинского комплекса; Метешихинский массив: 6 – верлиты и лерцолиты, 7 – пироксениты, 8 – оливиновые габбро, 9 – габбро и габбронориты амфиболовые, 10 – габбро и габбронориты амфиболизированные; 11 – диориты; 12 – разрывные нарушения.

Большая, правых притоков р. Селенга, в 80 км от впадения ее в оз. Байкал. Он имеет форму вытянутого в северо-восточном направлении прямоугольника при общей протяженности около 12 км и ширине от 1.5 до 4 км (рис. 1).

На восточном фланге и на юго-западе он непосредственно контактирует с карбонатными породами и сланцами итанцинской свиты. По всему южному контакту к массиву примыкает полоса диоритов и кварцевых диоритов. Массив по объему примерно на 70-75 % состоит из габбро и габброноритов, меняющихся в расслоенной серии от оливиновых меланогаббро до габбро-анортозитов. Ультраосновные породы представлены небольшими удлиненными телами плагиоперидотитов и перидотитов (верлиты, лерцолиты), которые располагаются в центральной части массива согласно его простиранию среди пироксенитов и оливиновых габбро. Местами хорошо проявлена первичномагматическая дифференциация.

Для пород массива характерна высокая железистость (f) раннего оливина (16.7-28.1 %) и высокая основность плагиоклаза (92.2-79.1 %). Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариацией железистости от 14.2 % в

плагиоперидотитах до 26.0 % в габброноритах. Ортопироксен отвечает бронзиту с изменением железистости от 19.8 % в ультраосновных породах до 29.0 % в габброноритах. Характерной особенностью Метешихинского интрузива является широкое развитие во всех типах пород первичномагматических амфиболов, представленных эденит-паргаситом ($f=17.6-44.3$ %) и магнезиальной роговой обманкой ($f=10.4-47.6$ %). Оба амфибола характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 (11.8-15.8 мас. % в эденит-паргасите и 5.7-11.2 мас. % в магнезиальной роговой обманке) и Na_2O (до 2.47 мас. % в паргасите). В целом железистость всех породообразующих минералов последовательно нарастает от перидотитов и пироксенитов до габброноритов, в этом же направлении уменьшается основность плагиоклаза. Согласно петрографическим наблюдениям смена минеральных

парагенезисов в процессе кристаллизации пород массива происходила в следующей последовательности: $Ol + Chr \rightarrow Pl \rightarrow Crx \rightarrow Opx \rightarrow Amf$.

По соотношению кремнезема и суммы щелочей все разновидности пород Метешихинского массива, а также итанцинских метабазальтов относятся к ряду низкощелочных (нормальных) пород и характеризуются повышенной глиноземистостью, низкими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 и преобладанием Na_2O над K_2O . Содержание и характер распределения петрогенных элементов в породах Метешихинского массива отвечают тренду фракционной кристаллизации базальтовой магмы, выраженном в постепенном накоплении Al_2O_3 , CaO и щелочей от ранних к поздним дифференциатам по мере уменьшения в расплаве MgO . Этому тренду соответствует закономерное уменьшение содержаний Cr , Ni и увеличение содержаний Sr и Cu .

Определение состава родоначальной магмы с применением ЭВМ-моделирования с помощью программ «Comagmat 3.57» и «Pluton 4.2» позволили сделать вывод, что породы перидотит-пироксенит-габбровой серии Метешихинского массива кристаллизовались при давлении от 3 до 3.5 кбар из родоначального расплава, соответствующего по составу базальту низкощелочного ряда со средним содержанием РЗЭ. Установленный состав отвечает габбро и близок среднему составу итанцинских метабазальтов.

Для определения возраста базитовых интрузивов проведено Ar-Ar датирование по первичномагматическим амфиболам из роговообманковых габбро. В полученном $^{40}Ar/^{39}Ar$ -спектре для Метешихинского массива наблюдается устойчивое плато с возрастом 809 ± 6 млн лет, отвечающее 95 % выделенного ^{39}Ar . Близкое значение возраста выявлено и для массива Острая Сопка, расположенного в 15-20 км севернее Метешихинского интрузива. Получено плато с более 85 % отделением ^{39}Ar , отвечающее возрасту 844 ± 8 млн лет. Возраст итанцинских метабазальтов, определенный U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), оказался равен 839 ± 11 млн лет, что свидетельствует о синхронности проявления интрузивного и базальтового магматизма.

Спектры распределения РЗЭ (рис.2а) и редких элементов (рис. 2б), как в породах массива, так и в базальтах, очень близки между собой, обладают однотипным нефракционированным или слабофракционированным трендом распределения и несут черты

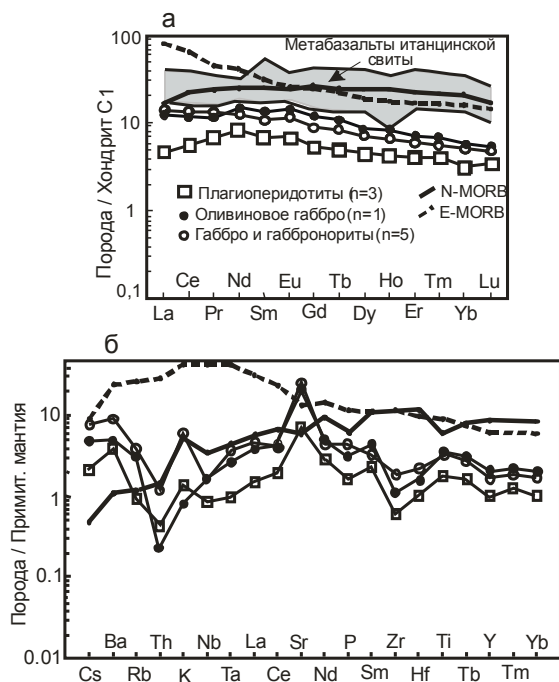


Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ (а) и спайдер-диаграмма (б) для редких элементов в породах Метешихинского массива и метабазальтах итанцинской свиты.

сходства с базальтами, производными обогащенной мантии E-MORB типа с отклонениями в сторону N-MORB. Присутствие на спайдер-диаграммах интрузивных пород Sr-максимума отражает, возможно, присутствие субдукционной компоненты. По Sr и Nd изотопным характеристикам ($^{143}Nd/^{144}Nd - 0.5128-0.5129$ и $0.5123-0.5125$; $^{87}Sr/^{86}Sr - 0.7052-0.7063$ и $0.7039-0.7041$ соответственно для базальтов и габброидов массивов Острая Сопка и Метешихинского) они также соответствуют обогащенным базальтам, источником для которых были мантийные резервуары NIMU и EM1 (рис. 3). Модельный возраст для базальтов – $T_{Nd}(DM-2)$ составляет 1149-1211 млн лет [Гордиенко и др., 2010], а для габброидов обоих массивов этот показатель несколько выше и укладывается в интервал 1544-1751 млн лет.

Доказательством мантийного происхождения родоначального расплава для

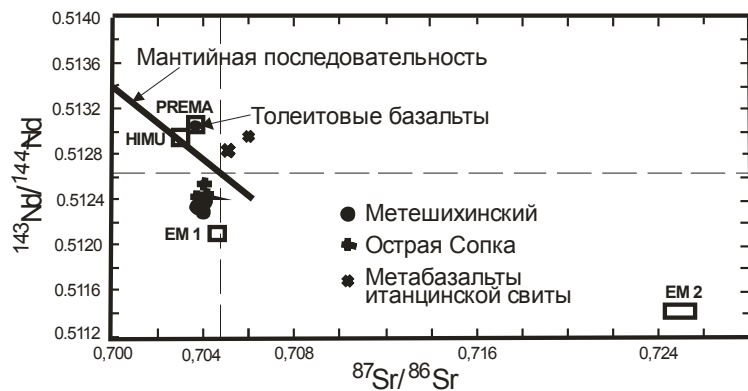


Рис. 3. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для пород массива Острая Сопка, Метешихинского массива и metabазальтов итанцинской свиты Бурлинской зоны.

пород массивов Острая Сопка и Метешихинского служат также данные по изотопному составу кислорода в породообразующих минералах. В целом все минералы обоих массивов имеют типичные мантийно-магматические значения $\delta^{18}\text{O}$, варьирующие в пределах $+5.0 \div +5.7$ для оливинов, $+4.9 \div +5.9$ для пироксенов, $+5.3 \div +6.4$ для плагиоклазов и $+4.2 \div +5.7$ для магматических амфиболов. По возрастанию средних значений величины $\delta^{18}\text{O}$ изученные минералы образуют ряд амфибол \rightarrow оливин \rightarrow клинопироксен \rightarrow плагиоклаз.

Таким образом, полученные геохимические и изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о том, что ультрабазит-базитовые интрузии и metabазальты итанцинской свиты Бурлинской локальной спрединговой зоны образуют единую вулcano-плутоническую ассоциацию базальтового состава, формирование которой происходило в условиях растяжения земной коры на стадии раннего спрединга в позднем рифее, характеризующимся заложением структур поздних байкалид. Их источниками являлись, главным образом, породы континентальной коры с палеопротерозойскими модельными возрастaми.

Работа выполнена при поддержке интеграционных проектов ОНЗ РАН 2.1. и ОНЗ РАН 10.1.

Литература

- Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петров Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. – Новосибирск: Наука, 1986. – 206 с.
- Булгатов А.Н., Доронина Н.А., Ласточкин Н.И. Рифейские комплексы фундамента Удино-Витимской раннекаледонской зоны (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С.44-47.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С. Состав, U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 3. С. 359-364.
- Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., [Ласточкин Н.И.], Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее - палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т.51. №5. С.589-614.
- Грудинин М.И., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Состав и геодинамика ультраосновных и основных пород района нижнего течения р. Селенга // Отечественная геология. 2001. 3 2. С. 57-63.
- Осокин П.В., Булгатов А.Н., Квашнин В.Г. Осадочно-вулканогенные образования хр. Морского (Забайкалье) и их минералогия // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 50-59.

О ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ЭВОЛЮЦИИ АСТЕНОСФЕРНЫХ ЗОН ПРИ КОНВЕКЦИИ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТОЙ

Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
e-mail: perep@igm.nsc.ru*

В геофизических моделях мантии Земли предполагается наличие сплошного слоя частично расплавленного вещества верхней мантии под литосферной плитой [Shapiro, Ritzwoller, 2002; McKenzie et al., 2005; Kustowski et al., 2008]. Образование такой структуры, начиная с эпохи ранней Земли, возможно при развитии конвекции в верхней мантии над фазовым переходом на глубине 660 км [Christensen, Harder, 1991; Shearer, Masters, 1992; Ogawa, Nakamura, 1998; Van Keken, Ballentine, 1999; Yoshida, 2004; Wolstencroft, Davies, 2011]. Основные гидродинамические модели конвективных систем в мантии Земли с учетом фазовых границ в верхней мантии рассмотрены в [Treatise..., 2007]. В данном сообщении на основе численного 2D моделирования нестационарной конвекции в верхней мантии с учетом основных фазовых переходов обсуждаются термодинамические условия возникновения, эволюции и отмирания астеносферных зон под однородной по толщине и структуре литосферной плитой. Численное моделирование конвекции в верхней мантии проведено в приближении Буссинеска: рассматривается гидродинамика высоковязкой сжимаемой жидкости с фазовыми переходами, происходящими в литосферной плите и верхней мантии [Перепечко, Шарапов, 2001]. Моделирование проводилось при следующих условиях. Начальное распределение температуры в разрезе земная кора-верхняя мантия задавалось линейным в литосферной плите и меняющимся по степенному закону в верхней мантии. Верхняя граница литосферы принимается свободной с постоянной температурой (0°C). Толщина метасоматизированной литосферной мантии определяется реологией среды и положением верхней границы астеносферы. Граница верхней и нижней мантий принимались непроницаемой для вещества с заданным распределением температуры ($T_{\text{гп}} \sim 1400 \div 2050^{\circ}\text{C}$). Условия на боковых границах имитировали бесконечность слоя. Задача решалась методом контрольного объема [Patankar, 1980, Perepechko, 2000], важным свойством которого является точное выполнение интегральных законов сохранения в любой подобласти, что обеспечивает физичность результатов моделирования. Расчетная область составляла $700 \times (2100 \div 4900)$ км. Шаг по времени при исследовании динамики астеносферы составлял $0.15 \div 0.65$ млн лет.

Геофизические модели распределения температур в современной литосфере и верхней мантии Земли реконструируют текущее состояние в эволюции параметров состояния после последней из возможно происходивших перестроек конвективного поля в мантии Земли [Peltier, Solhem, 1992; Ratcliff et al., 1997; Ogawa, 2003]. Среди предлагаемых моделей представляют интерес те, которые могут привести к появлению декомпрессионного плавления мантийных пород под литосферной плитой [McKenzie et al., 2005]. Длительность ($\sim 50 \div 100$ млн лет [Модельный..., 2009]) и структурные вариации развития конвективных ячеек являются существенными для реализации условий появления и времени существования таких астеносферных зон. В данном сообщении эволюция термодинамических параметров рассматривается для модели однородной литосферы мощностью 100 км на временной шкале 500 млн лет с начала развития стратификации в верхней мантии. В модели с однородной литосферной плитой декомпрессионное плавление начинается при $T_{\text{гп}} \geq 1650^{\circ}\text{C}$. При начальных температурах на границе мантий от 1700°C до 1950°C время существования астенолинз составляет от 30 до 100 млн лет. На этой стадии проявляются сложные процессы неустойчивости в эволюции астенолинз после формирования квазиплоской верхней границы области плавления. Между этой границей и основанием литосферной плиты появляются дополнительные конвективные ячейки, которые расчленяют астенолинзу на три части, после чего проходит постепенная деградация областей

плавления и их исчезновение. Начальная фаза развития астеносферных зон продолжается ~20 млн лет. Для второй, более продолжительной, фазы эволюции областей декомпрессионного плавления характерно периодическое распределение зон плавления, размеры которых сопоставимы с размерами лавовых щитов внутриплитных вулканов. После вырождения указанных зон плавления вновь формируется устойчивое конвективное поле с числом конвективных ячеек, соответствующих начальному, но без зон декомпрессионного плавления. При температуре на границе верхней и нижней мантий выше 1950°C развитие процессов тепломассопереноса существенно отличается от описанного тем, что после фазы дегградации крупных астенолинз происходит перестроение исходных конвективных ячеек с образованием более мелких астенолинз с переменной степенью плавления, которые проявляют пространственную эволюцию внутри конвективных ячеек. Интенсивность такого процесса возрастает с ростом температуры на нижней границе верхней мантии.

Таким образом, в рамках рассматриваемого приближения области частичного плавления в верхней мантии могут существовать на протяжении 30÷100 млн лет по следующим причинам: декомпрессионное плавление пород фертильной мантии при температуре нижней мантии 1700°C÷1950°C под перовскитовым фазовым переходом; контактное плавление метасоматизированных пород литосферной мантии под воздействием кондуктивного прогрева литосферной плиты теплом из конвекционных ячеек. При температуре под перовскитовым переходом более 2000°C реализуются условия проявления квазистационарного декомпрессионного плавления пород конвектирующей верхней мантии. При толщине литосферной плиты ~100 км масштабное проявление частичного плавления в нижней ее части маловероятно. В рассмотренных типах конвективной неустойчивости и связанной с ней стратификации верхней мантии условия, необходимые для появления «унифицированных» верхнемантийных профилей температур, не реализуются.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00625.

Литература

Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – 399 с.

Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Динамика плавления в океанической верхней мантии // Геология и геофизика. 2001. Т.42. №8. С.1237-1248.

Christensen U., Harder H. Three-dimensional convection with variable viscosity // Geophys. J. Int. 1991. V.104. P. 213-226.

Kustowski B., Ekström G., Dziewoński A. M. Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model // J. Geophys. Res. 2008. V.113. B06306. P. 1-23.

McKenzie D., Jacson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // EPSL. 2005. V.233. P. 337-349.

Ogawa M. Chemical stratification in a two-dimensional convecting mantle with magmatism and moving plates // J. Geophys. Res. 2003. V.108. B12. P. 1-20.

Ogawa M., Nakamura H. Thermochemical regime of the early mantle inferred numerical models of the coupled magmatism-mantle convection system with the solid-solid phase transition at depths around 660 km // J. Geophys. Res. 1998. V.103, B6. P.12161-12180.

Patankar S. Numerical heat transfer and fluid flow. – New York: Hemisphere publishing corporation. 1980. – 151 p.

Peltier W.R., Solhem L.P. Mantle phase-transition and layered chaotic convection // Geophys. Res. Lett. 1992. V.3. P. 321-324.

Perepechko L.N. Investigation of heat mass transfer processes in the boundary layer with injection // Archives of Thermodynamics. 2000. V.21, № 3-4. P. 41-54.

Ratcliff J.T., Tackley P.J., G., Schubert G., Zebib A. Transition in thermal convection with strongly variable viscosity // Phys. Earth Planet. Inter. 1997. V.102. P. 201-212.

Shapiro N.M., Ritzwoller M.N. Monte-Carlo inversion for global shear velocity model of crust and upper mantle // *Geoph. Int. J.* 2002. V.151. P. 88-105.

Shearer P.M., Masters G.T. Globe mapping of topography on the 660 km discontinuity // *Nature*. 1992. V.355. P. 791-795.

Treatise on Geophysics. V.7. Mantle dynamics. Ed. D. Bercovici. Elsevier, New York, 2007. – 505 p.

Van Keken P.E., Ballentine C.L. Dynamical model of mantle volatile evolution and role of phase transition and temperature-dependent reology // *J. Geophys. Res.* 1999. V.104. B4. P.7 137-7151.

Wolstencroft M., Davies J.H. Influence of the Ringwoodite-Perovskite transition on mantle convection in spherical geometry as function of Clapeyron slope and Rayleigh number // *Solid Earth Discuss.* 2011. V.3. P. 713-741.

Yoshida M. Influence of two major phase transition on mantle convection with moving and subducting plates // *EPS.* 2004. V. 56. P. 1019-1033.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИЙНОЙ ЛИТОСФЕРЫ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ

Соловьева¹ Л.В., Костровицкий² С.И., Калашникова² Т.В.

¹*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Solv777@crust.irk.ru*

²*Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Kalashnikova@igc.irk.ru*

Проблема происхождения и эволюции мантийной литосферы древних кратонов представляет собой исключительный интерес как в связи с развитием Земли, как планеты, так и с проблемой алмазообразования. В настоящее время доминируют две гипотезы, рассматривающие первичный генезис вещества субконтинентальной литосферы. Главным объектом исследований являются глубинные ксенолиты в кимберлитах разного возраста, развитые на древних кратонах.

Гипотеза реститового генезиса первичного вещества мантийной литосферы доминирует со времен ранних работ А. Рингвуда и Ф. Бойда с соавторами (60–70-е годы) и рассматривает ультраосновное вещество мантийной литосферы, как рестит от объемного плавления верхней мантии при образовании ультраосновных магм коматиитового типа. У. Гриффин и С. Рейли [Griffin, O'Reilly, 2007] предполагают, что плавление происходило на глубине ~ 100-150 км, и механизм подъема легкого рестита был гравитационным.

Однако гипотеза реститового происхождения сталкивается с двумя главными трудностями:

1. Обогащением литосферной мантии кратонов ортопироксеном, что не соответствует экспериментальным данным по плавлению ультраосновного вещества (отсутствие океанического магматического тренда) [Boyd, 1989; Herzberg, 2004].

2. Присутствием в древней литосфере кратонов базитового вещества (эклогитов).

Первое противоречие в этих моделях разрешается введением процесса древнего метасоматизма литосферного протолита силикатными расплавами или флюидами, ответственными за привнос кремнезема и литофильных элементов [Griffin, O'Reilly, 2007, Keleman et al.1998]. Присутствие эклогитов в мантийной литосфере кратонов рассматривается как результат кристаллизации и дифференциации базитовых расплавов на структурных границах, в частности, под подошвой литосферной плиты. Аномалии в распределении изотопов С и О в мантийных эклогитах приписываются влиянию окислительно-восстановительных процессов [Griffin, O'Reilly, 2007].

Модель поддвигания, подталкивания субдуцируемых океанических плит под древнюю континентальную кору (subduction stacking model) наиболее логично обоснована Г.

Гельмштедтом и Дж. Герни [Helmstedt, Gurney, 1995]. Эта модель хорошо согласуется с присутствием в субконтинентальной мантии эклогитов, как высокобарных петрохимических эквивалентов океанической коры, а также с геохимическими свидетельствами их контакта с морской водой [Jacob, 2004]. Кроме того, в модели предусмотрено раннее существование древней коры, что хорошо объясняет возникновение в верхней мантии вещества источника MORB. Вместе с тем, она сталкивается с отсутствием магматического тренда в веществе мантийной литосферы кратонов и геохимических свидетельств реакции ультраосновного вещества с морской водой.

В настоящем исследовании мы предлагаем альтернативную гипотезу происхождения протолита литосферной мантии древних кратонов, как легкой флотационной корки высокомагнезиальных оливин-ортопироксеновых кумулатов в первичном (первичных) магматическом океане на поверхности планеты. Существование древнего магматического океана рассматривается в целом ряде исследований [Nisbet, Walker, 1982; Anderson, 1982; Ohtani et al., 1989]. Гипотеза флотационного происхождения наиболее адекватно объясняет обогащение литосферной мантии кратонов ортопироксеном и отсутствие магматического реститового тренда. Прямая корреляция между величиной Al_2O_3/CaO в валовом составе и магнезиальностью оливина в ксенолитах перидотитов из кимберлитов объясняется стремлением более легкого Al-ортопироксена объединиться с легким Mg-оливином при флотации. Петрографические особенности лерцолитов и гарцбургитов из глубинных ксенолитов свидетельствуют о первичном кумулативном генезисе мегакристаллов ортопироксена экссолюционного типа. Такие геохимические факты, что наиболее обогащенные несовместимыми редкими элементами гранат и клинопироксен отсутствуют в породах с мегакристаллами ортопироксена или в породах, обогащенных этим минералом, также свидетельствуют в пользу первичного, не метасоматического, генезиса ортопироксена в породах литосферной мантии. Данные по изотопии кислорода в минералах низкотемпературных зернистых перидотитов из среднепалеозойских кимберлитов Якутии указывают на отсутствие в них субдукционной компоненты [Костровицкий и др. 2012]. В минералах из гранатовых перидотитов из трубки Удачная значения В/Ве не показывают влияния слэбового материала, они в основном соответствуют значениям в океанических базальтах, либо превышают их. Напротив, повышенные величины В/Ве в гранате и клинопироксене из перидотитов и пироксенитов из трубки Обнаженная свидетельствуют о влиянии субдукционных процессов на формирование более молодой литосферной мантии Оленекского блока [Соловьева и др., 2010]. По-видимому, на северо-восточной окраине Сибирского кратона в формировании мантийной литосферы принимали участие иные геодинамические механизмы. Для флотационной гипотезы предлагается механизм, рассмотренный в 1982 г. Де Витом [De Wit, 1982] для океанических плит. В варианте нашей гипотезы – это подтаскивание и собирание мелких флотационных плит с базитовым покрытием под более крупную плиту. Такой механизм используется в модели «стогования» океанических плит Г. Гельмштедтом и Дж. Герни [Helmstedt, Gurney, 1995]. Флотационная модель предполагает, что ранняя кора была базитовой и затем испытала мощную гранитизацию под влиянием CO_2 -флюидов, поднимающихся из кристаллизующегося магматического слоя, что объясняет происхождение вещества источника MORB. Эклогиты, встречающиеся в литосфере кратонов на разных уровнях, представляют собой линзы, будины бывшего базитового слоя на поверхности оливин-ортопироксеновых пластин. В докладе будут рассмотрены процессы развития алмазов в свете эволюции вещества мантийной литосферы под влиянием разных этапов мантийного метасоматизма.

Работа поддержана грантом РФФИ № 10-05-00589.

Литература

Костровицкий С. И., Соловьева Л. В., Горнова М. А., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Суворова Л.Ф. Изотопный состав кислорода в минералах

мантийных парагенезисов из кимберлитов Якутии // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. №1. С. 61-66.

Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Ясныгина Т.А. Изотопно-геохимические свидетельства субдукционной обстановки при формировании вещества мантийной литосферы на северо-востоке Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432. № 5. С. 676-680.

Anderson D.L. Isotopic evolution of the mantle: a model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. 57. P. 13-24.

Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. *Earth Planet Sci. Lett.* 1989. V. 96. 15 -26.

De Wit M.J. Gliding tectonics during the emplacement of the mafic-ultramafic rocks of the Barberton Greenstone Belt // *J. Struct. Geol.* 1982. 4. P. 117-136.

Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? // *Episodes.* 2007. V.30. P. 43-53.

Helmstedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection // *J. Geochem. Explor.* 1995. V. 53. P. 125-144.

Herzberg C. Geodynamic information in peridotite petrology // *J. Petrol.* 2004. DOI: 10.1093/petrology/egh039.

Jacob D.E. Nature and origin of eclogite xenoliths in kimberlites // *Lithos.* 2004. 77. P. 295-316.

Keleman P.B., Hart S.R., Bernstein S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 387-406.

Nisbet E.G., Walker D. Komatiites and the structure of the Archean mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. P. 105-116.

Ohtani E., Kawabe I., Moriyama J., Nagata Y. Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 103. P. 263-269.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТРЭЙСЕРЫ СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: khanchuk@fegi.ru, martynov@fegi.ru*

Островодужные системы северо-западной Пацифики, в составе глубоководного желоба, вулканической островной дуги и задугового морского бассейна, ассоциируют с расположенными в тылу на окраине континента древними и слабо изученными вулканическими поясами. Последние часто рассматривают как древние аналоги современного надсубдукционного Андийского пояса Южной Америки, но новые данные по Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканогену свидетельствуют об упрощенности таких представлений. Взаимодействие океанических и континентальных плит в северо-западной Пацифике в позднем мезозое и кайнозое было более комплексным.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП) был выделен в 1957 году Н.С. Шатским. В дальнейшем его происхождение рассматривалось как результат субдукции под Евроазиатский континент плиты Кула (150-60 млн лет), а после ее поглощения в глубоководном желобе – Тихоокеанской [Зоненшайн и др., 1990]. Только наиболее молодые позднемиоцен-плиоценовые платобазальты относились к постсубдукционному внутриплитному этапу. Такие представления не противоречат миоценовой модели раскрытия Японского моря [Otofujii et al., 1985 и др.], но не учитывают истории тектонического развития Восточной Евразии, частью которой является и Восточный Сихотэ-Алинь. Перестройка этой огромной территории началась не в миоцене, а гораздо раньше со сменой направления движения океанической плиты (~ 60 млн лет) и «жесткой» коллизии Индийского континента (~ 50 млн лет). Эти события вызвали массивные дислокации азиатской литосферы, ее локальное скупивание, латеральные перемещения отдельных блоков вдоль региональных сдвиговых систем разломов, формирование зон синсдвиговых растяжений [Tarponnier et al., 1986 и др.] с периодическими вспышками в их пределах базальтового вулканизма, раскрытие окраинных морей. Влияние этих планетарных событий прослеживается и в пределах Восточного Сихотэ-Алиня. Формирование кайнозойских преимущественно основных вулканитов происходило здесь после завершения активной субдукции в режиме рифтогенеза [Мартынов, 1999], разрушения субдукционной пластины и возникновения слэб-виндоу [Ханчук и др., 1997; Мартынов и др., 2007 и др.]. В настоящей работе эти вопросы рассматриваются с учетом новых изотопно-геохимических данных.

Позднемиоценовой преимущественно кислый и средний по составу вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня рассматривается как надсубдукционный [Ханчук, 2000]. В это время, в режиме активной континентальной окраины, формировался Восточно-Азиатский мегапояс, частью которого являлся и Восточный Сихотэ-Алинь. Особенности распределения некогерентных элементов в базальтах типичны для основных лав современных островодужных систем с отчетливыми Sr, K, Rb, Ba, Th положительными аномалиями и Nb-Ta минимумом и свидетельствуют о вовлечении в магмогенезис субконтинентальной литосферной мантии, переработанной субдукционными процессами. Поперечная петрохимическая зональность, важная особенность надсубдукционных вулканитов, не выявлена из-за слабой обнаженности территории. Но она отчетливо проявлена в позднемиоценовых интрузивных образованиях. Массивы, расположенные в восточной части пояса (вдоль побережья Японского моря), представлены крупными многофазными телами диорит-гранодиорит-гранитов магнетитовой серии.

В *кайнозое* наблюдается резкая смена характера магматизма с преимущественно кислого на преимущественно основной и ареальное распространение вулканических полей.

Маастрихт–датские, андезитовые по составу, вулканиты представляют собой гибридные образования с отчетливыми признаками участия в магмогенезисе корового

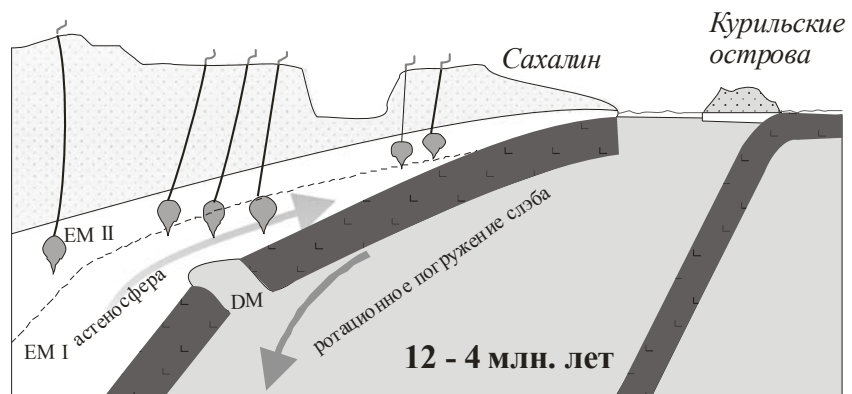
материала [Мартынов и др., 2007]. К важным особенностям этих пород следует отнести и восстановительные условия кристаллизации, не типичные для субдукционных геодинамических обстановок.

Эоцен-олигоцен-раннемиоценовые (55-19 млн лет) базальтоиды соответствуют ранней кайнозойской эпохе кайнозойского вулканизма Северо-восточного Китая и Монголии [Flower et al., 1998]. Они характеризуются повышенными содержаниями оксида алюминия и низкими нормализованными концентрациями HFSE, что позволяет ряду исследователей рассматривать их как надсубдукционные. Но в отличие от последних они характеризуются отчетливыми возрастными вариациями составов, смещением фигуративных точек на классификационных диаграммах в область полей внутриплитных магм. Закономерная смена магматического источника отчетливо выражена и в вариациях изотопных отношений, которые описываются смещением деплетированного (DMM) и обогащенного (EM II) мантийных компонентов. EM II компонент в восточной Евразии характеризует субконтинентальную литосферу [Flower et al., 1998]. Природу DM мантии можно реконструировать по особенностям возрастных вариаций составов пород. В Восточном Сихотэ-Алине временному интервалу максимальной вулканической активности (~37-35 млн лет) соответствует резкое уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Th/Nb, La/Yb и возрастание $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношений. В этот же период в излившихся породах закономерно падает значение $\Delta 8/4\text{Pb}$, что, в совокупности, с учетом конфигурации границы мантийных доменов Индийского и Тихоокеанского MORB, свидетельствует об океанической природе деплетированной мантии и формировании эоцен-олигоцен-раннемиоценовых базальтов в режиме разрушения субдукционной пластины с внедрением в образовавшиеся окна (слэб-виндоу) горячей и деплетированной океанической астеносферы [Ханчук, Мартынов, 2011].

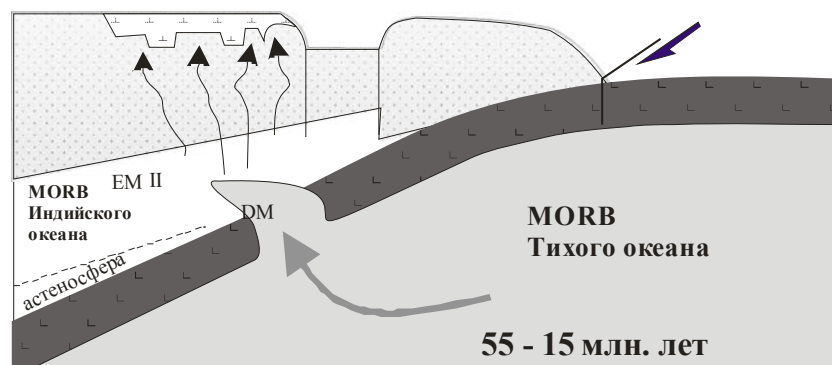
Закономерные вариации составов установлены и для интрузивных пород. Их кристаллизация, в отличие от надсубдукционных позднемиоценовых магматитов, происходила в восстановленном режиме (ильменитовая серия), при активном участии в магмогенезисе деплетированной мантии с низкими содержаниями радиогенного Sr и высокими – радиогенного Nd [Валуй, 2011].

Позднемиоцен-плиоценовые платобазальты Восточного Сихотэ-Алиня рассматриваются как типичные внутриплитные образования. В пределах континентальной части Евразии их происхождение связывают либо с локальным растяжением литосферы в результате Индо-Азиатской коллизии, либо с активностью плюмовых источников. В пользу первой модели свидетельствуют отчетливые субдукционные признаки платобазальтов [Мартынов и др., 2002]. Отношение $\Delta 8/4\text{Pb}$ во всех типах молодых вулканитов варьирует от 60 до 85, что также свидетельствует о преобладающей роли в молодом внутриплитном магмогенезисе субконтинентальной мантии Индийского MORB-типа. На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фигуративные точки щелочных и субщелочных базальтов, как и предшествующих эоцен-олигоцен-раннемиоценовых вулканитов, располагаются вблизи линии смещения EM II и DMM изотопных компонентов, характеризующих гетерогенную азиатскую литосферу.

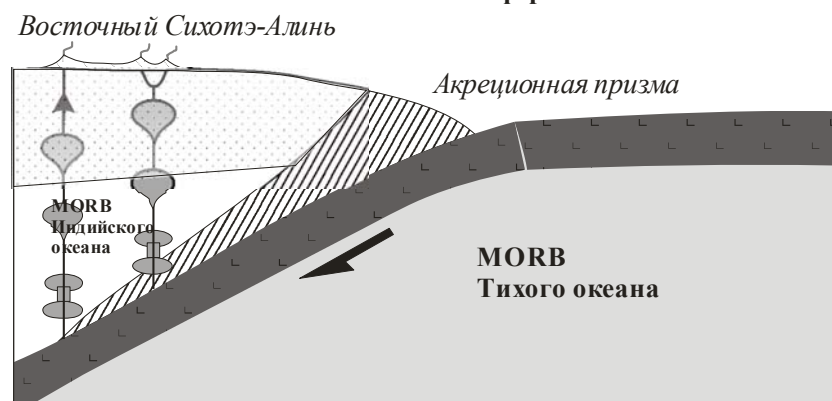
Иная картина наблюдается для низкокальциевых вулканитов. Эти породы, с устойчиво более низкими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, смещены в область низко-Nd тренда, свидетельствующего о вовлечении в магмогенезис EM I мантии. Природа последней в Восточной Евразии до сих пор является предметом дискуссии [например Flower et al., 1998]. Ключевыми для решения этого вопроса являются температуры и давления генерации первичных магм. Расчет этих параметров, с использованием экспериментально откалиброванного геобарометра [Lee et al., 2009], свидетельствует о близости познекайнозойских вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня к базальтам зон растяжения Североамериканских Кордильер [Lee et al., 2009] и Вьетнама [Flower et al., 1998]. Участие в магмогенезисе платобазальтов континентальной астеносферы с EM I изотопными характеристиками указывает на смену направлений мантийных потоков, вероятно, связанной с блокирующим влиянием вновь сформированной восточной зоны субдукции (рис. 1).



Поздний миоцен-плиоцен
внутриплитный вулканизм



Эоцен-олигоцен-ранний миоцен
режим скольжения
литосферных плит



Позний мел
субдукционный режим

Рис. 1. Модель развития Восточного Сихотэ-Алиня

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 10-05-00180-а, проектов ДВО № 12-1-0-08-025 и № 09-2-СО-08-002

Литература

Валуи Г.А. Гранитообразование в зоне перехода континент-океан по данным Sm-Nd-Sr-O изотопии // Геологические процессы в зонах субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит (материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г.). Владивосток: Дальнаука, 2011. с. 181-183.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, Т.2. – М.: Недра, 1990. – 327 с.

Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере северо-западной Пацифики. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – 215 с.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В., Позднемиоценовый базальтовый вулканизм Юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 189-209.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Симаненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиня: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. Т. 15. №3. с. 282-303.

Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Москва, 1993. – 31с.

Ханчук А.И. Рудные месторождения континентальных окраин. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 276 с.

Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России. /Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2000. С. 544-547.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России / Тектоника Азии. – М.: ГЕОС. 1997. С. 240-243.

Ханчук А.И. Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скопления океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в зонах субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит (материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г.). Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45-49.

Flower M., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific // Mantle Dynamics and plate interactions in East Asia. American Geophysical Union, Geodynamics series V. 27 (Flower M.F., Chung S-L., Lo C-H., Lee T-Y. eds). Washington, D.C. 1998. P. 67-89.

Lee C-T.A., Luff P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 279. P. 20-33.

Otofujii Y., Matsuda T., Nohda S. Opening mode of the Japan Sea inferred from the paleomagnetism of the Japan arc // Nature. 1985. V. 317. P. 603-604.

Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia // Collision tectonics, Geological Society Special Publication (Coward m.P., Ries A.C. eds) London. 1986. P. 115-157.

ГЕОДИНАМИКА НАЧАЛЬНОГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г.

Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: vadim@ilran.ru

Изучение геодинамики тихоокеанских островных дуг является одной из приоритетных задач геологической науки. В настоящее время подавляющим большинством исследователей принимается, что геодинамическая природа существующих островных дуг связана с поглощением океанической коры. Многочисленные публикации касаются различных аспектов геодинамики островных дуг на западе и северо-западе Тихого океана. Наиболее часто они посвящены следующим проблемам: а) причинам и способам заложения (инициации) островных дуг, б) формированию задуговых бассейнов (back-arc basins), в) образованию остаточных (ремнантных) островных дуг. При изучении длительного развития обширных областей активных окраин континентов, ограниченных от океана островными дугами, возникает необходимость выделения такого понятия как *островодужная система* [Karig, 1974]. Это понятие включает в себя действующую островную дугу и внутренние структуры окраинных морей различной генетической природы (ремнантные дуги, междуговые бассейны, тектонические сооружения на коре окраинного моря). На западе и северо-западе Тихого океана привлекает к себе внимание существование островных дуг, одна из которых (Идзу-Бонин-Марианская) ориентирована вдоль окраины Евразии, а другая (Алеутская) «соединяет» Североамериканский и Евроазиатский континенты. Эти островные дуги являются тихоокеанскими границами, как соответствующих островодужных систем, так и выделяемых малых литосферных плит – Филиппинской и Берингия [Ландер и др. 1994; Fassena et al., 2009]. Идзу-Бонин-Марианская островодужная система изучена относительно хорошо. Для нее разработана геодинамическая модель формирования, основой которой является работа Д.Карига. Алеутская островодужная система изучена слабее, однако уже давно сложилось мнение о том, что Алеутская островная дуга отгородила от Тихого океана часть океанической плиты [Cooper et al. 1987]. Однако вопрос о том, что определило форму границы, отделившей часть океанической плиты, и каким образом закладывалась зона поглощения, вообще не ставился, а происхождение внутренних структур окраинного моря оставалось дискуссионной проблемой. Анализ геодинамических событий, приведших к формированию Алеутской островодужной системы, позволяет предложить для этого процесса не противоречивую модель и сравнить ее с Идзу-Бонин-Марианской, принципиальный характер устройства которой приводится ниже.

Идзу-Бонин-Марианская островодужная система, ориентированная в субмеридиональном направлении, расположена на западе Тихого океана между 8° и 32° с.ш. От активной континентальной окраины юго-восточной Азии она отделена глубокоководными желобами Рюкю и Минданао, а от Тихого океана – Идзу-Бонин-Марианским глубокоководным желобом. В состав этой системы входят (с запада на восток): *Западно-Филиппинский окраинный бассейн*, сформированный в палеогене в результате тыловодужного спрединга и обладающий «индоокеанскими» изотопными характеристиками [Deschamp, Lallemand, 2002], *подводный хребет Кюсю-Палау*, представляющий собой позднеэоцен-раннеолигоценовую островную дугу, позднеолигоцен-раннемиоценовый междуговой *бассейн Паресе-Вела*, возникший в результате раскола дуги Кюсю-Палау 29-26 млн лет тому назад, *Западно-Марианский хребет*, являющийся миоценовой ремнантной дугой, плиоцен-современные междуговые структуры *Марианского бассейна* и *трога Нисиносима* и, наконец, *Идзу-Бонин-Марианская современная вулканическая островная дуга*. Принципиальная модель формирования Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы состоит в том, что при повороте Пацифики происходит подвиг океанической плиты **вдоль трансформного разлома**, что приводит к образованию островной дуги. Затем при расколе надсубдукционной структуры формируются ремнантные и активные дуги с разделяющими их междуговыми

бассейнами, т.е. островодужная система расширяется в сторону Тихого океана вместе с откатом глубоководного желоба (trench roll back) [Faccenna et al., 2009]. Таким образом, сущность этой модели определяется *только геодинамикой океанических плит*.

Алеутская островодужная система включает в себя Алеутскую островную дугу, меловую Алеутскую и кайнозойскую Командорскую океанические котловины, разделяющую эти котловины палеогеновое тектоническое сооружение подводного хребта Ширшова и палеогеновую островную дугу подводного хребта Бауэрса. Алеутская меловая океаническая котловина не отделена от Берингоморского континентального шельфа границей, которая могла бы рассматриваться как межплитная. Аналогичное соотношение со складчатым обрамлением характерно для Командорской кайнозойской океанической котловины. Таким образом, Алеутская островодужная система, в противоположность Идзу-Бонин-Марианской, имеет межплитную границу лишь с Тихоокеанской плитой. Выделяемая многими авторами малая литосферная плита Берингия, с границами по зонам сейсмичности внутри складчатого обрамления океанических котловин Берингова моря, естественно охватывает и Алеутскую островодужную систему [Ландер и др., 1994].

Большинство исследователей связывает заложение Алеутской дуги [Cooper et al., 1987] с поворотом океанической плиты Пацифики с север-северо-западного направления на северо-западное. Это событие произошло 50-47 млн лет тому назад. До возникновения Алеутской дуги поглощение океанической плиты происходило непосредственно под Северо-Американский континент (юго-западную Аляску и Берингоморский шельф) [Cooper et al., 1987]. Общее направление сопровождавшего эту зону поглощения глубоководного желоба имело вид широкой дуги, выпуклой к югу, экстремальной южной точкой которой было западное окончание Аляскинского полуострова. В противоположность обстоятельствам, способствовавшим заложению первичной зоны субдукции в Идзу-Бонин-Марианской островодужной системе, где ее ориентировка была предопределена трансформным разломом, для Алеутской дуги не известно структур, которые могли бы способствовать образованию ее современного дугообразного очертания. С простейших позиций возникает вопрос, почему при повороте океанической плиты не возник трансформный разлом вдоль границы Берингоморского шельфа с океанической плитой. По физическим параметрам такой вариант оказывался бы наименее энергетически затратным по сравнению с заложением новой зоны субдукции, которая должна была вспарывать ненарушенную океаническую плиту. Второй вопрос касается вероятности одновременного заложения Алеутского глубоководного желоба на всем его современном протяжении. Это предположение сталкивается с проблемой генезиса Командорской впадины. Начало ее раскрытия относится к миоцену (25-22 млн лет) [Baranov et al., 1991]. Распространенное прежде представление о тыловодужной природе Командорской котловины [Scholl, 2007] не согласуется с новыми данными по хребту Ширшова [Сухов и др., 2011]. В связи с этим, приемлемой моделью раскрытия впадины становится возникновение режима транстенсии при переходе от косой субдукции к трансформному скольжению, что приводит к появлению спредингового «окна». Этот момент может считаться началом раскрытия Командорского бассейна [Yogodzinskiy et al., 1993]. В этом случае, если предполагать одновременное (50-47 млн лет тому назад) формирование Алеутского желоба на всем его протяжении, то режим транстенсии должен был возникнуть в это же время, что противоречит имеющимся данным. Островная гряда Алеутской дуги формируется при косой субдукции Тихоокеанской плиты, а косая субдукция вызывает растяжение островной гряды, которое за 43 млн лет, согласно расчетам, могло максимально составить 1200 км [Ave Lallemand, 1996]. Особое внимание обращало на себя положение Командорских островов вдоль трансформной границы, где известны эоценовые надсубдукционные вулканы [Layer et al., 2007]. Ясно, что при таких условиях в эоцене надсубдукционного вулканизма в пределах Командорского блока возникнуть не могло. По данным палеомагнитных исследований в позднем эоцене Командорские острова находились на широте 53°, что в современной структуре отвечает центральной части Алеутской дуги [Minyuk, Stone, 2009]. Принимая подобную

реконструкцию, появление эоценовых надсубдукционных вулканитов на Командорских островах становится объяснимым, также, как перемещение Командорского блока по сдвигу [Чехович и др., 2012].

Поиски ответа на вопрос относительно характера инициации Алеутской зоны субдукции приводят к анализу результатов встречного движения Северо-Американской и Тихоокеанской плит, которое до поворота Пацифики компенсировалось ее поглощением под Беринговоморским шельфом. Первичная обусловленность направления новой зоны субдукции океанической плиты на востоке придавалась юго-западной ориентировкой континентального склона западной Аляски и Аляскинского полуострова, поскольку этот континентальный склон и до поворота Пацифики служил границей верхней плиты (сектор А, рис.1). Расчеты показывают, что дугообразная форма ориентировки возникавшей Алеутской зоны поглощения определялась взаимодействием векторов встречного перемещения плит Северо-Американской (2 см/год) и Тихоокеанской (6 см/год) в каждой отдельной точке (сектор В). Возникновение в эоцене зоны субдукции под дугу Бауэрса частично компенсировало встречное перемещение Северо-Американской плиты, в результате чего происходит сближение вектора взаимодействия с направлением перемещения Тихоокеанской плиты (сектор С). Поскольку на западе рассматриваемой области скорость движения Евразии по сравнению с перемещением Северной Америки была существенно меньшей, а тектоническое скупивание в хребте Ширшова блокировало юго-западное перемещение коры, возникли условия для сдвигового, менее энергетически затратного процесса. В результате по сформированному трансформному разлому Кроноцкий террейн и Командорский блок переместились вместе с Тихоокеанской плитой до их современного положения (сектор D).

Основным выводом проведенного анализа является принципиальная обусловленность заложения и развития *межконтинентальной* Алеутской системы *сложной геодинамикой океанических и континентальных плит*, в то время, как эволюция Идзу-Бонин-Марианской *окраинной* островодужной системы связана только с *геодинамикой океанических плит*.

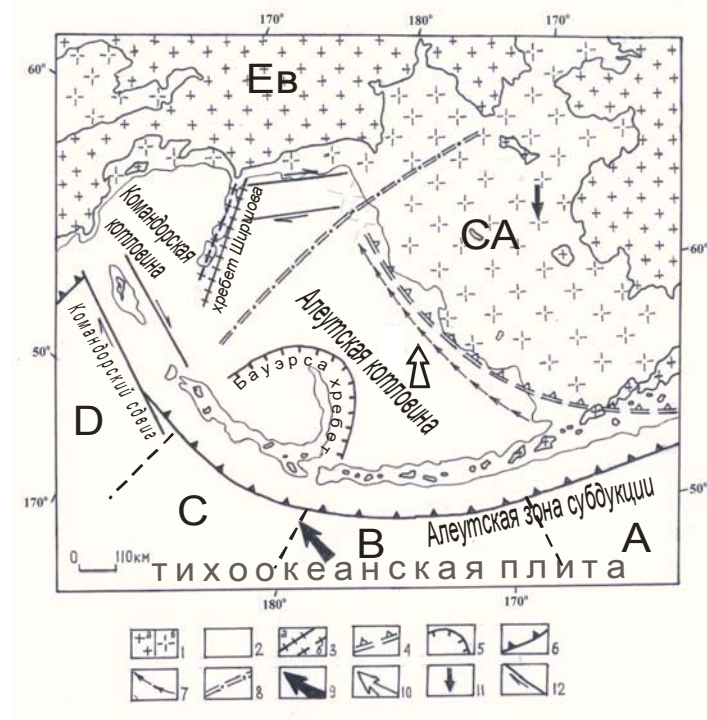


Рис.1. Схема строения Алеутской островодужной системы с палеотектоническими элементами 1 – области континентальной коры на суше (а) и в акватории (б); 2 – области с океанической корой; 3 – надвиговое сооружение хребта Ширшова; 4 – поздне меловая-раннепалеогеновая зона субдукции; 5 – палеогеновая зона субдукции хребта Бауэрса; 6 – Алеутская зона субдукции; 7 – возможное направление предполагаемой малоэнергетической палеогеновой литосферной границы; 8 – палеогеновая зона растяжения в Беринговом море; 9 – современное направление перемещения Тихоокеанской плиты; 10 – направление перемещения Тихоокеанской плиты в позднем мелу-раннем палеогене; 11 – направление перемещения Северо-Американской плиты; 12 – сдвиги.

Литература

- Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 26. – М.: Наука. 1994. С. 103-122.
- Сухов А.Н., Чехович В.Д., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Ландер А.В. Возраст фундамента подводного хребта Ширшова (Берингово море) по результатам исследования цирконов методом U-Pb SHRIMP // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439. №. 2. С. 233-239.
- Чехович В.Д. Сухов А.Н., Шеремет О.Г., Кононов М.В. Кайнозойская геодинамика Беринговоморского региона // Геотектоника. 2012. №3. С. 47-69.
- Ave Lallemand H.G. Displacement partitioning and arc-parallel extension in the Aleutian volcanic island arc // Tectonophysics. 1996. V. 256. P. 279-293.
- Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 237-269.
- Cooper A.K., Marlow M.S. and Scholl D.W. 1987: in D. W. Scholl, A. Grantz, and J. G. Vedder (editors), Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins—Beaufort Sea to Baja California: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Houston, Texas, V. 6. P. 73-102.
- Deschamp A., Lallemand S. The West Philippine Basin: An Eocene to early Oligocene back arc basin opened between two opposite subduction zones // Journ.Geophys.Res. 2002. V.107. № 2322. 24 PP.
- Faccenna C., Di Giuseppe E., Funicciello F., Lallemand S., van Hunen J. Control of seafloor aging on the migration of Izu-Bonin-Mariana trench // Earth Planet Sci.Lett. 2009. (288).P. 386-398
- Karig D.E. Evolution of Arc systems in the Western Pacific // Ann.Rev.Earth.Sci. 1974. V.2. P. 51-75.
- Layer P.W., Scholl D.W., Newberry R. Ages of Igneous Basement from Komandorsky Islands, Far Western Aleutian Ridge // EOS Trans. AGU. 2007. V. 88 (52). Fall Meet. Suppl. Abstract. P. 54-52.
- Minyuk P.S., Stone D.B. Paleomagnetic determination of paleolatitude and rotation of Bering Island (Komandorsky Islands) Russia: comparison with rotations in the Aleutian Islands and Kamchatka // Stephan Muller Spes. Publ. 2009. Ser. 4. P. 329-334.
- Scholl D.W. Viewing the Tectonic Evolution of the Kamchatka-Aleutian (KAT) Connection with an Alaska Crust Extrusion Perspective // Volcanism and Subduction The Kamchatka Region. Geophysical Monograph Series. 2007. V. 172. P. 3-35.
- Yogodzinski G. M., Rubinstone J. I., Kay S. M., Kay R. W. Magmatic and tectonic development of the western Aleutians: an oceanic arc in a strike-slip environment // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. № 7. P. 11807-1183.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА (МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ)

Шкодзинский В.С.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск,
e-mail: shkodzinskiy@diamond.ysn.ru*

В настоящее время общепризнанна ведущая роль мантийных плюмов в формировании магматических и рудных провинций. Однако причина подъема плюмов и механизм образования в них магм во многом остаются неясными. В соответствии с господствующей в геологии гипотезой холодной гомогенной аккреции обычно предполагается, что при формировании Земли силикаты и железо выпадали одновременно. В дальнейшем они разделились в земных недрах под влиянием большой разницы в удельном весе и образовали силикатную мантию и железное ядро. Но в этом случае непонятна причина возникновения мантийной конвекции, так как силикатное вещество и железо первоначально были смешаны и поэтому имели одинаковую температуру. После их гравитационного разделения возникшее железное ядро должно было бы постепенно становиться холоднее мантии, так как содержание радиоактивных элементов в нем, судя по составу железных метеоритов, в сотни-тысячи раз меньше, чем в силикатной мантии. Поэтому оно практически не разогревалось в результате распада этих элементов и не могло подогреть мантию. Следовательно, интенсивная тепловая конвекция в ней не могла бы возникнуть.

В соответствии с гипотезой холодной аккреции предполагается, что первичное пиролитовое по составу силикатное вещество Земли никогда не находилось в состоянии расплава и поэтому не подвергалось процессам магматического фракционирования. В этом случае для возникновения магм необходимо предполагать отделение выплавки в слабо подплавленных пиролитах. Однако вязкость мантии исключительно велика – порядка 10^{20} - 10^{24} пуаз. В этих условиях за всю историю Земли выплавки способны всплыть на первые миллиметры и их перемещение не может привести к магнообразованию [Шкодзинский, 2003]. Это подтверждается автохтонностью анатектического жильного материала в мигматитах даже при содержании его 30-40% [Шкодзинский, 1985] и разделением подплавленного перидотита на расплав и твердые фазы в экспериментах лишь при содержании расплава более 40 % после разрушения в нем кристаллического каркаса [Arndt, 1977]. При образовании магм в процессе частичного плавления сначала формировались бы богатые расплавофильными компонентами выплавки, затем все более бедные ими, то есть возникала бы антидромная последовательность магматизма. Однако в природе всегда резко преобладает гомодромная последовательность.

При образовании магм путем частичного плавления трудно объяснить пространственную дискретность распространения магматизма. Обычно предполагается, что образование каждого крупного магматического района связано с существованием самостоятельного относительно небольшого плюма (миниплюма), поднимающегося от границы с ядром. Однако данные сейсмической томографии не подтверждают их присутствие даже в океанических областях активного современного магматизма [Su et al., 1994]. Они показывают лишь существование обширных (тысячи километров) областей всплывающего разогретого вещества (мегаплюмов), вызывающих перемещения литосферных плит и высокую современную тектоническую активность Земли. Кроме того, для всплывания узких струй мантийного вещества необходима очень высокая его температура, что не согласуется с отсутствием аномально высокотемпературных магматических пород над предполагаемыми участками их подъема.

В связи с нерешенностью многих вопросов происхождения мантийной конвекции и обусловленного ею магматизма некоторые исследователи стали отрицать существование мантийных плюмов и за рубежом происходит дискуссия на тему «Существуют ли мантийные плюмы?» [Иванов, 2006]. Однако концепция мантийных плюмов настолько

хорошо согласуется с региональными геологическими данными, что следует искать другую причину возникших затруднений. И эта причина давно очевидна. Ею является ошибочность гипотезы холодной гомогенной аккреции Земли, на основе которой до сих пор решаются генетические проблемы петрологии.

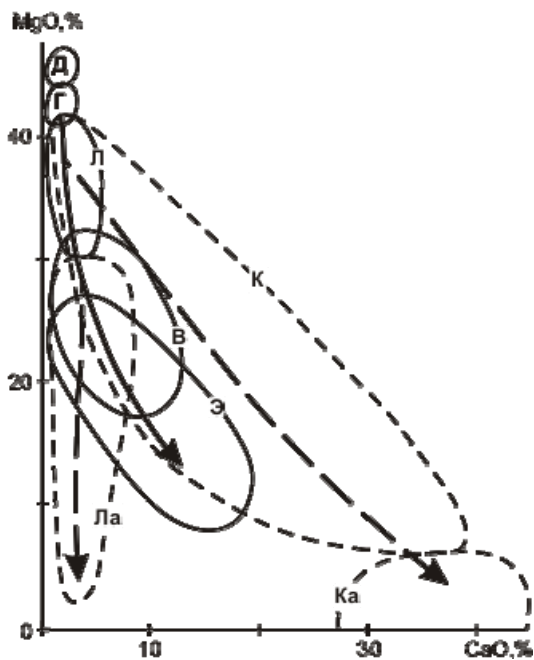


Рис. 1. Соотношение MgO – CaO в породах. Поля состава ксенолитов: В – верлитовых и вебстеритовых; Г – гарцбургитовых; Д – дунитовых; Л – лерцолитовых; Э – эклогитовых. Поля состава магматических пород: К – кимберлитов; Ка – карбонатитов; Ла – лампроитов. Стрелки – эволюция состава кумулатов (сплошная) и остаточных расплавов (пунктир). Использованы опубликованные данные.

Крупнейшим достижением планетологии последних десятилетий является получение убедительных доказательств горячей аккреции Луны и планет земной группы и существования на ранних этапах их эволюции глобальных океанов магмы глубиной во многие сотни километров. Обзор этих данных приведен в работе [Шкодзинский, 2003]. Ярким доказательством существования такого океана на Земле является положение составов мантийных ксенолитов в кимберлитах, а также карбонатитов, кимберлитов и лампроитов, вдоль трендов магматического фракционирования (рис. 1), как в расслоенных мафических интрузиях. Средние изотопные возраста этих пород и включений в алмазах, а также температуры их кристаллизации образуют тренды, полностью соответствующие последовательности этого фракционирования (рис. 2). Это подтверждает планетологические данные о горячей аккреции нашей планеты.

Еще в 1967 г. Харрис и Тозер [Harris, Tozer, 1967] показали, что скорость объединения намагниченных в магнитном поле Солнца железных частиц была в двадцать тысяч раз выше скорости их слипания под воздействием гравитационного притяжения. Поэтому первыми под влиянием магнитных сил очень быстро объединялись железные частицы после остывания в протопланетном диске ниже температуры Кюри (1043К), при которой железо приобретает способность намагничиваться. Это полностью подтверждается очень низким содержанием в главных типах железных метеоритов примеси элементов с низкой температурой конденсации, что свидетельствует о формировании их родительских тел диаметром в сотни километров при высокой температуре диска (порядка 1000К, то есть сразу после достижения

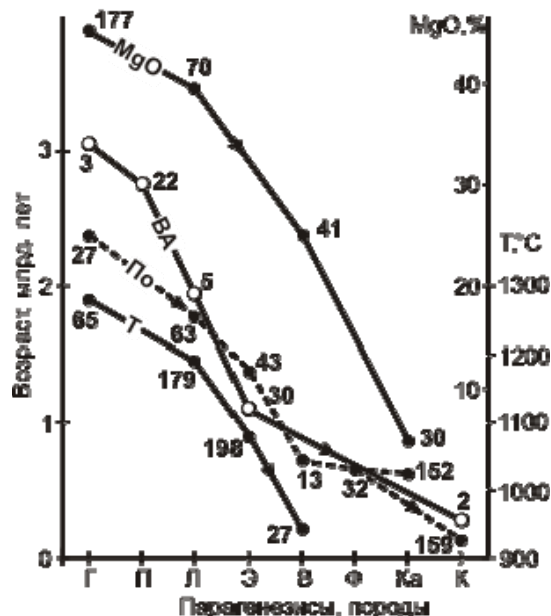


Рис. 2. Средние изотопные возраста различных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия По), включений в алмазах (линия ВА), средняя температура образования при 50 кб (линия Т) и среднее содержание MgO (линия MgO) в породах. Состав пород и включений в алмазах: Г – гарцбургитовый; П – перидотитовый нерасчлененный; Л – лерцолитовый; Э – эклогитовый; В – верлитовый и вебстеритовый. Ф – флогопитсодержащие породы; Ка – карбонатиты; К – кимберлиты. Числа у точек – количество использованных определений. Использованы опубликованные данные.

температуры Кюри для железа) [Шкодзинский, 2003].

По современным изотопным Hf–W данным [Kleine et al., 2009] родоначальное для метеоритов тело расплавленного железа сформировалось примерно 4567 млн лет назад. Солнце имеет возраст 4567.5 млн лет [Галимов, 2011], то есть аккреция железа произошла всего лишь через полмиллиона лет после возникновения Солнца. Это полностью подтверждает раннюю аккрецию железа в протопланетном диске под влиянием магнитных сил и противоречит предполагаемому в гипотезе холодной аккреции позднему образованию земного ядра в результате гравитационной дифференциации земных недр.

На основании таких данных ряд исследователей [Войткевич, 1983; Шкодзинский, 2003 и др.] пришли к заключению, что железные ядра планет земной группы сформировались раньше силикатных мантий и, следовательно, аккреция была гетерогенной. К такому же выводу на основании космохимических данных пришло большинство участников конференции по происхождению земного ядра в Германии в 1994 г.

Возникший в результате выделения энергии соударений импактный разогрев при формировании ядра путем объединения крупных тел железа был на несколько порядков больше, чем при последующей медленной аккреции сантиметровых–метровых силикатных частиц и формировании мантии, так как при слипании крупных тел резко уменьшалась доля импактного тепловыделения, расходовавшаяся на излучение. Поэтому земное ядро изначально было намного горячее мантии. Это полностью подтверждается существованием по геофизическим данным скачка температуры в 700-3000K [Bucowinskii, 1999] при переходе от мантии к ядру. Очевидно, что намного более высокая температура земного ядра по сравнению с мантией полностью объясняет существование в ней интенсивной термальной конвекции.

Таким образом, аккреция при образовании Земли была горячей и гетерогенной. Первым сформировалось ее горячее железное ядро в результате быстрого слипания железных конденсатов протопланетного диска под влиянием главным образом магнитных сил. Затем под воздействием значительного гравитационного поля ядра притягивались силикатные частицы, которые плавилась в результате импактного тепловыделения и сформировали глобальный океан магмы. По мере аккреции его нижние части кристаллизовались под влиянием роста давления новообразованных верхних. Осаждавшиеся кристаллы сформировали ультраосновные кумулаты нижней мантии. Из захороненных среди них расплавов после их компрессионного затвердевания возникли эклогиты. Всплывавшие остаточные расплавы обогащали океан расплавофильными компонентами. После прекращения аккреции из богатой кремнекислотой верхней части океана сформировалось большинство пород континентальной кристаллической коры, а из средней и нижней части – породы верхней мантии древних платформ. Из ранних малоглубинных остаточных расплавов возникли характерные для платформ древние гранитоиды, из поздних – карбонатиты и кимберлиты.

При горячем образовании Земли возникшая в процессе синаккреционного фракционирования нижняя и средняя мантия состоит из двух главных типов пород – из различных ультраосновных кумулатов и из эклогитов, образовавшихся в результате компрессионного затвердевания расплавов. Эти расплавы имели в основном толеитовый состав, поскольку давление при придонном фракционировании раннего магматического океана было небольшим (менее 5 кбар) вследствие относительно небольшой его глубины и пониженной еще силы тяжести на растущей Земле. Огромные тела (до многих тысяч км³) толеитовых по составу эклогитов формировались в возникавших импактных углублениях на дне океана при падении особенно крупных планетезималей. Заполнявший их расплав почти мгновенно компрессионно затвердевал, поскольку оказывался при давлении выше солидуса.

При всплывании нижнемантийного вещества, подогретого первично более горячим ядром, в первую очередь должны были плавиться эклогиты под влиянием огромной декомпрессии, а не ультраосновные кумулаты, как обычно предполагается, поскольку температура плавления основных пород на 150-200°C ниже, чем ультраосновных. Вследствие

огромного размера некоторых тел эколгитов в синаккреционной мантии объем сформировавшихся в результате их быстрого декомпрессионного плавления магм мог быть колоссальным. При таком происхождении магм отсутствовали очень длительные процессы обособления и аккумуляции выплавок, которые предполагаются в гипотезе выплавления. Это объясняет очень быстрое образование огромного объема траппов и других основных пород в областях подъема плюмов.

В основном толеитовый состав эколгитов в нижней мантии и их декомпрессионное переплавление при подъеме объясняют исключительно широкое распространение толеитов в самых различных геодинамических обстановках. Они в массовом количестве образуются и в океанах с тонкой литосферой и на древних платформах, где мощность литосферы может достигать нескольких сотен километров и температура на глубине, необходимая для выплавления толеитов (20-40 км), в 2-3 раза ниже начала плавления. Толеитовый состав магм обусловлен низким давлением при формировании вещества эколгитов в период аккреции Земли и не связан с геодинамической обстановкой при внедрении магм. Однако характер последующего фракционирования возникших толеитовых магматических очагов в астеносфере и магматических камер в земной коре определялся глубиной их залегания и давлением в них. Это объясняет широкие вариации состава поздних дифференциатов толеитовых магм – от щелочно-базальтовых глубинных до гранитных малоглубинных.

Длительный подъем расплавов из одних и тех же крупных толеитовых магматических очагов в астеносфере должен был приводить к возникновению магмопотоков. Существованием их, а не миниплюмов, должна быть обусловлена пространственная дискретность магматизма в областях подъема мегаплюмов и закономерное однонаправленное омоложение возраста в цепочках магматических тел, возникавших в плитах, которые перемещались над магмопотоками. Существование таких магмопотоков объясняет главные особенности состава и распространения магматических пород в областях всплывания нижнемантийного вещества. Оно не требует предположения возникновения необъяснимо высокотемпературных миниплюмов, таинственным образом «прожигающих» мантию и земную кору.

Литература

- Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. - М.: Наука, 1983. - 168 с.
- Галимов Э.М. Образование Луны и Земли из общего суперпланетного газово-пылевого сгущения // Геохимия. 2011. №6. С. 563-580.
- Иванов А.В. Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»? // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 417-420.
- Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. – М.: Наука, 1985. – 232 с.
- Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003. – 240 с.
- Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. V. 76. P. 424-428.
- Bukowinskii M.S.T. Taking the core temperature // Nature. 1999. № 6752. P. 432-433.
- Harris P.G., Tozer D.C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. № 5109. P. 1449-1451.
- Kleine T., Touboul M., Bourdon B. et al. Hf-W chronology of the accretion and early evolution of terrestrial planets // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. № 17. P. 5150-5188.
- Su W.J., Woodward R., and Dziewonski A. M. Degree-12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // J. Geophys. Res., 1994. V. 99. P. 6945-6980.

ГЕОДИНАМИКА И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПРЕДОСТРОВОДУЖНЫХ ОФИОЛИТОВЫ ДИАПИРОВ

Юркова¹ Р.М., Воронин² Б.И.

*Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва,
e-mail: bivrmrzb@mtu-net.ru*

Обсуждение заявленной темы основано на материалах изучения всех комплексов офиолитов во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана: Сахалин, Камчатка, Корякский хребет, хребет Ширшова, остров Карагинский, Охотское море. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет на Камчатке, готерив-баррем); 2) развитая приокеаническая (хр. Кумроч на Камчатке, кампан-палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб-сантон, п-ов Карагинский, маастрихт-палеоцен).

Формирование офиолитового диапира связано с мантийной серпентинизацией дунит-гарцбургитовых ультрабазитов в восстановительных условиях в результате образования анионов (ОН) за счёт окиси углерода и водорода при участии никелиевого катализатора по схеме: $2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 4\text{CO} + 12\text{H}_2 \xleftarrow{\text{Ni}} \text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 4\text{CH}_4$. Образование антигорита в условиях мантийной серпентинизации на глубинах 40-50 км подтверждено экспериментальными, термодинамическими данными ($T=450-600^\circ\text{C}$, $P=13-16$ кбар), характеристиками изотопного состава водорода и кислорода и расчётами баланса вещества [Юркова, 2002]. Термобарические условия мантийной серпентинизации совпадают с данными, транслируемыми субокеанической геотермой [Рингвуд, Мак-Грегор, Бойд, 1968]. В мантийном антигорите установлены высокие содержания водорода и метана (230-20 ммоль/кг. породы соответственно). Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40-50 км по данным Г.Буалло [1985] характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7.8-7.9 км/с вместо 8.1-8.2 км/с в выше- и нижележащих слоях. Подъём диапиров приурочен к области перехода примитивная островная дуга-желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона по данным Л.М.Балакиной [1987] представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс. Область наиболее интенсивных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, что приводит к подъёму слоев с мантийной сейсмической меткой (8.2 км/сек) и обеспечивает здесь наиболее высокую сейсмичность. На глубине 40-50 км. наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньоффа, трассируемой очагами землетрясений [Буалло, 1985]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и тем самым предопределён срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или колонны диапиров флюидонасыщенных пластичных серпентинитов.

Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальных частях островных дуг над сейсмофокальной зоной, с формированием слоев глубинного (25-30 км) биметасоматоза, подтверждаются исследователями для Марианской островодужной системы [Maekawa et al. 2001].

Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин) с образованием большой (1.5-2.0 км) воронки взрыва газов (ручей Тарыхах). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмок массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет, почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии [Сычѳв, 1966; Корнев, 1990]. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мкг [Сычѳв, 1966]. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубинах до 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с

примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию.

Серпентинитовые диапиры в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемое декомпрессией и интенсивным плавлением при растяжении свода поднимающегося диапира, были последовательно пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами в следующей последовательности.

1. Внедрение в псевдоморфно серпентинизированные ультрабазиты по дайкоподобным каналам ультраосновной магмы лерцолитового состава. В дунит-гарцбургитовых ультрабазитах продолжалась серпентинизация в восстановительных условиях. Со стадией серпентинизации гипербазитов Коряжского хребта, протекавшей при воздействии восстановительных флюидов, связано образование сплавов с платиноидами составов Fe-Ru-Os-Ir, Ni-Ru-Os-Ir, Pt-Cu-Ni-Fe, а также сульфидов и сульфоарсенидов платиноидов и большого комплекса самородных металлов (Ru, Os, Ir и др.) [Дистлер и др., 1986]. На контакте магматических тел с серпентинитами возникли высокотемпературные ($T=900^{\circ}\text{C}$) биметасоматические слои, состоящие из оливина, бронзита, диопсида.

2. Формирование полосчатой серии пород при полициклическом внедрении по дайкоподобным каналам основной (габброноритовой) магмы в лерцолитовые, верлитовые, аподунит-гарцбургитовые серпентинитовые полосы в условиях растяжения свода диапира. Предполагается динамическая кристаллизация магмы с образованием пироксенитов. Интервалы глубин от 20-30 до 10-12 км. Лерцолиты, чередующиеся с габброноритами, верлитами и пироксенитами, в полосчатом комплексе сложены энстатитом (% 88.0En; 10.5Fs; 1.5Wo) или низкожелезистым бронзитом (% 83.5En; 16.0Fs; 0.5Wo), диопсидом (% 46.0En; 3.0Fs; 51.0Wo) и оливином. Оливин в породах полосчатого комплекса отличается от оливинов дунит-гарцбургитового комплекса более высоким содержанием фаялитовой молекулы (16.5%). Хромшпинелиды в лерцолитах (и верлитах) представлены низкохромистыми высокоалюминиевыми разностями $(\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}^{2+}\text{O}_{0,32})_{0,99}(\text{Al}_{1,61}\text{Cr}_{0,39})_{2,0}\text{O}_4$, отвечающими по составу плеонасту и плеонастцейлониту. Сходные по составу шпинель и энстатит содержатся в лерцолитах, драгированных в разломе Яп на продолжении Япского желоба [Геология dna..., 1980]. В этих условиях были сформированы разнотемпературные биметасоматические слои: 1) апогабброноритовые ($T=900^{\circ}\text{C}$), состоящие из бронзита, диопсида и паргаситовой роговой обманки; 2) аполерцолитовые ($T=550-700^{\circ}\text{C}$), для которых характерны диопсид, паргаситовая роговая обманка, андрадит, герцинит; 3) апосерпентинитовые, включающие лизардит, пентландит, хромшпинелид. Габбронориты, экранированные серпентинитами в субсолидусном состоянии, были перекристаллизованы в условиях гранулитовой метаморфической фации ($T=830-880^{\circ}\text{C}$). В результате возникли следующие ассоциации минералов: анортит, бронзит-гиперстен, диопсид-салит, магнетит. Экранирование серпентинитами способствовало сохранению в перекристаллизованных породах наиболее высоких содержаний европия (0.226 г/т) и относительно низких отношений изотопов стронция (0.70384), характерных для комплексов островных дуг. В зонах локально повышенных температур ($T=700-800^{\circ}\text{C}$) и давлений ($P>5$ кбар) полистадийно в условиях динамотермального метаморфизма были сформированы гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы в виде полосовидных и линзовидных тел ориентированных субсогласно с полосчатостью.

Данные по исследованным офиолитовым ассоциациям показывают, что положительная аномалия европия (Рис. 1) связана с коровыми габброноритовыми магматическими и метаморфическими флюидами, которые участвовали в процессах высокотемпературного (700°C) преобразования (оливинизации) уже серпентинизированных ультрабазитов на глубине 30-20 км в условиях подъёма офиолитового диапира.

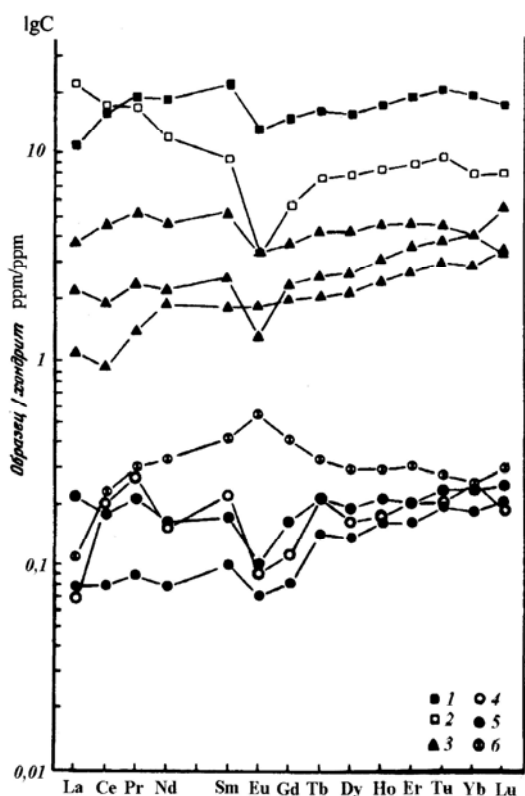


Рис. 1. Распределение содержаний РЭЗ (г/т) в породах офиолитовой ассоциации (по данным А.А.Пейве, 1984). Породы: 1 – базальт, 2 – кератофир, 3 – габбронорит, 4 – гарцбургит, 5 – дуниты, 6 – регенерированный дунит.

3. Формирование силлово-дайкового комплекса (комплекс параллельных даек островодужного типа) в условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода диапира. Рассеянные серии полудак пересекали бортовые участки поднятия, в том числе протрузии серпентинированных ультрабазитов. Глубины до 5 км. Именно в этот период сформированы апогаббровые и аподиабазовые термальные и динамотермальные амфиболиты ($T=550-700^{\circ}\text{C}$, $P>5$ кбар) и основная часть родингитов. Габбронориты подверглись наложенным зеленокаменным изменениям и окварцеванию с образованием метасоматических плагиогранитов, а ультрабазиты полосчатой серии – наложенной гидрогермально-метасоматической серпентинизации и хлоритизации. В контактово-реакционных

слоях серпентинитов с полудайками, интродуцированными альбититами и плагиогранитами, сформировалась золоторудная минерализация [Юркова, Воронин, 2008].

4. Формирование спилит-кератофирового вулcano-плутонического комплекса в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями, с тенденцией образования поднятия. Основные породы, в том числе из пакетов дайка в дайке, имеют бонинитовую петро- и геохимическую специализацию [Юркова, Воронин, 2006]. Появление кислых магм увязывается с преобразованием основной магмы флюидами (метамагматизм). При формировании кислого расплава флюиды служили источником кремнезема и щелочей, вероятно в форме элементоорганических соединений. В поздне- и послемагматические стадии флюиды способствовали перераспределению петрогенных и рассеянных элементов (Si, K, Cr, Ni, V и др.) как внутри интрузивных тел, так и во вмещающих породах, что привело, в частности, к образованию гибридных пород, метасоматических плагиогранитов, альбитовых амфиболитов и пропилитов с вкрапленными железо-медными с хромом сульфидными рудами $0,95\text{CuFeS}_2, 10\text{CrS}$.

Установлено, что между породными ассоциациями контрастной вулcanoплутонической серии и дайковым комплексом существует пространственная и генетическая связь. Генетическая связь определяется тем, что в вулканической толще, надстраиваемой дайковым комплексом, присутствуют пакеты полудак и дайки диабазов, характерные для дайкового комплекса. Они служили подводными каналами для расплава при формировании лав основного состава. Автомагматическое брекчирование основных лав, формирование гиалокластитов можно предполагать в результате обогащения флюидами конечных порций расплава, поднимающегося по дайковым каналам.

Спилитизация оценивается как растянутый во времени процесс, который начинается в позднемагматическую стадию при преобразовании флюидами кристаллических фаз и расплава и унаследованно продолжается в пневматолито-гидротермальные стадии постмагматического изменения пород. Спилитизация протекает в условиях только определенного геодинамического режима, в частности при растяжении коры над сейсмофокальной зоной. Она часто не получает полного завершения из-за нарушения флюидно-породного равновесия в результате изменения геодинамической обстановки

растяжения сбросово-сдвиговыми деформациями. В последнем случае активизируются процессы кислого магматизма.

Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Это способствовало активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъём диапира при гидроразрыве перекрывающих слоёв. В условиях повышенных давления и температуры по схеме разветвлённо-цепных реакций, открытых Н.Н.Семёновым, могли образоваться гомологи метана: этан, пропан, бутан, пентан, гексан и др. по реакции типа $2\text{CH}_4 \rightarrow \text{C}_2\text{H}_6 + \text{H}_2$ (Озол, 2006). Эти углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэнит, пентлацит, магнетиты) в условиях постоянно повышенных температур ($T > 350^\circ\text{C}$) вследствие политадийного разноглубинного магматизма, формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Сравнительно высокие температуры обеспечивались передачей тепла при тепловом излучении от большого числа интрузий и конвекцией при движении магматических флюидов в проницаемой зоне. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства абиогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2 , CO , CO_2) при температурах $200\text{-}500^\circ\text{C}$ и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах показаны в работах И.И.Кулаковой, А.П.Руденко [2003], К.Г.Ионе с соавторами (2006). Экспериментальные данные подтверждают также возможность нахождения тяжелых углеводородов (ТУВ) в верхней мантии (Зубков, 2009).

Офиолитовые сутуры отгораживают кайнозойский нефтегазоносный бассейн Северного Сахалина и часть акватории Охотского моря с залежами нефти, газа и газогидратов. С подъёмом офиолитового диапира связана нефтегазоносность Северного Сахалина и Охотского моря.

Литература

- Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги / В кн.: Строение сейсмофокальных зон. – М.: Наука, 1987. С.198–209.
- Буало Г. Геология окраин континентов. – М.: Мир, 1985. – 155 с.
- Геология дна Филиппинского моря / под редакцией А.В.Пейве. – М.: Наука, 1980. – 261 с.
- Дистлер ВВ., Крячко В.В., Лапутина И.И. Эволюция парагенезисов платиновых минералов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений. 1986. № 5. С. 16-33.
- Кулакова И.И., Руденко А.П. Свидетельства в пользу абиогенного происхождения нефтяных углеводородов // Генезис нефти и газа. – М.: ГЕОС, 2003. С. 170-171.
- Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии // Петрология верхней мантии. – М.: Мир, 1968. С. 272-277.
- Сычёв П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. – М.: Наука, 1966. – 124 с.
- Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов // Фундаментальный базис новых технологий нефтяной и газовой промышленности М.: ГЕОС, 2002. С. 98-107
- Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъём и преобразование мантийных и углеводородных флюидов в связи формированием офиолитового диапира // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 56-67.
- Юркова Р.М. Воронин Б.И. Золоторудная минерализация в родингитах // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии, геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 377-380.
- Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions // Bull. Eanhq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355-366.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ЭТАПЫ, ОБЛАСТИ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ

Ярмолюк¹ В.В., Кузьмин² М.И.

¹*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва, e-mail: yarm@igem.ru,*

²*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

Территория Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделяется широким развитием редкометалльной минерализации. Месторождения REE, Ta, Nb, Zr, Be, Sn, Li, Mo, Re и др., в том числе элементов платиновой группы (ЭПГ), формировались, начиная с распада Лавразийской части Родинии (в результате которого во второй половине позднего рифея произошло обособление Сибирского палеоконтинента и заложение Палеоазиатского океана) и до позднего мезозоя включительно. Эти месторождения, как правило, имеют магматическую природу и связаны с массивами глубоко дифференцированных магматических пород разного состава – от ультраосновных-щелочных пород и расслоенного габбро до щелочных и Li-F гранитов. Проявления магматизма этого типа в основном связываются с мантийными плюмами. Геологический эффект взаимодействия последних с континентальной литосферой существенно варьирует. Это позволяет подразделить плюмы, проявленные в геологической структуре ЦАСП, на ряд групп, различающихся также особенностями редкометалльного магматизма и связанного с ними оруденения: 1) суперплюм, вызвавший раскол континентов, 2) крупные плюмы, сопровождаемые трапповым магматизмом и рифтогенезом, 3) крупные плюмы, порождающие рифты и кислые крупные изверженные провинции (LIP), 4) небольшие плюмы, ответственные за образование локальных магматических областей.

Суперплюм, вызвавший распад Родинии и, в частности, отделение Сибири от Лаврентии, сопровождался интенсивным магматизмом в зонах континентального дробления, а также в пределах возникшего между континентами Палеоазиатского океана. Он привел к образованию мощного пояса даек системы Франклин, а также многочисленных массивов щелочных пород, в том числе с карбонатитами, сосредоточенных вдоль краевых участков Сибири и Лаврентии в зоне их раскола. Пояс таких массивов-месторождений прослеживается по южному краю Сибири от Енисейского кряжа (Татарский массив) через юго-западный выступ кратона (Белая Зима, Таган, Жидой) до Алданского щита (Ингили, Арбарастах), имея протяженность более 3000 км. Возраст этих массивов варьирует в интервале 700-640 млн лет. С этой же краевой частью кратона связаны расслоенные массивы основных-ультраосновных пород с Cu-Ni-Pt минерализацией (Барбитайский и Довыренский массивы), сформировавшиеся в том же возрастном интервале.

Крупные плюмы, сопровождаемые трапповым магматизмом и рифтогенезом, действовали в перми–раннем триасе. Результатом их деятельности стали Таримская (раннепермская) и Сибирская (раннетриасовая) трапповые провинции. Таримская провинция к востоку сменяется рифтовыми зонами – Гоби-Тяньшаньской и Главного Монгольского линиамента. В области сочленения рифтовых зон и трапповой провинции широко проявлены массивы расслоенных пикродолеритов и пикритов с Cu-Ni оруденением. В пределах рифтовых зон, кроме того широко развиты массивы щелочных гранитоидов, с которыми часто сопряжена редкометалльная Zr-REE минерализация. Наиболее крупным среди них является Хан-Богдинский массив щелочных гранитов. Сибирская трапповая провинция также сопровождалась зонами рифтогенеза, возникшими одновременно с трапповыми излияниями и сформировавшими Западно-Сибирскую рифтовую систему. Металлогенические особенности этой провинции определили, прежде всего, месторождения с магматическим Cu-Ni-Pt и Fe-Pt оруденением.

Крупные плюмы, породившие кислые LIP, сыграли определяющую роль в образовании магматических комплексов позднего кембрия-раннего ордовика, отвечающих аккреционной и постаккреционной стадиям развития каледонид ЦАСП, а также в позднем палеозое-раннем мезозое в ходе формирования зональных магматических ареалов Центрально-Азиатской рифтовой системы.

Позднекембрийская-раннеордовикская кислая LIP охватывает большую часть каледонид ЦАСП и простирается от структур Монгольского Алтая и Кузнецкого Алатау на западе до Витимского плоскогорья на востоке. Она представлена главным образом массивами нормальных гранодиоритов и гранитов, являющихся продуктами корового плавления, а также распределенными среди них многочисленными массивами высоко- и умереннотитанистых габбро, нефелиновых сиенитов, агпайтовых гранитов и сиенитов, щелочных комплексов с карбонатитами, которые формировались при участии мантийного источника. Возраст пород провинции варьирует в интервале 495-460 млн лет. Редкометалльная минерализация связана со щелочными гранитами (массив Арыскан), карбонатитами (комплекс Эдельвейс, Мухальский массив), литий-фтористыми и сподуменовыми гранитами и пегматитами (Ак-Суг, Тастыг). Считается, что образование провинции было связано с аккрецией островодужных комплексов каледонид над мантийным плюмом, который инициировал мантийный магматизм в пределах аккреционного террейна и вызвал массовый коровый анатексис в его пределах.

Зональные магматические ареалы являются важнейшими фрагментами Центрально-Азиатской рифтовой системы. На протяжении перми и раннего мезозоя в ее пределах возникло три крупнейших зональных ареала: Баргузинский, Хангайский и Монголо-Забайкальский. Эти ареалы характеризуются близкими особенностями строения, определяемыми наличием в ядре зонального ареала крупнейших батолитов (с индивидуальным объемом более 500 000 км³) и рифтовых зон по их обрамлению.

Баргузинский зональный магматический ареал образовался в ранней перми практически одновременно с Тарим-Южномонгольской провинцией. Ядро ареала представлено Ангаро-Витимским батолитом, сложенным гранодиоритами, гранитами, монцонитоидами, сиенитами, граносиенитами и лейкогранитами. Возраст пород варьирует преимущественно в диапазоне 305-280 млн лет. Рифтовую периферию ареала образуют Удино-Витимская, Сыннырская, Восточно-Саянская и Сайженская рифтовые зоны. Эти зоны контролируют распределение массивов ультраосновных щелочных пород, калиевых щелочных пород, щелочных гранитов и сиенитов, а в вулканическом варианте – пород базальт-комендитовых ассоциаций, возраст которых оценивается в интервале 300-275 млн лет назад. С этими зонами связаны проявления редкометальной минерализации. Так, Восточно-Саянская редкометалльная зона специализирована на Nb, Ta, Be, Li, Zr, Th, REE (месторождения Улуг-Танзек, Снежное, Зашихинское). В пределах Сыннырской зоны известны редкометалльные (Ta, Nb, Zr, Y, TR) Бурпалинское и Акитское месторождения, связанные с массивами щелочных гранитоидов.

Хангайский ареал возник во второй половине перми. Он включает Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайскую и Северо-Монгольскую рифтовые зоны. Хангайский батолит сложен гранитоидами нормального и субщелочного рядов с участием многочисленных синплутонических базитовых интрузий. Возраст батолита определяется в интервале 269-243 млн лет. Рифтовые зоны зонального ареала характеризуются развитием бимодальных базальт-трахириолит-пантеллеритовых ассоциаций с участием многочисленных массивов расслоенных габброидов и щелочных гранитоидов. Образование рифтовых зон протекало в интервале 280-250 млн лет назад. С магматизмом этих зон связано образование крупнейшего Cu-Mo порфирового месторождения Эрденет, Номгонского массива дифференцированных базитов с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией, Ta-Nb месторождения Улан-Тологой и ряда других.

Монголо-Забайкальский ареал включает центральный Хентейский батолит и обрамляющие его с севера Западно-Забайкальскую, с юга Северо-Гобийскую и с запада

Хархоринскую рифтовые зоны. Строение рифтовых зон определяют породы бимодальных и щелочно-гранитоидных ассоциаций, с их образованием также связаны массивы литий-фтористых гранитов. Формирование батолита и его рифтогенного обрамления происходило одновременно в интервале 230-190 млн лет. Рифтовая периферия ареала характеризуется высоким редкометалльным потенциалом. Западно-Забайкальская ее часть выделяется как раннемезозойская рифтогенная металлогеническая зона, специализированная на Ве оруденение. В ее пределах сосредоточены месторождения Ермаковское, Оротское, Ауникское, Амандакское, ассоциирующие со щелочными гранитами малокуналейского комплекса. По западной и южной периферии зонального ареала основную металлогеническую роль играют граниты литий-фтористого типа (Абдарский, Жанчивланский, Бага-Газрынский, Онгон-Хаирханский и др., массивы), специализированные на Sn, W, Ta, Nb и др. редкие металлы.

Небольшие плюмы, ответственные за образование локальных магматических областей, действовали на протяжении позднего мезозоя и кайнозоя. В результате их деятельности, сопоставимой с деятельностью мантийных струй типа «hot-finger», возникли отдельные пространственно и структурно обособленные относительно небольшие рифтовые зоны. Для магматизма областей характерно преобладание продуктов основного состава, хотя для ранних стадий их развития типичны редкие проявления карбонатитового магматизма, а также кислого в форме кислых вулканов и гранитоидов А-типа, в том числе щелочных, субщелочных, литий-фтористых, граносиенитов. Металлогения этих областей определяется рудоносным магматизмом широкого спектра состава: встречаются как лейкократовые и Li-F-граниты и их пегматиты, так и щелочные карбонатитсодержащие комплексы пород с щелочными и субщелочными габброидами, сиенитами, ультраосновными и кремнекислыми породами. Характер эндогенной минерализации этих областей имеет ярко выраженную литофильную специализацию (Ta, Nb, W, Mo, Li, Be, Bi, Cu, а также P, F, U).

Общие закономерности распределения редкометалльного магматизма и оруденения во внутриплитных магматических провинциях.

В магматических областях, связанных с суперплюмами, редкометалльные месторождения тяготеют к зонам раскола и ассоциируют с массивами щелочно-основных пород с карбонатитами (Ta, Nb, REE) и расслоенными массивами основных ультраосновных пород (ЭПГ).

В трапповых провинциях преобладают месторождения Cu-Ni-Pt и Fe-Ti-V, локализация которых, по Н.Л.Добрецову с соавторами, определяется центральными частями провинций, а также поясами развития расслоенных базит-ультрабазитовых интрузивов.

В кислых крупных изверженных провинциях, сопряженных с зональными магматическими ареалами, преобладают месторождения редких металлов, редких и редкоземельных элементов. Они связаны с массивами глубоко дифференцированных пород: щелочных гранитов, литий-фтористых гранитов, расслоенных габбро. Структурный контроль в размещении месторождений выполняют зоны рифтогенеза, образующие периферию ареалов.

В областях локализованной внутриплитной активности месторождения редких элементов и металлов тяготеют к вулканическим центрам, контролирующим проявления щелочного или кислого магматизма.

В целом для всех областей можно отметить ареально-очаговый характер размещения оруденения (в отличие от линейно-поясового для субдукционных, островодужных и коллизионных обстановок) и зональное распределение разных типов оруденения относительно центров LIP.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И
ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ.
БИОГЕОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ**

МИКРОМЕТЕОРИТЫ ИЗ ОЗЕРА БАЙКАЛ

АКУЛОВ¹ Н.И., Павлова² Л.А.

¹*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: akulov@crust.irk.ru*

²*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: pavpla@mail.ru*

Литологическое изучение керна скважины BDP-99-2, пройденной на Посольской Банке озера Байкал [Коллектив авторов, 2004], состояло из исследования гранулометрического состава донных осадков методом отмучивания из навески в 30 г и последующего рассева ее на ситах (>1.0; 1.0-0.5; 0.5-0.25; 0.25-0.1 и 0.1-0.05 мм) по традиционной методике [Методы ..., 1957]. Легкая и тяжелая фракции размером 0.5-0.25 мм и 0.25-0.1 мм исследовались иммерсионным методом с предварительным разделением песчано-алевритового материала в тяжелой жидкости с удельным весом 2.8 г/см³.

В результате проведенного исследования отмечено, что количество разновидностей минералов в составе тяжелой фракции посольской толщи достигает 26. Наряду с такими типичными терригенными минералами, как магнетит, ильменит, гранаты, циркон, сфен, рутил, лейкоксен, амфиболы, диопсид, гиперстен, эпидоты, апатит и турмалин, в незначительном количестве встречаются тремолит, гематит, хлоритоид, брукит, анатаз, силлиманит, андалузит, дистен и метеоритное железо (микрометеориты). Содержание микрометеоритов в составе плейстоценовых отложений не постоянно и колеблется от 0 до 2.4% от веса тяжелой фракции, но чаще всего они встречаются в виде единичных знаков. Наибольшее их количество приурочено к пробам из пачки Q_{II} (интервал от 158.8 до 175.2 м).

Исследование микрометеоритов в донных отложениях морей и океанов – явление не новое. Первые микрометеориты были обнаружены в красных глубоководных глинах Тихого океана, отобранных в процессе подводного бурения на судне «Челленджер» [Murray, Renard, 1891]. Особый интерес представляют недавно проведенные исследования О.А. Корчагиным с коллегами [Корчагин и др., 2010]. Но в донных отложениях озера Байкал исследование микрометеоритов проведено впервые (рис.1). В общей сложности нами изучено 159 зерен байкальских микрометеоритов размером от 1.5 до 80 мкм и проведено 273 микронзондовых анализа их химического состава.

По своей морфологии микрометеориты представляют собой сфероиды, большинство из которых представлены идеальными микрошариками, реже каплевидными или эллипсоидными их разновидностями. Обнаружены сросшиеся сфероиды, состоящие из нескольких микрометеоритов, при этом размер микрометеорита, к которому они прикреплены, достигает 120 мкм. Поверхность микрометеоритов обычно покрыта удивительным по красоте метеорным графическим узором, а некоторые из них обладают идеально гладкой, вероятно, оплавленной поверхностью, сверкающей подобно позолоченным церковным куполам. Все микрометеориты обладают металлическим составом и магнитностью. Внутренность некоторых микрометеоритов полая, а на их внутренних стенках видны кристаллические грани октаэдритов. Толщина стенок достигает 21% радиуса сфероида. Иногда встречаются сфероиды с ячеистой и конгломератовой структурами.

По данным исследований, проведенных на электронно-зондовом рентгеноспектральном микроанализаторе JXA8200, все микрометеориты разделены на четыре группы: железные (77 штук), цинково-железные (63 шт.), цинково-медные (14 шт.) и медно-железные (5 шт.). В составе железных микрометеоритов **Fe** от 64.5 до 100%, **O** от 0 до 32.6%; в цинково-железных **Fe** от 50.7 до 94.5%, **Zn** от 0.2 до 21.7%, **O** от 3.5 до 42.5%; в цинково-медных **Cu** от 50 до 62.5%, **Zn** от 31.8 до 44.2%, **O** от 0 до 14.8%, а в медно-железных **Fe** от 46.3 до 96.3%, **Cu** от 0.21 до 31%, **O** от 3.4 до 19.9%. Присутствие **Ni** в микрометеоритах не установлено. Несмотря на то, что некоторые микрометеориты на 100 % состоят из железа, ни одного окисленного микрометеорита не выявлено, т.е. ни один сфероид за прошедшие сотни тысяч лет не был подвержен процессам эпигенетического изменения.

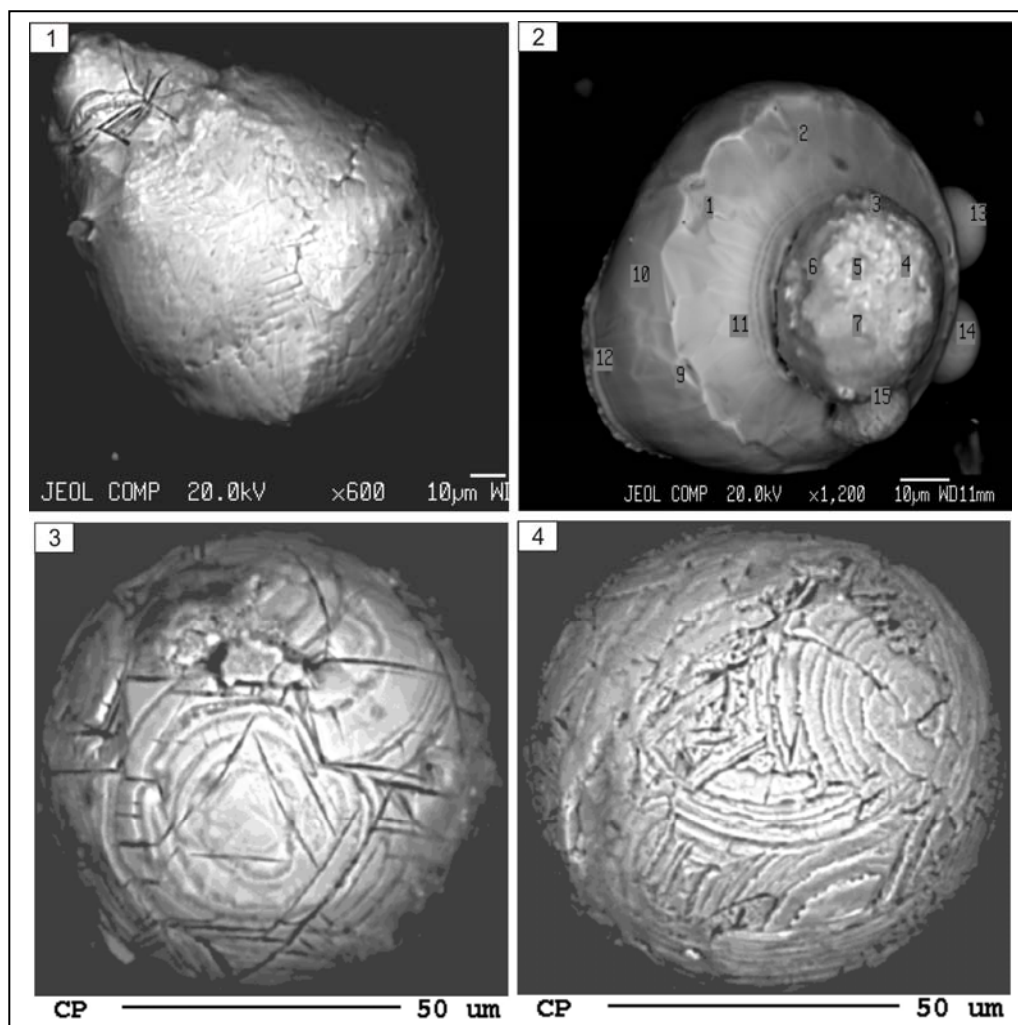


Рис. 1. Микрометеориты из плейстоценовых отложений озера Байкал (скв. BDP-99-2). Изображения в обратно-рассеянных электронах (μm , μm – мкм). Цифрами 1-15 на изображениях отмечены точки, в которых с помощью энергодисперсионного спектра измерен химический состав: 1 – проба (П) № 12265, микрометеорит (М) № 2, глубина (Г) 242.3 м; 2 – П № 12255, М № 21, Г 224 м; 3 – П № 11671, М № 5, Г 13 м; 4 – П № 12088, М № 2, Г 152.8 м.

Важно отметить, что в интервале глубин от 138 м до 203 м донных осадков, сформировавшихся в период между 0.78 млн л.н. и 1.03 млн л.н., произошло резкое изменение химического состава микрометеоритов. Именно к этому интервалу времени приурочено стратиграфическое несогласие продолжительностью 200 тыс л.

Авторы благодарны коллективу проекта «Байкал-бурение», а особенно его руководителю академику М.И. Кузьмину, за представленную возможность для работы с кернами.

Литература

Коллектив авторов. Высокорастворимая осадочная запись по керну глубоководного бурения на Посольской банке в озере Байкал (BDP-99) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 2. С. 163-193.

Корчагин О.А., Цельмович В.А., Поспелов И.И., Цяньтао Бянь. Космические магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы пермь-триас в точке глобальной границы (слой 27, Мэйшань, Китай) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432. № 2. С. 232-238.

Методы изучения осадочных пород. Т. 1 / Под ред. Н.М. Страхова. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 670 с.

Murray S., Renard A.F. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. V.3. Neil. Edinburg, 1891.

ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД ЗАЛИВОВ БРАТСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Алиева В.И., Пастухов М.В.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: alieva@igc.irk.ru*

В настоящее время в исследованиях процессов трансформации качественного состава вод, помимо природных факторов, следует учитывать и множественные антропогенные факторы – в основном это сточные воды промышленных предприятий и городских коммуникаций. Наряду с воздействием химических предприятий, на гидрохимический состав Братского водохранилища оказывает влияние деятельность большого количества лесозаготовительных организаций, использующих его заливы для накопления и транспортировки заготовленной древесины. Древесные остатки, засоряющие дно водоема и накапливающиеся в водохранилище, начиная с периода его наполнения, постоянно увеличиваются в объеме в результате лесозаготовительной деятельности. Затопленные пойменные почвы и древесные остатки являются источниками поступления большого количества органических веществ, деградация которых сопровождается увеличением в воде соединений азота, фосфора, фенолов и т.д. Изменения химического состава вод, происходящие в результате разложения древесины, могут негативно влиять на экосистему водоема.

Изучение химического состава воды было проведено в 17 заливах Ангарской, 6 заливах Окинской и 4 заливах Ийской частей Братского водохранилища. Пробы воды отбирали фторопластовым батометром с двух горизонтов: поверхностного – глубина 0,6 м и придонного – в метровом слое от дна. Химический анализ для определения макро- и биогенных элементов выполнен по стандартным методикам [Руководство..., 1977]. Содержание органического углерода рассчитано, исходя из эквивалентного отношения углерода к кислороду через химическое потребление кислорода.

Воды заливов Братского водохранилища гидрокарбонатные кальциевые, маломинерализованные, сохраняют черты гидрохимического состава рек Ангары, Оки и Ии. Наименьшая величина минерализации, характерная для горно-таежных рек Восточной Сибири [Бочкарев, 1959], определена в Ийской части водохранилища. Распределение макроэлементов в водах заливов сопоставимо с таковыми в центральных частях водоемов. В то же время выделяются заливы, макроэлементный состав которых имеет некоторые отличия. На изменение концентраций гидрокарбонат-, сульфат-ионов, ионов кальция, магния и калия, как и на величину общей минерализации, в водах заливов существенное влияние оказывают притоки водоема. Так, в придонных водах заливов Верхний Баян, Ярма и Подволочный зафиксированы повышенные концентрации HCO_3^- , Mg^{2+} , в водах заливов Топорок и Худобка – HCO_3^- и т.д. Средняя величина pH рассматриваемых водотоков относится к группе нейтральных вод, изменяясь от слабокислых (до 6.0) до щелочных (до 8.8).

Основной формой нахождения азота в заливах Братского водохранилища является нитрат-ион. Средние концентрации NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ в водах заливов Ангарской части составляют 0.27 мг/дм³, 0.012 мг/дм³ и 0.018 мг/дм³, соответственно. Заметное превышение (до 10 раз) этих значений зафиксированы в воде заливов Тарей, Травкина Баля, Озерная Баля, расположенных в непосредственной близости друг от друга. Еще более высокие концентрации соединений азота определены в воде всех заливов Окинской и Ийской частей водохранилища, среднее содержание нитрат-иона в которых составляет 0.69 мг/дм³, нитрит-иона – 0.130 мг/дм³, иона аммония – 0.084 мг/дм³. В придонных водах исследованных заливов содержание всех форм азота выше, чем в поверхностных. Это может указывать как на более интенсивные процессы разложения древесных остатков в придонном слое воды, так и на массовое развитие в поверхностном слое воды планктонных водорослей.

Распределение фосфатов в водах заливов Братского водохранилища равномерно (от 0.013 до 0.083 мг/дм³), хотя на порядок выше, определенного в Братском водохранилище ранее (0.003 мг/дм³) [Верболова, 1973]. Так же, как для нитратов, наблюдается увеличение их концентраций в придонном слое воды. В заливе Тарей это различие было максимальным и составило 3,3 раза. Зависимость увеличения концентраций фосфатного фосфора с глубиной была установлена и ранее для вод открытого русла Братского водохранилища [Верболова, 1973].

Содержание кремния в воде заливов, как и других биогенных элементов, неоднородно распределено по частям водохранилища, средние концентрации SiO₂ в водах заливов Ангарской, Окинской и Ийской частей водохранилища составляют 1.87 мг/дм³, 3.55 мг/дм³ и 5.15 мг/дм³, соответственно. В Ангарской части водохранилища отмечено увеличение концентрации кремния в заливах Тарей, Травкина Баля и Сухой Лог (до 5 раз). В придонных водах большинства исследованных заливов содержание SiO₂ выше, чем в поверхностных.

Поступление органического вещества в воды Братского водохранилища связано как с его переносом речным стоком в растворенной и взвешенной формах [Карнаухова, 2008], так и с планктоном [Кожова, 1969]. Вертикальное распределение Сорг в заливах Братского водохранилища имеет неоднородный характер, в одних случаях, увеличиваясь с глубиной, в других уменьшаясь или находясь на одном уровне с поверхностью. По содержанию органического углерода определен следующий убывающий ряд: воды Ийской части – воды Окинской части – воды Ангарской части водохранилища, составляя 2,7, 3,4, 5,3 мг О/дм³, соответственно.

Для изучения факторов формирования и преобразования химического состава вод заливов Братского водохранилища использованы методы математической статистики. Были рассчитаны коэффициенты парной корреляции между изучаемыми гидрохимическими компонентами. В первую выборку были включены ионы, образующие основную часть минерального состава природных вод, и величина минерализации. Выявлено, что большинство макроэлементов имеют высокие парные коэффициенты корреляции между собой и близкую к функциональной связь с величиной минерализации (табл. 1). Для маломинерализованных гидрокарбонатных кальциевых вод положительная парная корреляция между главными ионами обуславливается физико-химическими факторами. Основной вклад в обогащении вод этими компонентами принадлежит процессам химического взаимодействия вода-порода. Практически для вод всех частей водохранилища характерны высокие коэффициенты корреляции (близкие к 1) между натрием и хлором. Это позволяет говорить об их генетической связи, т.е. возможности поступления в поверхностные воды подземных вод хлоридно-натриевого состава по трещинам долины р. Ангара. Ранее отмечалось, что к Ийской части водохранилища приурочены очаги скрытой разгрузки рассолов, за счет поступления которых осуществляется привнос натрия и хлора [Дзюба, 1984].

Таблица 1
Парные коэффициенты корреляции между главными ионами вод заливов Братского водохранилища

	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Σ И*
HCO ₃ ⁻	1							
Cl ⁻	0.71	1						
SO ₄ ²⁻	0.29	0.57	1					
K ⁺	0.52	0.54	0.16	1				
Na ⁺	0.67	0.96	0.53	0.59	1			
Ca ²⁺	0.58	0.76	0.51	0.26	0.77	1		
Mg ²⁺	0.33	0.35	0.32	0.24	0.39	0.57	1	
Σ И*	0.62	0.80	0.58	0.34	0.80	0.95	0.73	1

* - величина минерализации

Вторая выборка охватывала макро- и биогенные компоненты поверхностных и придонных вод заливов Братского водохранилища. По коэффициентам парной корреляции эти компоненты четко разделяются на две группы (табл. 2). Одна группа включает в себя органический углерод и биогенные компоненты, между которыми установлены значимые положительные коэффициенты корреляции. Во второй группе органический углерод и биогенные компоненты имеют устойчиво отрицательную корреляционную связь с макроэлементами.

Таблица 2

Значимые коэффициенты парной корреляции между макро- и биогенными компонентами вод заливов Братского водохранилища

	SiO ₂		NH ₄ ⁺		PO ₄ ⁻³		NO ₃ ⁻	
	пов.	дно	пов.	дно	пов.	дно	пов.	дно
Биогенные компоненты								
SiO ₂			0.84	0.78	0.48	0.46	0.91	0.52
NO ₃ ⁻	0.91	0.52	0.82	0.76		0.61		
NO ₂ ⁻		0.37						
PO ₄ ⁻³	0.48	0.46		0.64				0.61
NH ₄ ⁺	0.84	0.78				0.76	0.84	0.76
Сорг	0.53		0.42	0.42			0.49	0.42
Главные ионы								
HCO ₃ ⁻	-0.45	-0.49	-0.58	-0.69			-0.46	
Cl	-0.67	-0.51	-0.45				-0.59	
SO ₄ ²⁻	-0.84	-0.83	-0.88	-0.77	-0.46		-0.88	-0.55
K ⁺		-0.42	-0.58	-0.53			-0.40	
Na ⁺	-0.87	-0.88	-0.91	-0.87	-0.40	-0.48	-0.88	-0.64
Ca ²⁺	-0.82	-0.70	-0.80	-0.74		-0.37	-0.79	-0.48
Mg ²⁺			-0.43				-0.50	
Σ И	-0.78	-0.69	-0.78	-0.69			-0.82	-0.40

Примечание: приведены значимые коэффициенты корреляции для числа данных в выборке ($r = 0.37$, $p > 0.05$); пов. – поверхность.

Биогенные компоненты, как показатели интенсивности биохимических процессов, а также процессов разложения древесных остатков, имеют высокие парные коэффициенты корреляции, которые характерны, как для придонного, так и для поверхностного слоя вод, что свидетельствует о протекании процессов разложения органических соединений по всей водной толще. Из элементов, являющихся обязательными составными частями тканей каждого живого организма, следует выделить кремний, который имеет высокие корреляционные связи со всеми исследуемыми компонентами. Это может быть объяснено его высокой биофильностью, т.к. при пониженной температуре и отсутствии прогрева водной толщи «цветение» водоемов идет за счет развития диатомовых водорослей.

Выявленные значимые коэффициенты корреляции между биогенными компонентами указывают на следующие закономерности. Прежде всего, это «классическая» положительная зависимость количества биогенных элементов и органического вещества от численности и биомассы фитопланктона. Формы азота коррелируют между собой, поскольку они генетически связаны. Связь между содержанием Сорг и NH₄⁺ определяется тем, что аммиак поступает в воду в начальной фазе разложения белковых остатков. В целом же корреляционные связи между биогенными компонентами свидетельствуют о процессах деструкции органических веществ, т.е. его биохимическом разложении, как в поверхностном, так и придонном слоях заливов Братского водохранилища.

Значимые коэффициенты корреляции определены также между исследуемыми компонентами и гидрологическими параметрами вод заливов. Так выявлено, что органический углерод имеет положительную корреляцию с прозрачностью водоема, т.е. наличием детрита, а NO_3^- с показателем глубины – отрицательную, т.к. процессы нитрификации интенсивнее идут в поверхностном слое.

Положительная корреляция в пределах отдельных групп свидетельствует о генетической связи как главных ионов, так и биогенных компонентов. Для макроэлементов это является отражением физико-химических процессов их поступления за счет растворения водовмещающих пород, а поступление биогенных компонентов связано с жизнедеятельностью гидробионтов и процессами, происходящими в результате разложения древесных остатков. В то же время устойчивая отрицательная связь главных ионов с органическим углеродом и биогенными компонентами отражает биологические процессы, в ходе которых происходит снижение их концентрации. Вероятно, в данном случае имеет место отражение двух независимых друг от друга процессов – физико-химических и биохимических.

Проведенные исследования показали, что в условиях современной техногенной нагрузки, а именно больших объемов затопленной древесины в ложе водохранилища, водные массы заливов Братского водохранилища не содержат количеств биогенных элементов, превышающих уровни предельно-допустимых концентраций. Все поступающие в водоем загрязняющие вещества выводятся из него за счет процессов самоочищения, т.е. процессов, с помощью которых водная система старается восстановить экологическое равновесие. На формирование качества воды заливов в равной степени оказывают влияние как физико-химические, так и биохимические процессы, интенсивность которых является косвенным показателем самоочищения воды и определяет роль в этом процессе биологической составляющей. Однако, следует подчеркнуть, что процессы, происходящие в водоеме в результате деградации древесины, являются процессами существенно растянутыми во времени. Поэтому вопрос, справляются ли водоемы с этим и какова степень нарушения экологического равновесия, покажет только долговременный мониторинг вод заливов Братского водохранилища, а также комплексная оценка всех биотических компонентов, включая деятельность микроорганизмов как первичных индикаторов загрязнения экосистемы водоема.

Работа поддержана грантом РФФИ № 12-05-98089-р_сибирь_a.

Литература

- Бочкарев П.Ф. Гидрохимия рек восточной Сибири. – Иркутск: Вост. Сиб. изд-во, 1959. – 156 с.
- Верболова Н.В. Формирование гидрохимического режима Братского водохранилища // Формирование планктона и гидрохимия Братского водохранилища. – Новосибирск: Наука, 1973. С. 78-119.
- Дзюба А.А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1984. – 158 с.
- Карнаухова Г.А. Гидрохимия Ангары и водохранилищ Ангарского каскада // Водные ресурсы, 2008. Т. 35, № 1. С. 72-80.
- Кожова О.Н. Растительная продукция Братского водохранилища // Биологические продукты водоемов Сибири. – М.: Наука, 1969. С. 72-79.
- Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши / Под ред. Семенова А.Д. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 540 с.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПОСЛЕ ЗАВЕРШЕНИЯ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Безрукова^{1,2} Е.В., Летунова^{1,2} П.П., Шарова^{1,2} О.Г.

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
e-mail: bezrukova@igc.irk.ru;

²Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск.

Изменение природной среды, особенно климата и растительности после завершения последнего ледникового периода является предметом комплексных исследований, поскольку знание динамики природной среды прошлого может позволить правильно понять ее тенденции в ближайшем будущем.

Для Байкальского региона уже получено множество научных результатов, демонстрирующих его высокую чувствительность к изменениям природной среды прошлого [Prokopenko et al., 1999; Demske et al., 2005; Безрукова и др., 2009]. Результаты же пыльцевого анализа предоставляют ценнейшую палеоэкологическую информацию для понимания истории природной среды и климата разного географического масштаба – от регионального до глобального. На сегодняшний день в исследуемом регионе, с его сложным горным рельефом, обусловившим вариации регионального климата и растительности, количество палинологически изученных объектов распределено неравномерно. Кроме того, пыльцевые записи из различных районов юга Восточной Сибири имеют разный возраст [Безрукова и др., 2005, 2008а, 2009; Складов и др., 2010]. Однако следует отметить, что далеко не все региональные данные об изменении растительности имеют столь детальное расчленение и обеспечение хронологическим контролем, как это присуще многим пыльцевым записям из Евразии [напр., Brauer et al., 2008]. И только единичные пыльцевые записи сопровождаются результатами изучения других индикаторов изменения природно-климатических условий из тех же осадочных разрезов, из которых получены и результаты палинологического анализа. Между тем, именно комплексные исследования позволяют адекватно оценивать вариации климата любой территории.

Цели настоящего сообщения – краткий синтез истории региональной растительности как показателя изменения климата, уточнение хронологической последовательности динамики природной среды, межрегиональная корреляция выделенных событий в истории растительности и климата, обсуждение возможных причин изменения ряда геохимических индикаторов климата и перестройки природной среды региона после последнего оледенения.

Современная растительность вокруг озера Байкал детально описана [Моложников, 1986 и др.]. Поэтому в настоящей статье мы приведем только ее общую характеристику. Лесная растительность с господством светлохвойных элементов дендрофлоры – сосны обыкновенной [*Pinus sylvestris*] и лиственницы [*Larix*] – преобладает на относительно сухих горных склонах восточной экспозиции, в то время, как темнохвойные древесные – сосна сибирская [*Pinus sibirica*], ель [*Picea obovata*], пихта [*Abies sibirica*] – занимают более влажные склоны северной и западной экспозиции. Причем, ель и пихта занимают ограниченные пространства. Пихта образует кедрово-пихтовые леса там, где сумма атмосферных осадков превышает 600 мм. У верхнего предела лесной растительности высокогорных хребтов преобладают кустарниковые сообщества ольховника [*Duschekia fruticosa*], ивы [*Salix*], кустарниковых березок [*Betula sect. Fruticosae* и *sect. Nanae*] и кедрового стланика [*Pinus pumila*]. Выше кустарниковых горных тундр распространены альпийские луга, заросли папоротников. Степная и лесостепная растительность с *Pinus sylvestris* и островками из ильма [*Ulmus pumila*] обычна для бассейна р. Селенги. Севернее интразональные участки степной растительности распространены на о. Ольхон и в Приольхонье.

В основу палеогеографических реконструкций положены результаты изучения отложений болот и малых озер с разных побережий озера Байкал и результаты

палинологического исследования донных осадков самого озера Байкал. Возрастные модели изученных осадочных разрезов базируются на 56 радиоуглеродных датах. В настоящем сообщении используются только калиброванные значения возраста. Временное разрешение большей части пыльцевых записей близко к вековому. Качественные и количественные реконструкции динамики растительности, ландшафтов, климата, проведенные на основе пыльцевых записей, на сегодняшний день могут рассматриваться для юга Восточной Сибири как опорные. Периоды изменения региональных ландшафтов и климата и их хронологическая последовательность сравнивались с кислородно-изотопной шкалой NGRIP. Сравнение проводилось для понимания возможных механизмов, определяющих динамику климата и растительности региона.

Время завершения последнего оледенения в регионе определено следующим образом. Накопление иловатых глин, обогащенных органической составляющей, в озере Байкал и в озере Котокель началось 14000-15000 лет назад [Karabanov et al., 2004; Безрукова и др., 2008]. Базальные слои торфа на разных побережьях озера Байкал датируются в интервале от 11800 до 15000 л.н., а подстилающая торф озерная гиттия существовала уже 17000-15800 лет назад [Безрукова и др., 2009]. Максимум последнего оледенения в Европе завершился 18-17 тыс. л.н. [Vescovi et al., 2007]. Свидетельством улучшения регионального климата служит постепенное расширение площадей древесно-кустарниковой растительности в бассейне озера Байкал и в котловине оз. Котокель около 17 тыс. л.н. [Demske et al., 2005; Bezrukova et al., 2010]. Реконструкция типов растительности показала значительное распространение лесной и тундровых ассоциаций наряду со степными. Такое сочетание ландшафтов свидетельствует о холодном, но не экстремально аридном климате. Тесная связь между динамикой климата в бассейне озера Байкал и в Северной Атлантике [Prokopenko et al., 1999] позволяет допустить, что это региональное потепление соответствовало позитивному экскурсу в кислородно-изотопной шкале NGRIP около 17-16 тыс. л.н. [NGRIP members, 2004]. Оно могло вызвать в регионе таяние горных ледников, глубокое протаивание летом многолетней мерзлоты, что и обеспечивало относительно высокую влажность почв и развитие растительности, характерной для тундровых и лесотундровых группировок. Условия природной среды региона ~16-14,5 тыс. л.н. становились менее благоприятными для древесной растительности. В общем, региональные изменения в растительности около 16-14,6 тыс. л.н. согласуются с общим ухудшением глобального климата [Rose et al., 2010].

Особенно заметные изменения в растительности исследуемого региона произошли ~14,5-12,5 тыс. л.н. Очевидно, что в это время региональный климат стал теплее и влажнее, чем в предыдущее время, обусловив распространение лесной растительности. Новый интервал сокращения лесной растительности произошел ~ 12,5-11,7 тыс. л.н. и был вызван наступлением холодных, но довольно влажных условий. Этот временной интервал проявился синхронно с общим ухудшением глобального климата в Позднем Дриасе.

Реконструкция количественных параметров климата в голоцене на основе пыльцевых записей из озера Байкал и Котокель [Tarasov et al., 2007; Tarasov et al., 2009] показала, что переход к условиям современного межледниковья – голоцена – имел место около 11,5-11,7 тыс. л.н. Эта временная граница находится в соответствии с нижней границей голоцена в Глобальном стратотипическом разрезе и ряде других регионов, позволяя предполагать почти синхронный ответ исследуемой территории на глобальные климатические изменения. С этого времени начался региональный процесс расширения елово-лиственничных лесных сообществ и формирование низинных осоковых болот.

Максимальное распространение темнохвойных лесов из *Abies sibirica* и *Pinus sibirica* ~10,5-6 тыс. л.н. в регионе служит индикатором регионального оптимума голоцена [Безрукова и др., 2005; Demske et al., 2005; Tarasov et al., 2007] и не противоречит времени наступления оптимума голоцена в высоких и умеренных широтах Евразии [Sun et al., 2010]. Ранее проведенные реконструкции количественных характеристик регионального климата в оптимум голоцена [Tarasov et al., 2007, 2009] демонстрируют наступление ~10,5-6,5 тыс. л.н. более теплых зимних сезонов и повышение средних значений суммы атмосферных осадков

[до 550-500 мм/год]. Палинологические данные свидетельствуют, что *Pinus sylvestris* стала господствующим элементом растительности примерно с 6.5-6 тыс. л.н. Позднеголоценовый тренд похолодания, имевший место во многих районах Северного полушария, в Байкальском регионе наиболее ясно проявился в снижении средней температуры зимы [Tarasov et al., 2009].

Реконструкции природной среды в Байкальском регионе свидетельствуют об отсутствии глубоких изменений за последние 6.5-6 тысяч лет. Однако менее значительная перестройка могла иметь место ~2500 л.н. [Безрукова и др., 2008]. Результаты диатомового анализа, подсчета концентрации частиц углей, изучения сообществ амеб дополняют и детализируют палинологические исследования, в целом подтверждая общий тренд изменчивости природной среды региона в позднеледниковье и голоцене.

Комплексное исследование разногенетических отложений из различных районов юга Восточной Сибири позволило получить непрерывную, датированную, детальную информацию о динамике локальной растительности и климата всего позднеледниковья и голоцена, провести внутри- и межрегиональные сравнения динамики растительности и климата для понимания возможных причин этих изменений. Сопоставление временных границ изменения природной среды в различных районах юга Восточной Сибири с ее изменениями в региональных и глобальных опорных геохронологических шкалах предполагает тесную связь вариаций регионального климата с крупномасштабными изменениями природной среды в Северо-Атлантическом регионе и почти синхронный ответ исследуемой территории на глобальные климатические изменения. Однако, следуя, в целом, тенденции климатических вариаций Северного полушария, изменения растительности и климата северо-восточного побережья Байкала имеют ряд особенностей. Для установления точной хронологии регионального оптимума современного межледниковья необходимо детальное датирование новых записей изменения природной среды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00476-а), программы Президиума РАН №4 (проект № 4.9), проекта Президиума РАН IX.81.1.2.

Литература

Безрукова Е.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А. Свидетельства нестабильности природной среды озера Байкал после последнего оледенения на примере пыльцевых записей из болотных экосистем // Археология, этнология и антропология Евразии. 2009. Т. 37. № 3. С. 17-25.

Безрукова Е.В., Белов А.В., Летунова П.П., Абзаева А.А., Н.В. Кулагина, Фишер Е.Э., Орлова Л.А., Шейфер Е.В., Воронин В.И. Биостратиграфия торфяных отложений и климат северо-западной части горного обрамления озера Байкал в голоцене// Геология и геофизика. 2008б. Т. 49. № 6. С. 547-558.

Безрукова Е.В., Данько Л.В., член-корр. Снытко В.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Кузьмин С.Б., Вершинин К.Е., Абзаева А.А. Новые данные об изменении растительности западного побережья озера Байкал в среднем-позднем голоцене // Доклады Академии наук. 2005. Т. 401. № 1. С.100-105.

Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи. К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С. Озеро Котокель – опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // Доклады Академии наук. 2008а. Т. 420. № 2. С. 248-253.

Моложников В.Н. Растительные сообщества Прибайкалья. – Новосибирск: Наука, 1986. – 270 с.

Скляр Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Скляр О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырма (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 3. С. 303-328.

Bezrukova, E., Tarasov, P., Solovieva, N., Krivonogov S., Riedel, F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 296 (1-2). P. 185-198.

Brauer A., Haug G.H., Dulski P., Sigman D.M., Negendank J.F.W. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period // *Nature Geoscience*. 2008. V. 1. P. 520-523.

Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Bezrukova E., Oberhansli H. Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // *Global and Planetary Change*. 2005. V. 46. P. 255-279.

Karabanov E., Williams D., Kuzmin M., Khursevich G., Prokopenko A., Solotchina E., Fedenya S., Kerber E., Gvozdkov A., Khlustov O., Bezrukova E., Letunova P. Ecological collapse of Lake Baikal and Lake Hovsgol ecosystems during the Last Glacial and consequences for aquatic species diversity // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 209. P. 227-243.

North Greenland Ice Core Project members. North Greenland Ice Core Project Oxygen Isotope Data, IGBP Pages/Word Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series №2004-059, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA, 2004.

Prokopenko A.A., Williams D.F., Karabanov E.B., Khursevich G.K. Response of Lake Baikal ecosystem to climate forcing and $p\text{CO}_2$ change over the last glacial-interglacial transition // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. M. 172. P. 239–253.

Rose K.A., Sikes E.L., Guilderson T.P., Shane Ph., Hill T., Zahn R., Spero H.J. Upper-ocean-to-atmosphere radiocarbon offsets imply fast deglacial carbon dioxide release // *Nature*. 2010. V. 466. P. 1093-1097.

Sun Q., Wang S., Zhou J., Chen Z., Shen J., Xie X., Wu F., Chen P. Sediment geochemistry of Lake Daihai, north-central China: implications for catchment weathering and climate change during the Holocene // *Journal of Paleolimnology*. 2010. V. 43. P. 75-87.

Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 252. P. 440-457.

Tarasov P., Bezrukova E., Krivonogov S. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotoke // *Climate of the Past*. 2009. V. 5. P. 285-295.

Vescovi E., Ravazzi C., Arpentini E., Finsinger W., Pini R., Valsecchi V., Wick L., Ammann B., Tinner W. Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 1650-1669.

РОЛЬ РИЗОСФЕРНЫХ БАКТЕРИЙ В БИОГЕОХИМИЧЕСКОЙ МИГРАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ, МЫШЬЯКА И БИОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕХНОГЕННЫХ ЭКОСИСТЕМАХ

Белоголова¹ Г. А., Гордеева¹ О. Н., Соколова² М. Г.

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: gabel@igc.irk.ru*

² *Сибирский институт физиологии и биохимии растений СО РАН, Иркутск, e-mail: SokolovaMG@sifibr.irk.ru*

В настоящее время активно развиваются новые биотехнологии в растениеводстве с применением микроорганизмов. Это направление ориентировано на сокращение применения азотных, фосфорных удобрений и отказ от опасных для здоровья человека пестицидов [Минеев, 1990]. В то же время, существуют данные о том, что инокуляция растений ризосферными бактериями может увеличивать риск аккумуляции тяжелых металлов в растениях, выращиваемых на загрязненных техногенных почвах [Khan, 2005]. В этом плане проблема мало изучена. Целью наших исследований явилось изучение особенностей поведения As, Cd, Pb и элемента питания растений фосфора в системе «почва – растение» на техногенных почвах при внесении живых почвенных бактерий в составе биопрепаратов азотобактерина, фосфобактерина и кремнебактерина.

Объекты и методы исследования

Объектами исследования являлись почвы и выращенные на них растения (овес, горох, салат, редис), для которых изучены закономерности распределения As, тяжелых металлов Cd, Pb и биофильного элемента питания фосфора в зависимости от влияния на них ризосферных бактерий *Azotobacter* и *Bacillus*, входящих в состав биопрепаратов азотобактерина, фосфобактерина и кремнебактерина. Биопрепараты являются экологически чистыми, нетоксичными, безопасными для человека и животных стимуляторами роста растений [Вайшля и др., 2006, 2007; Соколова и др., 2009]. Разработаны они в Томском государственном университете и предложены для апробации в агроклиматических условиях Южного Прибайкалья на базе Сибирского института физиологии и биохимии растений СО РАН.

Выращивание растений проведено в фитотроне на почвах, отобранных из техногенной зоны г. Свирска, расположенном на берегу р. Ангары (Южное Прибайкалье). Почвы были взяты на различном удалении от основного источника загрязнения, бывшего Ангарского металлургического завода (АМЗ) по производству мышьяка, расположенного в черте города. Для производства мышьяка в военных целях использовали руду Дарасунского золоторудного месторождения, в состав которой входило большое количество разнообразных микроэлементов, большинство из которых являются элементами-токсикантами для живых организмов. Завод был заброшен с 1949 года и оставался основным источником загрязнения окружающей среды.

По результатам эколого-геохимических исследований, проведенных ранее в этом городе, были выявлены участки интенсивного загрязнения мышьяком и тяжелыми металлами различных природных объектов (почва, растения, животные и биосубстраты человека) в концентрациях, значительно превышающих санитарные нормы [Белоголова и др., 2009; Гордеева и др., 2010]. Загрязнение почв распространено не только на территории бывшего Ангарского завода по производству мышьяка, но и на большую часть города. В центральной части этой аномалии загрязнение грунтов и почв мышьяком, свинцом и другими тяжелыми металлами во много раз превышает ПДК.

Почвы для модельного эксперимента отобраны из гумусового горизонта «А» на условно фоновом участке 1, расположенном в 15 км от г. Свирска, – из пахотных почв, на участке 2 – из садово-огородных почв (в 500 м от источника загрязнения) и на участках 3, 4 –

в 100 и 10 м от АМЗ. На максимально загрязненном участке 4 гумусовый горизонт сформирован на технозомах, на участке 3 развиты карбонатно-дерновые почвы.

Каждая проба почв разделена на исходную (контроль) и обработанную биопрепаратами (опыт), на которых проведено выращивание растений в одинаковых условиях.

Растения не достигли зрелого состояния, так как на максимально загрязненных техногенных почвах после 35 дней роста они начали высыхать. Для анализа использовали растения, высушенные до воздушносухого состояния. Из почв, на которых выросли растения, проведена экстракция тяжелых металлов, мышьяка и фосфора с помощью этилендиаминтетраацетата (ЭДТА).

Для определения массовой доли As, Pb, Cd в пробах использовали метод атомной абсорбции, для анализа растений – метод ISP-MS. Определение фосфора выполнено методом спектрофотометрии.

Результаты исследований

Результаты распределения тяжелых металлов (Pb, Cd), мышьяка и фосфора в почвах по валовым содержаниям и в вытяжке ЭДТА показаны в табл. 1.

Таблица 1.

Распределение содержаний As, Pb, Cd в исходной почве (контроль) и с добавлением бактерий (опыт) в зоне влияния АМЗ г. Свирска и на фоновом участке, мг/кг.

Характеристика проб	As		Pb		Cd		P
	Вал	ЭДТА	Вал	ЭДТА	Вал	ЭДТА	ЭДТА
Фоновый участок 1							
Контроль	30	2	23	1.4	0.25	0.10	2190
Опыт	30	2	18	1.2	0.3	0.17	2027
500 м Участок 2							
Контроль	100	46	135	33.6	0.4	0.19	734
Опыт	70	29.4	154	25.9	0.4	0.22	495
100 м Участок 3							
Контроль	213	200	49	5.8	0.36	0.11	2300
Опыт	115	68.6	33	3.6	0.28	0.12	1988
10 м Участок 4							
Контроль	3100	246	1260	74.9	5.1	1.7	3047
Опыт	2640	443	2100	115.5	4.7	3.4	3234
ОДК	10	–	32-130	–	0.5-2.0	–	–

Примечание: расстояние от отвалов АМЗ 10, 100, 500 м. Жирным шрифтом выделено повышенное содержание элементов по фракции ЭДТА при сопоставлении контрольного и опытного эксперимента на одном участке. ОДК – ориентировочно допустимая концентрация [Контроль ..., 1998].

Максимально высокие валовые содержания As, Cd, Pb установлены в техногенных почвах вблизи отвалов мышьяка в десятки и сотни раз превышающие ОДК. На удалении от источника загрязнения содержания их снижаются. Повышенные концентрации элементов по фракции ЭДТА могут указывать на возможность образования органических хелатных форм, большая часть из которых может быть доступна для аккумуляции в растениях и микроорганизмах. В результате микроорганизмы могут способствовать образованию трудно растворимых слабо подвижных органических фракций с тяжелыми металлами.

По результатам вытяжки ЭДТА отмечено влияние ризобактерий на величину концентрации тяжелых металлов и мышьяка в почвах. Содержания кадмия имеют тенденцию незначительно увеличиваться в хелатной фракции ЭДТА почв, обработанных бактериальными препаратами на всех участках, но максимальное значение кадмия в этом случае установлено в опыте на участке 4 (табл.1). Для остальных элементов – As, Pb и P

отмечается уменьшение содержаний в вытяжках ЭДТА в случае внесения ризобактерий в почву, за исключением максимально загрязненной почвы, отобранной вблизи (10 м) от источника загрязнения, где наблюдается обратная зависимость. На фоновом участке прослеживаются незначительные изменения между контрольным и опытным вариантом. Несмотря на то, что ризобактерии способствуют накоплению хелатных фракций тяжелых металлов и мышьяка в техногенных почвах, отобранных вблизи отвалов, концентрация данных элементов в растениях, выращенных на этих почвах, резко уменьшается в случае бактериализации почвы (табл. 2).

Таблица 2.

Содержание химических элементов в растениях (на сухое вещество, мг/кг),
выращенных на техногенных и фоновых почвах

Растения	10 м от отвалов, участок 4				Фоновый участок 1			
	As	Pb	Cd	P%	As	Pb	Cd	P%
	контроль				контроль			
Салат	101	51.1	9.3	0.97	0.447	0.190	0.35	0.9
Редис	79.7	25.3	3.01	0.95	0.170	0.280	0.33	1.6
Горох	18.7	5.04	1.11	1.4	0.110	0.016	0.31	1.4
Горох корень	110	27.7	6.18	0.89	0.250	0.020	0.22	0.7
Овес	19.2	0.82	0.85	2.2	0.079	0.029	0.13	1.5
Овес корень	120	40.6	1.44	0.6	0.082	0.046	0.15	1.0
	опыт				опыт			
Салат	109	62.1	2.98	1.0	0.740	0.261	0.38	1.4
Редис	7.7	1.89	0.25	1.8	0.830	0.246	0.51	1.3
Горох	11.8	2.90	0.86	1.4	1.12	0.067	0.61	1.5
Горох корень	2.28	0.96	0.15	1.0	0.78	0.052	0.67	1.5
Овес	14.8	1.71	0.88	1.7	0.67	0.049	0.23	1.8
Овес корень	30.7	8.26	0.85	0.6	0.7	0.047	0.23	0.7

Примечание: контроль – исходная почва; опыт – почва с добавлением бактерий. Жирным шрифтом выделено повышенное содержание при сопоставлении контрольного и опытного экспериментов.

Это может указывать на способность ризобактерий переводить подвижные соединения тяжелых металлов и мышьяка в связанные и труднодоступные для растений формы в случае сильно загрязненных почв. Не случайно в опыте вытяжки ЭДТА из почв участка 4 установлены максимальные содержания тяжелых металлов, которые, по-видимому, под влиянием ризосферных бактерий ограничивают подвижность и аккумуляцию тяжелых металлов и мышьяка в растениях за счет их адсорбции почвенными бактериями. В результате чего резко снижается аккумуляция элементов-токсикантов в растениях под влиянием ризобактерий (табл. 1, 2).

На фоновых почвах с низким содержанием тяжелых металлов и мышьяка получена противоположная закономерность. Содержания As, Cd, Pb в растениях увеличены в опытном эксперименте, но величина основных элементов-токсикантов в растениях и почвах здесь на порядок ниже относительно техногенных (табл. 2), что подтверждалось и ранее [Белоголова и др., 2011]. Эти факты указывают на то, что почвенные бактерии могут значительно влиять на миграцию химических элементов в системе «почва-растение». Известно, чем ниже содержания тяжелых металлов, тем выше энергия их взаимодействия с органическими комплексами [Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989]. В нашем эксперименте наблюдается такая же закономерность. В диапазоне низких содержаний тяжелых металлов на почвах фонового участка ризобактерии способствуют накоплению тяжелых металлов и мышьяка в виде подвижных хелатных форм, способных легко поступать в растения. В результате чего, в опытном эксперименте наблюдается увеличение концентрации тяжелых металлов и мышьяка в растениях, но только в диапазоне низких содержаний. При высоких содержаниях

тяжелых металлов в почве бактерии обладают способностью блокировать этот процесс (табл. 2).

В отличие от тяжелых металлов и мышьяка, у фосфора сохраняется общая тенденция накопления его в растениях под влиянием ризосферных бактерий в условиях различного загрязнения почв, где основную роль, по-видимому, играет фосфобактерин. Снижение концентраций фосфора в растениях в некоторых случаях может быть обусловлено межэлементным его взаимодействием с повышенными содержаниями тяжелых металлов и мышьяка в растениях.

Иммобилизация тяжелых металлов и мышьяка в растениях зависит от их вида и органов. Максимальное их накопление прослеживается в салате и корневых частях растений.

Максимальная подвижность в системе «почва–растение» установлена для кадмия, которая еще больше может увеличиваться под влиянием ризосферных бактерий. Минимальной мобильностью и биодоступностью в этой системе обладает свинец, на что указывают их коэффициенты биологического поглощения.

Проведенные исследования позволили установить некоторые принципы влияния ризосферных бактерий на мобилизацию и иммобилизацию тяжелых металлов и мышьяка в системе «почва–растение» в условиях техногенеза и выделить основные факторы, влияющие на их миграцию. Главное, установлена способность изученной группы ризосферных бактерий к биосорбции тяжелых металлов и мышьяка из загрязненных ими почв, что может иметь большое практическое значение при использовании новых биотехнологий в растениеводстве и для фиторемердиации почв.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Томского госуниверситета О. Б. Вайшля и А.А. Ведерниковой за предоставленную возможность исследования биопрепаратов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 12-05-00-257.

Литература

Белоголова Г.А., Гордеева О.Н., Коваль П.В., Джао К.Х., Гао Г.Л. Закономерности распределения и формы нахождения тяжелых металлов в техногенно трансформированных черноземах Южного Приангарья и Северо-Восточного Китая // Почвоведение, 2009. № 4. С. 1-12.

Белоголова Г.А., Соколова М.Г., Пройдакова О.А. Влияние почвенных бактерий на поведение химических элементов в системе «почва–растение» // Агрохимия. 2011. №9. С. 89-97.

Вайшля О.Б., Ведерникова А.А., Бондаренко А.П. Микробиологические аспекты гипергенеза. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2007. – 288 с.

Вайшля О.Б., Трифонова Н.А., Ведерникова А.А. Мобилизация кремния и фосфора бактериями биопрепаратов «Кремнебактерин» и «Фосфобактерин» // Матер. XXI межд. научн. конф. Томск, 2006. Т. II. С. 349-351.

Гордеева О.Н., Белоголова Г.А., Гребенщикова В.И. Распределение и миграция тяжелых металлов и мышьяка в системе «почва–растение» в условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии. 2010. №3. С. 108-113.

Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. – 439 с.

Контроль химических и биологических параметров окружающей среды / под ред. Исаева Л. К. – СПб: эколого-аналитический информационный центр «Союз», 1998. – 896 с.

Минеев В. Г. Химизация земледелия и природная среда. – М.: Агропромиздат, 1990. 287 с.

Соколова М.Г., Акимова Г.П., Хуснидинов Ш.К. Изучение эффективности ассоциативных бактерий биопрепаратов на различных овощных культурах // Агрохимия, 2009. № 7. С. 54-59.

Khan A.G. Role of soil microbes in the rhizospheres of plants growing on trace metal contaminated soils in phytoremediation // J. Trace Elem. Med. Biol. 2005. V. 18. P. 355-364.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ САПРОПЕЛЕЙ ОЗ. КИРЕК (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) ВО ВРЕМЕННОЙ ШКАЛЕ ГОЛОЦЕНА

Бобров¹ В.А., Богуш¹ А.А., Леонова¹ Г.А., Прейс² Ю.И., Кривоногов¹ С.К.

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: bobr@igm.nsc.ru*

²*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск,
e-mail: preisyui@rambler.ru*

В озере Кирек, расположенном в таежной полосе юга Томской области, за период голоцена накопились большие объемы (2.2 млн. м³) сапропелей, причем шло образование двух их типов – органожелезистых в центральной части озера и известковистых – по периферии [Джабарова, Немерович-Данченко, 1982]. Основной задачей нашего исследования стало выявление геохимической характеристики (микроэлементного состава) основных типов сапропелей и их распространенности в осадочной толще голоценовых отложений. Материалом стали 6.2- и 3.6-метровые керны, поднятые ударным бурением в точках с координатами (56° 11' 93" с.ш., 84° 23' 22" в.д.) и (56° 10' 93" с.ш., 84° 22' 94" в.д.), глубины от поверхности дна составляли в точках бурения 5 и 7 м соответственно. На основе радиоуглеродного датирования определены возраста поднятых осадков оз. Кирек [Бобров и др., 2012]: для 6.2-метрового керна (12 тыс.л.н.) даны шесть датировок через каждые 90 см поднятого керна, для 3.6-метрового керна (8.6 тыс.л.н.) получены две датировки.

В настоящее время поверхность дна оз. Кирек на прибрежных участках покрыта ковром водной растительности (макрофитами), которые исчезают на глубинах в 5-7 м, где накапливается планктоногенный детрит, оставаясь во взвешенном состоянии десятки лет (по присутствию ¹³⁷Cs и атмосферного ²¹⁰Pb). На прибрежных участках формировался высокоизвестковистый сапропель (Ca/Fe=150) за счет разложения биомассы макрофитов. Органожелезистый сапропель (Ca/Fe=0.25) формировался за счет отмирания биомассы фито- и зоопланктона, заселявшего водное пространство озера [Леонова и др., 2011]. На переходных глубинах (3.5-4.5 м) формировался сапропель смешанного генезиса, который является разновидностью известковистого сапропеля (Ca/Fe=6).

Геохимическая специфика каждого из трех типов сапропелей охарактеризована средними содержаниями 31 химического элемента на основе данных ААС, ИНАА и РФА-СИ (табл. 1). Для сравнения приведен глинистый сланец по [Li Yu.-h., 1991]. Выполнено сканирование двух кернов сапропеля (6.2 м и 3.6 м) по методике, подробно изложенной в работах [Phedorin, Goldberg, 2005; Гольдберг и др., 2008]. В результате сканирования получены сплошные, без пропусков, записи спектров РФА-СИ, по которым определены концентрации 8 химических элементов в каждом из 9300 микрогоризонтов 6.2-метрового керна (рис.1) и 9 химических элементов в каждом из 1800 микрогоризонтов 3.6-метрового керна (рис.2). Геохимическая характеристика сапропелей была взята за основу расшифровки записей сканирования с целью выявления распространенности сапропеля в микрогоризонтах кернов и стабильности условий его формирования в голоцене. В осадке 6.2-метрового керна (рис.1) на протяжении всего голоцена преобладает известковистый низкожелезистый сапропель. Высокие отношения Ca/Fe (более 100 отн. ед.) и высокие значения Ca (Sr) в микрогоризонтах указывают на высокую распространенность известковистого сапропеля первого типа (90%) в разрезе 6.2-метрового керна. Концентрации литогенных элементов (Ti, Rb, Zr, Ga) в слоях не достигают величин, допускающих сколько-нибудь значимый привнос кальция с терригенным материалом, а низкие концентрации железа исключают хемогенный вариант обогащения кальцием. Таким образом, по-нашему мнению, подтверждается биогенная природа карбоната кальция в известковистом сапропеле оз. Кирек [Бобров и др., 2012].

Таблица 1.

Содержание элементов (мг/кг, % сухой массы) в сапропелях оз. Кирек

Элемент	Сапропель высоко- известковистый, (Тип 1)	Сапропель известковистый, (Смешанный тип)	Сапропель органожелезистый (Тип 2)	Кларки в глинистом сланце [Li Yu.-h., 1991]
Зольность, %	90	70	47	≈ 100
Na, %	0.1	0.16	0.1	0.96
Mg, %	0.2	0.33	0.5	1.5
P, %	0.15	0.075	0.88	0.07
K, %	0.5	3.6	1.8	2.66
Ca, %	34	18	3.8	1.6
Ti, %	0.01	0.19	0.16	0.46
Mn, %	0.05	0.02	0.69	0.08
Fe, %	0.23	3	16	4.7
Sc, мг/кг	2	2.8	1.8	13
Cr, мг/кг	5	20	15	90
Co, мг/кг	3	6.7	6.0	19
Ni, мг/кг	6	27	26	68
Cu, мг/кг	6	76	66	45
Zn, мг/кг	24	72	90	93
As, мг/кг	23	15	92	13
Br, мг/кг	34	155	140	20
Rb, мг/кг	15	27	25	140
Sr, мг/кг	900	350	130	300
Y, мг/кг	6	13	9.0	26
Zr, мг/кг	32	44	30	160
Nb, мг/кг	2	2	1.8	11
Mo, мг/кг	6	6	7	2.6
Cd, мг/кг	0.5	0.5	0.5	0.3
Cs, мг/кг	2	1.0	1.0	5.0
Ba, мг/кг	400	220	125	580
La, мг/кг	4	5.6	4.2	32
Ce, мг/кг	10	11.7	10.5	70
Hf, мг/кг	0.5	0.83	0.57	4.6
Pb, мг/кг	10	13	25	20
Th, мг/кг	1	1.5	1.3	12
U, мг/кг	0.5	0.8	1.0	3.7
Ca/Fe	150	6	0.25	0.55

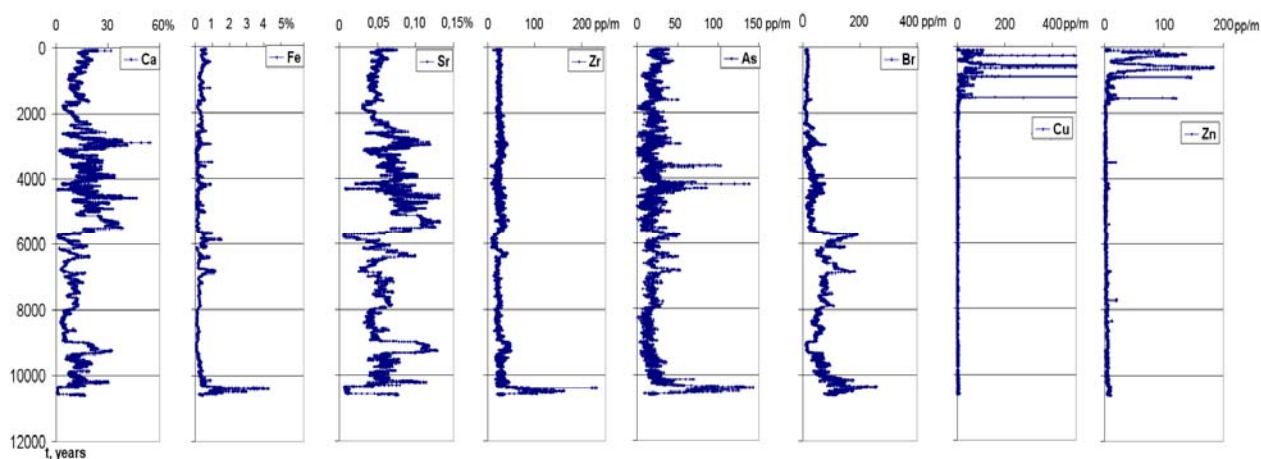


Рис. 1. Распределение химических элементов по микрогоризонтам 6.2-метрового керна сапропеля оз. Кирек во временной шкале.

Результаты сканирования 3.6-метрового керна графически представлены на рис.2. Видно, что по глубине разреза присутствуют два типа сапропеля: с интервала 305-220 см (7-4 тыс. л.н.) преобладал органожелезистый сапропель с низким отношением Ca/Fe (<1). Его формирование было возможным в глубоководной части озера. Высокие концентрации Fe и повышенные содержания Mn, As и Br в органожелезистом сапропеле свидетельствуют о сорбционных свойствах планктоногенного детрита, на основе которого формировался этот тип сапропеля. С горизонта 220 см происходит смена органожелезистого типа сапропеля на известковистый (смешанный тип) с отношением Ca/Fe ≤ 6 , который залегает в интервале 180-220 см и выше, что показано нашими более ранними исследованиями верхних 180 см керна с 10-см шагом опробования [Леонова и др., 2011].

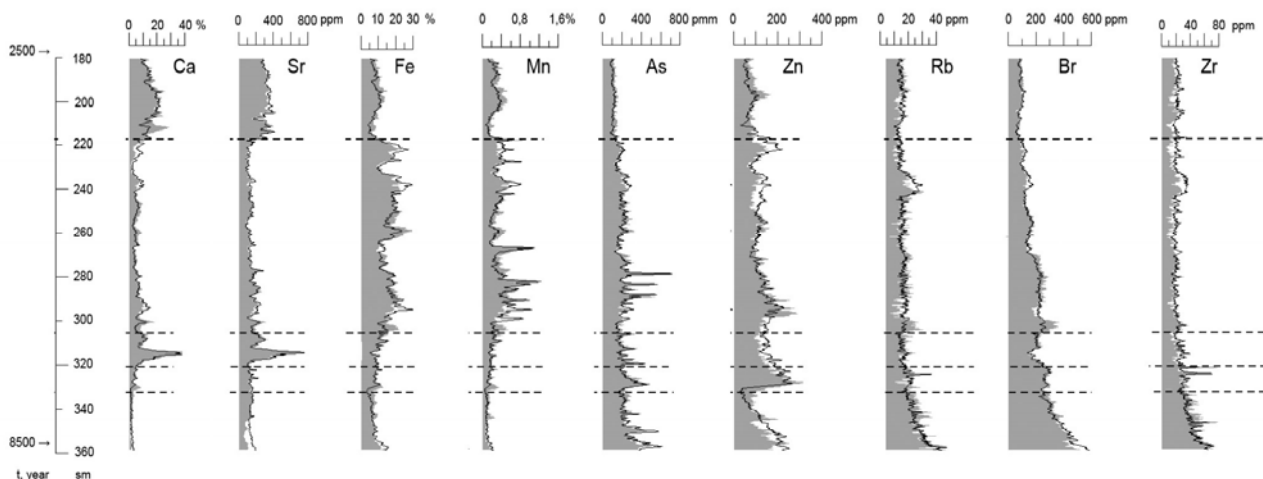


Рис. 2. Распределение химических элементов по микрогоризонтам в интервале 180-360 см по глубине 3.6-метрового керна сапропеля оз. Кирек.

Определены средние скорости накопления осадка и средние значения концентраций 13 элементов в основные климатические периоды голоцена согласно [Бобров и др., 2012]. Средние скорости накопления осадка менялись от 0.108 см/год в пребореальный период голоцена до 0.023 см/год в атлантический период, оставались довольно высокими в суббореальный период – 0.090 см/год и снижались в субатлантический до 0.038 см/год.

Авторами начаты исследования процессов диагенетического преобразования сапропелевых толщ, накопившихся в центральной и периферической частях оз. Кирек, и, в частности, изучение процессов аутигенного минералообразования. В процессе диагенеза происходит существенное преобразование материала сапропеля, в том числе значительное разложение и преобразование органического вещества, которое представлено в виде гелей, коллоидов и пленок. При разложении органического вещества происходит формирование восстановительных обстановок в отдельных микрогоризонтах сапропеля, что благотворно влияет на формировании сульфидов железа (пирита).

На рис. 3 представлена СЭМ-фотография неконсолидированного донного осадка из центральной части оз. Кирек с глубин 6-7 м, в котором происходит формирование сульфидов железа. Хорошо видно, что сульфиды железа образуют отдельные кристаллы с ромбодипирамидальной формой. Размер отдельных кристаллов варьируется от 0.5 до 1.5 мкм (рис. 3, точка 1). Также происходит обильное переотложение аморфного кремнезема, который, скорее всего, формируется в процессе разрушения кремнистых скелетов диатомовых водорослей (рис. 3, точка 2).

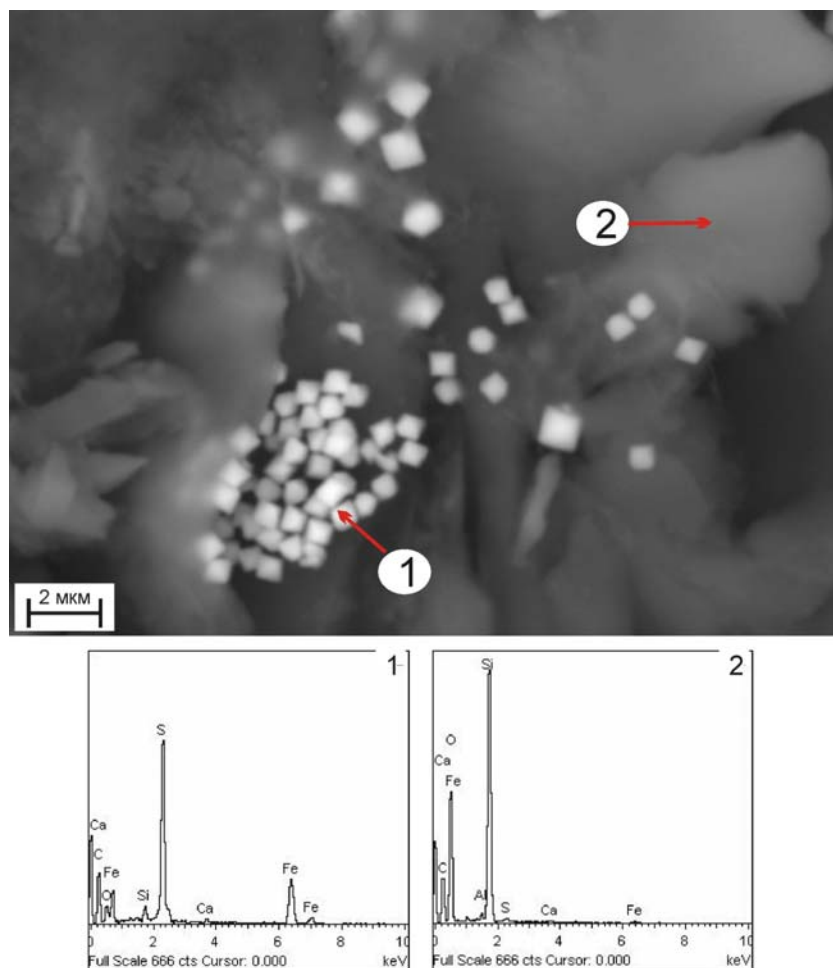


Рис. 3. СЭМ-фотография органического материала сапропеля озера Кирек с ЭДС-спектрами химического состава.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00655-а и №11-05-12038-офи-м-2011).

Литература

Бобров В.А., Федорин М.А., Леонова Г.А., Маркова Ю.Н., Орлова Л.А., Кривоногов С.К. Исследование элементного состава образцов сапропеля озера Кирек (Западная Сибирь) методом РФА СИ // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2012. № 5. С. 90-96.

Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Чебыкин Е.П., Хлыстов О.М., Жученко Н.А. Декадно-разрешенная летопись отклика Восточной Сибири на резкие климатические изменения в Атлантике за последний ледниково-межледниковый цикл // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 4. С. 542-545.

Джабарова Н.К., Немерович-Данченко Л.А. Физико-химическая характеристика сапропелей озера Кирек // Курортные ресурсы и санаторно-курортное лечение в Сибири. Томск, 1982. С. 31-36.

Леонова Г.А., Бобров В.А., Лазарева Е.В., Богуш А.А., Кривоногов С.К. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 2. С. 115-131.

Li Yuan-hui. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis // Geochim. Et. Cosmochem. Acta. 1991. V. 55. P. 3223-3240.

Phedorin M.A., Goldberg E.L. Prediction of absolute concentrations of elements from SR XRF scan measurements of natural wet sediments // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Sect. A. 2005. V. 543. P. 274-279.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ОБОСНОВАНИЮ БЕЗОПАСНОСТИ ХРАНИЛИЩ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Богуславский А.Е., Гаськова О.Л., Ковалев В.П.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, г. Новосибирск,
e-mail: boguslav@igm.nsc.ru*

Проблема оценки влияния промышленности на окружающую среду, в сфере при прогнозировании таких воздействий, далека от решения. В первую очередь это касается предприятий топливно-ядерного цикла. В настоящее время при изучении влияния хранилищ и отстойников радиоактивных отходов господствует «инженерная» парадигма, в рамках которой проектировщикам ставится задача возведения экологически неоправданных и экономически нерентабельных многослойных бетон-металло-пластиковых конструкций. В то же время накоплены многочисленные данные, позволяющие взглянуть на такие объекты с позиций их сравнения с природными геохимическими аномалиями.

При оценке безопасности существующих хранилищ и образованных вокруг них аномалий необходимо сформулировать унифицированный подход, который должен сводиться к построению модели, учитывающей процессы, происходящие в хранилище и на его контакте с вмещающими средами, изменение направленности этих процессов и их интенсивности при возможных климатических изменениях. Доказательством долгосрочной безопасности хранилища будет соответствие модели граничным условиям, установленным природой для фоновых обстановок. В основу предложенной модели должно быть положено:

- изучение фонового состояния прилегающих ландшафтов, сформировавшихся геохимических обстановок и возможных геохимических барьеров;
- экспериментальное изучение вмещающих грунтов и их поглонительных свойств;
- термодинамическое моделирование для определения лабильных и устойчивых химических форм радионуклидов при смене Eh-pH условий;
- геоинформационное и гидродинамическое моделирование с целью определения направления возможного движения потока загрязнений, скорости миграции и участков, на которых могут образовываться вторичные аномалии.

Как пример комплексной оценки можно привести изучение воздействия пункта временного хранения твердых радиоактивных отходов (ТРО), выполненное коллективом сотрудников ИГМ СО РАН для ОАО «ПО«ЭХЗ»» г. Зеленогорск.

Хранилище представляет собой серию земляных траншей длиной от 15 до 100 м, шириной 3.5-4.0 м и глубиной до 3-х м. Сверху ТРО в траншеях перекрыты слоем суглинков мощностью 1.0-1.5 м. Радионуклидный состав представлен изотопами U^{238} , U^{235} , U^{234} . Химические формы нахождения урана – его четырех- и шестивалентные оксиды. Эксплуатация сооружения начата в 1981, завершена в 2008 году. Хранилище представляет собой объект, миграция из которого загрязняющих элементов в окружающую среду возможна только с грунтовыми водами в растворенном виде. Изоляция, возведенная над ними сверху, полностью исключает появление других агентов миграции, как-то: поверхностный снос, эоловый перенос и т.д. Пологий рельеф поверхности исключает формирование поверхностного стока, способного привести к линейной либо плоскостной эрозии.

План и разрез участка показаны на рис. 1. Хранилище расположено среди пачки суглинков четвертичного возраста (на участке мощность составляет ~ 10 м). Толща суглинков не однородна по составу и включает в себя маломощные прослойки супесей и песков, поэтому суглинки не являются надежным водоупором, а представляют, скорее, слой с затрудненной фильтрацией. Этим объясняется подъем уровня водоносного горизонта над подошвой слоя суглинков. Расстояние от подножия хранилища до водоносного горизонта составляет 1-1.5 метра в зависимости от сезона и обводненности года. В пик половодья, в отдельные годы, на юго-западной части территории не исключено подтопление грунтовыми

водами. Снижение уровня грунтовых вод (УГВ) отмечается в северном направлении по направлению реки Кан, излучина которой находится на расстоянии 1,2 км.

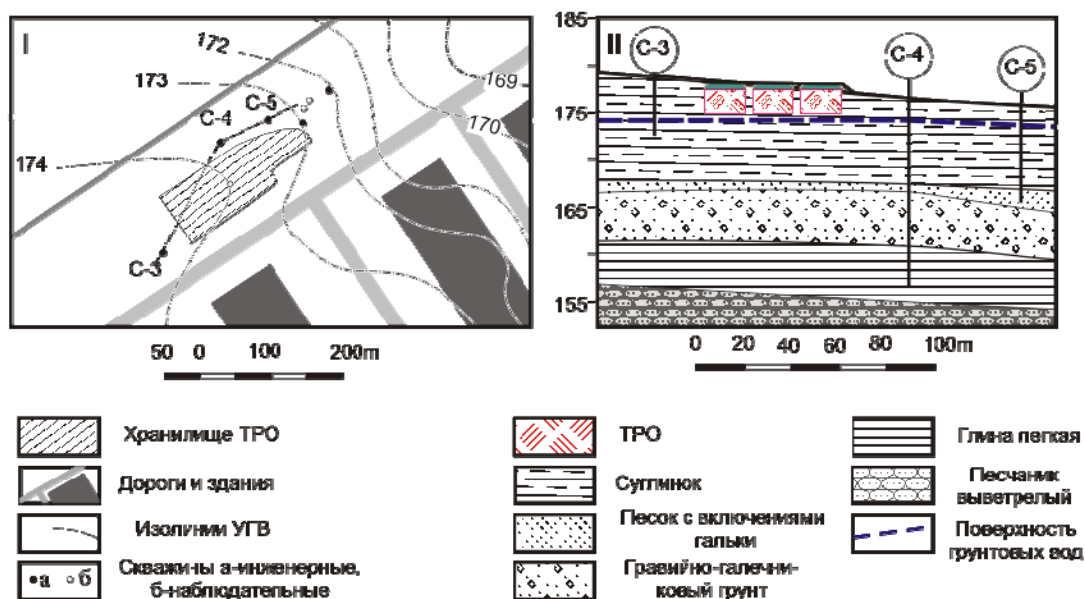


Рис 1 Схема размещения (I) и разрез (II) участка хранилища ТРО.

На первом этапе было проведено натурное обследование участка, определение интенсивности гамма-излучения на поверхности. Для определения выноса урана за контуры хранилища были пробурены пять скважин глубиной от 10 до 22 метров, из которых с интервалом 0.5 м отбирались пробы грунта и вода из водоносного горизонта. Также пробы воды отбирались из мониторинговых скважин, расположенных в центре хранилища и по направлению стока. Проведено опробование почвенного покрова участка. Всего было отобрано более 70 проб грунта и 14 проб воды (в два гидрологических сезона).

Таблица 1

Содержания ряда элементов в основных типах грунтов.

Порода	Суглинки				Пески и галечники				Глины			
	Ср.	Max	Min	N	Ср.	Max	Min	N	Ср.	Max	Min	N
Fe, %	3.7	6.1	1.8	61	2.9	4.1	1.1	5	2	3.1	0.48	7
V, г/т	122	229	60	61	221	284	105	5	136	289	81	7
Cr, г/т	100	198	25	61	92.1	153	23	5	72.7	207	16	7
Ni, г/т	60.7	100	34	61	66	91	33	5	52.9	79	26	7
Cu, г/т	40.3	62	26.6	61	80	115	45	5	52.2	103	27	7
Zn, г/т	99.5	415	57	61	140	188	63	5	88.3	167	40	7
Sr, г/т	394	500	244	61	90.9	101	85	5	240	434	87	7
Mo, г/т	1.2	2.8	0.76	61	1.1	1.5	0.64	5	1.5	2.2	0.74	7
Cd, г/т	0.58	1.7	0.14	61	0.5	0.82	0.23	5	0.55	0.79	0.24	7
Sn, г/т	3	5.7	1.4	61	5.1	6.2	2	5	2.4	6.1	0.99	7
Pb, г/т	16.2	26.2	11.5	61	28.3	32.5	20.3	5	22.1	46	11.1	7
Th, г/т	8.7	11.5	4.2	61	18.3	23.8	4.2	5	8.9	19.3	4	7
U, г/т	2.74	4.4	1.1	61	4.34	6	2.9	5	2.24	5.4	0.78	7

Водные пробы анализировались в аналитическом центре ИГМ СО РАН методами масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) и атомно-эмиссионным спектрометрическим с индуктивно-связанной плазмой ИСП-АЭ (IRIS Advantage). Анионный

состав определялся электрохимическими, потенциометрическим, колориметрическим нефелометрическим и объемными методами. Твердые пробы анализировались методом рентгено-флуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения с регистрацией на Si(Li)-детекторе на станции элементного анализа ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН. Часть проб была проанализирована методами многоканальной гамма-спектрометрии (ИГМ СО РАН) и альфа-спектрометрии (ЛООС ОАО «ПО «ЭХЗ»).

Из анализа полученных результатов можно сделать вывод об отсутствии эмиссии радионуклидов за пределы контура хранилища ТРО. Концентрации урана в грунтах находятся в интервале фоновых концентраций, измеренных выше потока грунтовых вод (табл. 1). Возрастание концентрации урана в отдельных точках всегда сопровождается увеличением концентрации тория, что однозначно указывает на флуктуации фона связанные с неоднородностью распределения акцессорных минералов (рис. 2). Торий-урановое отношение для суглинков составляет 3.38, 4.18 для песков и галечников и 4.65 для глин. Содержания урана в водах, в том числе и в скважине, расположенной на территории хранилища, находятся в интервале 0.9-2 мкг/л и также соответствуют фоновым водам [Гаськова и др., 2011]. Колебания интенсивности гамма-поля на участке хранилища и прилегающей территории не выявляет надфоновых аномалий.

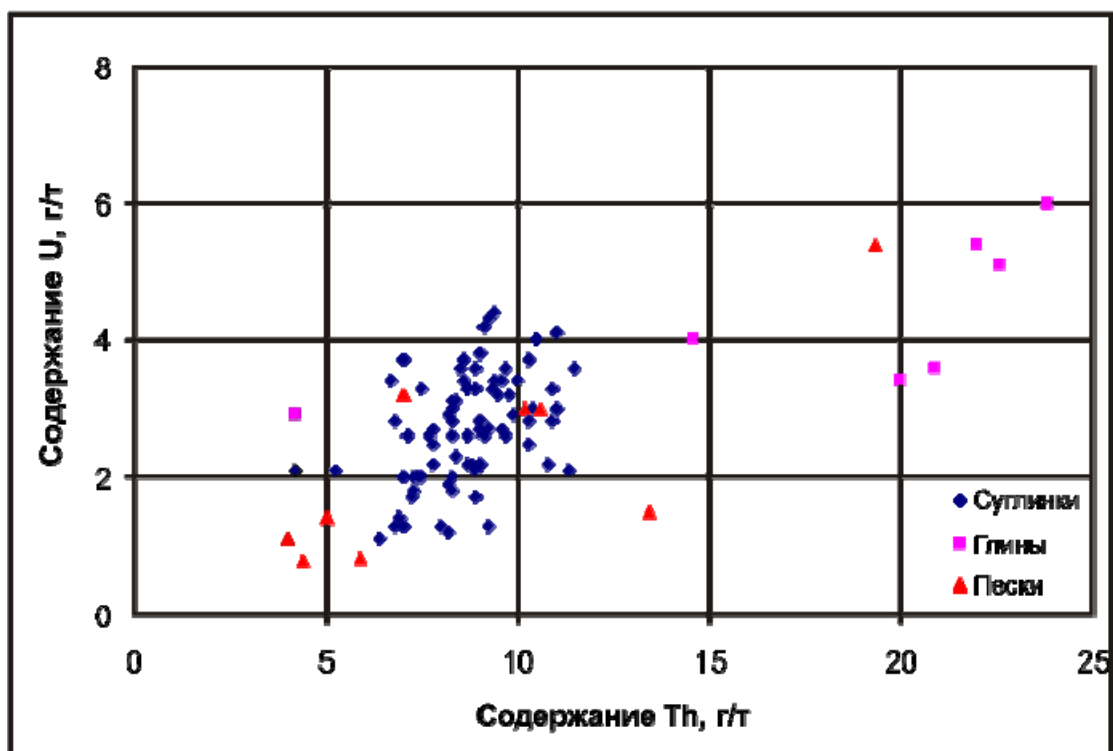


Рис. 2 Th-U диаграмма грунтов в районе размещения хранилища ТРО

Для определения буферных характеристик вмещающих пород экспериментально определялась поглощающая способность вмещающих грунтов. В пробах суглинков она достигает 94 мг/100 г; грунты глеевого горизонта способны осадить урана до 99 мг/100 г породы. В проточном режиме, количественно оценены типы связывания урана с минеральной матрицей. Показано, что большая часть урана (до 96,1 %) образует устойчивые химические связи за счет механизмов ионного обмена и комплексообразования. При экспериментальном взаимодействии аналогов природных вод с матрицей, содержащей уран, отмечается низкий процент выщелачиваемости (до 0.04%), что объясняется преобладающими ионообменными и хемосорбционными механизмами связывания и удержания урана.

Моделирование процессов, протекающих в системе вода-порода, проведено с помощью термодинамических расчетов в гетерофазной 20-компонентной системе H-O-C-Cl-N-S-Al-Si-

Na-Ca-Mg-Mn-Fe-U-Co-Ni-Mo-Cu-Ba-Sr при 25°C и общем давлении 1 атм по алгоритму GIBBS с использованием встроенного банка термодинамической информации UNITHERM пакета программ HCh [Шваров, 1999]. Расчеты равновесий проводились в условиях систем вода-порода-газ, открытых по CO₂ и O₂. Рассматривались два сценария: «фоновый» (C_U 5 мкг/л, при этом реальное содержание не превышает 2.7 мкг/л) и «критический», при котором за контуры хранилища попадают растворы, содержащие до 50 мкг/л урана.

При взаимодействии раствора с металлическими конструкциями РАО (радиоактивных отходов), которые в модели приняты как Fe_(мет), и минимальном отношении т/ж ~ 0.001 окислительно-восстановительный потенциал резко снижается до Eh = -0.11 вольт. В твердой фазе вместе с доломитом появляются гематит (Fe₂O₃), уранинит UO_{2(тв.)} и др. Количества их виртуальны в пересчете на граммы, однако они отражают тот порог, при котором уже возможно появление соответствующих фаз в ощутимых количествах из более концентрированных растворов. Если даже в силу динамических причин (образование пленки гидроксидов железа на металлических РАО) реакция затормозится на данном этапе, то гидроксиды железа из семейства гематит-гетит-ферригидрит способны интенсивно адсорбировать уран из раствора. В случае прогрессирующей реакции взаимодействия грунтовых вод с Fe_(мет) и при возрастающем отношении т/ж = 0.002, окислительно-восстановительный потенциал еще снижается до Eh = -0.18 вольт. Таким образом, в случае растворения U-содержащих Fe-конструкций с кислородными углекислыми водами, в зависимости от степени протекания реакции и соотношения Fe_(мет)/O_{2(p-p)} в каждый момент времени, уран будет сорбироваться образующимися гидроксидами железа или восстанавливаться до U(IV). Ситуация принципиально не изменится при возрастании исходной концентрации урана, просто в системе будет возрастать количество твердой фазы (уранинит). Иными словами, при попадании в грунтовые воды высоких концентраций растворенного урана он будет тут же *in situ* оставаться в ближайшей зоне хранилища, обогащая вмещающие грунты на контакте.

Резюме. Сформировавшиеся гео- и гидрохимические условия в окружающей среде сооружений хранилища РАО препятствуют появлению мобильных форм урана, способных мигрировать сквозь вмещающие супеси и суглинки. Дополнительным благоприятным фактором является нахождение в отходах железного лома, который при окислении резко снижает окислительно-восстановительный потенциал системы, что способствует переходу урана из шести- в четырехвалентную форму, при этом подвижность урана падает на несколько порядков, а появляющиеся гидроксиды железа способны интенсивно адсорбировать уран из раствора. Таким образом, модельные расчеты подтверждают установленный эмпирически минимальный вынос урана за контуры хранилища, несмотря на отсутствие в системе хранилища инженерных барьеров и возможность контакта ТРО с грунтовыми водами первого горизонта. После исчерпания восстановительного потенциала железного лома и исчерпания сорбционной ёмкости гидроксидов, образующихся непосредственно на участке, мобильные формы урана будут осаждаться на вмещающих суглинках. В долгосрочной перспективе участок хранилища будет трансформироваться в аналог естественного уранового оруденения гидрогенного типа. Потенциальная опасность для окружающей среды может возникнуть только при несанкционированном извлечении РАО на поверхность.

Литература

Гаськова О.Л., Богуславский А.Е., Сиротенко Т.Г. Геохимический состав природных вод в районе расположения пункта хранения низкоактивных радиоактивных отходов // Водные ресурсы. 2011. №5. С. 553-563.

Шваров Ю.В. Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // Геохимия. 1999. №6. С. 646-652.

ОСОБЕННОСТИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЦИНКА, МЕДИ И СЕРЕБРА В ТОРФЯНИКЕ ВЫДРИНСКОГО БОЛОТА (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Богущ¹ А.А., **Леонова¹ Г.А.,** **Бобров¹ В.А.,** **Кузьмина² А.Е.,** **Кривоногов¹ С.К.,**
Аношин¹ Г.Н., **Мальцев¹ А.Е.**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: annakhol@gmail.com*

²*Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, e-mail: kuzmina@lin.irk.ru*

Миграция химических элементов в биосфере осуществляется или при непосредственном участии живого вещества (биогенная миграция), или же она протекает в среде, геохимические особенности которой (O_2 , CO_2 , H_2S и т.д.) обусловлены живым веществом, как тем, которое в настоящее время населяет данную систему, так и тем, которое действовало в биосфере в течение геологической истории. Это очень важное положение А.И. Перельман предложил именовать законом Вернадского [Перельман, 1979]. В.И. Вернадский [1926, 1960] исследовал природные процессы как единое целое, учитывая как биогенную, так и абиогенную составляющую. Одной из важных функций живого вещества является концентрационная, которая сначала была описана В.И. Вернадским и затем дополнялась важными результатами многих ученых [Вернадский, 1960; Полинов, 1956; Виноградов, 1967]. Благодаря концентрационной функции живого вещества во многих живых организмах обособляются минеральные образования [Лапо, 1987]. Роль живого вещества в миграции элементов огромна, но к сожалению не всегда учитывается при исследовании некоторых природных процессов, например, минералообразовании в органогенных средах, таких, как торфа, сапропели, угли, черные сланцы и т.п. Хорошо известно, что в органогенных средах очень часто происходит значительное концентрирование таких элементов как Cu, Zn, Ag, Au и т.п. [Бернатонис, 1990; Беляев, Педаш, 1989; Юдович, Кетрис, 2004; Арбузов и др., 2004], но до сих пор еще плохо изучены механизмы этого процесса, в особенности роль живого вещества.

В данной работе хотелось бы более подробно остановиться на некоторых особенностях биоминералообразования в торфах и тем самым показать огромную роль живого вещества при концентрировании элементов. Объектом исследования послужил торфяник Выдринского болота, находящийся на территории Байкальского биосферного заповедника в 3-х километрах от устья р. Выдринка (Восточная Сибирь, Прибайкалье). Работа была выполнена на базе лаборатории «Геохимии благородных и редких элементов и экогеохимии» Института геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск).

В горизонтах торфяника верхового болота Выдринское, датируемого возрастом 11-10 тыс. л.н. выявлены аномально высокие концентрации цинка и меди (рис. 1). Показано, что эти элементы присутствуют внутри растительных клеток сфагнома в виде аутигенных сульфидов Zn и Cu с микронной размерностью [Бобров и др., 2011]. Поступление металлов в растительные субстраты, скорее всего, было обусловлено подпиткой глубинных термальных вод (сезонное колебание грунтовых вод, подтягивание глубинных термальных вод за счет капиллярных сил). Сам растительный субстрат, как губку, может легко впитывать грунтовые воды и концентрировать элементы. Можно предположить несколько путей формирования сульфидов. Это может быть связано с тем, что растительная клеточная оболочка обладает неровной поверхностью и на ней могут образовываться сорбционные центры или центры кристаллизации сульфидов. Адсорбция на клеточной мембране может быть как физической, так и химической, связанной с присутствием в клеточной оболочке отрицательно заряженных групп анионов: PO_4^{3-} , $-COO^-$, HS^- и OH^- . При определенных условиях, в нашем случае при восстановительных, например, при разложении органического вещества или под действием сульфатредуцирующих бактерий, такие металлы, как цинк и медь, будут отлагаться в виде сульфидов. При потере воды клеткой (процессы старения, отмирания, высыхания и т.п.) ионы элементов могут накапливаться в локальных участках, в которых в

определенный момент может произойти пересыщение раствора по определенному минералу, в нашем случае по сульфидам меди и цинка.

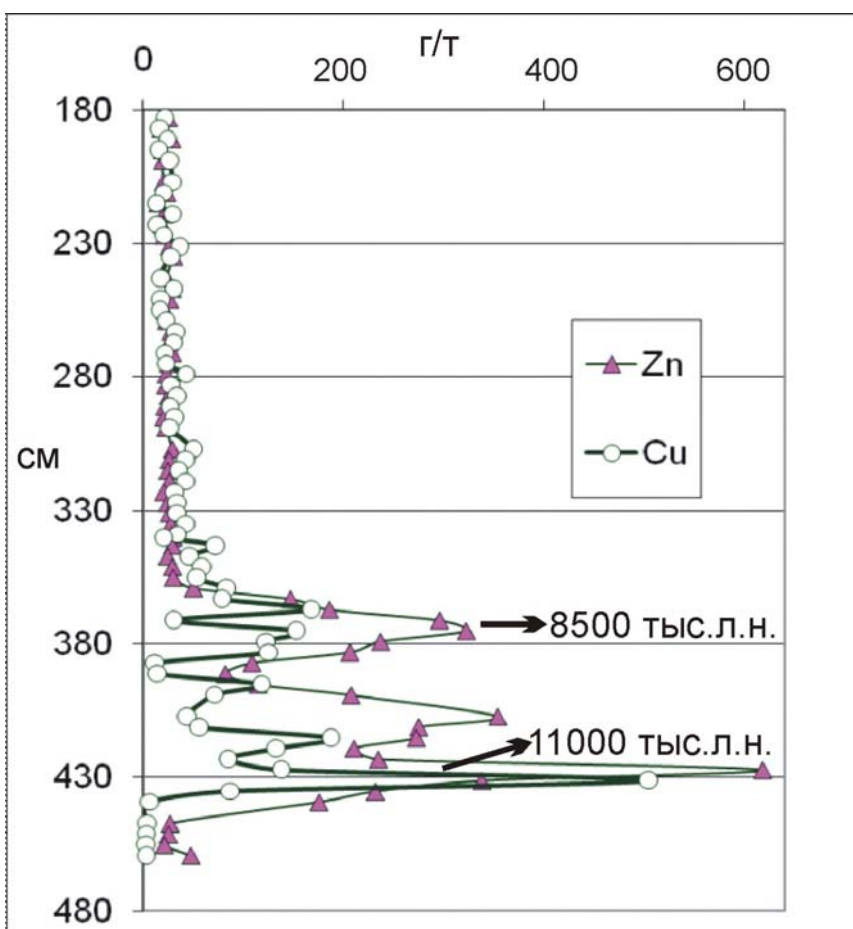


Рис. 1. Распределение Zn и Cu по вертикали торфяника Выдринского болота на глубине 180-480 см.

Наряду с цинком и медью в торфянике Выдринского болота на глубине 390-410 см обнаружены частицы самородного серебра (рис. 2). На снимке сканирующего электронного микроскопа, полученном в режиме вторичных электронов, хорошо видно, что частицы серебра (5-7 мкм) образуются внутри органического вещества клеточной оболочки сфагнома, содержащей Ca, Al, S и Cu. Можно предположить следующий механизм концентрирования самородного Ag в мембране растительной клетки сфагнома (рис. 2). Ионы серебра из окружающей среды диффундируют в клеточную оболочку растения, где они могут легко восстанавливаться под влиянием органических компонентов мембраны, например полисахаридов, которые будут служить как восстановители. Таким образом, наночастицы Ag могут откладываться в растительной клеточной оболочке, а затем агрегироваться в более крупные частицы.

Полученные результаты показывают значительную роль биогенного минералообразования в торфах, что является очень важным результатом в дискуссии о генезисе рудообразования, в которой отдается предпочтение физико-химическим процессам и довольно часто не учитывается роль живого вещества. Также необходимо отметить, что факт формирования частиц металлического серебра внутри клеточной мембраны сфагнома установлен впервые.

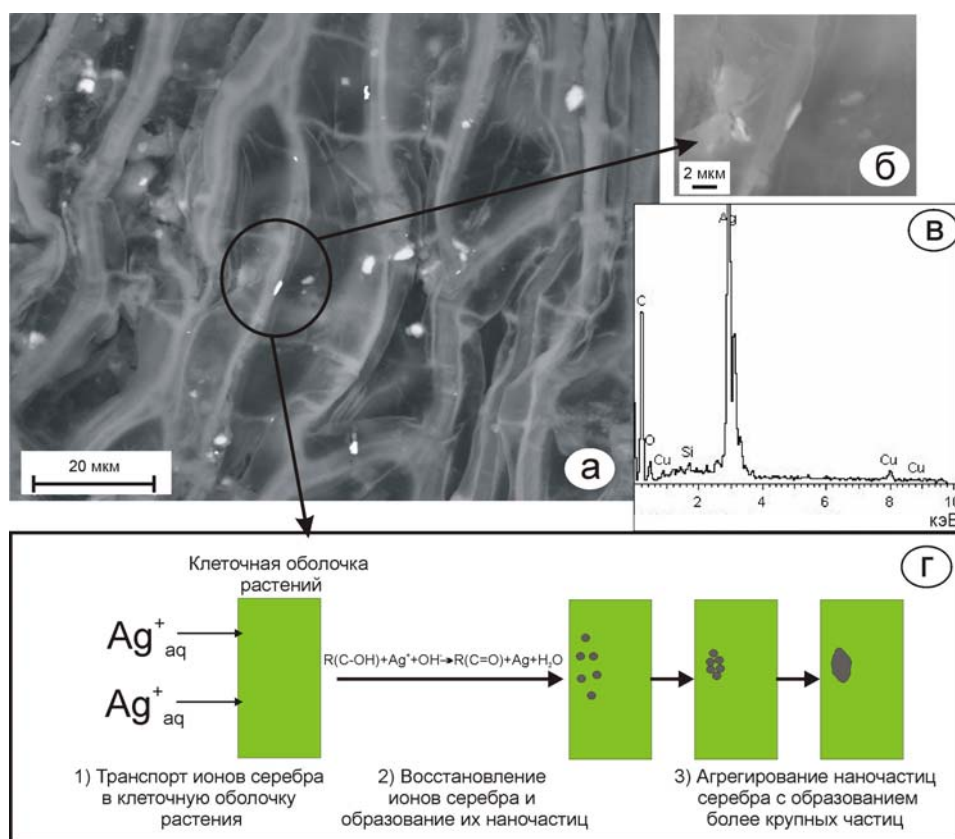


Рис. 2. Формирование самородного серебра в клеточной стенке сфагнома. Примечание: а – СЭМ-снимок сфагнома с микрочастицами серебра; б – СЭМ-снимок микрочастицы серебра в режиме вторичных электронов; в – энергодисперсионный спектр микрочастиц серебра; г – схема образования микрочастиц серебра в клеточной стенке сфагнома.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 11-05-00655 и №11-05-12038-офи-м-2011).

Литература

- Арбузов С.И., Рихванов Л.П., Маслов С.Г., Архипов В.С., Павлов З.И. Аномальные концентрации золота в бурых углях и торфах Юго-Восточной части Западно-Сибирской плиты // Известия Томского политехнического университета. 2004. Т. 307. № 7. С. 25-30.
- Беляев В.К., Педаш Е.Т. Малые элементы в углях и вмещающих породах Шубаркольского месторождения // Разведка и охрана недр. 1989. №11. С. 12-16.
- Бернатонис В.К. Роль органического вещества в процессах гипергенной миграции золота // Гидрогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. – Новосибирск: Наука, 1990. – С. 122-124.
- Бобров В.А., Богущ А.А., Леонова Г.А., Краснобаев В.А., Аношин Г.Н. Аномальные проявления концентраций цинка и меди в торфянике верхового болота Южного Прибайкалья // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439. № 6. С. 784-788.
- Вернадский В.И. Биосфера. – Л.: Научное химико-техническое издательство, 1926. 149 с.
- Вернадский В.И. Избранные сочинения. – М.: Издательство АН СССР, 1960.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. – 215 с.
- Лапо А.В. Следы былых биосфер. – М.: Знание, 1987. – 208 с.
- Перельман А.И. Геохимия. – М.: Высшая школа, 1979. – 258 с.
- Полынов Б.Б. Избранные труды. – М.: Издательство АН СССР, 1956. – 751 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Золото в углях // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 116). 2004. № 5. С. 80-109.

ИЗУЧЕНИЕ СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ГОРОДА УЛАН-БАТОР

Бямбасурэн¹ Ц., Шабанова² Е.В., Пройдакова² О.А., Васильева² И.Е.,
Хуухэнхуу¹ Б., Отгонтуул¹ Ц., Гуничева² Т.Н.

¹ *Институт физики и технологии Академии наук Монголии, г. Улан-Батор*
e-mail: ts_byambasuren@yahoo.com

² *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: shev@igc.irk.ru*

Эколого-геохимические исследования по оценке техногенного загрязнения почв не теряют своей актуальности, так как направлены на сохранение окружающей среды и здоровья населения. Локализация микроэлементов в почвах зависит от их химических форм, унаследованных от подстилающей породы, либо поступающих в почву через атмосферу путём осаждения паров, аэрозолей, пыли или с дождём и снегом в виде растворимых и нерастворимых соединений. Почвы обладают высокой сорбционной ёмкостью и за счёт органической составляющей могут аккумулировать до 90 % токсичных элементов, которые мигрируют по ландшафтному профилю и поступают в природные воды (грунтовые, поверхностные, почвенные) и в растворённом виде становятся доступными для питания растений [Лиштван и др., 2006; Санина и др., 2002; Кошелева и др., 2010]. На территории города Улан-Батора, как и других крупных мегаполисов, почвы подвержены техногенному воздействию. Главными источниками загрязнения являются ТЭС и котельные в районах юрточной застройки, выбрасывающие в атмосферу продукты сгорания бурых углей [Санина и др., 2002; Кошелева и др., 2010]. С ростом населения увеличивается количество автомашин и бензоколонок, объём хозяйственных отходов и бытового мусора.

В задачи исследования входила разработка научно-обоснованных подходов к получению достоверной информации о современном уровне загрязнения почв Улан-Батора и тенденциях его изменения для принятия правомерных управленческих решений в сфере природопользования, жилищного и промышленного развития города. В настоящее время получение такой информации предусматривает проведение многоэлементного анализа разнообразных геоэкологических объектов (природные и сточные воды, почвы, осадки, растения, зола и шлаки энергетических углей ТЭС и т.д.). Для этого, благодаря экономически привлекательному соотношению цена-объём и качество информации, наиболее часто используются методы атомной спектromетрии – атомно-эмиссионный, атомно-абсорбционный и рентгенофлуоресцентный анализы.

В 2010-2011 гг. были отобраны 310 почвенных проб с различной степенью техногенной нагрузки в районах вблизи ТЭС, транспортных магистралей, жилых массивов (юрточные районы) и зелёных зон (ботанический сад и дворы) г. Улан-Батора. В качестве фоновых использовались пробы почв из заповедника Богд-Уул. Анализ истёртых проб выполнен в лабораториях ИГХ СО РАН и ИФиТ АНМ.

Комплекс аналитических методов (табл. 1) для определения валовых содержаний элементов включал дуговую атомно-эмиссионную спектromетрию с использованием способов испарения проб из канала электрода и вдувания-просьпки (АЭС-ДР (1) и (2) соответственно), рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), атомно-абсорбционную спектromетрию с различными способами атомизации (ААС) и пламенную атомно-эмиссионную фотометрию (ПФ). Пробоподготовку для определения валовых содержаний методами ПФ и ААС проводили в открытых системах и в автоклавах различными реакционными смесями (HNO₃, HF, HCl, HClO₄). Для экстракции из почв подвижных форм элементов использовали аммонийно-ацетатный (NH₄-Ac) буфер (рН 4.8). Определение содержаний элементов в NH₄-Ac-вытяжках выполнено атомно-эмиссионной спектromетрией с индуктивно связанной плазмой (АЭС-ИСП), ПФ и ААС.

Таблица 1.

Нижние границы определения элементов различными аналитическими методами, ПДК и региональные фоновые содержания (мг/кг) для валовых и подвижных форм элементов в почвенном покрове г. Улан-Батор

Элемент	Кларк	Валовые содержания								Содержания в подвижных формах					
		Методы анализа				Региональный фон				ПДК		Методы анализа		Региональный фон	ПДК [ГН 2.1.7.2041-2006]
		АЭС-ДР		РФА	ААС / ПФ*	Монголия		Россия		Монголия	Россия	АЭС-ИСП	ААС / ПФ*		
		1	2			Авторы	[Санина, 2002]	[Гребенщикова, 2008]	[Хорсний, 2008]	[ГН 2.1.7.2041-2006]					
Al	71200	100	-	1000	500	67000					2	10	7.9		
Ca	13700	100	-	1000	100	16000					1	2	2300		
Fe	38000	100	-	1000	100	29000					1	2	4.5		
K	13600	-	-	1500	100*	22000					1	0.2*	430		
Mg	6000	100	-	1000	50	8900					0.5	1	270		
Na	6300	50	-	1500	100*	15000					1	0.2*	55		
As	4	50	1	-	-	12				2	20	-			
B	5	1	3	-	-	35			30		0.2	-	< 0.2		
Ba	400	20	-	150	50	700					3.1	-	21		
Bi	0.0002	1	0.5	-	-	0.5					0.2	-	0.29		
Cd	0.05	10	0.5	-	0.03	1					0.2	-	< 0.2		
Co	10	1	0.5	-	5	18	8.4		30	30-40	1	1	0.2	5	
Cr	190	5	10	-	10	45	66		100	60-100	1	2	< 0.2	(III) 6	
Cu	20	3	5	-	5	25	42		60	60-80	0.2	0.2	< 0.2	3	
F	200	-	200	-	-	450			400		-	-		2.8	
Li	30	10	10	-	3.5*	32					1	0.05*	0.39		
Mn	545	1	150	1000	10	710	660		1500		1	0.2	53	140	
Mo	30	1	0.5	-	-	1.9	1.2		4	2-3	0.2	-	< 0.2		
Ni	40	0.7	4	-	7	33	29		80	60-100	0.5	1	< 0.5	4	
P	800	50	50	1000	-	1050					2	-	45		
Pb	10	2	2	-	2	20	27			70-50	0.2	0.5	0.2	6	
Rb	50	-	-	-	2.2*	93					2	0.05*	1.1		
S	500	-	-	200	-	920				160	10	-	13		
Sb	15	10	0.5	-	-	1.2				4.5	-	-			
Sn	10	1	1.5	-	-	2.8	2.8			30-40	0.2	-	< 0.2		
Sr	300	50	-	-	50	290					8.2	1	17		
Ti	4600	1	-	2000	500	3870					10	-	< 2		
V	100	5	5	-	50	83	84		150	100-130	2	10	< 0.2		
Zn	50	20	30	-	5	60	52		110	100-50	1	0.2	1.1	23	

Примечание. Прочерк – элемент не определялся данной методикой. Пустые клетки – нет данных.

Использованные методики анализа имеют границы определяемых содержаний ниже кларков и ПДК для валовых и подвижных форм элементов (табл. 1). Предложенные схемы анализа проб позволили определить валовые содержания 35 элементов и содержания подвижных форм 26 элементов. Достоверность полученной информации подтверждена межметодным контролем и проведением интеркалибровок с использованием международных стандартных образцов состава природных и техногенных сред.

Установленный уровень фоновых содержаний элементов в почвах г. Улан-Батора сопоставлен с литературными данными и ПДК, принятых в Монголии [Хорсний..., 2008] и России [ГН 2.1.7.2041-2006; Гребенщикова и др., 2008] для валовых содержаний и подвижных форм. Фоновые почвы охарактеризованы (по сравнению с данными А.П. Виноградова) высокими коэффициентами концентрации (КС) > 2 (для Na, As, B, F, Cd, Pb и Sn) и рассеяния (КР) > 2 (для Cr, Bi, Sn, Mo и Sb) разных элементов, что обусловлено особенностями почвенного покрова и ландшафта города.

Таблица 2.

Диапазоны содержаний биофильных и токсичных элементов в почвах и вытяжках

Элемент	Ед. изм.	Содержания			
		Валовые		Подвижные формы	
		фон	пробы	фон	пробы
Ca	мас.%	1.3-1.6	0.60-12.8	0.13-0.33	0.23-3.86
Sr	мг/кг	310-340	210-1590	9.6-21	12-510
P		920-1190	75-4380	38-54	5.6-3430
B		24-45	13-350	< 0.2	< 0.2-76
Mn		490-790	99-6900	30-74	8.0-300
V		59-96	10-180	< 0.2	< 0.2-0.4
Cr		27-57	21-960	< 0.2	0.22-15
Mo		1.0-2.0	1.0-28	< 0.2	< 0.2-3.6
Sn		2.0-4.0	< 0.2-78	< 0.2	2.3-14
Pb		13-22	3.0-1400	< 0.2-0.25	< 0.2-6640
Cu		13-28	7.0-2700	< 0.2	< 0.2-150
Zn		41-93	26-1280	0.55-1.7	0.66-250
Cd		0.69-2.1	0.4-3.1	< 0.2	< 0.2-2.0
S		860-1040	230-25200	10-17	10-8500

Содержания химических элементов в проанализированных пробах почв и NH₄-Ac-вытяжках из них варьируют в широких пределах (табл. 2). Данные, полученные для содержаний валовых и подвижных форм элементов, сравнивались с региональным фоном и ПДК, соответственно. Так как основное количество загрязнителей почв поступает из атмосферы, для оценки степени региональной техногенной трансформации почв были вычислены показатели кратности превышения содержания отдельных элементов в точках опробования (K_{c_i}) по сравнению со средним содержанием на фоновых участках и показатель суммарного загрязнения (Z_c = Σ K_{c_i} – (n-1), где n – число элементов с K_{c_i} > 1), учитывающий ассоциации элементов в техногенных потоках. Установлено, что сильно загрязненные почвы (Z_c >> 1) образуют точечные локальные аномалии в районах ТЭС, юрточной застройки, свалках и АЗС.

Корреляционные связи (≥ 0,8) между валовыми содержаниями элементов и их подвижными формами в разных по типу и составу пробах индивидуальны. В пробах разнообразных почв, отобранных в зелёных зонах и районах многоэтажной застройки, для валовых содержаний Al, Mn, Mg, Ca, Ti, Sr, Cr, Sn, Cu и Pb выявлены наиболее сильные связи. Для подвижных форм остаются связи между Ca, Sr, Pb и Cu, а также появляется корреляция между Fe, Na, K, S, Ni, Zn, B, P и Sn. Только для пяти элементов – Ca, P, Sn, Cu и

S – валовые содержания оказались жестко связаны с подвижными формами. Для проб, отобранных в районах ТЭС-3 и -4, наблюдаются корреляции валовых содержаний Al, Rb, Na, K, Ca, Fe, Sr, Ba, B, Mn, Co, Ni, Mo и Bi между собой; для подвижных форм – Al, Fe, S, Li, P, K, Sr, B, Ba, Sn, Mg, Zn, Pb и Cu; только для Ca, Sr, B, Zn и S валовые содержания напрямую связаны с их подвижными формами.

Близкие значения погрешностей и высокая степень корреляции результатов (0.75-0.99), полученных различными методами для фоновых и загрязнённых почв, свидетельствуют о надёжности получаемой аналитической информации и позволяют рекомендовать предложенные схемы комплексирования аналитических методик для системных исследований по изучению степени загрязнения почвенных покровов урбанизированных территорий. Учёт классификации отобранных проб по типам почв при статистической обработке приведёт к более детальной оценке уровня техногенного загрязнения разных районов города и класса опасности. Для изучения перераспределения токсичных элементов в сопряжённых компонентах миграционной цепи «зола – почва – растение» и выявления роли биофильных элементов в процессах самовосстановления почв требуется доработка схемы аналитических методов. Привлечение методов многомерного статистического анализа для обработки полученной информации позволит выявить латентные связи между жизненно важными и токсичными элементами [Tokalioglu et al., 2010].

Системные исследования по расположению точек регулярного отбора проб почв и растений, частоты отбора, количества определяемых элементов, методик анализа и пр. создадут основу для формирования рекомендаций по организации мониторинга техногенного загрязнения почвенного покрова г. Улан-Батора.

Исследования проводятся при финансовой поддержке проекта № 20 СО РАН – АНМ «Эволюция литосферы, магматизм, металлогения, изменения окружающей среды и климата Монголии».

Литература

ГН 2.1.7.2041-2006. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве.

Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Китаев Н.А., Ломоносов И.С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья (Байкальский геоэкологический регион) / Науч. ред. М.И. Кузьмин. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 234 с.

Кошелева Н.Е., Касимов Н.С., Бажа С.Н., Гунин П.Д., Голованов Д.Л., Ямнова И.А., Энхамгалан С. Загрязнение почв тяжелыми металлами в промышленных городах Монголии // Вестн. МГУ. сер. 5. География. 2010. № 3. С. 20-27.

Лиштван И.И., Капутский Ф.Н., Янута Ю.Т., Абрамец А.М., Качанова Е.В. Гуминовые кислоты: взаимодействие с ионами металлов, особенности структуры и свойств металлогуминовых комплексов // Химия в интересах устойчивого развития. 2006. Т. 14. С. 391-397.

Санина Н.Б., Чернов А.Ю., Пройдакова О.А., Арсентьева А.Г. Распределение и баланс токсичных металлов в природно-техногенных системах топливно-энергетических комплексов Прибайкалья // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2002. № 2. С.145-155.

Tokalioglu S., Yilmaz V., Kartal S. An assessment on metal sources by multivariate analysis and speciation of metal in soil samples using the BCR sequential extraction procedure // Clan – Soil, Air, Water. 2010. V. 38. № 8. P. 713-718.

Хорсний чанар. Хорс бохирдуулагч бодис, элементуудийн зовшоорогдох дээд хэмжээ. Монгол улсын стандарт – Стадартчилал, хэмжилзуйн ундэсний тов. Улаанбаатар, 2008 хот. –6 с.

СРЕДНЕЛУДФОРДСКОЕ БИОТИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ ЛАУ НА ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Валяева О.В.

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г.Сыктывкар,
e-mail: valyaeva@geo.komisc.ru*

В последние годы большое внимание уделяется вопросу о влиянии кризисных рубежей на рифовые экосистемы палеозоя Севера Урала [Антошкина и др., 2010]. Нами было изучено среднелудфордское биотическое событие Лау (Lau Event) в верхнем силуре. Объектом исследования являлись прослой черных рассланцованных аргиллитов в основании верхнего лудфордия (верхняя часть лудловского яруса верхнего силура) в разрезе р. Кожим.

Изученный интервал верхнелудфордских отложений мощностью 3.52 м представлен карбонатно-глинистой пачкой, состоящей из чередования черных рассланцованных углеродистых аргиллитов и глинистых органогенных доломитов. Аргиллиты образуют прослой мощностью от 0.5 до 30 см, имеют неравномерную листовато-пластинчатую отдельность и линзовидные текстуры и выделяются волнисто-мелкобугристой поверхностью наслоения с линзочками и пятнами желто-бурого и красновато-бурого цвета. На линзовидно-пластинчатых поверхностях рассланцованных аргиллитов иногда отмечается отчетливый блеск, напоминающий антрацитовый. В основании пачки аргиллиты имеют наиболее черный цвет, в верхних прослоях они приобретают желтовато-коричневый оттенок.

Методика исследования

Содержание органического углерода ($C_{орг}$) определялось в нерастворимом в концентрированной соляной кислоте остатке породы (НОП). Результаты определения пересчитывались на исходную породу. Для количественного анализа $C_{орг}$ использовался экспресс-анализатор на углерод АН-7529. В качестве стандарта применялась глюкоза.

Выделение хлороформенного битумоида А (ХБА) проводилось по стандартной методике методом горячей экстракции [Задачи ..., 1986]. Раздробленная и растертая порода подвергалась экстракции хлороформом в аппарате Сокслета в течение 40 часов. Удаление элементной серы из битумоида достигалось в процессе экстракции добавлением в приемник губчатой меди.

Дальнейшее исследование хлороформенного битумоида заключалось в осаждении асфальтенов 40-кратным объемом гексана и в последующем разделении на насыщенную (метано-нафтеновую) и ароматическую фракции на сорбенте (силикагель марки Fluka с добавлением 10% нитрата серебра). Насыщенные фракции были проанализированы методом газожидкостной хроматографии (ГЖХ) на газовом хроматографе модели Кристалл-2000М, оснащенный капиллярной колонкой (30 м×0,32 мм) с неподвижной фазой OV-101. При анализе использовался следующий режим программирования температуры: начальная температура составляла 100°C, она выдерживалась в течение 1 мин, затем температура повышалась со скоростью 5 град/мин до 290°C. Выдержка при конечной температуре составляла 15 мин. Температура испарителя – 320°C, детектора – 270°C. Для расчета соотношения концентраций углеводородов использовались площади пиков.

Результаты и их обсуждение

В процессе геохимических исследований, для определения состава исходного органического вещества (ОВ) пород, условий его осадконакопления, а также степени катагенетического преобразования были использованы данные по распределению таких ациклических углеводородов (УВ), как алканы нормального строения (н-алканы) и алканы с разветвленной цепью, особенно соединения, имеющие изопреноидную структуру (изо-алканы). Эти соединения относительно стабильно сохраняются во времени и в геологических условиях. Каждый генетический тип ОВ характеризуется специфическим распределением н-

алканов в зависимости от источника. Результаты анализа углеводородной фракции битумоидов, выделенных из нижнего прослоя черных рассланцованных аргиллитов методом ГЖХ, показали преобладание среднемолекулярных алканов нормального строения ($\sum C_{13}-C_{18}$: 50.36%, 51.07% и 50.78%) с максимумом распределения при $n-C_{16}$ ($KчC_{16}$ 1.31 и 1.49) и практически полное отсутствие n -алканов в высокомолекулярной области. Присутствие n -пентадекана ($n-C_{15}$) и n -гептадекана ($n-C_{17}$) характеризует первичный источник ОВ как зеленые водоросли и цианобактерии, а распространение четных среднемолекулярных углеводов присуще углеводородам бактерий: так, максимум n -алкана C_{16} является характерным признаком гетеротрофных микроорганизмов [Хант, 1982]. Среди изопреноидов преобладают соединения – пристан изо- C_{19} (Pr) и фитан – изо- C_{20} (Ph), генетически связанные с непредельным изопреноидным спиртом – фитолом, который образуется при разложении природного пигмента – хлорофилла. Установлено, что преобразование фитола в осадке связано с двумя конкурирующими процессами, приводящими к образованию пристана и фитана соответственно. В бескислородных условиях из фитола образуется фитан, а относительно повышенное содержание в породе пристана свидетельствует об окислительной обстановке в раннем диагенезе [Тиссо, Вельте, 1981]. Выявленное отсутствие n -алканов в высокомолекулярной области подтверждает присутствие гетеротрофных микроорганизмов и, отчасти, цианобактерий и относительно глубоководные обстановки осадкообразования. Отношение Pr/Ph составляет 0.93, 0.77 и 0.80 соответственно; Pr+Ph/ $C_{17}+C_{18}$ – 0.49, 0.61 и 0.38. Низкие соотношения пристана и фитана говорят об анаэробных (восстановительных) относительно глубоководных условиях осадконакопления сапропелевого ОВ с большим вкладом микробиальной составляющей.

Характеристика битумоидов из вышележащего прослоя черных аргиллитов (обр. 236 Лау-gr₂ с содержанием $C_{орг}$ 1.69%) имеет существенные отличия, хотя также характерно преобладание n -алканов состава $C_{13}-C_{18}$ ($\sum C_{13}-C_{18}$: 37.13% и 41.55%) и максимум распределения приходится на n -алканы состава C_{15} и C_{16} . Однако здесь в небольших концентрациях присутствуют высокомолекулярные n -алканы ($\sum C_{25}-C_{33}$ – 9.54% и 14.34%), среди которых наиболее распространены C_{27} , C_{29} , и C_{31} (отмечается высокая концентрация C_{29}), входящие в состав восков наземных растений [Хант, 1982], что связано вероятнее всего с терригенным привнесом. Терригенный материал в этих аргиллитах иногда образует маломощные пропластки или присыпки. Накопление исходного ОВ осуществлялось в разных условиях: в восстановительных (Pr/Ph=0.86) – обр. 236 Лау-gr₁ и в окислительных (Pr/Ph=1.26) – обр. 236 Лау-gr₂.

Таким образом, проведенные исследования состава ОВ в верхнелудфордских черных аргиллитах показали, что источником генерации углеводородов являлось сапропелевое ОВ с большим вкладом микробиальной составляющей, накопление которого проходило в восстановительных относительно глубоководных условиях.

Работа проводилась в рамках Программы Президиума РАН 15/2 № 09-П-5-1008 и при частичной поддержке гранта РФФИ № 11-05-00699-а.

Литература

Антошкина А.И., Пономаренко Е.С., Рябинкина Н.Н., Валяева О.В., Лютое В.П., Салдин В.А., Сандула А.Н., Канева Н.А. Эволюционный тренд палеозойской рифовой экосистемы как отражение эволюции гео-биологических систем на примере Севера Урала. – Сыктывкар: Геопринт, 2010. – 44 с. (Отчетная серия № 2 (83).

Задачи и методические приемы битуминологических исследований / В.А.Успенский, О.А.Радченко, Л.С.Беляева и др. – Л.: Недра, 1986. – 223 с.

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефтей. – М.: Мир, 1981. – 501с.

Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. – М.: Мир, 1982. – 704 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПРИ РАЗРАБОТКЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИ ЧИСТЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ЗОЛОТА ИЗ УПОРНЫХ КОНЦЕНТРАТОВ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЙ РУДЫ

Верхозина^{1,2} В.А., Шкетова^{2,3} Л. Е., Верхозина⁴ Е.В.

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: verhval@igc.irk.ru;*

²*НИУ Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск;*

³*ОАО «Иргиредмет», г. Иркутск,*

⁴*Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: verhel@crust.ru*

Разработка и реализация новых экологически чистых технологий для рационального использования природных ресурсов, глубокая переработка сырья и отходов производства становятся все более значимыми для устойчивого развития общества. Тем не менее, добыча и переработка полезных ископаемых – одно из стратегических направлений экономики России. Благоприятная макроэкономическая ситуация способствует интенсивному развитию отрасли. Возрастающая стоимость добычи и обработки ценных металлов из руд, наряду с истощением высококачественных запасов и ужесточением природоохранных мер, делают актуальным развитие природоохранных технологий в горнодобывающей промышленности.

В последние годы наблюдается тенденция к снижению содержания металлов в рудных месторождениях и усложнению минерального состава перерабатываемого рудного сырья, также возросли требования к охране окружающей среды. Все это ведет к удорожанию добычи и извлечения полезных ископаемых. Изменение подходов к добыче и переработке минерального сырья, создание безотходных и малоотходных технологий, обеспечивающих комплексное использование минеральных ресурсов, со временем становится все более острым. Стало выгодным перерабатывать бедные, труднообогатимые руды, техногенные отвалы, вовлекать в эксплуатацию забалансовые запасы, прежде считавшиеся не пригодными для рентабельной добычи по технологическим и экономическим причинам. Одним из подходов к решению этих задач является применение методов биоготехнологии.

В мировой практике за последние десятилетия промышленное применение железобактериальных микроорганизмов с целью извлечения ценных компонентов из руд достигло широких масштабов в разных странах. В настоящее время разными компаниями России, Австралии, стран Северной и Южной Америки и Африки используются бактериально-химические технологии при добыче золота, меди, кобальта, никеля, цинка, урана [Alvarez, Jere, 2004; Das et al., 1998.; Brierley, 2001; Ehrlich, 2001; Breed et al., 2000].

Одной из главных проблем рудной золотодобычи являются «упорные» руды, содержащие тонковкрапленное в сульфидах золото и серебро. Технология биовыщелачивания основывается на окислительно-восстановительных реакциях, протекающих с участием ацидофильных хемолитотрофных микроорганизмов, для которых рудные залежи, рудничные воды являются естественным местом обитания. Окисляя железо, серу и сульфиды, эти микроорганизмы участвуют в разрушении минералов.

Благоприятной экологической нишей для жизнедеятельности многих специфических микроорганизмов являются рудные месторождения. Присутствие в рудах большого числа химических элементов, имеющих различные свойства, обуславливают развитие многих микроорганизмов, а также разнообразие протекающих здесь биогеохимических процессов.

До недавнего времени окисление сульфидных минералов на месторождениях сульфидных руд рассматривалось как чисто химический процесс. Считалось, что основными агентами, участвующими в нем, являются кислород воздуха и продукты окисления сульфидов – серная кислота и сульфаты металлов. Позже, из рудных месторождений были выделены серобактерии, способные окислять двухвалентное железо и сульфидные минералы. Это позволило понять природу выщелачивания металлов из сульфидных руд,

которое ранее считалось чисто химическим процессом окисления сульфидных минералов. Кроме этого, началось интенсивное исследование микрофлоры месторождений, выявление новых видов микроорганизмов, участвующих в геохимических процессах, а также использование их для направленного выщелачивания цветных, редких и благородных металлов из руд и концентратов.

Связь золота с сульфидами общеизвестна, и чаще всего золото встречается вместе с пиритом, галенитом, арсенопиритом, халькопиритом, тетраэдритом, пирротинном. Сульфиды являются главным носителем первичного тонкодисперсного золота, которое играет решающую роль в миграции металла в гипергенных условиях. Например, увеличение сульфидов в кварцево-сульфидных рудах влечет за собой более резкое вторичное обогащение. При быстром окислении сульфидов рассеянное в них золото освобождается и становится доступным для миграции. Решающая роль в ускорении этого процесса принадлежит бактериям.

Роль ацидофильных микроорганизмов в окислении сульфидных минералов и выщелачивании металлов из руд доказана вполне основательно [Каравайко и др., 1989]. В настоящее время возникает необходимость разработки конкретных технологий, основанных на деятельности бактерий рода *Thiobacillus*, применительно к отдельным месторождениям или видам сульфидного сырья.

Минеральное золото в рудах часто бывает связано с кремнеземом, сульфидами и сульфосолями железа, меди, цинка и мышьяка. Большинство исследователей, рассматривая формы нахождения золота в рудообразующих минералах, отдают предпочтение не изоморфному вхождению, а наличию микродисперсных фаз или атомарному рассеянию – нахождению его не в кристаллической решетке минералов, а в дислокациях и микротрещинах. Микробная обработка золото-арсенопиритовых углистых концентратов (до 15% углерода) позволяет уменьшить содержание мышьяка до 2% и ниже. Последующая обработка золотосодержащих остатков за 70-90 часов дает выход золота 96-98% против 5-10% при прямом выщелачивании цианидами [Каравайко и др., 1972].

Если рассматривать влияние микроорганизмов на перераспределение золота в рудах, то можно выделить два типа взаимодействия между ними: контактное и неконтактное. Контактное – непосредственное воздействие микроорганизмов и продуктов их метаболизма на золото, приводящее к его растворению (окислению или восстановлению). Неконтактное – взаимодействие микроорганизмов с породами и рудами, окружающими золото. В результате оно становится доступным микроорганизмам, продуктам их метаболизма и другим природным химическим соединениям.

Процесс бактериального вскрытия золота путем окисления сульфидных минералов исследован в лабораторных условиях на ряде концентратов и испытан в замкнутых циклах на полупромышленных установках [Полькин и др., 1982]. Основными типами сульфидных концентратов в этом процессе являются золотомышьяковые и золотопиритные руды, селективное окисление которых приводит к вскрытию тонкодисперсного золота, ассоциированного с сульфидными минералами. Бактериальная трансформация металлов под действием микроорганизмов включает изменение валентности в окислительно-восстановительных реакциях, осаждение, взаимодействие органических и неорганических соединений. Способностью получать энергию в результате окисления восстановленных соединений серы и железа обладают хемолитотрофные ацидофильные бактерии, к ним и относятся бактерии рода *Thiobacillus*. В род *Thiobacillus* входят хорошо изученные облигатные хемолитоавтотрофные виды *T. ferrooxidans* и *T. thiooxidans*. Эти хемолитотрофы имеют очень ограниченные энергетические возможности для роста. Для того, чтобы накопить 1 г биомассы, эти бактерии должны окислить 500 г сернокислого железа, но в силу быстрого окисления восстановителей наблюдается высокая скорость роста.

Thiobacillus ferrooxidans – главный организм для процесса выщелачивания металлов. Он играет важную роль в окислении серы и некоторых нерастворимых серных соединений при низких значениях pH. Двухвалентное железо не окисляет. Особенно интенсивно

выщелачивание происходит в смешанной культуре *Th. ferrooxidans* и *Th. thiooxidans*. Нитчатая термофильная тиобацилла *Thermothrix thioaraga* живет при температурах 60-75°C и при нейтральных условиях окисляет сульфгидрильные ионы (HS^-), сульфатные ионы (SO_3^-), тиосульфат и элементарную серу (S^0) с образованием сульфата. Окисление может происходить как в аэробных, так и анаэробных условиях, в последнем случае за счет нитратов. Бактерии могут колонизировать сульфидные руды и создавать благоприятные условия для более ацидофильных форм.

Разнообразие штаммов бактерий рода *Thiobacillus*, выделенных из природных местообитаний, а также физиологические характеристики штаммов, адаптированных к разным субстратам, изучали многие авторы [Грудев, 1985; Silver, 1978]. Установлено, что разные штаммы *Thiobacillus ferrooxidans* по-разному реагировали на условия, оптимальные для их роста (температура, pH, Eh), обладали различной устойчивостью к ионам тяжелых металлов и токсичным элементам, с различной скоростью окисляли один и тот же субстрат. Даже электронный потенциал сульфидов мог меняться в присутствии того или иного штамма. Биологическая природа этого разнообразия штаммов изучена слабо. Однако очевидным является взаимосвязь его с конкретными условиями жизнедеятельности штаммов в различных экологических нишах.

В более поздних исследованиях показано, что процесс штаммовой микроэволюции в конкретных экологических нишах сопровождался изменениями в нуклеотидной последовательности хромосомной ДНК. Особенности структуры хромосомной ДНК у разных штаммов являются настолько стабильным признаком, что могут быть использованы в идентификации новых штаммов, в штаммовом мониторинге в природных условиях и в биотехнологических процессах, при изучении экспериментальной изменчивости [Кондратьева, Каравайко, 1997]. При анализе рестрикционных профилей хромосомной ДНК было показано, что каждому типу руды или концентрата свойственен определенный доминирующий штамм, адаптированный к конкретным факторам среды [Агеева и др., 2001].

В биотрансформации металлов принимают участие и гетеротрофные микроорганизмы (бактерии, грибы, дрожжи). Органотрофы представляют интерес для выделения металлов из медных и никелевых концентратов, извлечения урана из гранитов, марганца из руд. Их растворяющее действие обусловлено выделением некоторых метаболитов (глутаминовой, молочной кислоты), которые могут снижать pH и забирать металлы в растворимые комплексы. Хорошим комплексообразователем для меди, кобальта, цинка служит ион аммония (NH_4^+), выделяемый аммонификаторами.

Бактериальное действие на выщелачивание металлов подразделяют на прямое и непрямое. Прямое действие представляет собой ферментативное воздействие на компоненты минерала, которые могут окисляться. Во многих случаях более окисленное вещество более растворимо. В процессе получения энергии электроны серы и железа по мембране переносятся на кислород через белковые переносчики. В кислых растворах без бактерий Fe^{+2} довольно стабилен. *Thiobacillus ferrooxidans* усиливает реакцию более, чем в миллионы раз. Непрямое выщелачивание происходит не через прямое воздействие бактерий на атомную структуру металла, а через образование Fe^{+2} и H_2SO_4 , которые аккумулируются при бактериальном окислении пирита (FeS_2 , растворенного FeSO_4 и элементарной серы). Трехвалентное железо (Fe^{+3}) является сильным окислительным агентом, реагирующим с другими металлами, превращая их в растворимую окисленную форму в растворе серной кислоты. В этой реакции опять образуется Fe^{+2} и быстро реокисляется бактериями. Непрямое выщелачивание часто называют бактериальным вспомогательным выщелачиванием.

Количественно трудно различить прямое и непрямое выщелачивание, поскольку большая часть минералов содержит некоторое количество Fe. При бактериальном выщелачивании идет биохимическая трансформация металлов под действием микроорганизмов. Происходит изменение валентности в окислительно-восстановительных реакциях, в результате происходит растворение металлов путем окисления сульфидов в минералах при участии бактерий с последующим выделением металлов из выщелачивающей

жидкости. Остаточная жидкость, содержащая серную кислоту, а также Fe^{2+} и Fe^{3+} , рециркулирует к месту с раздробленной рудой. Процесс не связан с большим вкладом энергии и большими капиталовложениями по сравнению с пирометаллургией. Используется простая техника, загрязнения окружающей среды практически не происходит в силу замкнутости технологических схем.

Таким образом, бактериальное извлечение золота целесообразно использовать при переработке бедного сырья и «хвостов» в связи с истощением природных ресурсов и загрязнением окружающей природной среды. В недалеком будущем, когда кондиционные руды будут выработаны, микробиологические методы добычи металлов из бедных руд приобретут еще большее значение. Такие исследования дают возможность перерабатывать бедные, труднообогатимые руды, техногенные отвалы, вовлекать в эксплуатацию забалансовые запасы, прежде считавшиеся непригодными для рентабельной добычи по технологическим и экономическим причинам. Использование микроорганизмов, а также моделирование биогеохимических процессов при извлечении металлов из руд обусловит создание принципиально новых, экологически чистых производств.

Литература

Агеева С.Н., Кондратьева Т.Ф., Каравайко Г.И. Фенотипические особенности штаммов *Thiobaacillus ferrooxidans* // Микробиология. 2001. Т.70. № 2. С.226–234.

Грудев С.Н. Различия между штаммами *Thiobaacillus ferrooxidans* по способности окислять сульфидные минералы // Биотехнология металлов. – М.: Центр международных проектов ГКНТ, 1985. С.85-99.

Каравайко Г.И., Кузнецов С.И., Голомзик А.И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. – М.: Наука, 1972. – 248 с.

Кондратьева Т.Ф., Каравайко Г.И. Изменчивость генома *Thiobaacillus ferrooxidans* и ее значение в биогеохимии // Микробиология. 1997. Т.66. №.6. С.735-743.

Минеев Г.Г. Биометаллургия золота. – М.: Metallurgia, 1989. – 159 с.

Полькин С.И., Адамов Э.В., Панин В.В. Технология бактериального выщелачивания цветных и редких металлов. – М.: Недра, 1982. – 288 с.

Alvarez S., Jere C. Copper ions stimulate polyphosphate degradation and phosphate efflux in *Acidithiobacillus ferrooxidans* // Applied Environmental Microbiology. 2004. V. 70, P. 5177-5182.

Breed A.W., A.W. Breed, C.J.N. Dempers, G.S. Hansford. Studies on the bioleaching of refractory concentrates // Journal of South African IMM. 2000. V. 100. № 7. P. 161-174.

Brierley C.L. Bacterial succession in bioheap leaching // Hydrometallurgy. 2001. V. 59. P. 249-255.

Das T., Panchanadikar, G.R. Chaudhury T. Short communication: Biooxidation of iron using *Thiobacillus ferrooxidans* // World Journal of Microbiology and Biotechnology. 1998. V. 14. P. 297-298.

Ehrlich H.L. Past, present and future of biohydrometallurgy // Hydrometallurgy. 2001. V. 59. № 2-3. P. 35-46.

Silver M. Metabolic mechanisms of iron - oxidizing thiobacilli // Metallurgical applications and related microbiological phenomena /Eddis. Murr L. E., Torma A.E., Brierley J.A. – New York, Academic Press. 1978. P.3-17.

ГЕОХИМИЯ И ТЕПЛОМАССОБМЕН В ЗОНАХ КРУПНЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Вилор Н.В.¹, Андрулайтис Л.Д.¹, Зарубина О.В.¹, Данилов Б.С.²

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vilor@jgc.irk.ru,

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: boris@crust.irk.ru

Современные крупные сейсмоактивные разломы – открытые системы, где происходит конвективный теплообмен с участием преимущественно водно-газового теплоносителя в зависимости от вещественно-структурного состояния геологической среды. Повышенный тепловой поток рифтогенных разломов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с сопутствующими многочисленными приразломными месторождениями горячих минеральных вод и интенсивный «уходящий поток инфракрасного излучения (УПИКИ)» отражают значение этих граничных структур как областей эмиссии эндогенной энергии в форме тепломассопереноса между атмосферой + гидросферой и поверхностью коры. Работа авторов ориентирована на выявление связи этого процесса, экспонируемого уходящим поверхностным ИК-поток, с переносом подвижных рудных элементов и их геохимическими потоками. В задачу исследования входит анализ природы УПИКИ, описание распределения подвижных рудных элементов в поверхностных образованиях зон динамического влияния разломов (ЗДВР) и расчет их потоков, фиксируемых благодаря формированию геохимических барьеров, в том числе при участии педосферы.

Инструментальной основой изучения природного феномена аномального УПИКИ являются изображения поверхности, полученные искусственными спутниками (ИС) Земли серий NOAA и EOS по тепловым каналам 3.7, 8 и 10-11 мкм от радиометров AVHRR и MODIS. Рассчитанный поверхностный тепловой поток F с размерностью [мВт] соответствует эффективному излучению поверхности разломов, в котором методом баланса выделены компоненты, соответствующие частным тепловым потокам: почв и грунтов – F_{zp} , конденсации водяного пара – $F_{кон}$, окисления почвенно-грунтовых газов – $F_{фх}$, доли тепла из верхней коры – $F_{зл}$ и вклада лесных экосистем в гумидных областях – $F_{эс}$. Для изучения геохимии рыхлых образований на поверхности разломов проведено опробование по традиционной методике с отбором стандартных образцов массой до 500 г из почв, их иллювиальных горизонтов, грунтов и коренных пород. При опробовании рыхлых отложений на приразломном горячеводном месторождении Кучегер образцы грунтов взяты из мелких скважин глубиной до 80 см. Температуры грунта и воды на поверхности измерены с точностью до 0.5 °С. Концентрация газов почвенного воздуха в мелких бурках глубиной 30-40 см из поверхностных отложений ЗДВР и на горячих минеральных источниках определены газоанализаторами ОКА-92М (O₂, CH₄, H₂S) и ОКА-92Т (CO₂, CO, SO₂) при абсолютных погрешностях для O₂ ± 0.1 об. %. Относительные погрешности для других газов ± 25 %. Ионизация приземного газа на поверхности грунта измерена малогабаритным счетчиком аэроионов МАС-01 для экспресс-определений концентрации легких (подвижность $K > 0.4$ см²/ В·с) положительных и отрицательных аэроионов. Диапазон измерения концентраций аэроионов обеих полярностей составляет 10²-10⁶ см⁻³.

Выходы разломов трассируются непрерывными максимумами величин уходящего ИК потока, измеряемого ИС указанных серий, значения которого достигают 55 мВт/ м²·ср·мкм в диапазоне 10 мкм, и наибольшим уровнем яркости отраженного радиолокационного сигнала. В распределении средних содержаний изученной группы рудных элементов, включающей летучие As, Tl, Hg (табл.1), проявляется ранжирование по порядку величин. Устойчивые концентрации, обычно более или около 10 г/т, создаются В, Zn, Cu, Pb и As. Содержания на уровне 1-2 г/т свойственны Ge, Mo, Sn. На 1-2 порядка меньшие значения присущи Ag, Tl и Hg. Различия средних величин концентраций I-й подгруппы, условно «макроэлементов», значимы для бора и меди на Тункинском разломе. Для Баргузинского разлома характерен более высокий уровень содержания цинка. Краевой шов выделяется повышенной

Таблица 1

Средние содержания рудных элементов (г/т) в поверхностных отложениях крупных региональных разломов БРЗ

Разлом	n	сред. сод.	B	Cu	Zn	Pb	As	Ge	Mo	Sn	Ag	Tl	Hg	Co	Cr	Ni	V
Тункинский	88	X ср	42.134	34.210	75.401	13.916	11.672	1.205	1.985	2.646	0.267	0.883	0.075	16.14	80.67	67.85	68.28
		±σ	2.002	1.328	1.121	1.315	1.625	0.446	1.350	0.998	0.285	1.086	0.193	1.33	1.63	1.65	1.39
Баргузинский	75	X ср	14.357	25.908	112.061	17.976	6.146	1.161	1.556	3.103	0.180	0.754	0.020	16.77	51.08	39.54	94.77
		±σ	1.134	1.182	1.053	1.036	1.334	0.336	1.254	1.007	0.129	0.415	0.010	1.01	1.09	1.07	1.02
Краевой шов Сибирской платформы	91	X ср	20.629	22.865	69.659	12.419	17.397	1.216	1.256	2.310	0.287	0.862	0.595	не определены			
		±σ	2.152	1.287	1.251	1.591	2.218	0.589	1.825	1.244	0.339	1.435	1.545				
Геотермальное поле Кучегер	65	X ср	20.341	23.974	88.653	18.256	14.294	3.884	1.149	2.243	0.741	0.614	0.050	11.96	42.05	35.93	60.31
		±σ	1.131	1.338	1.193	1.109	1.616	1.738	1.097	1.154	1.490	0.483	0.225	1.13	1.12	1.16	1.11

Примечание: выделены повышенные уровни содержаний

Таблица 3

Рудные элементы - показатели геохимической специализации региональных разломов БРЗ

Разлом	Показатели геохимической специализации						
	по среднему содержанию элементов, г/т	по фону, г/т	по дисперсии, F_1 / F_2		по геохимической ассоциации		Главные/второст.
			на 9 элементов	на 15 элементов	9 элементов	15 элементов	
Тункинский	B, Cu, Cr	B, Cu	Ge, B/Tl, Mo	B / Mo	Tl, Ag, Mo , B	Hg, As, Ag, Mo	Ag, Mo / Hg, As, Tl
Баргузинский	Zn, V	Zn, V	Ag, Cu/Pb, Tl	Ni, As/Pb, Mo	Tl , Cu, Ag,	Mo, As, Tl	Tl / Cu, Ag, As
Краевой шов Сибирской платформы	As, Hg	Hg	Cu, Zn/Tl, Mo	Mo, As/Zn	Mo , Tl, Ag	Mo , Hg, As, Ag	Mo, Ag / Tl, Hg, As
Приразломное термальное поле Кучегер	Ge, Ag	Ge, Ag	не рассчитано	Zn, Pb/V, Co	не рассчитано	Hg, Ag , Mo, Ge	Hg, Ag, Ge / Mo

Примечание: 1. при анализе дисперсии в числителе – F_1 , в знаменателе - F_2 , 2. жирным шрифтом выделены главные элементы геохимических ассоциаций

мышьяковистостью. Различия концентраций во II-й подгруппе (Ge, Mo, Sn) малозначимы за исключением геотермального поля Кучегер, характеризующегося относительно повышенным содержанием Ge. Прямым следствием повышения тепловых потоков на рифтогенных региональных разломах БРЗ являются приразломные геотермальные поля. В зоне динамического влияния Баргузинского разлома горячеводное месторождение Кучегер связано с пересечением основного разлома и поперечного сброса северо-западного простирания, ограничивающего северо-восточное замыкание долины. Тепловой поверхностный поток на площади месторождения около 0.12 км² достигает 74 Вт/м². Из просачивающихся растворов в юго-восточной части термального поля отлагается минеральная соль, представленная субстехиометрическим *мирабилитом* Na_{1.972}S_{0.9967}O₄. Величина глубинной компоненты ПТП (F_{2l}) определена как разность: $F_{2l} = F - (F_{2p} + F_k + F_{фх} + F_{эс})$. На разломах рассчитаны доли $F_{конд}$ и $F_{конв}$ (табл. 2). Конвективный теплоперенос существенно преобладает в поверхностной части ЗДВР, особенно на восходящей ветви конвективного цикла.

Таблица 2

Поверхностный тепловой поток изученных региональных разломов

Разлом	Яркостный поток, L мВт/м ² .ср. мкм	Поверхностный тепловой поток, ПТП, F , мВт	Глубинная компонента ПТП, F_{2l} , мВт	Части F_{2l} , мВт		Доля конвективной части
				конвективная, $F_{конд}$	кондуктивная $F_{конв}$	
Тункинский	103.027	707.84	323.37	25.46±4.14	297.86±4.18	0.92
Баргузинский	85.466	587.19	362.14	25.44±2.69	336.71±2.7	0.93
Приморский	112.242	771.15	339.36	20.94±1.67	318.42±1.67	0.94
Краевой шов Сибирской платформы	103.64	708.09	289.62	18.79±0.8	270.86±0.77	0.94

Подвижные рудные элементы рассматриваются как геохимические индикаторы приразломного массопереноса. Геохимическая специализация разломов заключается, с одной стороны, в повышении средних содержаний и фонов (значение 50% накопленной частоты) (табл. 3), обусловленном влиянием исходных субстратов, по которым заложены разломы. С другой стороны, статистически обоснованное выделение собственных геохимических ассоциаций по имеющимся выборкам проб с применением факторного анализа дает разделение совокупности данных по уровню дисперсии в каждом объекте на две независимые группы элементов, среди которых первая, наиболее значимая – фактор F_1 интерпретируется как ассоциация рудных элементов субстрата, *автохтонов*, а вторая – фактор F_2 – как ассоциация привнесенных элементов – *аллохтонов*. Путем классификации данных с использованием многомерного анализа геохимических полей на основе метода главных компонент в выборках из моноэлементных классов учтены только те, в которых содержатся наивысшие коэффициенты концентрации КК (отношение концентрации к фону) с наибольшим числом точек – проб. Таким образом, определены геохимические ассоциации наиболее подвижных рудных элементов – элементов II и III групп, коррелирующие с главными факторами F_1 и F_2 . Очевидно, что в геохимических ассоциациях главное значение на Тункинском разломе и краевом шве платформы принадлежит Ag и Mo, на Баргузинском – Tl, в термальном поле Кучегер – Hg, Ag и Ge. В горизонтах поверхностных образований концентрации рудных элементов локально повышаются на 2-х видах комбинированных геохимических барьеров: 1. верхнем испарительно-сорбционном гумусо-почвенном; 2. нижнем сорбционном, окислительно-восстановительном в слоях ожелезнения (накопление на тонкодисперсном гидроксиде железа и Mn, на Fe глинисто-органическом комплексе). Корреляция рудных элементов с $C_{орг}$ отмечалась исследователями и ранее. Особое значение геохимического барьера имеет торфяная залежь термального поля Кучегер. В его нагретом торфянике на верхнем сорбционно-испарительном геохимическом барьере накапливаются

As, W, Ge, частично Mo, а на нижнем сорбционном сульфидно-глеевом – Tl, V, Pb, частично Zn и Cu.

Приразломные геохимические потоки рудных элементов сопутствуют конвективной части ПТП при тепломассопереносе по ЗДВР. Расчет проведен с учетом геохимических барьеров и временных отметок их образования. Поток P равен: $P = M / (S \cdot t)$, где M – масса, кг, S – площадь, км², t – время формирования геохимического барьера, лет. Вычисления включают следующие количественно оцениваемые параметры:

1. $C_{ком}$ – содержание компонента на барьере (почва, Fe – грунт, мг/кг),
2. t – время накопления разреза в почве 400 лет, в Fe – грунте 2107 лет в горизонте В на краевом шве, на Тункинском и Баргузинском разломах 2772 года и 3100 лет соответственно, на термальном поле Кучегер 770 лет [Чипизубов и др., 2003; Лунина и др., 2009]
3. h , см – толщина барьера в горизонте А равна 7, в горизонте В – 30 и 27.17 – на верхнем торфе и 26.92 на нижних глинах и песках в Кучегере.
4. ρ , кг/м³ – плотность материала 1300 в горизонте А, 1800 в горизонте В, на Кучегере 1200 и 1800 соответственно. Рассчитанные геохимические потоки рудных элементов в концентрационном ряду: мышьяк → таллий → ртуть уменьшаются примерно на порядок (табл. 4).

Таблица 4.

Геохимических потоки рудных элементов на крупных региональных разломах Байкальской рифтовой зоны

Разлом	Потоки, кг / км ² · год						ПТП, мВт	F гл, мВт
	As	Tl	Hg	Ag	Mo	Ge		
Тункинский	3.252	0.226	0.020*	0.089	0.189	не опр	707.84	323.37
Баргузинский	0.879	0.139	0.013*	не опр.	не опр.	не опр	587.19	362.14
Краевой шов Сибирской платформы	1.671	0.229	0.037* 0.055**	0.018	0.139	не опр	708.09	289.62
Термальное поле Кучегер	21.440*	0.413**	0.021*	0.479*	не опр	7.267*	74 Вт/м ²	9.5 МВт макс.

Примечание: * – на почве и верхнем торфе, ** – на Fe – части основания слоя В.

Поток ртути по разломам соответствует интервалу, который приближенно оценен в [Коваль и др., 2006] для БРЗ на уровне 0.0056-1.2 кг/км²·год. Тенденция зависимости концентрационных потоков от интенсивности ПТП и поверхностного теплопотока термального поля отражает процесс тепломассообмена на крупных сейсмоактивных тектонических нарушениях. Используемый способ расчета спутниковых измерений оценивает ПТП, эндогенная часть которого содержит значительную конвективную составляющую теплопереноса по ЗДВР с участием теплоносителя – водно-парогазовой субстанции. Приразломный конвективный теплопоток инициирует миграцию подвижных рудных элементов, геохимические потоки которых включают природные токсиканты As, Tl, Hg, а также Mo, Ag, Ge и радиогенный Rn. Они являются элементами «дыхания» сейсмоактивных рифтогенных разломов.

Литература

Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков А.В., Ясеновский А.А., Андрулайтис Л.Д. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны // Доклады АН. 2006. т. 409. № 3. С. 389-393.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2009. 316 с.

Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними землетрясения в зоне Тункинского разлома // Геология и геофизика. 2003. т. 44. № 6. С. 587-602.

БИОДОСТУПНОСТЬ МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННЫХ УСЛОВИЯХ Г. СВИРСКА (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Гордеева О. Н., Белоголова Г.А.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: gordeeva@igc.irk.ru

Изучение миграции макро- и микроэлементов из почв в растения в природно-техногенных условиях в настоящее время является актуальной задачей. Это связано с тем, что некоторые микроэлементы относят также к тяжелым металлам, в повышенных концентрациях обладающих токсичными свойствами по отношению к живым организмам (медь, цинк, марганец). Мышьяк, кадмий и свинец обладают выраженными токсичными свойствами, необходимость их для нормального развития растений и животных либо крайне низкая, либо является недоказанной [Елпатьевский, 1993; Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989].

Техногенные источники, расположенные на территории Южного Прибайкалья, часто соседствуют с аграрными ландшафтами, что создает потенциальную опасность включения токсичных элементов в пищевые цепи. В число основных техногенных источников загрязнения региона входит промплощадка Ангарского металлургического завода (АМЗ), расположенного в г. Свирске. На территории города имеется также аккумуляторный завод, являющийся источником Pb, Zn и Hg. В настоящем исследовании рассматривается биодоступность макро- (K, P) и микроэлементов (Mn, Cu, Zn, As, Cd, Pb) в почвах г. Свирска и его окрестностей.

Материалами исследования послужили почвы, дикорастущие и сельскохозяйственные растения, плодовые тела высших грибов, отобранные в г. Свирске, его окрестностях и на условно-фоновых участках. Все пробы почв и растений высушены до воздушносухого состояния (грибы при температуре 30° С) и проанализированы методом атомной абсорбции, картофель фоновый участка (поселки на побережье оз. Байкал) – методом ICP-MS.

Почвы и растения лесных ландшафтов. В таблице 1 представлены новые данные о содержаниях некоторых макро- и микроэлементов в почвах (гор. A₀+A) и растениях лесопарковых зон г. Свирска, удаленных от промплощадки АМЗ, и в окрестностях города.

Таблица 1

Средние содержания макро- и микроэлементов в почвах, растениях и грибах

Проба	K %	P %	Mn мг/кг	Cu мг/кг	Zn мг/кг	As мг/кг	Cd мг/кг	Pb мг/кг
Почвы								
г. Свирск, n=6	1.49	0.08	870	28.3	82.7	35.4	0.242	119.5
ПДК / ОДК почв ¹	–	–	1500	33-132	55-220	2-10	0.5-2	32-130
Региональный фон ²	1.4-1.7	–	1046-1200	46-51	84-91	–	–	10
Кларк ³	1.36	0.08	850	23.9±2.7	50-90	5-8.7	0.48±0.09	10-40
Растения								
Травы, n=3	1.38	1.83	76.3	4.23	31.7	0.075	0.010	2.26
Листья березы, n=4	0.72	1.58	195	18.3	131	0.075	0.059	4.29
Грибы, n=6	3.38	3.82	12.2	74.7	125	3.19	0.630	1.33
Грибы (фон ⁴), n=2	3.18	3.51	21.5	17.6	61.0	0.25	0.640	0.26
Кларк ³	0.3	0.07-0.12	112-630	1-33	3.0-160	0.02-0.3	0.005-0.6	0.1-2.7

¹Контроль..., 1998. ²Гребенщикова и др., 2008. ³Виноградов, 1957; Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989.

⁴Усть-Ордынский Бурятский округ.

В отличие от сильно загрязненных техногенных почв вблизи АМЗ [Гордеева и др., 2010], концентрации большинства изученных элементов в лесных почвах города и его окрестностей находятся в пределах кларковых значений и не превышают допустимые нормы. Исключением является As, средние содержания которого в этих почвах составляют 3.5 ОДК. Концентрации Pb в лесных почвах на порядок выше регионального фона. Повышенные содержания в почвах двух этих элементов связаны, прежде всего, с

мышьяковыми отвалами АМЗ, материалы которого использовались для отсыпки дорог на изучаемой территории. Дополнительным источником Рb в почвах является аккумуляторный завод, а также выбросы автотранспорта. Максимальные содержания этого металла в почвах вдоль автодорог г. Свирска составляют 250 мг/кг.

Концентрации элементов в изученных растениях не всегда коррелируют с их валовыми содержаниями в почвах, хотя в целом отмечается увеличение бионакопления элементов-токсикантов вблизи техногенной аномалии. Установлено, что содержания As и Cd в надземных частях кровохлебки [Гордеева и др., 2010], произрастающей в 5-10 м от промплощадки АМЗ, на 1-2 порядка (Рb в 1,8 раза) выше, чем в кровохлебке, отобранной в окрестностях г. Свирска (рис. 1). Концентрации биофильных элементов (К, Р, Мn) в растениях этого вида, напротив, уменьшаются вблизи АМЗ и увеличиваются в окрестностях города. Содержания Cu и Zn в кровохлебке лесной и техногенной зон города отличаются незначительно.

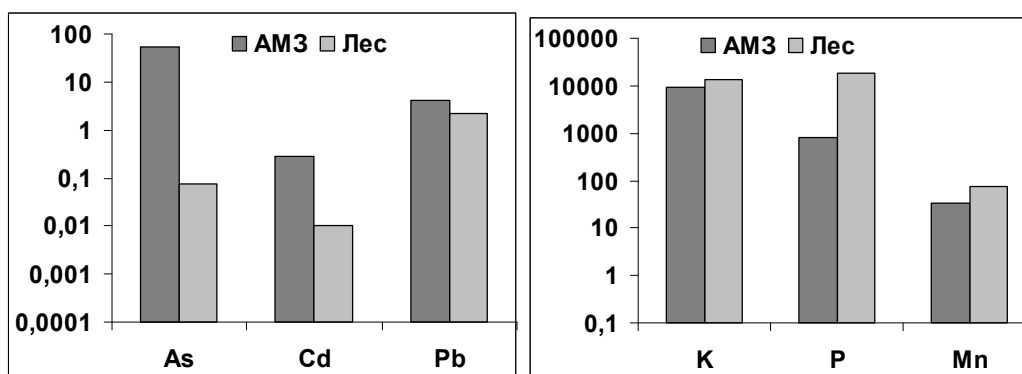


Рис. 1. Средние содержания макро- и микроэлементов в кровохлебке аптечной, мг/кг

Полученные данные свидетельствуют о снижении биодоступности необходимых элементов питания растений при увеличении поступления в них элементов-токсикантов в условиях техногенного стресса.

Одним из главных факторов, определяющих биодоступность химических элементов, является их подвижность в почвах. Ранее [Гордеева и др., 2010] было установлено, что в техногенно загрязненных почвах вблизи отвалов АМЗ подвижность всех тяжелых металлов резко возрастает, чему способствуют кислые значения рН почвенного раствора. Увеличение концентраций тяжелых металлов в подвижных фракциях почв промплощадки АМЗ привело к значительному накоплению металлов и As в произрастающих на этих почвах растениях. И напротив, снижение доли подвижной фракции тяжелых металлов и As в почвах лесной зоны г. Свирска и его окрестностей способствовало уменьшению бионакопления этих элементов, что видно на примере кровохлебки аптечной (рис. 1).

Бионакопление в значительной мере определяется видовой принадлежностью растений. Изучение растений, отобранных в окрестностях г. Свирска на удалении от промплощадки АМЗ, показало, что листья березы (нижняя часть кроны) аккумулируют Mn, Cu, Zn и Cd в больших концентрациях, чем кровохлебка. Содержания указанных металлов в растениях обоих видов находятся в пределах кларков.

Тем не менее, количества Zn в листьях березы на порядок превышают его содержания в почвах. Среди тяжелых металлов Zn, как и Mn, обладают повышенной биофильностью и имеют свойство накапливаться в листьях [Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989] и березовом соке [Елпатьевский, 1993; Белоголова, Матяшенко, 2010]. Кроме того, отмечается повышенное, относительно кларков, накопление Рb листвой березы, что может быть обусловлено не только влиянием АМЗ, но и аккумуляторным заводом, выбросами автотранспорта.

В изученных древесно-травянистых растениях установлены также высокие, по сравнению с кларками, содержания К и Р. Оба вида растений аккумулируют Р в количествах, на два порядка превышающих содержания его в почвах, что объясняется высокой биофильностью К и Р, участием их в жизненно важных физиологических процессах.

Грибы значительно отличаются от растений способностью аккумулировать макро- и микроэлементы, в том числе тяжелые металлы (табл. 1). Это связано с биологическими особенностями строения грибов, плодовые тела которых растут на мицелии, простирающемся на сотни метров в верхнем горизонте почв. Вся поверхность мицелия впитывает различные химические элементы, которые затем поступают в карпофоры. Установлено, что концентрации К, Cu и Cd в плодовых телах грибов в 2.3-2.6 раз, а Р и Zn на 1-2 порядка больше их концентраций в почвах. В то же время для грибов отмечается меньшая аккумуляция Mn и Pb по сравнению с растениями.

Выявлено повышенное накопление As, Pb, Cu и Zn грибами, произрастающими на территории г. Свирска и в его окрестностях, относительно грибов фонового участка. Этот факт характеризует специфику техногенных ландшафтов г. Свирска, где основными элементами-загрязнителями являются As, Pb, Cd, Cu, Zn и некоторые другие.

Кадмий накапливается в грибах независимо от степени загрязнения ландшафта – концентрации его одинаковы на фоновом и техногенном участках. Причиной повышенной аккумуляции Cd, как и других тяжелых металлов, грибами может быть способность металлов связываться сульфгидрильными группами специфических белков – металлотионеинов, входящих в состав «белковых» организмов, к которым относятся и грибы. Последнее свойство можно рассматривать как механизм закрепления и детоксикации тяжелых металлов. Кроме того, известно, что между Cd и Zn, в силу геохимического сродства, возможен биологический изоморфизм, в результате которого Cd поглощается грибами и растениями активнее Zn [Елпатьевский, 1993; Кабата-Пендиас, Пендиас, 1989].

Почвы и растения сельскохозяйственных ландшафтов. Почвы дачных участков г. Свирска, как и лесные почвы, характеризуются высокими концентрациями As и Pb, превышающими допустимые нормы (табл. 2). В целом, в пахотном горизонте этих почв повышены, относительно условно-фоновому участку, содержания всех изученных макро- и микроэлементов, в том числе наиболее опасных тяжелых металлов. Это обусловлено тем, что дачные участки расположены в 200-500 м от промплощадки мышьякового завода. В результате многолетней водной, воздушной, механической миграции техногенных частиц АМЗ, содержащих различные элементы, в том числе тяжелые металлы, произошло заметное увеличение их концентраций в сельскохозяйственных почвах города. Это загрязнение носит локальный характер, о чем свидетельствуют низкие содержания химических элементов в пахотных почвах окрестностей г. Свирска, сопоставимые с условно-фоновыми почвами. Несмотря на это, во всех изученных сельскохозяйственных почвах установлено превышение концентраций Cu, Zn и Pb относительно обычного их содержания в почвах данной категории (табл. 2). Для As это превышение выявлено только в почвах дачных участков.

Таблица 2

Средние содержания макро- и микроэлементов в сельскохозяйственных почвах и растениях

Проба	К %	Р %	Mn мг/кг	Cu мг/кг	Zn мг/кг	As мг/кг	Cd мг/кг	Pb мг/кг
Почвы								
Г. Свирск (дачи) n=8	1.74	0.160	820	56.5	159	123	0.41	297
Окрестности г. Свирска, n=3	1.70	0.085	860	31.7	88.3	12.3	0.17	26.7
Условный фон ¹ , n=8	1.75	0.081	1000	32.9	91.0	11.2	0.20	20.5
Обычное в почвах ²	–	–	–	1-20	3-50	0.1-20	0.1-1	0.1-20
ПДК почв ²	–	–	–	100	300	20	3	100
Растения								
Картофель (г. Свирск), n=7	2.07	1.35	9.4	3.30	18.3	0.54	0.022	0.105
Картофель (фон ³), n=4	–	0.088	4.3	2.80	10.3	0.011	0.006	0.030
Картофель (г. Усолье ⁴), n=2	3.01	2.08	7.0	3.30	24.5	0.05	0.028	0.110
Морковь (г. Свирск), n=2	2.86	1.68	14.7	2.25	22.5	2.34	0.050	0.185
Морковь (г. Усолье ⁴), n=2	2.92	2.35	6.55	3.70	25.0	0.05	0.022	0.130

¹В 15 км от г. Свирска. ²Для пахотных почв [Klock, 1980]. ³Оз. Байкал. ⁴Г. Усолье-Сибирское.

Сельскохозяйственные растения проявляют те же закономерности бионакопления, что и древесно-травянистая растительность, грибы. Различные виды овощных культур также отличаются способностью аккумулировать химические элементы. Установлено, что картофель г. Свирска в меньшей степени накапливает изученные элементы по сравнению с морковью, отобранной там же. Специфика техногенно загрязненной территории г. Свирска проявляется в том, что выращенные в его пределах овощи содержат повышенные на 1-2 порядка количества As по сравнению с промышленным г. Усолье-Сибирское и условно-фоновым участком, расположенным на побережье оз. Байкал. Это свидетельствует о том, что в пахотных почвах г. Свирска As находится в доступных для растений формах. Проведенные ранее исследования [Гордеева и др., 2010] подтверждают, что доля подвижного As в почвах дачных участков г. Свирска достаточно высокая, выше, чем в технозомах вблизи АМЗ.

В целом тенденция повышенного, относительно фона, бионакопления потенциально опасных и токсичных элементов (Cu, Zn, As, Cd, Pb), как и необходимых элементов питания (P, Mn), прослеживается для всех овощей, выращенных в пределах промышленных городов (табл. 2).

Таким образом, биодоступность химических элементов в природно-техногенных условиях зависит от разных факторов. Среди них главное значение имеют формы нахождения элементов в почвах. Увеличение доли подвижных фракций тяжелых металлов в почвах приводит к возрастанию накопления их растениями и, одновременно, к снижению поступления основных элементов питания. Миграция As в системе «почва-растение», рассмотренная на примере г. Свирска, показывает, что увеличение подвижных форм этого элемента в почвах неизбежно приводит к накоплению его как в дикорастущих, так и культурных растениях. Последнее обстоятельство имеет важное значение в связи с возможностью поступления As в организм животных и человека.

Миграция химических элементов из почв в растения определяется также видовой принадлежностью растений. В связи с этим уровни содержания элементов в растениях, произрастающих в одинаковых геохимических условиях, сильно различаются.

Грибы можно отнести к организмам-аккумуляторам химических элементов, в том числе тяжелых металлов, что обусловлено особенностями биологического строения этих организмов. Свойство тяжелых металлов связываться с белковыми структурами грибов приводит к значительному накоплению в них элементов-токсикантов, но может также рассматриваться как механизм закрепления и детоксикации.

Работы выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ №12-05-00257-а.

Литература

Белоголова Г. А., Матяшенко Г. В. Береза (*Betula pendula* Roth) как индикатор эколого-геохимических условий в техногенных зонах Южного Прибайкалья // География и природные ресурсы. 2010. № 1. С. 63-70.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 238 с.

Гордеева О. Н., Белоголова Г. А., Гребенщикова В. И. Распределение и миграция тяжелых металлов и мышьяка в системе «почва-растение» в условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии. 2010. №3. С. 108-113.

Гребенщикова В. И., Лустенберг Э. Е., Китаев Н. А., Ломоносов И. С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья (Байкальский геоэкологический полигон) / под научн. ред. акад. М. И. Кузьмина. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 234 с.

Елпатьевский П. В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах. – М.: Наука, 1993. – 253 с.

Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. 440 с.

Контроль химических и биологических параметров окружающей среды / под ред. Исаева Л. К. – СПб: эколого-аналитический информационный центр «Союз», 1998. – 896 с.

Klock A. Richtwerte-80. Orientierungsdaten for tolerierbare Gesamtgehalte einiger Elemente in Kulturbuden // Mitteilungen VDLUFA. 1980. H. 1-3. S. 9-11.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Гребенщикова В.И.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск,
e-mail: vgreb@igc.irk.ru*

Эколого-геохимическое изучение окружающей среды приобретает в настоящее время большое значение, так как результатом является определение территорий, благополучных для проживания человека. Окружающая среда состоит из многих сопряженных компонентов. Интерес представляет накопление и перераспределение токсичных элементов в биотических и абиотических компонентах в экосистеме в целом или в некоторых сопряженных ее составляющих: коренные породы-почва-снеговой покров-вода-донные осадки-продукты питания-биосубстраты человека и др. Эколого-геохимические исследования проводились как на всей территории Байкальского региона, так и в районах промышленных городов и некоторых рудных месторождений. Анализы элементов выполнялись в аккредитованном Аналитическом секторе ИГХ СО РАН. Рассмотрим выявленные закономерности на примере отдельных токсичных элементов.

Коренная порода-почва-донные осадки-вода. Область повышенных содержаний ртути в различных компонентах окружающей среды Байкальского региона образует широкую полосу по левобережью р. Ангары от озера Байкал до города Зима. Этот район представляет собой Ангаро-Ленскую структурно-формационную зону, где преимущественно распространены карбонатно-глинистые породы (R_3), карбонатно-галогенно-гипсоносные, алевролит-песчаниковые отложения ($V-P_z$) и породы юрского угленосного бассейна – алевролиты, конгломераты, песчаники, угли. С одной стороны, повышение содержаний ртути в этой области в почвах связано с угленосными породами, с другой – они могут отражать зону глубинного разлома, фиксируемого руслом реки Ангары, поскольку известны данные о повсеместной приуроченности относительно повышенных концентраций ртути к зонам тектонических нарушений, в том числе и к Байкальской рифтовой зоне. Так, повышенные содержания ртути отмечены в воде Байкала на глубине 600-1200 м, где ее содержание в 2-5 раз выше, чем в поверхностной воде Байкала (2-25 м), но не превышает предельно допустимой концентрации (ПДК) (аналитик Л.Д. Андрулайтис). Известно также заметное повышение содержаний ртути в воде глубинных источников и в воде истока реки Ангары во время землетрясений (1998-1999 гг.) [Коваль и др., 2003] или ураганов (2004 г.).

Источником техногенной Hg в почвах в Байкальском регионе являются химические предприятия ООО «Усольхемпром» (г. Усолье-Сибирское), ООО «Саянскхимпласт» (г. Зима), где ранее использовался ртутный электролиз. Еще одним источником поступления Hg являются угледобывающие предприятия Прибайкалья и воздушный перенос ее при сжигании угля на ТЭЦ. В сельскохозяйственных областях отмечается агрохимическое загрязнение почв, где в качестве удобрения ранее использовался препарат гранозан, содержащий Hg. Относительно повышенные содержания Hg, обусловленные техногенными источниками, отмечаются преимущественно в верхних горизонтах почв, а стабильные содержания Hg во всех горизонтах почв обусловлены природными источниками – коренными породами.

Несмотря на большой техногенный пресс за счет промстоков с химических предприятий, содержание Hg в речных водах региона и в воде Братского водохранилища ниже ПДК для питьевой воды, так как Hg локализуется в основном на геохимических барьерах. Однако при аварийных сбросах сточных вод с промышленных предприятий седиментационный барьер не «справляется», и содержание Hg в воде временно увеличивается.

Проведенные исследования показали, что на всей территории Прибайкалья средние содержания Hg во всех компонентах окружающей среды не превышают средних содержаний по мировым данным, и рассматриваемая территория (за исключением химических

промплощадок) относится к группе относительно удовлетворительного состояния. Вместе с тем, геохимической особенностью почв региона является избыточное среднее содержание ртути относительно кларка в земной коре ($4.5 \times 10^{-6}\%$) практически на всей территории Прибайкалья.

Снег-почва. Каждый промышленный город Байкальского региона имеет свою геохимическую специфику в плане наличия разных предприятий – химические, металлургические, строительные или закрытые после войны заводы. По основным токсичным элементам (Hg, Pb, Be, Zn, Cu, As, Cd, F и др.) отчетливо выделяются по составу снеговой воды, твердого осадка снега и по химическому составу почв следующие города Прибайкалья: Усолье-Сибирское (повышенные содержания Hg, Si, B), Зима (Hg, Co), Шелехов (F, Be, Al), Свирск (As, Cd, Pb, Zn), Ангарск (Mo, U, S). Между отмеченными повышенными содержаниями элементов в каждом городе отмечается корреляция.

Коренная порода-почва-вода-растение. Влияние минерального и химического состава коренных пород на сопряженное почвообразование известно уже давно. Нами это подтвердилось на нескольких примерах в регионе, в частности на химическом составе почв, развитых на карбонатитах Белозиминского тантал-ниобиевого месторождения (Восточный Саян). Определение содержаний Nb, Ta, U, Th в пробах пород, почв и золе растений проводилось методом рентгенофлуоресцентного анализа (аналитик Т.С. Айсуева), а в воде – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (аналитики Е.В. Смирнова, Н.Н. Пахомова).

Содержания элементов в карбонатитах существенно различаются, что связано с наличием в них рудных минералов. Содержания Nb варьируют от 9 (в нерудных образцах) до 1052 мг/кг. Содержание Ta достигало 38 мг/кг, однако он обнаружен не во всех пробах. В пробах с повышенным содержанием Ta также обнаруживаются и повышенные содержания U (до 45 мг/кг). Содержания Th в породах изменялись от 3 до 187 мг/кг (среднее 71 мг/кг). Региональный фон урана в коренных породах составляет 1.3 мг/кг, а тория – 3.8 мг/кг [Гребенщикова и др., 2008]. Измерение мощности эквивалентной дозы гамма-излучения проводилось с помощью дозиметра ДКГ-07Д «Дрозд». В различных пунктах измерений она варьировала от 0.18 до 4.34 мкЗв/час, что соответствует 1.6-38.0 мЗв/год при норме 1 мЗв/год для населения. Наибольшие значения выявлены в приземном слое воздуха на разрушенной фабрике, что в первую очередь связано с высокими содержаниями Th и U в техногенных отходах. По радиэкологическому фактору пос. Белая Зима ранее был признан зоной экологического бедствия [Государственный доклад..., 1996] и прекратил свое существование.

Почвы этого района по показателю кислотности характеризуются близкой к нейтральной или слабокислой реакцией среды. По химическому составу все почвы характеризуются низкими содержаниями SiO₂ и высокими – Ca, Sr, P, а также редких и рассеянных металлов. Изучение распространения Ta, Nb, U, Th в почвах показывает повышенные их содержания, так как почвы унаследуют химический состав пород (табл. 1). Для Nb и Ta характерным оказалось увеличение их содержаний с глубиной. Уран достаточно равномерно распределен в профиле горной дерново-карбонатной выщелоченной почвы. Для Th в разных типах почв заметных изменений содержаний не обнаружено. Региональный фон U в аккумулятивных горизонтах почв Прибайкалья составляет 2.01 мг/кг, а Th – 6.26 мг/кг [Гребенщикова и др., 2008]. Дополнительный техногенный привнос в почвы токсичных металлов, очевидно, был связан с переработкой тантал-ниобиевых руд. Анализ химического состава проб техногенной пыли, взятой на заброшенной фабрике, показал, что содержания элементов здесь достигают очень высоких значений: Nb до 16.69 %, Ta 0.443 %, Th 0.29 %. По сравнению с этими элементами, пыль в меньшей степени обогащена U до 50 мг/кг (0.005 %).

С целью изучения вовлечения Nb и Ta в биологический круговорот изучался химический состав растений: хвоя пихты, зеленые части злаковых, папоротников, лютиков.

В золе этих растений изучаемые элементы методом РФА не были обнаружены, что может свидетельствовать об их низком вовлечении в биогенный круговорот (несмотря на высокое содержание в почвах).

Таблица 1

Содержание в почвах ниобия, тантала и радиоактивных элементов, мг/кг				
Почвенный горизонт	Nb	Ta	Th	U
Горная дерново-карбонатная выщелоченная почва на делювии карбонатитов				
A ₀ (На массу золы)	87	Не опр.	Не опр.	Не опр.
A	1756	96	43	23
AB _m	1451	90	40	25
B _m	3198	143	51	24
Аллювиально-луговая				
A	373	< 30	31	6
B	262	< 30	47	9

Химический состав донных отложений реки (в районе поселка) отражает химический состав почв и почвообразующих пород. Здесь также обнаружены повышенные содержания (мг/кг) Nb (450), U (8) и Th (42).

Изучение химического состава воды не выявило активной водной миграции элементов, что связано как с особенностями формирования водного стока, так и с малой миграционной способностью Nb, Ta и Th [Перельман, 1961]. Воды реки характеризуются низкой минерализацией (71 мг/дм³), характерной для рек региона в целом, а также низкими содержаниями изученных элементов (мкг/дм³): Nb 0.0005; Ta 0.0003; Th 0.0013; U 0.056.

Коренные породы и дренирующие их поверхностные воды. Характерной особенностью Ангаро-Витимского батолита, занимающего около 150 тыс. кв. км вдоль восточного побережья озера Байкал, является отсутствие в слагающих его гранитах отрицательной аномалии Eu, что обычно не характерно для гранитов и даже, наоборот, в некоторых разновидностях гранитов батолита присутствует положительная европиевая аномалия (Eu/Eu* – 1.1-4.0). На западном побережье озера магматические породы с таким характером распределения редкоземельных элементов не имеют распространения.

Сравнение распределения редкоземельных элементов в гранитах и в воде восточных притоков Байкала показывает, что положительные Eu аномалии в гранитах, занимающих значительную площадь, наследуются водой дренирующих притоков при взаимодействии воды с гранитами Ангаро-Витимского батолита, и характер распределения Eu в воде вообще является характеристикой пород водосборных территорий. С другой стороны, наличие положительной Eu аномалии в воде притоков [Склярова, Скляров, 2009] указывает на широкое распространение гранитоидов с положительной аномалией Eu в спектре редкоземельных элементов на территории батолита. С западной стороны Байкала в воде притоков отсутствует положительная аномалия Eu как в породах, так и в воде притоков.

Продукты питания-биосубстраты человека. Продукты питания являются одним из основных источников поступления токсичных элементов в организм человека. Исследуя микроэлементный состав органов и тканей рыб, овощных растений можно получить наиболее объективную биогеохимическую оценку экосистем. Мышьяк и ртуть являются одними из самых опасных химических экотоксикантов, поскольку имеют широкое распространение в объектах окружающей среды Прибайкалья и вызывают тяжелые последствия в живых организмах. Результаты анализов показали, что в мышечной ткани рыб Братского водохранилища содержание As (район г. Свирска, где находится разрушенный завод по производству мышьяка) и Hg (район г. Усолъе-Сибирское, химическое предприятие) превышали уровень ПДК и фоновые значения на 2-3 порядка [Коваль и др., 2008; Пастухов и др., 2008]. В местных овощных культурах (картофель, капуста, свекла,

морковь и др.) в районе г. Свирска также повышено содержание As, а в районе г. Усолье-Сибирское – Hg [Белоголова и др., 2009; Гордеева и др., 2010].

В биосубстратах человека токсиканты могут накапливаться до высоких пределов. Особенно четко это проявлено на примере интенсивного накопления Hg, Pb, As и Cd в волосах детей [Склярова и др., 2010]. Исследование влияния техногенной нагрузки в промышленных городах Прибайкалья на элементный состав волос его жителей показало, что содержание Al, Mn, Cd и Pb более, чем на порядок, превышают установленные физиологические нормативные значения.

Таким образом, в пределах Байкальского региона установлена отчетливая корреляция элементов между различными сопряженными компонентами окружающей среды и биосубстратами человека.

Литература

Белоголова Г.А., Гордеева О.Н., Коваль П.В., Джао К.Х., Гао Г.Л. Закономерности распределения и формы нахождения тяжелых металлов в техногенно-трансформированных черноземах Южного Приангарья и Северо-Восточного Китая // Почвоведение. 2009. №4. С. 1-12.

Гордеева О.Н., Белоголова Г.А., Гребенщикова В.И. Распределение и миграция тяжелых металлов и мышьяка в системе «почва-растение» в условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье) // Проблемы региональной экологии. 2010. №3. С. 108-113.

Государственный доклад. О состоянии окружающей природной среды Иркутской области в 1995 г. – Иркутск. 1996. – 227 с.

Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Китаев Н.А., Ломоносов И.С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья (Байкальский геоэкологический полигон). – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2008. – 236 с.

Коваль П.В., Бутаков Е.В., Виноградова Т.П., Пастухов М.В., Удодов Ю.Н. Ртуть в биогеохимическом цикле Братского водохранилища и экологические последствия ртутного загрязнения // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. – М.: ИФЗ РАН. 2008. Т. 4. С.97-112.

Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Андрулайтис Л.Д., Саньков В.А., Гапон А.Е. Ртуть в воде истока р. Ангары: пятилетний тренд концентрации и возможные причины его вариаций // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 2. С. 235-238.

Пастухов М.В., Гребенщикова В.И., Андрулайтис Л.Д., Рязанцева О.С., Азовский М.Г. Биоаккумуляция ртути рыбами Братского водохранилища // Материалы объединенной III Всероссийской конференции по водной токсикологии, посвященная памяти Б.А. Флерова «Антропогенное влияние на водные организмы и экосистемы» и конференции по гидроэкологии «Критерии оценки качества вод и методы нормирования антропогенных нагрузок» (п. Борок, 11-16 ноября 2008 г.). 2008. С.66-70.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Географгиз. 1961. – 496 с.

Склярова О.А. Андрулайтис Л.Д. Белоголова Г.А. Микроэлементный состав волос – биоиндикатор антропогенной нагрузки территории (на примере промышленных районов Иркутской области) // Геоэкологические проблемы современности. Доклады 3-й Международной конференции. Владимир. 2010. С. 271-273.

Склярова О.А., Скляров Е.В. Геохимическая специфика водосборного бассейна как определяющий фактор распределения редкоземельных элементов в притоках озера Байкал. Материалы совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». 2009. Вып. 7. Т. 2. С. 87-90.

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОДЕРЖАНИИ УРАНА И ТОРИЯ В ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ ГОРОДСКОЙ ТЕРРИТОРИИ ИРКУТСКА И ЕГО ПРИГОРОДА

Грицко П.Ц., Гребенщикова В.И., Айсуева Т.С.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г.Иркутск,
e-mail: rysya-87@mail.ru*

Почвы содержат широкую гамму радиоактивных элементов естественного и техногенного происхождения. Особое внимание к изучению содержаний радиоактивных элементов вызвано их способностью накапливаться в почвенном покрове, как в долговременной депонирующей среде, и возможностью их поступлению по трофическим цепям, в конечном итоге, в организм человека.

Почвенный покров г. Иркутска постоянно подвергается изменению под воздействием как природных, так и антропогенных факторов. Размещение города Иркутска в пониженной части рельефа способствует осаждению выбросов от промышленных предприятий, ТЭЦ и автотранспорта в его котловинной части, а климатические условия не способствуют достаточному рассеиванию поллютантов [Шергина, Михайлова, 2007].

Цель данной работы – оценить степень антропогенной нарушенности почвенного покрова крупного промышленного города Иркутска на основании более новых результатов исследования содержаний в верхнем горизонте почв урана и тория.

Объектом исследования послужили городские почвы и естественные природные почвы в окружении Иркутска и его сопредельных территорий, расположенные в различных функциональных зонах (промышленных, селитебных, природно-рекреационных). В основном пробные площади в городе находились в местах, наиболее подверженных антропогенному воздействию.

Исследуемая территория города и его окружения по заранее составленной и адаптированной с учетом проходимости местности карте масштаба 1:100000 «разбивалась» на участки 1000x1000 м, на каждом из которых проводилось опробование почв и почвогрунтов. Одновременно проводилось сопряженное измерение мощности экспозиционной дозы гамма-излучения (МЭД). Измерение МЭД выполнялось дозиметром ДКГ-07Д «ДРОЗД» на уровне 1 м от поверхности земли.

Основные исследования проводились летом (июнь-август) 2010 г; в 2011 году было произведено повторное, по более густой сети (500x500 м) опробование почвенного покрова в точках, показавших максимумы значений концентраций радионуклидов. В общей сложности было отобрано и проанализировано 199 почвенных проб.

Для определения U и Th в почвах использовался неdestructивный рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). В отличие от геоаналитических методов, которые, как правило, основаны на разложении анализируемых объектов, РФА почв позволяет анализировать их без изменения естественного состояния. Рентгенофлуоресцентное определение U и Th выполняли на рентгеновском спектрометре S4 Pioneer фирмы Bruker AXS (Германия) в аналитической лаборатории ИГХ СО РАН (аналитик Т.С. Айсуева). Условия измерения: трубка с Rh-анодом, ускоряющее напряжение $V=50$ кВ, сила тока $I=40$ мА, кристалл LiF200. Излучатели для анализа готовили в виде прессованных таблеток на подложке из борной кислоты (усилие прессования 12 т). Для повышения прочности излучателей в качестве связки использован химически чистый синтетический воск.

Содержание определяемого элемента рассчитывали по интенсивностям с помощью процедуры α -коррекции, имеющейся в программном обеспечении SPECTRAplus. Повторяемость определения U и Th характеризуется относительным стандартным отклонением для U – 7 %, Th – 2 %. Предел обнаружения элементов составляет 1 мг/кг. Правильность методики определения U и Th в почвах оценивали с помощью стандартных образцов.

Результаты экспериментальных материалов подвергались статистической обработке с использованием программного пакета ArcGis методом Kernel interpolation: были построены моноэлементные карты площадного распределения тория, урана и их соотношения в поверхностном горизонте почвенного покрова города Иркутска и его периферии, на которых выделены собственно фоновые и так называемые, условно «аномальные участки», отражающие степень загрязнения почв.

Анализ полученных эмпирических данных проводили в сравнении с фоновым содержанием исследуемых поллютантов в верхнем горизонте почв по Байкальскому региону [Гребенщикова и др., 2008], которое для U составило 2.01 мг/кг, для Th 6.26 мг/кг. По результатам исследования в 2011 г. в почвах г. Иркутска и его окружения фоновое содержание U оказалось практически идентичным региональному фону – 2.1 мг/кг, Th – несколько выше регионального фона – 9.1 мг/кг. Среднее содержание урана составило 3,48 мг/кг, тория – 9.35 мг/кг. Для сравнения по А.П. Виноградову [1957] среднее содержание в гумусовых горизонтах почв для U составляет 1 мг/кг, для Th 6 мг/кг (табл. 1). В целом, в почвах города Иркутска разброс содержаний как урана (от < 1 до 44.9 мг/кг), так и тория (от 2.90 до 27.44 мг/кг) значителен, что свидетельствует о неоднородном характере распределения радионуклидов в почвенном покрове.

Таблица 1

Содержание урана и тория в поверхностном горизонте почв г. Иркутска и его окружения, мг/кг

Параметр	U	Th
Максимальное содержание	44.9	27.44
Минимальное содержание	0.5	2.9
Среднее содержание	3.48	9.35
Кларк [Виноградов, 1957]	1	6
Региональный фон в аллювиальных почвах Байкальского региона [Гребенщикова и др., 2008]	2.01	6.26
Локальный фон г. Иркутска*	2.1	9.1

*Локальный фон является медианой и рассчитан на основании анализов 199 проб почв по г. Иркутску и его окружению.

В результате исследования (2010 г.) в почвенном покрове города и периферии выявлены локальные «аномалии» содержаний радионуклидов, приуроченные, главным образом, к промышленным предприятиям, что связано со спецификой их деятельности. Максимальные концентрации урана проявились в виде трех небольших по площади участков в районе Иркутска-II: возле теплоэлектроцентрали, работающей на угле и вблизи взлетной полосы ОАО НПК «Иркут» (Иркутский авиазавод) – 23.30 мг/кг и 15.80 мг/кг соответственно, а также на острове Юность возле Детской железной дороги – 18.74 мг/кг.

Максимальные содержания тория сконцентрированы в Правобережном районе Иркутска: вблизи военной базы микрорайона Зеленый – 27.44 мг/кг, возле Радищевского кладбища – 16.94 мг/кг, а также на одном из дачных участков садоводства микрорайона Топкинский – 11.04 мг/кг.

Работа, проведенная в 2011 г., более локализовала ранее выявленные ореолы сосредоточения повышенных значений содержаний радионуклидов. Следует отметить, что практически все места, где обнаружены максимумы значений концентраций U и Th по результатам РФА в 2010 г., не подтвердили «свою аномальность» при повторном, более учащенном отборе проб.

Повышенные значения, как тория, так и урана, ограничились лишь одной точкой, что говорит о локальном и кратковременном источнике привноса поллютантов. Исключением

явилась почвенная проба (№ 6), отбор которой производился на о. Юность в непосредственной близости от Детской железной дороги (табл. 2). Эта проба выявила повышенные значения обоих радионуклидов в 2010 г. в самой точке и в 2011 г. в радиусе 500 м по обе стороны от опробуемой точки. По слухам, которые предстоит проверить будущими исследованиями, территория около Детской железной дороги была сформирована привозным грунтом из поселка Ангасолка Иркутской области. Более того, исследуемая почва содержала в себе мелкий обломочный материал (гравий), который был тщательно отобран из навески и отправлен на анализ.

Повышенными значениями U и Th относительно 2010 г. выделяется также проба № 2, которая взята непосредственно на газоне автозаправочной станции возле рынка «Покровский». Рассматриваемая территория замусорена промышленными и бытовыми отходами, в связи с этим, повышенные концентрации радионуклидов в данной пробе, вероятно, обусловлены техногенным источником – привезенным почвогрунтом.

Таблица 2

Сравнительные данные почвенного пробоотбора и измерений МЭД (мкЗв/ч) в 2010 и 2011гг. по городу Иркутску и его периферийным площадям, мг/кг

№№ пробы	U	Th	МЭД	Место отбора пробы
1	23.3	9.30	0.16	Иркутск-II, около взлетной полосы ОАО НПК "Иркут"
	5.4	8.4	0.14	
	2	6.2	0.13	
	2.6	7.4	0.13	
2	14.25	9.54	0.19	Предместье Марата, рынок «Покровский», АЗС
	15.4	10.5	0.14	
	8.9	9.8	0.14	
3	2.73	16.94	0.15	Радищевское кладбище
	2.1	15	0.15	
4	7.08	27.44	0.21	п. Зеленый, вблизи военной базы
	1.3	5	0.18	
5	13.13	11.04	0.17	мкр. Топкинский, садоводство
	3.5	11	0.13	
	1.8	8	0.13	
6	18.74	8.47	0.16	о. Юность, ДЖД
	44.9	11.1	0.12	
	18.9	9.5	0.14	

*Жирным шрифтом отмечены значения пробоотбора в 2010г.

Средний гамма-фон для Иркутской области, по данным наблюдений Иркутского межрегионального территориального управления Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, составляет 0.20 мкЗв/ч [Государственный доклад..., 2011].

Измерения МЭД гамма-излучения на исследуемой территории в местах повышенного содержания радионуклидов несколько превышают величину среднего гамма-фона, характерного для данной местности: минимальное значение 0.11 мкЗв/ч, максимальное – 0.26 мкЗв/ч (проявившееся непосредственно напротив взлетной полосы ОАО НПК «Иркут», Иркутский авиазавод и на острове Юность возле Детской железной дороги), фоновое значение, исходя из статистических расчетов, составляет 0.15 мкЗв/ч.

Полученные результаты распределения валового содержания Th и U в почвенном покрове Иркутска и его пригородных зон свидетельствуют о широкой изменчивости

содержаний этих элементов, которые зачастую превышают региональный фон. Более частое опробование вокруг точек, показавших максимумы содержаний поллютантов, выявило локальные техногенные источники, хоть и не занимающие значительную площадь на территории города и его периферии, но, тем не менее, требующие систематического контроля. Выявление подобных негативных процессов (источников) в почвах городских территорий позволит наиболее объективно подойти к решению вопроса об улучшении и сохранении природных свойств почв в условиях антропогенного пресса промышленного города и, более того, разработать перспективные мероприятия по улучшению и восстановлению почвенного покрова, сохранению его природного функционирования в экосистеме города.

Литература

Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. – Москва: Изд-во АН СССР, 1957. – 237 с.

Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2010 году. – Иркутск: ООО Форвард, 2011. – 400 с.

Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Китаев Н.А., Ломоносов И.С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья (Байкальский геоэкологический полигон). – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 234 с.

Шергина О.В., Михайлова Т.А. Состояние древесных растений и почвенного покрова парковых и лесопарковых зон г. Иркутска. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2007. – 200 с.

MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY OF LAKE MALYE CHANY BOTTOM SEDIMENTS

A.N. Zhdanova

*V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy SB RAS, Novosibirsk,
e-mail: zhdanova@igm.nsc.ru*

Lake Chany is located in the central part of Baraba steppe at the south of Western Siberia and it is the largest closed water basin between the Ob and Irtysh Rivers. The surface area of the lake is about 1707 km², with a mean depth of 2.2 m. The Kargat and Chulym rivers flow into the lake from the northeast. Lake Chany consists of three associated lakes, Lakes Bolshye Chany, Malye Chany and Yarkul, which are connected by narrow channels. Before 1972 Lake Bolshye Chany consisted of four pools, Chinyaikhinskii, Tagano-Kazantsevskii, Yarkov and Yudinskii. To decrease the surface area evaporation of lake and to increase the water level in the central part of Bolshye Chany there was constructed dam separated Yudinskii pool from Bolshye Chany. The Lake Malye Chany together with pools from Bolshye Chany forms a lake chain. The salinity of the chain increases from the point where the river flows into Lake Malye Chany to the innermost part of the lake complex, Yudinskii pool of Bolshye Chany. The chosen study sites were the central parts of Lake Malye Chany. The core (the length 360 cm) has been obtained from this part of the lake in 2006. The core from Lake Malye Chany was sampled at 10 cm. The aim of this work is the mineral and

chemical composition investigation of bottom sediments of Lake Malye Chany by methods of X-ray diffraction, IR-spectroscopy, XRF-SR.

It was established that the mineral association of Lake Malye Chany bottom sediments includes quartz, feldspars, carbonates, gypsum, bassanite, pyrite, mica, chlorite and kaolinite. The quartz and feldspars are more abundant in the lower part of the core at intervals from 360 to 156 cm and from 360 to 180 cm, respectively. At the upper part of the core the amounts of these minerals decrease about two times. Carbonates are presented by calcite and Mg-calcite with the amount of MgCO₃ from 4 to 10 mol. %. The former was observed at the interval from 360 to 108 cm and the latter was from 220 to 0 cm. Gypsum, bassanite and pyrite are observed only in the upper part of the core to the depth of 100 cm.

$\delta^{18}\text{O}$ carbonate values range from -11 to -5 ‰. The oxygen isotopic data are characterized by low values (-11 to -10‰) near the base of the core from 350 to 230 cm. In the middle part of the core (from 230 to 120 cm) $\delta^{18}\text{O}$ values increase from -8 to -5.5 ‰ and then they drop to -8.5 ‰ in the upper part of the core (120-10 cm). $\delta^{13}\text{C}$ carbonate values range from -6 to 0 ‰. The lowest $\delta^{13}\text{C}$ values (-6 to -5 ‰) are observed near the base of the core at the same interval where $\delta^{18}\text{O}$ values are also low. Following this decline, $\delta^{13}\text{C}$ values display a gradual overall increase upwards on the core.

In Malye Chany Lake, the Sr/Ca ratio in sediments reflects changes in mineralogy and in the past lakewater chemistry. Samples from 350 to 240 cm have low Sr/Ca ratio. The shift to Mg-calcite precipitation in interval from 230 to 130 cm doubled the Sr/Ca values. Upward on the core Sr/Ca values decreased gradually. The content of CaO and MgO sharply increased on the border of two lithological units (180 cm).

A multi-proxy approach, which integrates different (mineralogical and elemental composition, $\delta^{18}\text{O}$ carbonate and $\delta^{13}\text{C}$ carbonate) datasets, provides an opportunities to limit and constrain paleoclimatic interpretations. According to our datasets, we select three units. Unit I (350-230 cm) is characterized by low $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Sr/Ca values and absence of Mg-calcite that indicate high lake level and low salinity.

Across the transition from Unit I to Unit II (230-130 cm), $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Sr/Ca values increase and Mg-calcite precipitates. This data suggest evaporative concentration caused by elevated aridity. In Unit III (130-0 cm) the decreasing $\delta^{18}\text{O}$ and Sr/Ca values, increased organic and carbonate content are evidence for increased lake levels after the low stand of Unit II.

Integration of the results of studies of $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Sr/Ca ratio and changes in mineralogical composition provide a basis for interpreting the salinity, evaporation and chemical history of the Malye Chany Lake system better than if each of these techniques was applied in isolation.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МЕТАЛЛОВ В ПЫЛЕВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СНЕГОВОГО ПОКРОВА НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Королева Г.П., Белозерова О.Ю., Холодова М.С.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, korol@igc.irk.ru

С ростом антропогенных выбросов в окружающую среду неуклонно возрастает влияние человеческой деятельности на круговорот химических веществ, на их природный баланс. В ряде случаев этот баланс уже нарушен, вследствие чего повышаются концентрации отдельных веществ в биосфере в глобальном масштабе. Первые исследования снегового покрова проводились в Институте с начала 80-х годов, с 1991 года – в рамках Программы геохимического мониторинга и картирования природных сред. Методы отбора проб, их обработки и анализа разрабатывались в Институте в течение десятилетий. [Ломоносов и др., 1993; Пампура и др., 1993; Королева и др., 1998].

Свойство снега накапливать в своей массе поступающее из атмосферы вещество используется при оценке его привноса с воздушными потоками в ландшафтную сферу и её техногенного загрязнения. Твердые примеси, осаждаясь на поверхность почв, способствуют накоплению в их биогенном слое многих элементов, особенно тяжелых металлов. Возможно возникновение биогеохимических проблем, для предупреждения которых важна не только служба мониторинга, но и детальное изучение взвешенного вещества, поступающего в почвы, в частности, формы нахождения химических элементов.

За прошедший период накоплен обширный аналитический материал по химическому составу водной и твердой фаз снега, изучены химические и минеральные формы нахождения элементов, соотношение природной и техногенной составляющих твердой фазы снегового покрова, построены модели переноса металлов на акваторию озера Байкал через атмосферный канал от промышленных центров Приангарья. [Belozerova, Koroleva, 2010; Королева и др., 2001; Koroleva et al., 2005]. Формы нахождения химических элементов в твердой фазе снега изучались в городах Приангарья и на фоновых станциях двумя методами: 1. Метод постадийных вытяжек с рН от 1.8 до 7.0 – метод последовательных экстракций из одной навески пылевой составляющей снега с определением в полученных растворах содержаний металлов методом атомной абсорбции (аналитики: А.Г. Арсентьева, О.А. Пройдакова); 2. Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ (РСМА).

На территории Южного Прибайкалья на поверхность почв поступает за зимний период на 1м² в городах – от 1, до 70 г пыли; в степных районах – от 0.3 до 1 г; в затаеженных районах и фоновых станциях – от 0.0n до 0.n г. Изучение форм нахождения металлов в твердой фазе снега в гг. Шелехов и Иркутск методом постадийных вытяжек показало, что от 25 до 60 % количества металлов (Zn, Pb, Cu, Cd) связано с труднорастворимой частью, а значит наиболее устойчиво к разрушению после таяния снега. (Табл. 1). Следует отметить, что с легкоразрушаемыми силикатами также связано до 40% количества металлов. Во всех пробах отмечено наличие подвижной и легкообменной форм такого токсичного элемента, как кадмий (до 70 %), что делает его биодоступным для растений и способствует дальнейшей миграции. Таким образом, идет постепенное накопление твердого труднорастворимого вещества в верхнем почвенном горизонте. В период таяния снега рН снеговых вод от 4.5 до 6 (за пределами населенных пунктов) и от 6 до 10 (в городах) оказывает кратковременное воздействие на изученные формы нахождения металлов и практически не влияет на их растворение, поэтому опосредованное загрязнение почв является долговременным процессом. Это хорошо демонстрирует сравнение суммарных показателей загрязнения (Zс) и нагрузки (Zр) снегового покрова и почв в районе влияния Ирказа (Иркутский алюминиевый завод, г. Шелехов). Согласно исследованиям [Ревич и др., 1990] суммарные показатели загрязнения и нагрузки рассчитываются как суммы коэффициентов контрастности: $K_c = C/C_{\phi}$, $K_p = P/P_{\phi}$; $Z_c = \sum K_c - (n-1)$; $Z_p = \sum K_p - (n - 1)$, где С – содержание металла, С_φ –

фоновое содержание, Р – нагрузка металла за зимний период на единицу площади, Р_ф- фоновая нагрузка, n – число учитываемых аномальных элементов

Таблица 1.

Содержания металлов в вытяжках из твердой фазы снега

№ пробы, место отбора	Вид вытяжки, рН	Cd,%	Pb, %	Zn, %	Cu,%
С-10 (Шелехов)	Легкообменные ионы, рН 7	49.8	5.0	2.1	16.4
	Карбонаты, рН 3.5	24.1	9.5	15.4	11.8
	Органическое вещество, 30% H ₂ O ₂	3.2	0.86	0.87	23.2
	Легкоразрушаемые силикаты, рН <1.5	9.6	46.3	17.4	19.8
	Твердый остаток после вытяжек	27.3	30.3	24.1	25
С-11 (Шелехов)	Легкообменные ионы, рН 7	52	1.7	0.85	3.4
	Карбонаты, рН 3.5	12.7	13.3	11.7	10.7
	Органическое вещество, 30% H ₂ O ₂	10.5	1.8	0.92	8.3
	Легкоразрушаемые силикаты, рН <1.5	10	46.9	20.7	24.7
	Твердый остаток после вытяжек	24.6	31.8	45.6	48.4
С-536 (Ирказ)	Легкообменные ионы, рН 7	42.4	0	0.8	4.9
	Карбонаты, рН 3.5	17.9	15.2	12.0	11.1
	Органическое вещество, 30% H ₂ O ₂	10.6	0.82	0.73	6.3
	Легкоразрушаемые силикаты, рН <1.5	5.2	39.8	24.5	25.6
	Твердый остаток после вытяжек	38.2	38.1	43.8	44.4
С-20 (Иркутск)	Легкообменные ионы, рН 7	15.1	2.2	4	0.82
	Карбонаты, рН 3.5	26.4	10	21.1	12.5
	Органическое вещество, 30% H ₂ O ₂	3.4	0.65	3.8	11.1
	Легкоразрушаемые силикаты, рН <1.5	15.8	18.3	25.3	22.1
	Твердый остаток после вытяжек	35.4	61	43.8	54.2

Величины суммарных показателей, соответствующих разным уровням загрязнения снегового покрова и почв, приведены в Табл. 2 [Ревич и др., 1990].

Таблица 2.

Уровни загрязнения	Zc почв	Zc твердой фазы снега	Zp металлы в твердой фазе снега
низкий	8-16	32-64	1000
средний	16-32	64-128	1000-5000
высокий	32-128	128-256	5000-10000
очень высокий	128	256	10000

Для района влияния Ирказа суммарные показатели загрязнения (Zc) и нагрузки (Zp) в снеговом покрове и почвах рассчитывались по ряду аномальных элементов: Al, Be, Pb, Cu, Zn, Ag, Ni, Co, Cr, Mo, Cd (Табл. 3).

Таблица 3.

Станция наблюдений	Zc почв	Zc твердой фазы снега	Zp твердой фазы снега	Уровень загрязнения почв	Уровень загрязнения снега
Ирказ	11	117	1861	низкий	средний
Известковый завод	12	51	943	низкий	низкий, ближе к среднему
Ст. Олха (луг)	12	63	2130	низкий	средний

Из таблицы 3 видно, что вблизи Алюминиевого завода суммарные показатели загрязнения почв пока соответствуют градации «низкий», но приближаются к «среднему», а твердой фазы снега уже соответствуют градации «средний». Со временем при постоянном поступлении пылевых выпадений на подстилающие почвы металлы накапливаются в их толще и медленно удаляются. Так, согласно Кабата-Пендиас [1989], период полуудаления тяжелых металлов из почв составляет достаточно продолжительные периоды: для Zn – от 70 до 510 лет, для Cd – от 13 до 110 лет, для Cu – от 310 до 1500 лет, для Pb – 740 до 5900 лет.

Исследования методом РСМА позволили выделить антропогенную и техногенную компоненты в твердой фазе снега и установить их различное соотношение по районам с разной степенью техногенной нагрузки. На микроанализаторах Superprobe-733 и Superprobe JXA-8200 изучены фазовый и химический состав твердого осадка снега, размеры и формы фаз, однородность их распределения в фоновых районах и районах высокого антропогенного давления. Твердый осадок снега – смесь минеральных частиц хлопьевидной, сферической, округлой и правильной ограненной формы. Размеры выделяемых фаз изменяются от 1 до 300 микрон. Изменение фазового состава по городам и фоновым станциям с разной степенью антропогенной нагрузки отличается соотношением частиц природного и техногенного происхождения. Критерием для их разделения послужили разные формы выделения фаз и элементный состав. Природная компонента преимущественно состоит из частиц терригенного и биогенного происхождения, она хорошо выражена силикатной минеральной составляющей: полевыми шпатами, пироксенами, кварцем, алюмосиликатами, кальцитами, амфиболами, гранатами. Частицы сажи с соединениями углерода, карбонаты, карбиды и сульфиды металлов, обусловленные техногенными потоками, преобладают в районах высокого антропогенного давления. Соотношение природной и антропогенной компонент в твердом осадке снегового покрова разных территорий представлено на рисунке 1. В фоновых районах (Тибельти, Жемчуг, Б. Коты) природная компонента твердого осадка снега составляет 65-100 %, антропогенная – 30-35 %. В Иркутске и Саянске природная компонента составляет 60-62 %, в то время, как в городах с высоким антропогенным давлением (Шелехов, Ангарск, Усолье – Сибирское, Черемхово) она значительно меньше – 20-22 %, здесь преобладает антропогенная компонента – до 58-80 %. Таким образом, данные фазового и химического состава твердого осадка снегового покрова отражают минеральную

и геохимическую специфику действующих промышленных комплексов, что позволяет оценить уровень их техногенного воздействия.

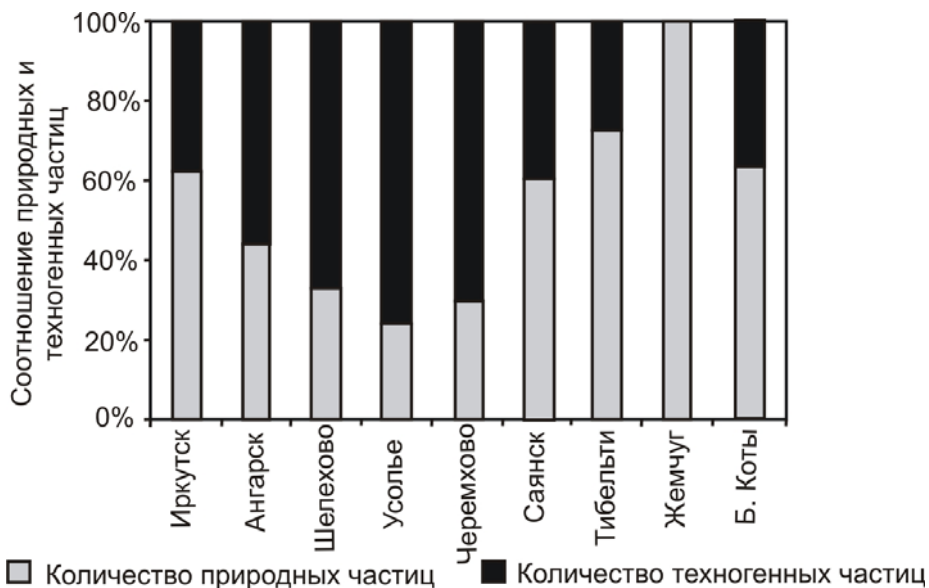


Рис. 1. Изменение фазового состава твердых осадков снегового покрова в районах с различной степенью техногенной нагрузки.

Комплексное исследование пылевой составляющей снегового покрова позволило оценить состав, поступление и накопление в подстилающих почвах твердого вещества (при тах пылевых нагрузках до 70 г/м^2), критические количества которого при изменении кислотности атмосферных осадков могут провоцировать обвальные процессы деградации экосистемы уже после прекращения промышленной деятельности.

Литература

- Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М. Мир. 1989. 439 с.
- Королева Г.П., Верховина А.В., Гапон А.Е. Геохимический мониторинг загрязнения снегового покрова металлами – этоксикантами (Южное Прибайкалье) // Инженерная экология. 2005. № 3. С. 22-34.
- Королева Г.П., Горшков А.Г., Виноградова Т.П., Бутаков Е.В., Мариняте И.И., Ходжер Т.В. Исследование загрязнения снегового покрова для депонирующей среды (Южное Прибайкалье) // Химия в интересах устойчивого развития. – М: Из-во СО РАН, 1998. № 6. С. 327-337.
- Ломоносов И.С., Макаров В.Н., Хаустов А.П. и др. Экогеохимия городов Восточной Сибири. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1993. – 108 с.
- Пампура В.Д., Ломоносов И.С., Гапон А.Е. и др. Геохимические исследования и картографирование снегового покрова Прибайкалья // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. Обзорная информация, МГП, Геоинформмарк, Москва, вып. 7, 1993, 43с.
- Ревич Б.А., Сает Ю.Е., Смирнова Р.С. Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. – М. 1990. – 67 с.
- Belozeroва O.Yu., Koroleva G.P. Application of X-ray electron probe microanalysis for snow cover geochemical monitoring in Lake Baikal Region // Proceeding National of the Academy of Sciences Bulgaria. Materials of 10-th International Multidisciplinary Scientific Ceo-conference. V. 2: Ecology and Environmental Protection. - Bulgaria, Albena: SGEM, 2010, P. 419-425.
- Koroleva G.P., Antipin V. S., Kosov A.A., Mitichkin M.A. Contribution of the eolian material in composition of the botton sediments at Academician ridge and Buguldeika saddle of the lake Baikal. International Workshop for the Baikal & Hovsgol Drilling Project in Ulaanbaatar, Mongolia, 2001, p.35.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗЕРА КОТОКЕЛЬ

Кострова¹ С.С., Майер² Х., Чаплыгин² Б., Безрукова¹ Е.В.

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: kostrova@igc.irk.ru; bezrukova@igc.irk.ru*

² *Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, г. Потсдам, Германия,
e-mail: hanno.meyer@awi.de; bernhard.chapligin@awi.de*

Изотопные данные позволяют решить комплекс научных задач, таких, как получение информации о происхождении и условиях образования геологических объектов, возможность реконструкции физико-химических параметров геологических процессов, а также природной среды и климата на планете [Фор, 1989]. На данный момент с помощью изотопно-кислородного метода подробно изучены ледники Гренландии и Антарктиды [Котляков и др., 1991; Васильчук, Котляков, 2000], донные отложения морей, океанов [Имбри, 1988; Dawson et al., 1992], а также многих озер [Leng et al., 2004; 2006].

Изотопный состав кислорода исследован в створках диатомовых водорослей, выделенных из голоценового интервала 12-м керна донных отложений, отобранного в южной части озера Котокель (52°47' с.ш., 108°07' в.д., глубина воды ~ 3.5 м) в августе 2005 года с помощью керноотборника типа «Ливингстон» (Livingston-type piston corer). Литологическое описание свидетельствует, что верхние 506 см керна, отложенные в течение последних ~11650 лет, представлены мягкой коричневатой-черной гиттией. Возрастная модель, построенная для всего осадочного разреза и применяемая в настоящем исследовании, базируется на AMS радиоуглеродных датах. Начало голоцена подтверждается результатами пыльцевого и диатомового анализов [Bezrukova et al., 2010].

Извлечение створок диатомовых водорослей из донных отложений осуществлялось с помощью многостадийной методики, разработанной в ИГХ СО РАН [Калмычков и др., 2005]. Степень чистоты полученных препаратов оценена методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и энерго-дисперсионной спектроскопии (ЭДС). Анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе ZEISS ULTRA 55, снабженном энерго-дисперсионной системой и детектором Ultra Dry SDD, в Германском научно-исследовательском центре геонаук (GFZ), Потсдам. Полученные образцы не содержали видимые примеси терригенного материала. Результаты ЭДС-анализа показали, что содержание Al_2O_3 в препаратах не превышает 0.1-0,86%.

Разложение створок диатомовых водорослей для изотопного анализа проводилось с помощью лазера в атмосфере B_2F_6 после предварительной дегидратации образцов в потоке инертного газа (He) при температуре 1100°C [Chapligin et al., 2010]. Определение $\delta^{18}O$ осуществлялось на масс-спектрометре PDZ Europa 2020 (Изотопная лаборатория Института полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия). Ошибка определения $\delta^{18}O$ (1 σ) оценивается величиной $\pm 0.25\%$. Результаты измерений $\delta^{18}O$ даны в отношении к международному стандарту VSMOW. Правильность полученных значений $\delta^{18}O$ контролировалась регулярными измерениями рабочего стандарта BFC (диатомит из графства Шапта, Калифорния), $\delta^{18}O$ которого составляет $28.80 \pm 0.18\%$ (1 σ , n=24) [Chapligin et al., 2011].

Для оценки современных гидрологических условий и выявления факторов, определяющих величину изотопного сигнала в створках диатомовых водорослей озера Котокель, в июле 2011 г. отобраны образцы озерной воды в его южной части, в непосредственной близости от точки бурения керна, а также в северной оконечности, где осуществляется сток озерной воды через реку Исток. В это же время осуществлялся отбор воды рек, соединяющихся с озером. Анализ стабильных изотопов воды выполнен в изотопной лаборатории АВИ на масс-спектрометре Finnigan MAT Delta-S. Погрешность определения значений δD и $\delta^{18}O$ (1 σ) составила $\pm 0,8\%$ и $\pm 0,1\%$, соответственно [Meyer et al., 2000].

Значения $\delta^{18}\text{O}$ створок диатомовых водорослей голоценовых отложений озера Котокель изменяются от 23,7 до 30,3‰ (Рис.).



Рис. Изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из голоценовых осадков озера Котокель.

Полученные величины $\delta^{18}\text{O}$ значительно отличаются от аналогичного параметра (40-44‰) для морских диатомей [Shemesh et al., 1992] и сопоставимы со значениями $\delta^{18}\text{O}$ озерных диатомовых (15-33‰) [Leng, Barker, 2006]. Монотонное уменьшение величин на 6,6‰ наблюдается снизу вверх по разрезу. Максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ створок (29,2-30,3‰) зарегистрированы в начале голоцена (~11,5-11,2 тыс. л.н.). Около 10,7 тыс. л.н. происходит резкое снижение величин $\delta^{18}\text{O}$ до 25,2‰, после чего наблюдается их стремительный рост до 30,1‰ ~10,3 тыс. лет назад. В интервале, соответствующем возрасту ~10,3-9,4 тыс. л.н., отмечается постепенное снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ до 27,5‰. Временной период ~11,5-9,4 тыс. л.н., характеризующийся относительно высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ створок, на изотопной кривой обозначен как зона КТК 2-1 (Рис.).

Временной интервал ~9,4-2,7 тыс. л.н. (изотопная зона КТК 2-2) представляет собой область относительно стабильных от 27,5 до 29,9‰ значений $\delta^{18}\text{O}$ створок (Рис.). Однако на указанном отрезке зафиксированы резкие вариации величины $\delta^{18}\text{O}$ от 30-29‰ до 27-26‰. Незначительные максимумы наблюдаются ~8,7, ~8,2, ~6,7, ~5,8, ~4,9 и ~2,7 тыс. л.н., тогда, как незначительные минимумы зарегистрированы ~9,3, ~6,6 и ~5,1 тыс. л.н. Минимальное значение 20,4‰ установлено ~4,6 тыс. л.н. Из-за недостаточного количества материала образец проанализирован только один раз, поэтому недостоверное значение исключено из дальнейшей интерпретации.

Временной период ~2,7-0 тыс. л.н. (изотопная зона КТК 2-3) характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O}$ створок, изменяющимися от 23,7 до 29,8‰ (Рис.). На участке, соответствующем возрасту ~2,7-2,1 тыс. л.н., происходит резкое снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ створок от 29,8 до 24,5‰ с последующим ростом до 27,9‰ ~1,6 тыс. л.н. Резкое падение величин $\delta^{18}\text{O}$ с 27,8‰ до абсолютного минимума в изотопной записи 23,7‰ также зафиксировано в интервале ~1,5-1,2 тыс. л.н. В современных отложениях (после ~1,2 тыс. л.н.) наблюдается постепенный рост значений $\delta^{18}\text{O}$ створок диатомовых водорослей до 27,5‰.

Известно [Labeuŕie, 1974], что изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей контролируется двумя основными факторами: температурой и изотопным составом воды, в равновесии с которой они формируются.

Изотопный состав воды озера Котокель характеризуется средними значениями $\delta^{18}\text{O} =$

-12.0‰, $\delta D = -106.3\text{‰}$ и низким дейтериевым эксцессом $d = -10\text{‰}$. Полученные величины подчиняются линейной зависимости, описываемой уравнением $\delta D = 4.8 \cdot \delta^{18}O - 48$ при достоверности аппроксимации $R^2=0.96$. Угловый коэффициент этой линии удовлетворительно соответствует угловому коэффициенту, равному 5, для теоретически полученной линии неравновесного испарения [Dansgaard, 1964]. Таким образом, с достаточной долей уверенности можно утверждать, что полученная линейная зависимость характеризует изотопное фракционирование, вызванное испарением.

Изотопный состав озерной воды значительно отличается от изотопного состава воды рек, соединяющихся с озером. Средние значения $\delta^{18}O$ и δD речной воды составляют -19.8‰ и -145.9‰, соответственно (средний $d = +12.8\text{‰}$). Абсолютные значения $\delta^{18}O$ и δD , характеризующие изотопный состав воды рек, предполагают наличие существенной (возможно подавляющей) доли воды, образованной в результате таяния сезонного льда и снега. В период опробования вода озера Котокель не являлась источником воды для р. Исток (средние значения $\delta^{18}O = -20.4\text{‰}$ и $\delta D = -151.0\text{‰}$), через которую, как считается, осуществляется сток озерной воды в озеро Байкал. Результаты изотопного анализа позволяют утверждать, что абсолютно все реки (по крайней мере, в июле 2011 г.) впадают в Котокель. Таким образом, в зависимости от условий стока, озеро с одной стороны можно охарактеризовать как мелководную проточную, с другой – как закрытую систему, питание которой осуществляется преимущественно тальми водами и атмосферными осадками. Существенное влияние на изотопный состав озерной воды оказывает испарение.

Мелководность озера способствует значительному прогреванию воды в летний период. Согласно нашим собственным наблюдениям и опубликованным данным, температура воды в озере может достигать 25-26°C. В связи с постоянным ветровым перемешиванием водных масс заметной разницы между поверхностной и придонной температурами нет [Кузьмич, 1988]. Поскольку озеро покрыто льдом с октября по май, цветение диатомовых происходит в короткий летний период, в условиях относительно высоких поверхностных температур воды и воздуха. Сравнение изотопного состава озерной воды ($\delta^{18}O$ изменяется в диапазоне от -10.8 до -13.6‰; среднее -12‰) с изотопным составом створок ($\delta^{18}O = 27.5\text{‰}$), извлеченных из верхнего горизонта осадка ($\Delta^{18}O_{SiO_2-H_2O} = \delta^{18}O_{SiO_2} - \delta^{18}O_{H_2O} \approx 10^3 \ln \alpha = 38.3 \div 41.1$; среднее: 39.5‰), позволило рассчитать коэффициент фракционирования α для системы «биогенный кремнезем-вода» от 1.0417 до 1.0387 (средний $\alpha = 1.0400$). Согласно уравнению изотопного фракционирования между биогенным кремнеземом створок и водой $10^3 \ln \alpha = 3.26 \cdot 10^6 / T^2 + 0.45$ [Juillet-Leclerc, Labeyrie, 1987], температура озерной воды ($T_{оз}$) в период цветения диатомовых составляет 11-22°C (среднее значение $T_{оз} = +16^\circ\text{C}$). Рассчитанные значения оказались несколько ниже реально зафиксированных.

Проведенные исследования показали, что изменение величины сигнала $\delta^{18}O$ створок озера Котокель в период голоцена главным образом определяется изменением $\delta^{18}O$ воды озера, а не температурой. Испарение является основным фактором, влияющими на величину $\delta^{18}O$ озерной воды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 12-05-00476) и Германского научного фонда (DFG) (Проект Me-3266-3-1).

Литература

- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геоэкологии и гляциологии: Учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. – 616 с.
- Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох / Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.
- Калмычков Г.В., Кострова С.С., Гелетий В.Ф., Ткаченко Л.Л., Рахлин В.И. Способ выделения створок диатомовых водорослей из донных осадков для определения их кислородного изотопного состава и реконструкции палеоклимата // Геохимия. 2005. №12. С. 1358-1360.

Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Лориус К. Климаты прошлого из глубины ледниковых щитов. – М.: Знание, 1991. – 48 с.

Кузьмич В.Н. Эколого-продукционная характеристика озер Иркана и Котокель // Сборник научных трудов ГосНИОРХ. 1988. Вып. 279. С. 131–146.

Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 296. P. 185-198.

Chapligin B., Leng M.J., Webb E., Alexandre A., Dodd J.P., Ijiri A., Lücke A., Shemesh A., Abelman A., Herzschuh H., Longstaffe F.J., Meyer H., Moschen R., Okazaki Y., Rees N.H., Sharp Z.D., Sloane H.J., Sonzogni C., Swann J.E.A., Sylvestre F., Tyler J.J., Yam R. Inter-laboratory comparison of oxygen isotope compositions from biogenic silica // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. P. 7242-7256.

Chapligin B., Meyer H., Friedrichsen H., Marent A., Sohns E., Hubberten H.-W. A high performance, safer and semi-automated approach for the $\delta^{18}\text{O}$ analysis of diatom silica and new methods for removing exchangeable oxygen // *Rapid Communications in Mass Spectrometry*. 2010. V. 24. P. 2655-2664.

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436-468.

Dawson A.G. Ice Age Earth: Late Quaternary geology and climate. –London and New York: Routledge, 1992. – 293 p.

Juillet-Leclerc A., Labeyrie L. Temperature dependence of the oxygen isotopic fractionation between diatom silica and water // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 84. P. 69-74.

Labeyrie L. New approach to surface seawater paleotemperatures using $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in silica of diatom frustules // *Nature*. 1974. V. 248. N 5. P. 40-42.

Leng M.J., Marshall J.D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 811-831.

Leng M.J., Barker P.A. A review of the oxygen isotope composition of lacustrine diatom silica for palaeoclimate reconstruction // *Earth-Science Reviews*. 2006. V. 75. P. 5-27.

Meyer H., Schöncke L., Wand U., Hubberten H.-W., Friedrichsen H. Isotope studies of hydrogen and oxygen in ground ice – experiences with the equilibration technique // *Isotopes in Environmental and Health Studies*. 2000. V. 36. P. 133-149.

Shemesh A., Charles C.D., Fairbanks R.G. Oxygen isotopes in biogenic silica: global changes in ocean temperature and isotopic composition // *Science*. 1992. V. 256. P. 1434-1436.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ Г. АНГАРСКА

Кузнецов¹ П.В., Гребенщикова² В.И.

¹*Центр по проблемам продуктивности и экологии лесов РАН, г. Москва,
e-mail: petr-kr@mail.ru;*

²*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: vgreb@igc.irk.ru*

Среди загрязняющих веществ по масштабам загрязнения и воздействию на биологические объекты особое место занимают тяжелые металлы (ТМ) [Агроэкология, 2000]. Особенно это становится актуальным в местах проживания населения – городах и поселках, так как тяжелые металлы могут являться причиной различных заболеваний.

Одной из экологических характеристик территории города является химическое состояние почв. Содержание ТМ в почвах с одной стороны отражает естественное (фоновое) их содержание, а с другой – степень антропогенного влияния. Почва является депонирующей средой, способной накапливать значительные количества металлов, которые могут вовлекаться в биологический круговорот. Изучение химического состава почв также является основой для последующего их мониторинга.

Целью настоящей работы было изучение загрязнения почв территории города Ангарска и его окрестностей ТМ, выявление наиболее загрязненных участков и закономерностей их пространственного распределения на территории города и его окружения.

Город Ангарск расположен на юге Восточной Сибири в междуречье Китоя и Ангары. С востока от города вдоль р. Ангары расположена промышленная зона, являющаяся, наряду с автотранспортом, основным источником загрязняющих веществ. Из литературных данных следует, что Ангарск характеризуется очень высоким показателем загрязнения атмосферы; почвы загрязнены в основном цинком, свинцом, марганцем, ванадием, хромом и никелем, а наибольшее загрязнение суммарными выпадениями металлов отмечалось в зоне 1.1-5 км от границы города [Мусихина, 2009].

Почвенно-геохимическая съемка проводилась нами в 2011 году в масштабе 1:100 000 и включала в себя 75 пунктов опробования. Были отобраны образцы аккумулятивных горизонтов почв. В зеленых зонах города также отбирались образцы лесных подстилок и растений (травостоя). Образцы анализировались в Аккредитованном аналитическом центре ИГХ СО РАН на содержание тяжелых металлов: в почвах – методом атомно-эмиссионного анализа (кроме ртути), в лесных подстилках и растениях, а также ртуть в почвах – методом атомной абсорбции.

Большая часть почв на изучаемой территории в той или иной степени нарушена хозяйственной деятельностью человека. Исходными почвами являлись дерновые таежные и серые лесные. В местах повышенного увлажнения распространены лугово-болотные почвы, а в поймах рек – аллювиально-луговые.

Результаты изучения показывают, что содержания тяжелых металлов в аккумулятивных горизонтах почв, лесных подстилках и травостое варьируют в широком интервале значений (табл. 1-3).

Никель. Почвы города Ангарска в основном характеризуются содержаниями данного элемента близкими к региональному фону, составляющему 43-44 мг/кг [Гребенщикова и др., 2008]. На распределение никеля в почвах в пространственном отношении, кроме загрязнения, вероятно, оказывает влияние характер изменения состава почвообразующих пород и степень нарушенности почвенного покрова. Наименьшие содержания никеля (менее 50 мг/кг) отмечаются преимущественно в аккумулятивных горизонтах почв защитных лесополос и почвах поймы р. Ангары. Более высокие содержания (50-100 мг/кг) характерны для почв в центральной части города. Наивысшие концентрации приурочены к аллювиальным почвам поймы р. Китой. Заметные различия в содержаниях никеля в поймах

рек Китою и Ангары могут быть связаны с различием в составе аллювиальных отложений. Однако данный вопрос еще требует изучения. Подобная ситуация авторами была отмечена в г. Черемхово, где наибольшие содержания никеля в почвах отмечались в нарушенных и рекультивированных почвах с выходами на поверхность почвообразующих пород [Кузнецов, Гребенщикова, 2011]. В отличие от других рассматриваемых элементов, никель не накапливается в лесной подстилке (табл. 2), но в повышенных концентрациях присутствует в травостое в сравнении со среднемировыми данными (табл. 3). Это может свидетельствовать о его накоплении травянистыми растениями.

Таблица 1

Содержание тяжелых металлов в аккумулятивных горизонтах почв г. Ангарска и его окружения, мг/кг

Химический элемент	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана	Стандартная ошибка
Никель	20	120	53	48	2.3
Медь	< 5	58	23	22	1.1
Цинк	5.7	1100	117	70	20
Свинец	12	130	27	20	2.5
Ртуть	< 0.002	0.439	0.056	0.04	0.007

Медь. В целом содержания меди в аккумулятивных горизонтах почв и травостое характеризуются фоновыми значениями. Существующие аномалии в почвах (> 40 мг/кг) не имеют определенной закономерности распределения в пространстве города и, как правило, приурочены к участкам хозяйственной деятельности и могут быть вызваны различными причинами: использованием фунгицидов (медный купорос) и микроудобрений в частном секторе, а также связаны с различными медь-содержащими отходами (электропровода). Повышенные содержания меди (25-40 мг/кг) приурочены преимущественно к частному сектору (пос. Китой) и примыкающей промышленной зоне, что также может характеризовать совместное влияние сельскохозяйственной деятельности и промышленности. Медь заметно аккумулируется (в том числе биогенным путем) в лесных подстилках почв, где среднее ее содержание составляет 37 мг/кг.

Цинк. По содержаниям цинка в аккумулятивных горизонтах почв, а также в травостое заметного превышения фоновых значений в целом не наблюдается. Повышенные содержания цинка более характерны для территории, примыкающей к железной дороге, и в районе старого московского тракта, что свидетельствует об интенсивном воздействии автотранспорта. Так же, как и медь, цинк активно аккумулируется в лесных подстилках почв (в среднем 206 мг/кг), что указывает не только на биогенное накопление, но и на активное поступление из атмосферы. Наибольшие аномалии связаны с иными источниками, например, с цинк-содержащими отходами – отработанными батарейками, аккумуляторами, лампами накаливания.

Таблица 2

Содержание тяжелых металлов в лесных подстилках почв зеленых зон г. Ангарска, мг/кг

Химический элемент	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана	Стандартная ошибка
Никель	40	62	47	46	1.7
Медь	20	74	37	32	4.8
Цинк	86	1075	206	123	73
Свинец	26	415	77	44	29
Ртуть	0.033	0.122	0.075	0.076	0.008

Свинец. Содержания свинца в аккумулятивных горизонтах почв города Ангарска и его окрестностей повышено (фон составляет 10 мг/кг) [Гребенщикова и др., 2008]) и варьирует от 15 до 30 мг/кг, это обусловлено, прежде всего, влиянием автотранспорта. В связи с этим закономерным является повышение его содержаний на участках вблизи старого московского тракта. Максимальные содержания свинца (более 100 мг/кг) отмечены вблизи гаражного кооператива. Также высокие содержания свинца отмечены на оработанном полигоне твердых бытовых отходов и в частном секторе в зоне рекреации пос. Майск. Наименьшие содержания свинца, как правило, приурочены к почвам поймы р. Китой.

Свинец не является жизненно необходимым элементом питания растений, и еще более высокие его содержания в лесных подстилках почв (в среднем 77 мг/кг, табл. 2) подтверждают его поступление из атмосферы, однако при этом он не поглощается травостоем (табл. 3).

Ртуть. Общим повышенным фоном ртути в почвах (0.04 мг/кг) по сравнению с фоном (0.02 мг/кг) [Гребенщикова и др., 2008] и в лесных подстилках (0.076 мг/кг) характеризуется большая часть изучаемой территории и отражает ее поступление из атмосферы. Ртуть является атмосферным мигрантом. Ее поступление, по всей видимости, связано со сжиганием угля [Юдович, Кетрис, 2010]. Вторым возможным источником может служить атмосферный перенос с Усольского химического комбината, использовавшего ранее ртутный электролиз. Наиболее высокая аномалия ртути (0.439 мг/кг), вероятно, связана с хозяйственными отходами (например, лампы дневного света или ртутные термометры). Несмотря на поступление ртути в почвы из атмосферы, накопление ее травянистыми растениями не наблюдается.

Таблица 3

Содержание тяжелых металлов в травостое зеленых зон г. Ангарска, мг/кг сухой массы

Химический элемент	Минимум	Максимум	Среднее	Медиана	Стандартная ошибка	Фон [Кабата-Пендиас, 1989]
Никель	1.8	10	4.7	4.4	0.7	0.1-1.7
Медь	4.5	11	7.5	7.2	0.5	1.1-15
Цинк	15	80	38	31	5.6	12-47
Свинец	0.2	1.9	0.5	0.4	0.1	0.1-10
Ртуть	0.009	0.036	0.019	0.021	0.002	< 0.1

Исходя из проведенных исследований, несмотря на общий повышенный фон ряда ТМ, почвы города Ангарска характеризуются допустимым уровнем загрязнения. Индекс суммарного загрязнения составляет менее 16. Наиболее приоритетные загрязнители – свинец, ртуть и цинк поступают преимущественно из атмосферы, что подтверждает мнение других исследователей [Экогеохимия..., 1993; Мусихина, 2009]. Отдельные аномалии, где уровень загрязнения почв повышен (индекс суммарного загрязнения составляет более 16, но менее 32), по всей видимости, связаны непосредственно с использованием и утилизацией различных изделий, содержащих эти металлы. Повышенные содержания никеля, скорее всего, в большей степени обусловлены составом почвообразующих пород. Однако это утверждение нуждается в подтверждении.

Таким образом, установлено, что закономерным является повышение содержаний цинка и свинца вблизи крупных автомобильных и железнодорожных магистралей, что соответствует общепринятым представлениям. Повышенные содержания меди более характерны для северной части территории города (пос. Китой), что связано, вероятно, с использованием в хозяйственной деятельности людей медьсодержащих препаратов (микроудобрений и фунгицидов), а также влиянием промышленности. Более интересно распределение никеля в почвах по площади города, отражающее антропогенное воздействие

и, возможно, изменение химического состава почвообразующих пород. Наиболее характерным и специфичным для почв территорий Иркутско-Черемховской равнины, является относительно повышенный уровень ртути, занимающий большие площади, что отмечается и в других исследованиях [Экогеохимия..., 1993; Бутаков и др., 2007; Кузнецов, Гребенщикова, 2011; Халбаев, Гребенщикова, 2011].

В целом следует отметить, что почвы города Ангарска, несмотря на современный техногенный пресс, почти сохранили свое природное химическое состояние и относятся к категории «допустимого» по уровню загрязнения тяжелыми металлами. Причины относительно благополучного состояния почв города и его окружения по содержаниям в них тяжелых металлов, скорее всего, связаны со следующими факторами: наличием большого количества на территории города зеленых насаждений, являющихся естественными фильтрами, способствующими оседанию пыли; наличие вдоль территории города широких лесозащитных полос, отделяющих его от промышленной зоны; особенности ветрового режима рассматриваемой территории.

Литература

Агроэкология / В.А. Черников, Р.М. Алексахин, А.В. Голубев и др.; под. ред. В.А. Черникова, А.И. Чекереса. – М.: Колос, 2000. – 536 с.

Бутаков Е.В., Зарипов Р.Х., Корбатова Л.С. Ртуть в почвах приустьевых участков Ангаро-Бельского междуречья // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Материалы Всероссийской научной конференции (с участием иностранных ученых). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2007. Т.1. с.136-139.

Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Китаев Н.А., Ломоносов И.С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья (Байкальский геоэкологический полигон). – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 234 с.

Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. – М.: Мир, 1989. – 440 с.

Кузнецов П.В., Гребенщикова В.И. Картирование химического загрязнения почв г. Черемхово и его окрестностей / Матер. конфер. «Природа и общество: взгляд из прошлого в будущее». – Иркутск: ИГ СО РАН, 2011, с.143-145.

Мусихина Е.А. Методологический аспект технологии комплексной оценки экологической емкости территорий. – М.: Изд-во «Академия естествознания», 2009. – 137 с.

Халбаев В.Л., Гребенщикова В.И. Распределение ртути в почвах и почвогрунтах г. Иркутска и его окружения / Матер.конфер. «Геология Западного Забайкалья». – Улан-Удэ: БГУ, 2011, с.115-117.

Экогеохимия городов Восточной Сибири / И.С. Ломоносов, В.Н. Макаров, А.П. Хаустов и др. – Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1993. – 108 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ртуть в углях – серьезная экологическая проблема // Биосфера. 2010. Т. 1. № 2. С. 237-247.

**НАКОПЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГАЛОФИЛЬНЫМИ И ТЕРМОФИЛЬНЫМИ
ЦИАНО-БАКТЕРИАЛЬНЫМИ СООБЩЕСТВАМИ
(СОЛЁНЫЕ ОЗЁРА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, ТЕРМАЛЬНЫЕ ИСТОНИКИ
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ДЕПРЕССИИ)**

Лазарева¹ Е.В., Брянская² А.В., Таран³ О.П., Тикунова⁴ Н.В., Жмодик¹ С.М.

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: lazareva@uiggm.nsc.ru*

²*Институт цитологии и генетики СО РАН, г. Новосибирск*

³*Институт катализа им. Г.К. Борескова СО РАН, г. Новосибирск*

⁴*Институт химической биологии и фундаментальной медицины СО РАН, г. Новосибирск*

Микробные сообщества экстремальных экосистем интересны не только как модель прокариотных сообществ, существовавших на ранних этапах развития Земли [Заварзин, 1993, 2001; Добрецов, 2005], но и являются местами сосредоточения микроорганизмов со свойствами перспективными для биотехнологических разработок. Свидетельства жизнедеятельности микробных сообществ зафиксированы в горных породах в виде строматолитов, органогенных донных осадков, чёрных сланцев, битуминозных отложений и т.д., которые активно исследуются. Однако собственно цианобактериальные сообщества с геохимической точки зрения изучены недостаточно. Реконструкция минералогическо-геохимических и физико-химических условий, в которых развивались древние сообщества, возможна только при детальном изучении геохимии современных систем с бактериальными ассоциациями.

Микроорганизмы играют важную роль в геохимическом круговороте вещества, используя широкий спектр элементов в процессе жизнедеятельности, они приводят в движение биогеохимические циклы, которые намного превосходят по скорости неорганические реакции. Помимо основных элементов (Н, С, N, О, Р, S) фактически все организмы используют щелочные и щёлочноземельные металлы (Na, K, Mg, Ca), элементы с переменной валентностью, получая энергию в процессе окисления/восстановления (например, As(III/V), Fe(II/III), Mn(II/IV), V(IV/V), Se(IV/VI), U(IV/VI)) [Tebo, Obratsova, 1998; Stolz, Oremland, 1999; Ehrlich, 2002; Lloyd et al., 2003; Tebo et al., 2005; Madigan, Martinko, 2006 и т.д.]. Известно селективное использование некоторыми организмами В, F, Si, Cd, Sr, Ba [Chen et al, 2002 и др.]. Для большинства микроэлементов известны случаи осаждения, мобилизации, восстановления или метилирования микроорганизмами. Наиболее интересны с биотехнологических точек зрения являются случаи аккумуляции или даже гипераккумуляции микроорганизмами отдельных элементов. Широко известны примеры накопления микроорганизмами золота [Reith et al., 2007]. Способность микроорганизмов, и в частности прокариот, накапливать радионуклиды даже предлагается использовать для иммобилизации последних из окружающей среды [Satvatmanesh et al., 2003; Simonoff et al., 2007].

Авторами получен материал по распределению большого спектра элементов в цианобактериальных сообществах гидротермальных источников континентальной и островодужной обстановок: источники Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), Курило-Камчатского вулканического пояса, а также солёных озёр Западной Сибири (табл. 1). В процессе исследований в первую очередь определялись рН раствора, содержание сульфид-иона, которое напрямую связано с окислительно-восстановительным потенциалом, содержание радионуклидов и минерализация. Как видно из табл. 1, для всех исследованных сообществ характерны щелочные условия обитания. Термофильные цианобактериальные сообщества развиваются на выходе источников, минерализация которых достаточно низка (<1.5 г/л), за исключением источников Восточного Саяна. Значительные различия наблюдаются в содержании сульфид-иона и радионуклидов.

Циано-бактериальные сообщества исследованных солёных озёр юга Западной Сибири имеют сходный облик и сходный состав доминантов. Основу составляет колониальная цианобактерия *Microcystis sp.* и диатомовые водоросли. В результате проведенного пилотного клонирования выявлены и идентифицированы также цианобактерии, принадлежащие к родам *Synechococcus* и *Cyanothece*; представители *Deltaproteobacteria* (*Desulfatibacillum sp.*, *Pelobacter sp.*, *Desulfotalea sp.*), *Alphaproteobacteria* (*Erythrobacter sp.*), *Bacteroidetes* (*Gramella sp.*), *Firmicutes* (*Bacillus sp.*).

Таблица 1

Характеристика объектов исследования

Тип сообществ	Объект, расположение		Состав раствора	pH	HS ⁻ , мг/л	РН	М, г/л	
Галофильные	Солёные озёра	Кулундинская степь	Na(Mg)-Cl, Na(Mg)-Cl-SO ₄	7-9	0.2	н. д.	50-300	
Термофильные	Гидротермальные источники	Континентальные	Баргузинская долина, БРЗ	Na-HCO ₃ -SO ₄	8-10	2.5-18	фон	0.3-0.4
				Na-HCO ₃ -SO ₄ Na-HCO ₃ -SO ₄	8-10	<0.02	²²² Rn, ²¹⁰ Pb, ²²⁶ Ra, ²²⁸ Ra	0.3-1.0
				Na-HCO ₃ -SO ₄	8-10	<0.02	фон	0.7
		В. Саян, БРЗ	Na-HCO ₃ Na-Ca-Mg-HCO ₃ Ca-Mg-HCO ₃	7-8.5	4	²²² Rn, ²¹⁰ Pb, ²²⁶ Ra, ²²⁸ Ra	4-8	
		Острово-дужные	Долина Гейзеров	Na-Cl	8-9	<0.02	фон	1.2-1.4
Кальдера Узон	Na-Ca-Cl-SO ₄ -HCO ₃	8-8.5	20	фон	0.3-0.7			

Примечание: РН – радионуклиды, М – минерализация, н.д. – нет данных, фон – фоновые содержания, жирным шрифтом выделены районы четвертичного (Восточный Саян) и действующего (Долина Гейзеров и кальдера Узон) вулканизма.

В родовом спектре цианобактерий термофильных источников БРЗ (Баргузинская долина и Восточный Саян) повсеместно встречаются *Synechococcus*, *Phormidium* и *Leptolyngbya*. Часто – *Gloeocapsa*, *Calothrix* и *Oscillatoria*, иногда *Lyngbya*. По количеству обнаруживаемых видов и родов гидротермы отличаются не значительно. Чаще всего в исследованных источниках доминантами из цианобактерий являются виды рода *Phormidium* или *Mastigocladus*, из бактерий – *Chloroflexus* и в сульфид-содержащих источниках – *Thiothrix*. Доминантами исследованных цианобактериальных сообществ Долины Гейзеров и кальдеры Узон являются также микрорганзмы родов *Chloroflexus*, *Phormidium*, *Synechococcus* *Mastigocladus*, а также *Rhodopseudomonas*, *Chromactum vinosum*. Таким образом, основную биологическую массу в термофильных сообществах составляют организмы одних и тех же родов, что позволяет корректно проводить сравнение способности накапливать элементы в зависимости от различных условий.

Средние содержания большинства элементов в изученных цианобактериальных матах близки между собой, но выявлены очевидные различия в содержаниях Br, Ia, Cs, As и Ge. Установлено существенное накопление Br микробными сообществами солёных озёр (рис. 1). В палеоклиматических построениях используют прямые корреляционные отношения между содержанием Br и биогенного кремнезёма в осадках [Phedorin et al., 2000 и др.], что связывается с поглощением элемента диатомовыми водорослями. Цианобактериальные сообщества солёных озёр состоят на 1/5-1/4 часть из диатомовых водорослей и также аккумулируют Br в значительных количествах. Существенное повышение концентрации

брома наблюдается и в донных отложениях солёных озёр. Микробные сообщества в гидротермальных системах бром не накапливают.

Установлено накопление микробными сообществами: йода в термальных источниках Долины Гейзеров и источника Жойгон; мышьяка в гидротермах Долины Гейзеров, кальдеры Узон и в источниках Восточного Саяна (Хойто-Гол и Жойгон). Обе группы источников относятся к районам четвертичной или современной вулканической деятельности, хотя основной ионный состав растворов значительно различается (табл. 1). Недавно было обнаружено, что микроорганизмы озера Моно Лэйк (содержащего высокие концентрации As) могут существовать при отсутствии фосфора, замещая его мышьяком в биомолекулах, включая ДНК [Wolfe-Simon et al., 2010].

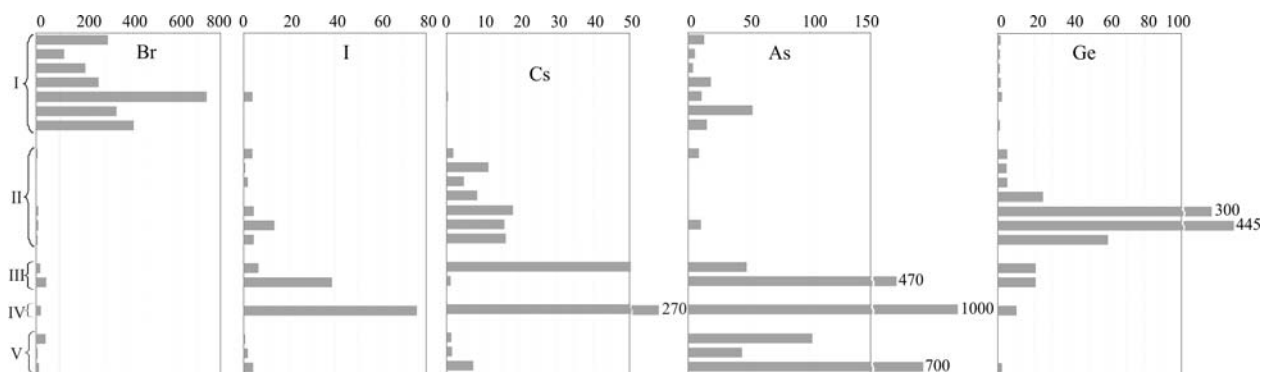


Рис. 1. Содержание брома, йода, цезия, мышьяка и германия (г/т) в: (I) галофильных микробных сообществах солёных озёр Юга Западной Сибири; (II) цианобактериальных матах термальных источников Баргузинской долины и (III) Восточного Саяна; (IV) биоминеральных агрегатах, формирующихся на выходе термальных источников Долины Гейзеров и (V) кальдеры Узон (Камчатка).

Заметные содержания Cs наблюдаются в бессульфидных источниках Баргузинской долины (> 15 г/т). Значительные вариации концентраций Cs, достигающие 200 г/т ($x_{\text{среднее}} = 50$ г/т), установлены в микробных сообществах сульфидсодержащего источника Хойто-Гол в Восточном Саяне, а также от 180 до 330 г/т Cs ($x_{\text{среднее}} = 300$ г/т Cs на сухое вещество) в биоминеральных агрегатах Долины гейзеров (рис. 1).

Биологическая роль Ge не изучена. Большой интерес к Ge возник в результате работ японских исследователей [Mochizuki, Kada, 1982], установивших, что его органические соединения оказывают антимутогенный эффект на *Escherichia coli* при воздействии γ -излучения. В последнее время всё более рассматривается возможность биотехнологического получения композитных оксидов кремния и германия с помощью диатомовых водорослей [Jeffryes et al., 2008], но элемент токсичен для организмов, и на данный момент опыты по культивированию диатомовых водорослей в присутствии Ge не увенчались успехом.

Авторами установлено избирательное накопление Ge циано-бактериальными сообществами бессульфидных источников с повышенным содержанием Rn, ^{226}Ra и ^{228}Ra , ^{210}Pb (Гаргинский и Уринский источники БРЗ) в количествах от 160 до 1000 г/т на в сухое вещество [Lazareva et al., 2009] (рис. 1). Повышенные содержания германия наблюдаются так же в микробных сообществах других источников БРЗ: Гусихинского ($x_{\text{среднее}} = 60$ г/т), Сеюйского ($x_{\text{среднее}} = 25$ г/т). Средние содержания Ge в сообществах сульфидсодержащих источников Баргузинской долины, в целом, несколько повышены (4 г/т). Микробные сообщества Восточного Саяна развиваются в сульфидсодержащей среде с повышенным содержанием радионуклидов (как и на Гаргинском источнике здесь наблюдаются более высокие удельные активности изотопов радия), содержат в среднем 20 г/т Ge, что может свидетельствовать о влиянии различных форм нахождения Ge на уровень его накопления бактериальными сообществами.

В результате проведенного молекулярно-генетического анализа можно сделать заключение о существенном сходстве микробных сообществ, выявленных в биоматах из Уринского и Гаргинского термальных источников БРЗ. Учитывая высокое содержание

германия в органической фракции микробных сообществ из этих источников, можно предположить наличие родственных микроорганизмов, которые обладают сходными биохимическими путями, участвующими в процессах аккумуляции Ge.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00717; Интеграционного проекта СО РАН № 94.

Литература

Добрецов Н.Л. О ранних стадиях зарождения и эволюции жизни // Вестник ВОГиС. 2005. Т. 9. №1. С. 43-54.

Заварзин Г.А. Становление биосферы // Вестник РАН. 2001. Т. 71. № 11. С. 988-1001.

Заварзин Г.А. Эпиконтинентальные содовые водоемы как предполагаемые реликтовые биотопы формирования наземной биоты // Микробиология. 1993. Т. 62. 5. С. 789-800.

Chen X, Schauder S, Potier N, Van Dorsselaer A, Pelczer I, Bassler BL, Hughson FM. Structural identification of a bacterial quorum-sensing signal containing boron // Nature. 2002 Jan 31. N415(6871). P. 545-9.

Ehrlich H.L. Geomicrobiology. Marcel Dekker, New York, 2002.

Jeffryes C., Gutu T., Jiao J., Rorrer G.L. Two-stage photobioreactor process for the metabolic insertion of nanostructured germanium into the silica microstructure of the diatom *Pinnularia* sp. // Materials Science and Engineering C-Biomimetic and Supramolecular Systems. 2008. V. 28(1). P. 107-118.

Lazareva E.V., Bryanskaya A.V., Zhmodik S.M., et al. Elements redistribution between organic and mineral parts of microbial mats: SRXFA research (Baikal Rift Zone) // Nuclear Instruments & Methods in Physics Research. A. 2009. N603. P.137-140.

Lloyd J.R., Leang C., Hodges Myerson A.L., et al. Biochemical and genetic characterization of PpcA, a periplasmic c-type cytochrome in *Geobacter sulfurreducens* // Biochem. J., 2003. N369. P. 153-161.

Madigan M.T. and Martinko J.M.. Brock Biology of Microorganisms, 11th edition. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ., 2006, ISBN 0-13-144329-1.

Mochizuki H. and Kada T. Antimutagenic action of mammalian placental extracts on mutation induced in *Escherichia coli* by UV radiation, γ -rays and *N*-methyl-*N'*-nitro-*N*-nitrosoguanidine // Mutation Research. 1982. N 95. P. 457-474.

Phedorin M.A., Goldberg E.L., Grachev M.A., et al. The Comparison of Biogenic Silica, Br and Nd Distributions in the Sediments of Lake Baikal as Proxies of Changing Paleoclimates of the Last 480 ky // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. 2000. V. A448. N 1-2. P. 400-406.

Reith F., Lengke M. F., Falconer D., Craw D. and Southam G. The geomicrobiology of gold // The ISME Journal. 2007. N 1. P.567-584.

Satvatmanesh D., Siavoshi F., Beitollahi M. M., Amidi J., Fallahian N. Biosorption of ^{226}Ra in high level natural radiation areas of Ramsar, Iran // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2003. V. 258, N 3. P. 483-486.

Simonoff M., Sergeant C., Poulain S., Pravikoff M.S. Microorganisms and migration of radionuclides in environment // C. R. Chimie. 2007. N.10. P. 1092-1107.

Stolz J.F. and Oremland R.S. Bacterial arsenate and selenate reduction // FEMS Microbial Revs 1999. N.23. P. 615-627.

Tebo B.M., and Obraztsova, A.Ya.. Novel Sulfate-Reducing Bacterium Grows with Cr(VI), U(VI), Mn(IV), and Fe(III) as Electron Acceptors // FEMS Microbiol. Lett. 1998. N.162. P. 193-198.

Tebo B.M., H.A. Johnson, J.K. McCarthy and A.S. Templeton. Geomicrobiology of manganese(II) oxidation // Trends in Microbiology. 2005. N 13. P. 421-428.

Wolfe-Simon F., Blum J. S., Kulp T. R., et al. A Bacterium That Can Grow by Using Arsenic Instead of Phosphorus // Science. 2010, 2 December.

БИОГЕОХИМИЯ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗ. ДУХОВОЕ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Леонова¹ Г.А., Кондратьева² Л.М., Богуш¹ А.А., Кривоногов¹ С.К., Мальцев¹ А.Е.

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: leonova@igm.nsc.ru

²Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: kondrm@rambler.ru

Постседиментационные (диагенетические) преобразования донных осадков континентальных озер Сибири практически не изучены. Исключение составляет оз. Байкал, в котором детально исследованы закономерности пресноводного диагенеза донных осадков [Выхристюк, 1980; Гранина, 1986, 2008; Мизандронцев, 1990; Погодаева и др., 2007], в том числе и микробиологические процессы круговорота углерода [Намсараев, Земская, 2000]. Особенностью этого глубоководного озера является развитая стадия окислительного диагенеза, сходная с таковой в океанах [Гранина, 2008]. Существующий пробел знаний по биогеохимии диагенеза донных осадков малых озер Сибирского региона послужил поводом начать подобные исследования в рамках проектов РФФИ (№№ 11-05-00655 и 11-05-12038-офи-м-2011).

Объектом исследования стал ненарушенный 7-метровый керн органогенных донных осадков, поднятый методом ударного бурения в июле 2008 г. в оз. Духовое, расположенном на восточном побережье Байкальской впадины (координаты: 53° 18' с.ш., 108° 53' в.д.). Основная масса органического вещества, поступающего в донные осадки, по нашему мнению [Леонова и др., 2011] имеет автохтонное планктоногенное происхождение. Экологические условия (мелководность, отсутствие стратификации воды по кислороду и температуре) благоприятны для массового развития микроскопических по размерам группировок фитопланктона (табл. 1). Подобный комплекс фитопланктона формировал, вероятно, в мелководных палеобассейнах геологического прошлого древние водно-осадочные углеродистые породы [Неручев, 1982; Юдович, Кетрис, 1988].

Таблица 1.

Видовой состав и относительный вклад доминирующих видов (%) в общую биомассу фитопланктона оз. Духовое в июле 2008 г.

Фитопланктон	Долевое участие (%) в пробе
Диатомовые водоросли (Diatomeae)	65.7 %
<i>Synedra berolinensis</i> Lemm.	23.5
<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehr.) Simonsen	17.5
<i>Scenedesmus quadricauda</i> (Turp.) Brebisson	16.5
<i>Scenedesmus acuminatus</i> var. <i>elongatus</i> G.M.Smith	3.05
<i>Scenedesmus denticulatus</i> var. <i>disciformis</i> Hortob.	3.90
<i>Synedra acus</i> Kützing	1.25
Синезеленые водоросли (Cyanophyceae)	17.8 %
<i>Planktolyngbya limnetica</i> (Lemm.) Kom.-Legn. et Cronberg	11.7
<i>Planktolyngbya contorta</i> (Lemm.) An. et Kom.	4.53
<i>Merismopedia hyalina</i> (Ehrenberg) Kützing	1.64
Зеленые водоросли (Chlorophyta)	10.8 %
<i>Pediastrum boryanum</i> (Turp.) Menegh.	6.5
<i>Pediastrum duplex</i> Meyen	1.48
<i>Dictyosphaerium pulchellum</i> Wood	2.80

Примечание. Видовой состав водорослей и долевое соотношение в пробах определены к.б.н. Е.Г. Сорокиковой (ЛИН СО РАН).

Органическое вещество планктонного детрита, осаждающегося на дно, в незначительной степени подвергается окислению и деструкции (переходу в раствор). Это обусловлено малыми глубинами оз. Духовое, не превышающими 7 м. Близкие по значениям концентрации $C_{\text{орг}}$ в фитопланктоне (21%) и верхнем 0-2 см горизонте осадков (22%) косвенно свидетельствуют о том, что почти всё органическое вещество фитопланктона «наследуется» донным осадком. На рис. 1 показано неравномерное распределение $C_{\text{орг}}$ по глубине керна осадков. Выдержанные (т.е. с низкой вариабельностью около 8.7 %) концентрации $C_{\text{орг}}$ (18.5-25.7%) прослеживаются до глубины 180 см. Ниже идет резкий скачок в сторону уменьшения концентраций ~ до 10% на глубине 200 см, а затем плавное снижение концентраций до значений 5-2% вплоть до глубины 550 см. В керне визуальна также наблюдалась резкая смена темноокрашенного материала рыхлой структуры в интервале 0-180 см на материал рыжеватого-коричневого цвета плотной структуры глубже по колонке. Распределение зольности на графике – диаметрально противоположное распределению органического углерода. Зольность, напротив, увеличивается вниз по разрезу от 32.2% в верхних горизонтах до 87.2 % на глубине 550 см.

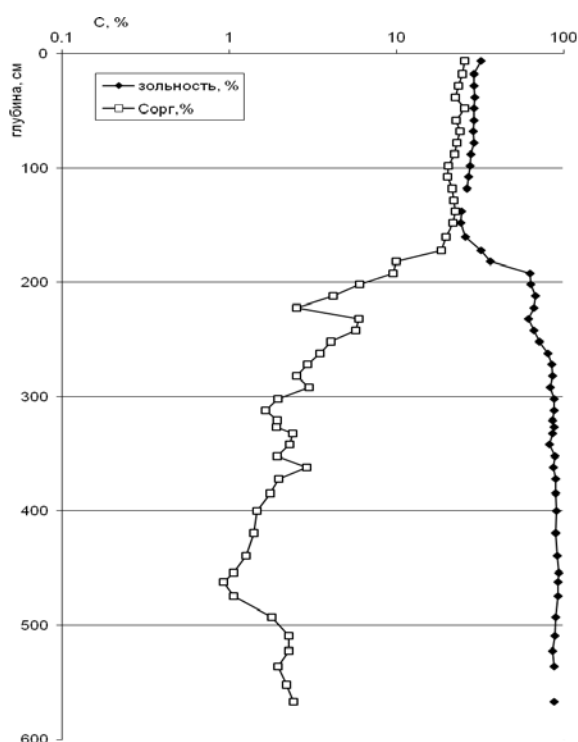


Рис. 1. Распределение по глубине керна осадков оз. Духовое содержания $C_{\text{орг}}$ и зольности.

Проведены послойные микробиологические исследования в керне донных осадков оз. Духовое в интервале 1-180 см (рис. 2) и в интервале 180-280 см (рис. 3) [Кондратьева и др., 2011]. На рис. 2 видно, что численность гетеротрофных бактерий оказалась довольно высокой на глубине 130-160 см, что связано с наличием трудно разлагаемых органических веществ, вовлеченных в анаэробные биогеохимические процессы. На горизонте 30-90 см численность большинства физиологических групп бактерий самая низкая, доминирующие группы – микроскопические грибы и актиномицеты. Специфический биогеохимический барьер выявлен на глубине 90-120 см. Здесь отмечено резкое изменение рН (6.22-7.09-6.19), Eh (+311 - +270 - +313) и снижение концентрации SO_4^{-2} (270-170 мг/л) в поровых водах. С этого горизонта начинает увеличиваться численность и активность бактерий, участвующих в цикле азота и серы (аммонифицирующие, нитрифицирующие, денитрифицирующие и сульфатредуцирующие бактерии). Известно, что при лимите кислорода разложение органического вещества (ОВ) происходит при участии неорганических акцепторов

электронов, которые переходят в более восстановленную форму. Поэтому при наличии оксидов азота, серы и железа в результате микробиологических процессов происходит разложение органического вещества и образование их восстановленных форм. Например, в слое 113-133 см в поровых водах зарегистрировано уменьшение концентрации железа в 2.6 раза, что, вероятно, связано с образованием сероводорода и сульфидов железа. Это предположение подтверждают данные [Богуш и др., 2011].

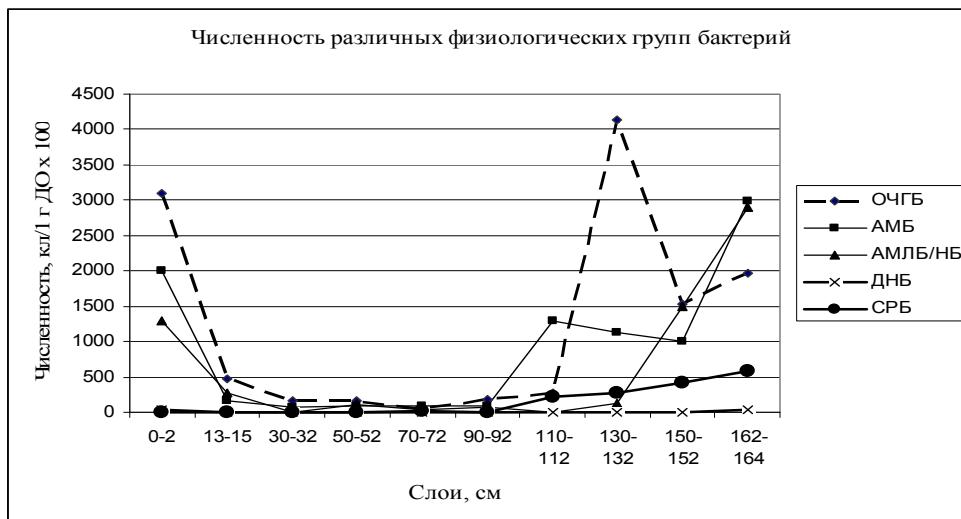


Рис. 2. Послойное распределение различных физиологических групп бактерий в донных осадках (ДО) оз. Духовое (интервал 1-180 см): ОЧГБ – общая численность гетеротрофных бактерий; АМБ – аммонифицирующие бактерии; АМЛБ/НБ – амилаолитические/нитрифицирующие бактерии; ДНБ – денитрифицирующие бактерии; СРБ – сульфатредуцирующие.

Высокая численность основных физиологических групп микроорганизмов (ОЧГБ – общая численность гетеротрофных бактерий, АМБ – аммонифицирующие бактерии, НБ – нитрифицирующие бактерии) обнаружена в слое сапропеля на глубине 270-280 см (рис.3). Это свидетельствует о наличии ОВ в глубоких слоях донных осадков и происходящих в данном горизонте анаэробных процессах микробиологического разложения веществ.

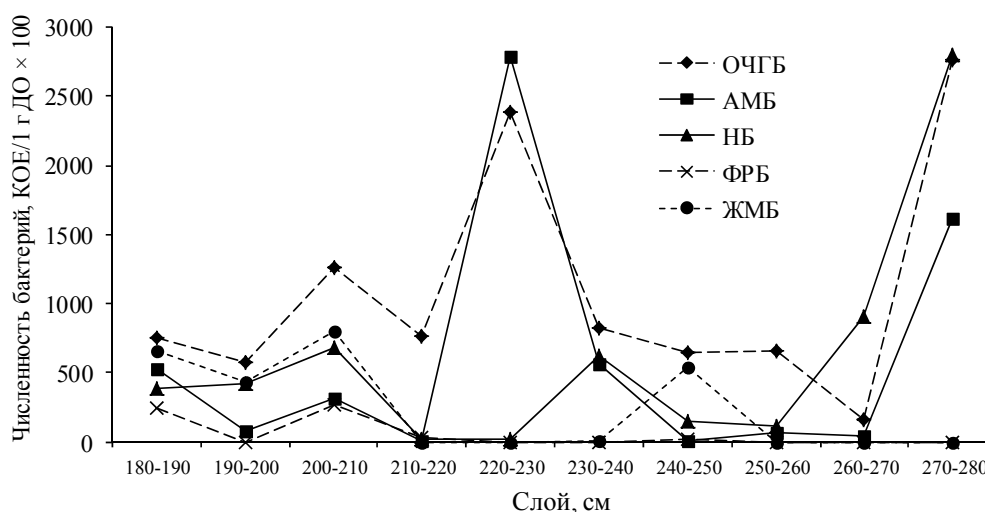


Рис. 3. Послойное распределение различных физиологических групп бактерий в донных осадках (ДО) оз. Духовое (интервал 180-280 см): ОЧГБ – общая численность гетеротрофных бактерий; АМБ – аммонифицирующие бактерии; АМЛБ/НБ – амилаолитические/нитрифицирующие бактерии; ДНБ – денитрифицирующие; СРБ – сульфатредуцирующие, ФРБ – фенолрезистентные бактерии.

Высокая численность гетеротрофов, растущих на богатых и разбавленных питательных средах (аммонифицирующие бактерии) отмечена в слое осадков на глубине 220-230 см. Наличие фенолрезистентных бактерий (ФРБ) установлено в интервале 180-190 см и 200-210 см. В остальных слоях сапропеля ФРБ отсутствовали. Структура микробных сообществ из донных отложений озера Духовое характеризуется низким разнообразием (в основном 2-3 морфотипа бактериальных колоний). В глубоких слоях проведено определение численности железомарганцевых бактерий (ЖМБ), которые относятся к категории хемолитотрофов и в какой-то степени характеризуют восстановительные условия. Распределение ЖМБ в нижних слоях осадка было неоднородным: максимальная численность зарегистрирована в слоях 200-210 см и 240-250 см, а в других слоях их численность была низкой.

Таким образом, получены первые данные по распределению органического углерода и биогеохимической активности различных групп микроорганизмов в стратифицированном керне донных осадков оз. Духовое. Увеличение с глубиной численности индикаторных групп бактерий, отражающих динамику анаэробных процессов денитрификации и сульфатредукции, свидетельствует о присутствии органических веществ, вовлеченных в современные биогеохимические процессы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00655 и №11-05-12038-офи-м-2011).

Литература

Богуш А.А., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кузьмина А.Е., Кривоногов С.К., Аношин Г.Н., Тихова В.Д. Особенности биоминералообразования в торфах и сапропелях Байкальского региона // Геология морей и океанов: Материалы докл. XIX Междунар. школы по морской геологии. М.: Геос, 2011. Т. IV. С. 19-22.

Выхристюк Л.А. Органическое вещество донных осадков Байкала. – Новосибирск: Наука, 1980. – 79 с.

Гранина Л.З. Возможности аутигенного минералообразования в зоне восстановительного диагенеза озера Байкал // Геология морей и океанов: Тезисы докл. VII Всесоюз. школы по морской геологии. М.: Геос, 1986. С. 250-252.

Гранина Л.З. Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. – Новосибирск: Гео, 2008. – 156 с.

Кондратьева Л.М., Леонова Г.А., Богуш А.А., Морозова О.Ю., Бобров В.А., Андреева Д.В., Шунькова Н.Н. Биогеохимическая активность микроорганизмов из сапропеля оз. Духовое на ранних этапах диагенеза // Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов экстремальных местообитаний: Матер. междунар. конф. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского ун-та, 2011. С. 110-112.

Леонова Г.А., Кондратьева Л.М., Богуш А.А., Бобров В.А., Мальцев А.Е. Распределение S_{org} по глубине керна сапропеля оз. Духовое как отражение анаэробного распада органического вещества в раннем диагенезе // Геология морей и океанов: Материалы докл. XIX Междунар. школы по морской геологии. М.: Геос, 2011. Т. IV. С. 85-89.

Мизандронцев И.Б. Химические процессы в донных отложениях водоемов. – Новосибирск: Наука, 1990. – 173 с.

Намсараев Б.Б., Земская Т.И. Микробиологические процессы круговорота углерода в донных осадках озера Байкал. – Новосибирск: Гео, 2000. – 158 с.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. – Л.: Недра, 1982. – 208 с.

Погодаева Т.В., Земская Т.И., Голобокова Л.П., Хлыстов О.М., Минами Х., Сакагами Х. Особенности химического состава поровых вод донных отложений различных районов озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 11. С. 1144-1160.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. – Л.: Наука, 1988. – 272 с.

МЫШЬЯК В ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ ЯКУТИИ

Макаров В.Н.

*Институт мерзлотоведения им. П.И.Мельникова СО РАН, г. Якутск,
e-mail: Makarov@mpi.ysn.ru*

Мышьяк известен человеку с глубокой древности. Археологическими исследованиями в разных районах земного шара установлено, что одним из первых сплавов, полученных древними металлургами, был сплав меди и мышьяка, положивший начало бронзовому веку. Мышьяковая бронза появилась в IV тысячелетии до н.э. В наши дни он используется в сплавах цветных металлов, в медицине, при производстве стекла, в электронике, входит в состав инсектицидов и ядов для уничтожения насекомых и грызунов в сельском хозяйстве, а также боевых отравляющих веществ. В истории человечества мышьяк играл двойственную роль. С одной стороны, он известен с древних времен как сильный яд, который может вызывать рак легких и другие заболевания, с другой – как необходимый материал для изготовления бронзы, красителей, лекарств и снадобий. Им лечили заболевания кожи, крови, сифилис, малярию, грипп и скарлатину.

В связи с токсикологической ролью мышьяка, рассмотрим распространение этого элемента в компонентах окружающей среды Якутии: атмосфере, снежном покрове, растительности, поверхностных и подземных водах, горных породах и почвах.

Для мышьяка выявлен один из самых высоких показателей патологичности [Иванов, 1996]. Отмечается, что несколько сотен тонн этого элемента достаточно, чтобы отравить большую часть человечества. Высокая токсичность мышьяка зависит от его валентного состояния, растворимости, от соединений, в которых он находится. Большинство случаев проявления токсичности связаны с воздействием неорганического трехвалентного мышьяка, действие которого в десятки раз сильнее, чем пятивалентного.

По данным А. П. Авцына и др. [Патология ...,1985], синдромы дефицита мышьяка у людей не известны. Важнейшие заболевания у человека, связанные с токсичным воздействием избытка мышьяка, показаны в табл. 1.

Таблица 1.

Важнейшие заболевания, синдромы и главные признаки избытка мышьяка у человека
[Патология ...,1985]

<p>Арсенозы характеризуются диспепсическими расстройствами, конъюнктивитом, помутнением стекловидного тела и роговицы, изъязвлением носовой перегородки, стоматитом, ларингитом, трахеитом, бронхитом, папулезной и пустулезной сыпью, рецидивирующей экземой, атрофическим акродерматитом, симметричным точечным ладонно-подошвенным гиперкератозом, ломкостью ногтей, преждевременным поседением и выпадением волос. Неврологические нарушения в виде интеллектуально-мнестических расстройств, депрессии, полиневритов с атрофическим изменением мышц, а также в виде ретробульбарного неврита, нарушения вкуса и обоняния.</p> <p>Эндемическое отравление мышьяком, поступающим с питьевой водой и пищей, - болезнь «черной стопы» (изменения периферических сосудов по типу облитерирующего эндартериита), бородавчатый кератоз ладоней и подошв, анемия, расстройства сердечной деятельности, периферические невропатии. Возможно развитие рака кожи и легких у человека.</p>

Мышьяк является одним из наиболее распространенных элементов в рудах Якутии. Он обнаружен во многих кварцевых и кварц-карбонатных жилах золоторудных, полиметаллических, оловорудных и других месторождений Верхояно-Колымской складчатой области и Алданского щита [Лукиянова,1979]. Его концентрация в рудах месторождений Кючус, Нежданинское, Сарылах и других достигает 1-2%. Основные зоны

рудной минерализации и крупные геохимические аномалии распространены преимущественно в восточной, геосинклинальной части Якутии. В пределах геохимических аномалий содержание мышьяка в почвах иногда достигает «ураганных» значений – до 1%, это в 2000 раз превышает показатели ПДК (табл. 2).

Таблица 2.

Содержание мышьяка в рудах, вмещающих породах и почвах золото-сурьмяных и золоторудных месторождений Восточной Якутии

Породы, почвы	Содержание As, мг/кг	
	Среднее	Максимальное
Сарылахское Au-Sb месторождение		
Рудное тело	100-n	1.6%
Вмещающие породы	55	150
Почвы	80	460
Задержное Au месторождение		
Рудное тело	100-n	5400
Вмещающие породы	15	40
Почвы	32	500
ПДК почв	2-10	

Высокое содержание мышьяка наблюдается и в горных породах. Так, в терригенных отложениях Восточной Якутии, представленных песчаниками и сланцами, среднее содержание мышьяка колеблется от 3.1-7.4 мг/кг в породах Южно-Верхоянского синклинория, до 15-48 мг/кг в Куларском районе, что примерно на порядок выше ПДК_{почв}.

На территории Якутии техногенный мышьяк поступает в атмосферу с газовыми и пылевыми выбросами горно-обогатительных комбинатов, удобрениями и пестицидами в сельском хозяйстве, присутствует в газовыбросах и жидких отходах теплоэлектростанций, работающих на угле, в хвостах обогащения сульфидных руд цветных металлов. Атмосфера Центральной Якутии очень чистая, и концентрация мышьяка в ней примерно соответствует максимальным значениям для воздуха Южного полюса – 0.05 нг/м³. В районах же техногенного воздействия концентрация мышьяка значительно возрастает. Например, среднее содержание этого элемента в атмосфере г. Якутска в 5-20 раз выше фоновых. На территории города установлен ряд атмохимических аномалий As, территориальное расположение которых указывает на техногенные источники его поступления в атмосферу.

Таблица 3.

Содержание мышьяка в подземных водах, мкг/л

Адрес	As, мкг/л
Нежданинское месторождение	До 240
Трубка Удачная	740
Сарылах, подмерзлотные воды, 335 м	20
Сентачан, подмерзлотные воды, 300 м	300
Якутск, подмерзлотные воды, 260 м	2
Источник Булус	25
ПДК _г и ПДК _{рх}	50

Концентрация мышьяка в природных поверхностных и подземных водах Якутии, как правило, составляет около 1-2 мкг/л, но может повышаться на 2-3 порядка в загрязненных районах или там, где уровни мышьяка в почве очень высоки.

Подземные воды, как правило, содержат более высокие концентрации мышьяка, чем поверхностные (табл. 3). Причем, в подземных водах существенное экологическое значение

имеет процесс метилирования этого элемента в анаэробных условиях, в результате которого образуется легкорастворимый ($n \times 10 - n \times 100$ мг/л) и высокотоксичный $(\text{CH}_3)_3\text{As}$.

Наиболее благоприятные условия для миграции и накопления мышьяка в подземных и поверхностных водах создаются в зоне гипергенеза золото-сурьмяных и золоторудных месторождений, приуроченных к химически слабоактивным терригенным породам. В ореольных водах этих месторождений (Малтан, Сарылах, Нежданинское и др.) содержатся максимальные количества мышьяка – $10 \times n - 100 \times n$ мкг/л.

Высокую опасность представляет мышьяк, накапливающийся в хвостохранилищах обогатительных фабрик. При обогащении руд оловорудных, золоторудных и других месторождений с повышенным содержанием мышьяка, основное его количество (до 80% и более) попадает в отходы. Концентрация мышьяка в осадках и растворах хвостохранилищ и отстойников обогатительных фабрик достигает «ураганных» значений, иногда на 2-3 порядка превышающих санитарные нормы (табл. 4).

Таблица 4.

Содержание мышьяка в хвостохранилищах обогатительных фабрик, мг/кг

Обогатительные фабрики	Осадки, мг/кг	Раствор, мкг/л	Примечание
Аллах-Юньская ЗИФ-50	2000	200	Лежалые хвосты
Депутатская ОФ	До 1000	До 100	Хвостохранилище
Дуэтская ЗИФ	500	Нд	Хвосты гравитации
Куларзолото ЗИФ	До 700	Нд	Хвостохранилище
Куранахская ЗИФ	нд	До 2 800	Хвостовая пульпа
Нежданинское	До 970	До 240	Осадки отстойника
Самолазовское	До 1.5%	Нд	Осадки отстойника
Сарылахская ОФ	2 000	До 2000	Хвостовая пульпа
ПДК	2	50	нд – нет данных

В 1995 г. в России принят новый норматив (ОДК) для мышьяка, содержание которого в различных группах почв не должно превышать 2 (пески) и 10 (глины) мг/кг, и было подтверждено его отнесение в почвах к I классу токсичности. Содержание этого элемента в мерзлотных почвах фоновых районов Центральной Якутии колеблется от 0.4 до 4.4 мг/кг, т.е. в пределах санитарных норм. В районе Вилюйской свалки бытовых отходов (г. Якутск) содержание мышьяка в мерзлотных почвах возрастает до 20 мг/кг. Ещё выше его концентрация фиксируется в районах рудных месторождений (см. табл. 2) и селитебных зон, расположенных на геохимических аномалиях [Экогеохимия, 1993] – г. Алдан (табл. 5).

Таблица 5.

Содержание мышьяка в почвах селитебных зон Якутии, мкгг

Город	Среднее	Минимальное	Максимальное	Примечание
Якутск	11.4	<1	150	ПДК почв – 2–10 мг/кг
Алдан	18	<1	300	
Мирный	3	<1	200	

Биохимическая роль мышьяка изучена слабо, хотя он накапливается во взрослых листьях и корнеплодах. Максимальные его количества выявлены в съедобных грибах и мхах. Существенно возрастает содержание мышьяка в растительности вблизи хвостохранилищ (табл. 6).

Таблица 6.

Содержание мышьяка в растительности, мг/кг

Объекты	Мох	Лишайник	Голубика	Лиственница, хвоя
Куранахский район (по С.Ю. Артамоновой, 2000)				
Куранахское хвостохранилище	0.5-4.7	0.57-1.26	До 0.52	0.85-2.5
Куранахское хвостохранилище, нижний бьеф	14.7	2.8	0.71	Нет данных
Куларский район (по Б.С. Ягнышеву и др., 2004)				
Район хвостохранилища Куларской ЗИФ	35.0	34.1	17.1 (брусника)	35.3 (кора)

Результаты медико-геологических исследований последних десятилетий свидетельствуют о тотальном характере воздействия мышьяка на организм человека, проявляющемся как в форме неонкологических, так и онкологических клинико-патологических ситуаций. Основными источниками его поступления в окружающую среду на территории Якутии являются цветная металлургия, горнодобывающая промышленность, геохимические аномалии и некоторые геологические формации, активные зоны земной коры. Высокие содержания соединений этого элемента наблюдаются в различных компонентах окружающей природной среды: горных породах, почвах, атмосфере, снежном покрове, природных водах и растительности. Возможное поступление неорганического мышьяка в озерные, речные и подземные воды, используемые для водоснабжения в районах мышьяксодержащих месторождений, геохимических аномалий и хвостохранилищ, требуют оценок с точки зрения медицинской безопасности. Необходимо более углубленное изучение геохимического состояния окружающей среды, особенностей миграции мышьяка, его поступления в продукты. Особого внимания заслуживает проявление синергического эффекта мышьяка и других токсичных металлов, что представляет малоисследованную проблему для подверженных техногенному загрязнению мерзлотных ландшафтов в селитебных, промышленных и сельскохозяйственных районах Якутии.

Литература

- Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник в 6 кн. / Иванов В.В., под ред. Э.К. Буренкова. – М.: Недра, 1996. Кн. 3: Редкие р-элементы. – 352 с.
- Лукьянова, Ж.Х. Мышьяк // Геология СССР. Т. XVIII, Якутская АССР. Полезные ископаемые. Отв. Ред. Ю.В.Архипов. – М.: Недра, 1979. С.353-354.
- Патология человека на Севере // Авцын А.П., Жаворонков А.А., Марачев А.Г., Милованов А.П. – М.: Медицина, 1985. – 416 с.
- Экогеохимия городов Восточной Сибири //И.С.Ломоносов, В.Н.Макаров, А.П.Хаустов и др. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1993. – 108 с.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕРНОЙ СИСТЕМЫ ОЗ. БОЛЬШОЕ ЯРОВОЕ (АЛТАЙСКИЙ КРАЙ).

Маликова¹ И.Н., Страховенко¹ В.Д., Восель¹ Ю.С., Чупина¹ Д.А., Устинов² М.Т.

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: strahova@igm.nsc.ru

²Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, г. Новосибирск

Озеро Большое Яровое в Алтайском крае в последнее время привлекает к себе повышенное внимание исследователей. Это связано, прежде всего, с нахождением на его берегу химического предприятия АО «Алтайхимпром» по производству оксида ртути. Район имеет важное туристическое и рекреационное значение. Было выявлено, что отходы химического комбината являются источником загрязнения ртутью твердых частиц из снеговой и озерной воды, зоопланктона и локального загрязнения почв и донных отложений [Темерев и др. 2002; Леонова и др., 2007; Маликова и др., 2010 и др.]. В процессе этих работ получено много геохимических данных по почвам и донным отложениям, сформировавшимся в условиях сухостепной зоны. Это дает возможность изучения озерной системы соляного оз. Большое Яровое в качестве типового объекта.

Озеро Большое Яровое находится в зоне с годичным количеством атмосферных осадков 250-300 мм. Оно является бессточным, водное питание получает за счет снеговых и грунтовых вод и относится к сульфатно-хлоридному типу. Общая минерализация воды в озере составляет 170-250 г/л, изменяясь в зависимости от времени года и количества осадков. Донные отложения представлены илами с прослойками мирабилита. По периферии озерной котловины на разновозрастных террасах сформировался сложный почвенный покров от более древних каштановых почв и черноземов южных солонцеватых, расположенных на возвышенных участках в элювиальных ландшафтах, до солончаков и солонцов. В юго-восточной, наиболее пониженной части, сформировались луговые солончаки.

Опробование почв проводилось методом трансект-катен [Устинов, 2001] по генетическим горизонтам. В окрестностях озера Большое Яровое почвы опробованы в 14 разрезах, донные отложения – в 15 скважинах. Пробы проанализированы на ряд макро- и микроэлементов атомно-абсорбционным методом. На уран, торий, калий – гамма-спектрометрическим. В водных вытяжках определен состав главных подвижных анионов и катионов. Проведена статистическая обработка полученных данных и построены карты распределения микроэлементов. В таблице 1 и 2 приведены средние содержания макро- и микроэлементов в почвах водосбора и донных отложениях озера.

Н.М. Страховым обосновано положение о том, что «континентальный озерный галогенез и в целом, и в деталях есть производное того геологического субстрата, среди которого располагаются солеродные озера» [Страхов, 1962, т. III, стр. 270], а механическая и химическая денудация пород водосбора и их состав определяют и состав осадков континентальных водоемов [Страхов, 1962]. Это подтверждено исследованиями большого числа континентальных озер Сибири [Страховенко, Маликова, 2010].

Детальное изучение конкретных разрезов в озерной системе соляного озера Большое Яровое позволило выявить ее особенности. При общем соответствии вариаций средних значений макрокомпонентов по отдельным разрезам отмечается понижение содержаний в донных осадках Са и Sr и некоторое увеличение К, Na, Fe, Al и Mn, по сравнению с почвами, при близких значениях по Ва и Mg. Это в значительной степени является следствием проявления карбонатизации в большинстве почвенных разрезов. С этим связана существенная вариация отношений Al/Ca, Ca/Mg, Ca/Ba, Ca/Sr в почвах (средние значения отношений и отношений с повышенным содержанием Са составляют 4.0-1.1, 3.6-5.8, 100-179 и 104-147 соответственно). Это находит свое отражение и в ряде колонок донных отложений. Хорошее соответствие между почвами и донными осадками озера наблюдается по

отношениям Fe/Al, Fe/Mg, Fe/Mn, Ba/Sr. В донных отложениях, как и следовало ожидать, понижаются отношения K/Na за счет увеличения содержания Na.

Таблица 1

Средние содержания макроэлементов, марганца, бария и стронция в почвах и донных отложениях (оз. Большое Яровое)

Элементы	Почвы				Донные отложения			
	X _{ср}	X _{min}	X _{max}	Кол-во проб	X _{ср}	X _{min}	X _{max}	Кол-во проб
Mg%	1.04	0.47	2.62	59	1.00	0.34	2.04	73
Ca%	$\frac{3.19}{0.77}$ и 5.40*	0.61	6.34	59	2.26	0.81	5.47	73
K%	1.54	1.00	1.87	59	1.76	1.39	1.91	73
Na%	1.35	1.01	1.94	59	2.20	1.64	3.19	73
Fe%	1.69	1.09	2.86	59	2.08		2.83	73
Al%	4.75	3.20	6.38	59	5.14	3.71	6.27	73
Mn, г/т	461	358	6.16	75	593	424	698	73
Ba, г/т	347	270	404	75	318	280	363	73
Sr, г/т	$\frac{363}{114}$ и 601*	100	1132	75	185	118	777	73

Примечание: *для Ca и Sr в знаменателе приведены средние значения для проб с минимальными и повышенными содержаниями. X_{min} и X_{max} – данные по средним содержаниям в конкретных разрезах.

Самым существенным является изменение соотношения Ca-Al, которое в целом определяет распределение в почвенных разрезах карбонатной и терригенной составляющих. Обычно отношение Al/Ca по почвенным разрезам варьирует незначительно, но резко уменьшается в карбонатизированных горизонтах. Обнаруживается преимущественно прямая зависимость между изменением содержания ряда элементов в почвенных разрезах. Это, прежде всего, касается Fe и Al, что свидетельствует о приуроченности Fe к терригенной части почв. Соответственно большей частью отмечается тенденция к прямой связи между изменением содержания и других элементов, которые можно отнести к так называемым тяжелым металлам (Mn, Zn, Cr, Ni, Co). Геохимические связи Mg-Li, Zn-Cd практически не проявлены; только в некоторых разрезах отмечаются связи Ni-Co, K-Ba. Сравнение распределения элементов в почвенных разрезах водосбора с их распределением в колонках донных отложений показывает, что эти тенденции сохраняются.

Особенностью засоленных почв водосбора оз. Большое Яровое является снижение вниз по разрезам большой группы элементов. К таким элементам относятся: Pb, Cu, Cd, Zn, Mn, Cr, V, Fe, Hg, часто Ni и Co. В некоторых случаях содержание микроэлементов снижено также в перегнойном горизонте, вероятно, из-за увеличения массы органического материала. Одной из причин снижения содержания ряда макро- и микроэлементов в нижних горизонтах почв является возрастание вниз по разрезу почв содержания подвижных форм анионов (HCO_3^{1-} , Cl^{1-} , SO_4^{2-}) в водных вытяжках, сопровождающееся увеличением подвижности катионов, в том числе Mg^{2+} , Na^{1+} , а также в ряде разрезов Ca^{2+} .

Такое распределение элементов является наиболее типичным в геосистеме озера Большое Яровое. В то же время каждый разрез представляет собой сложную систему со своей спецификой. Так, например, оно нарушается в случаях, где карбонатизация проявлена по всему разрезу. Это вызывает значительное снижение содержания Al (терригенной составляющей) и Al/Ca отношения (в среднем оно неравномерно снижается с 7 до 0.55). В таких почвах распределение большинства элементов весьма сложное: содержания сильно варьируют и даже отмечается повышение содержания ряда элементов вниз по разрезу со снижением степени карбонатизации и повышения роли терригенной составляющей (Cd, Pb, Ni, Co, V, Fe, Al).

Содержание большинства микроэлементов в почвах и донных отложениях близки (см. табл. 2). Наибольшие различия наблюдаются по Zn, Cr, Ni, V и Hg. Взаимосвязанное изменение содержаний элементов по почвенным разрезам преобладает для Fe-Al, Fe-Mn, Fe-Cr, Ni-Co, Cr-Ni, Zn-Cu, Ca-Sr, K-Ba, иногда Mg-Li, Mg-Ni. Судя по этому, основное влияние терригенной составляющей в донных отложениях сохраняется, хотя обратная связь содержаний Al-Sr в некоторых колонках сменяется на прямую. Очевидно, в составе донных отложений большую роль, чем в почвах, играет органическое вещество.

Таблица 2

Средние содержания микроэлементов в почвах и донных отложениях
(оз. Большое Яровое)

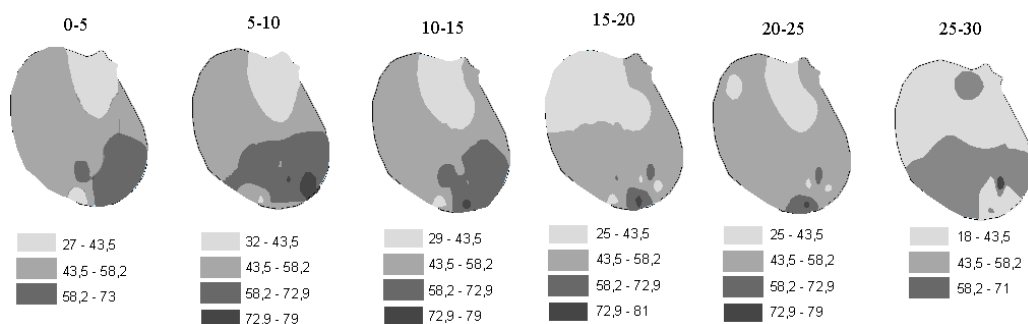
Элементы, г/т	Почвы				Донные отложения			
	X _{ср}	X _{min}	X _{max}	Кол-во проб	X _{ср}	X _{min}	X _{max}	Кол-во проб
Cd	0.075	0.035	0.13	75	0.09	0.05	0.15	73
Pb	12.5	8	18	75	12	9	14	73
Cu	16	11	23	75	19	9	28	73
Zn	39	11	68	75	45	30	72	73
Cr	41	26	54	75	54	21	79	73
Ni	23	13	39	75	27	16	39	73
Co	7	4.0	12.2	75	7.4	3	12.2	73
Li	19	14	28	59	22	10	33	73
V	46	33	69	59	54	24	77	73
Hg	0.046	0.014	0.180	75	0.10	0.010	0.250	73
U	1.7	1.2	2.8	75	1.7	0.8	2.4	73
Th	4.4	2.8	7.0	75	5.6	3.2	8.1	73

Примечание: X_{min} и X_{max} – данные по средним содержаниям в конкретном разрезе

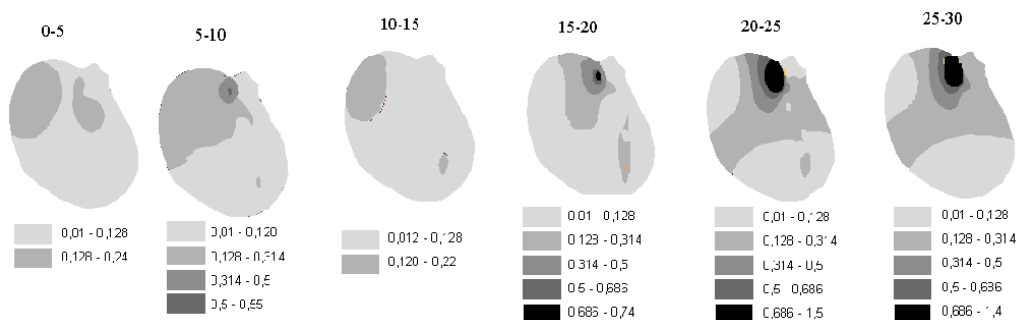
В целом, выявлена сильная корреляционная связь Fe, V, Al, Th, с Cr, Ni, Co ($r > 0.9$), с Cu и Zn ($r > 0.7$); Co коррелирует с Pb, Zn и Cu (r от 0.74 до 0.80). В почвах установлена корреляция Cd с U и Th (r 0.76 и 0.74), в донных отложениях эта связь ослабевает и наблюдается корреляция Cd с Zn, Sb и Li ($r > 0.7$). Hg в почвах коррелирует с Al, V, K, а отрицательная корреляция установлена со Sr, Ca, Mg; в донных отложениях ее достоверных связей не выявлено. Видимо, это связано с поступлением Hg в основном из техногенного источника.

Важным следствием такой тенденции распределения элементов в конкретных разрезах и колонках являются большей частью близкие средние значения отношений в почвах и донных отложениях. Наиболее показательными примерами этого могут служить средние значения отношений: Cd/Hg (2.1 и 2.3), Zn/Cu (2.6 и 2.5), Ni/Co (3.2 и 4.0), Mg/Li (479 и 475), Cu/Co (2.4 и 2.5), Pb/Co (1.9 и 1.9), Cd/Th (0.018 и 0.017), Cr/Ni (2.1 и 2.0), Fe/Cr (422 и 409), K/Hg (4.8 и 4.0) и др. Повышение значений отношения Mn/Zn, Mn/Fe в некоторых слоях донных отложений выявляет наличие марганцевых скоплений. Таким образом, наиболее надежным для сопоставления состава терригенных пород водосбора и донных отложений в озерной системе оз. Большое Яровое является использование отношений элементов.

При построении изолинейных карт распределения элементов в почвах и донных отложениях использовались ГИС ArcMap 9.3 в сочетании с модулем Geostatistical Analyst. Выявлены локальные зоны повышенных содержаний Sr, Ni, Cr, Zn, Pb, Cd и Hg на площади озера (рис. 1). В значительной степени такие зоны имеют природное происхождение. Зоны повышенных содержаний Cr, Pb, Cd и Hg, находящиеся в районе сброса сточных вод химкомбината и г. Яровое, скорее всего, обусловлены антропогенным влиянием. Локальное пятно ртутного загрязнения находится на глубине 20-30 см.



Вертикальное распределение цинка в донном осадке оз. Большое Яровое



Вертикальное распределение ртути в донном осадке оз. Большое Яровое

Рис. 1. Примеры вертикального распределения микроэлементов в разрезах донного осадка озера Большого Ярового.

Таким образом, изучение геохимических особенностей почв и донных осадков озера Большое Яровое показало, что наиболее надежным критерием сопоставления их составов, и прежде всего в системах с карбонатным засолением, является использование отношений элементов.

Представленные результаты дают наиболее общую картину распределения элементов в геосистеме озера Большое Яровое. Для изучения процессов, приводящих к формированию сложномозаичного почвенного покрова и его влияния на состав донных отложений, необходимо привлечь детальный анализ поведения элементов в конкретных типовых разрезах почв и колонках донных отложений.

Литература

- Леонова Г.А., Бобров В.А., Богуш А.А. и др. Геохимическая характеристика современного состояния соляных озер Алтайского края // *Геохимия*. 2007. №10. С. 1114-1128.
- Маликова И.Н., Страховенко В.Д., Устинов М.Т. и др. Микроэлементы в почвах водосбора озера Большое Яровое и его донных отложениях (Алтайский край). // *Тяжелые металлы в окружающей среде. Материалы VI междунар. научно-практич. конф.*, Семей. 2010, т. II, с. 123-128
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд. АН СССР. 1962, т. I. – 212 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. – М.: Изд. АН СССР. 1962, т. III. – 550 с.
- Страховенко В.Д., Маликова И.Н. Сравнительный анализ элементного и минерального состава донных отложений малых континентальных озер Сибири. // *Доклады 3-й междунар. конф.*, Владимир, 23-25 сентября 2010г. /под ред. И.А. Карловича: Владимир, ВГГУ, 2010, С 287-289
- Темерев С.В., Галаков В.П., Эйрих А.Н., Серых Т.Г. Особенности формирования химического состава снегового стока в бессточной области Обь-Иртышского междуречья. // *Химия в интересах устойчивого развития*, 2002. Т. 10. №4. С.485-496
- Устинов М.Т. Катенография и эколого-мелиоративная оценка почвенного покрова методом трансект-катен. // *Сибирский экологический журнал*. 2001. №3. С. 285-292.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОВЫХ ВОДАХ И В САПРОПЕЛЕ ОЗ. ДУХОВОЕ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА

Мальцев¹ Е.А., Бобров¹ В.А., Леонова¹ Г.А., Богуш¹ А.А., Бычинский² В.А.

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: ospeshev@gmail.com

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: val@igc.irk.ru;

Данные по химическому составу поровых вод обладают высокой информативностью, являясь чувствительным индикатором самых разнообразных процессов, развивающихся в донных отложениях как на стадии эволюции бассейна седиментации, так и при последующих преобразованиях диагенетического характера [Погодаева и др., 2007]. Нами исследован химический состав поровых вод и голоценового разреза сапропеля (7 м) из оз. Духовое, расположенного на восточном борту Байкальской впадины (53° 18' с.ш., 108° 53' в.д.). Озеро неглубокое (~ 2.8 м), длина его 2500 м, ширина 1600 м.

На рис. 1 представлены диаграммы долевого распределения основных ионов (в моль-эквивалентах) в озерной воде и поровом растворе из отдельных слоев керна. Отжим поровых вод осуществляли по стандартной методике [Шишкина, 1972] из слоев керна длиной по 10 см в прессформе диаметром 6 см с помощью гидравлического пресса «КЗФ 4602».

Озерные воды по классификации [Алекин, 1948] отнесены к гидрокарбонатному кальциевому классу, поровые воды по всей глубине керна осадков – к сульфатным кальциевым (и/или магниевым) и лишь на горизонте 409-459 см к гидрокарбонатным кальциевым. Минерализация озерных вод в момент отбора (июль 2008 г.) не превышала 88 мг/л, поровых вод – варьировала в широких пределах (450-3400 мг/л) и в целом увеличивалась с глубиной.

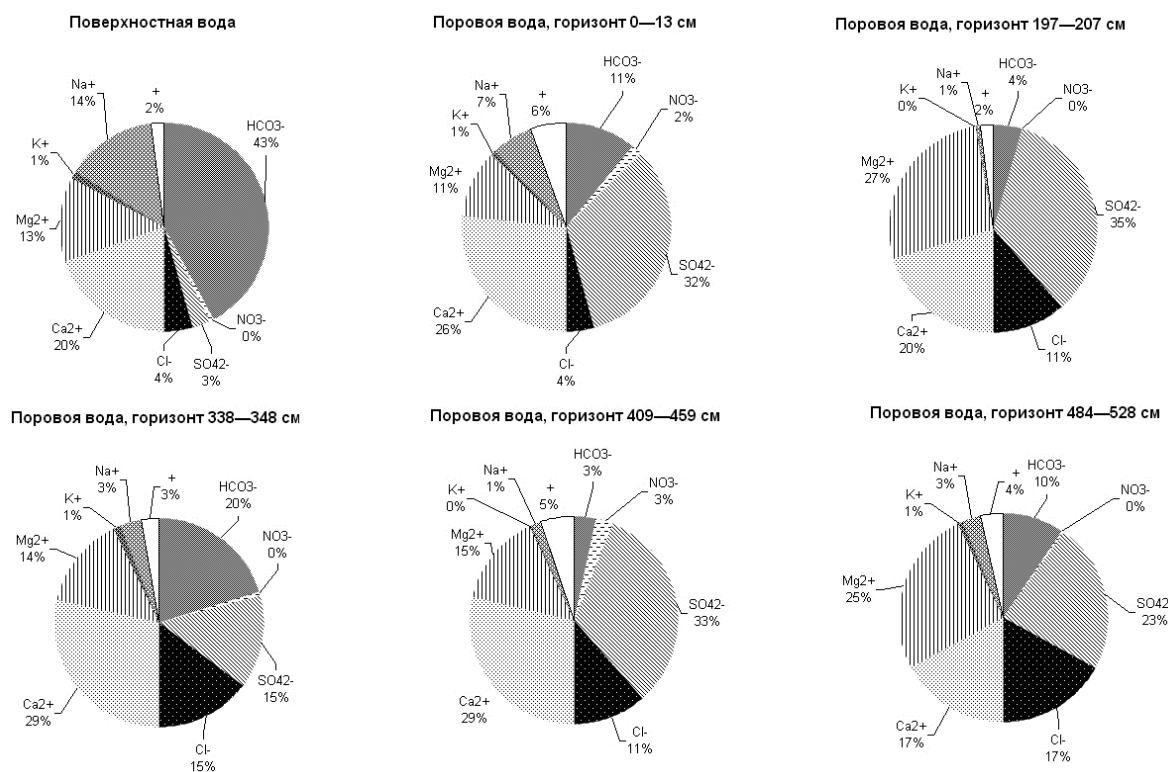


Рис. 1. Долевое распределение основных ионов (в моль-эквивалентах) в поверхностных и поровых водах оз. Духовое.

На рис. 2 представлены концентрационные профили распределения в поровых водах по глубине керна значений рН, Eh, основных ионов (SO₄²⁻ и Ca²⁺), Fe и Mn, являющихся

чуткими индикаторами изменения физико-химических условий в осадках, биофильных элементов – Zn и Cu, техногенных элементов, характеризующих загрязненность атмосферы – Pb и Cd.

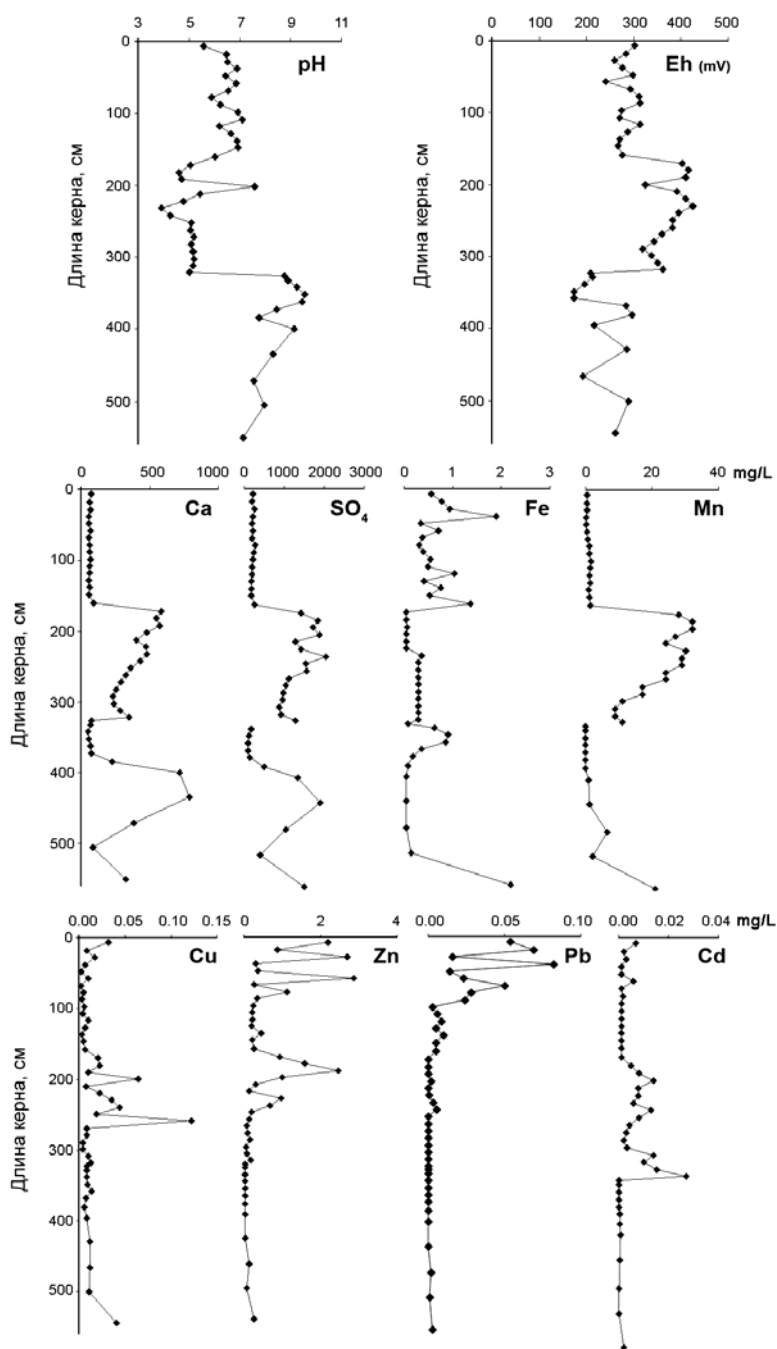


Рис. 2. Вертикальные профили распределения в поровых водах кернa сапропеля оз. Духовое значений pH, Eh и химических элементов.

Значения pH в поровых водах меняются от 3.9 до 9.6, в верхнем 10-см слое pH = 5.58, минимальные значения pH (3.91) отмечены на глубине 232 см и остаются в пределах 5.02–5.19 до глубины 320 см, после чего идет очень резкое повышение pH до 9.4 на глубине 340–360 см, в нижней части кернa – приближаются к нейтральным. Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) поровых вод изменяется в интервале от +167 до +425 мВ. Изменение концентраций ионов SO_4^{2-} и Ca^{2+} в поровых водах по глубине происходит почти «синхронно». При сравнении распределения концентраций Mn, Fe и значений Eh в поровых водах можно сделать следующие предварительные заключения: при выдержанных значениях Eh (~ 300 мВ) до глубины кернa 160 см наблюдаются и выдержанные значения концентрации

Mn, при резком увеличении Eh до 400 мВ в интервале глубин 160–320 см резко повышается и содержание Mn. Ниже по глубине вслед за снижением значений Eh уменьшается и содержание Mn. Для Fe, напротив, при резком увеличении значений Eh резко снижается содержание Fe в поровых водах за счет связывания его в твердые минеральные фазы, на что указывают данные [Богущ и др., 2011].

Распределение Cu и Zn в поровых водах в целом отражает изменение в них величин рН. Наименьшему значению рН=3.91 на глубине 262 см соответствует максимальное содержание Cu – 0.12 мкг/л, при резком повышении рН до значения 7.56 содержание Cu вдвое уменьшается до 0.06 мкг/л. Это объясняется большей подвижностью многих элементов в кислой среде по сравнению с щелочной. Самые высокие концентрации Zn в поровых водах приурочены к горизонтам органического вещества (1-200 см), перемежающегося с прослоями глинистого материала. Концентрации Pb и Cd в поровых водах по глубине всего керна достаточно выдержаны, кроме верхних слоев с повышенными содержаниями этих элементов. Такое распределение «летучих» элементов характерно для донных отложений малых озер и отражает загрязненность атмосферы от выбросов промышленных предприятий.

Сопоставление концентраций химических элементов в поровой воде с концентрациями в донном осадке (твердая фаза) проведено в 9 интервалах керна, выделенных по значениям рН в поровой воде этих интервалов. Выбраны следующие 9 интервалов: 1) 0-167 см (15 образцов), 2) 167-197 см (3 образца); 3) 207-227 см (2 образца); 4) 227-247 см (2 образца); 5) 247-325 см (8 образцов); 6) 325-378 см (6 образцов); 7) 378-391 см (1 образец); 8) 391-459 см (2 образца); 9) 459-574 см (3 образца). Значения рН в выделенных 9 интервалах керна меняются следующим образом (рис. 3, А, Б): в интервале органогенных осадков (0-167 см) рН поровых вод слабокислый – 6.5, затем постепенно понижается до кислого значения (4-5) в интервале керна 167-325 см, а ниже горизонта 325 см рН увеличивается до слабощелочных значений 7.6-9.

Подвижность химических элементов, ответственную за их содержание в поровой воде, выявляли путем сравнения с содержаниями элементов в твердой фазе осадка и условно характеризовали «коэффициентом подвижности» (K_p), рассчитанным как отношение концентрации растворенной формы элемента к его концентрации в твердой фазе (осадок):

$$K_p = C_{i \text{ вода}} / C_{i \text{ осадок}},$$

где K_p – «коэффициент подвижности»; $C_{i \text{ вода}}$ – содержание i -го химического элемента в воде (мг/л); $C_{i \text{ твердая фаза}}$ – содержание i -го химического элемента в твердой фазе (мг/кг).

Для удобства восприятия масштаба значений K_p при графических построениях этот показатель умножили на 10000 и обозначили как $N = K_p \times 10000$

$$N = C_{i \text{ вода}} / C_{i \text{ осадок}} \times 10000, \text{ где } N \text{ – «коэффициент подвижности» (отн.ед.).}$$

Согласно графикам (рис. 3, А и Б), построенных для 15-ти элементов, наибольшей подвижностью обладают Ca, Mn и Cd, для которых коэффициент N равен 700 (Ca), 885 (Mn) и 785 (Cd). По ориентировочным оценкам вклад Ca достигает 1.3 % в поровой воде по отношению к валовому содержанию его в осадке и около 0.5 % для Mn и Cd, и как минимум на порядок ниже для всех остальных элементов. Очень низкий (на уровне сотых процента) вклад Li, Al, Pb и особенно Fe. Почти на два порядка падает коэффициент подвижности (N) таких элементов, как Co, Cd, Mn и Ni в слое осадка 325-391 см, где рН достигает максимального значения (рН=9). На один десятичный порядок падают коэффициенты подвижности Ca, Mg, Li, Zn в тех же горизонтах осадка (325-391 см) с рН=9. Практически не зависит от значений рН поведение щелочных элементов Na и K, щелочноземельного – Ba. Особое внимание привлекает очень низкое участие железа в поровой воде на фоне высокой активности марганца (рис. 3Б).

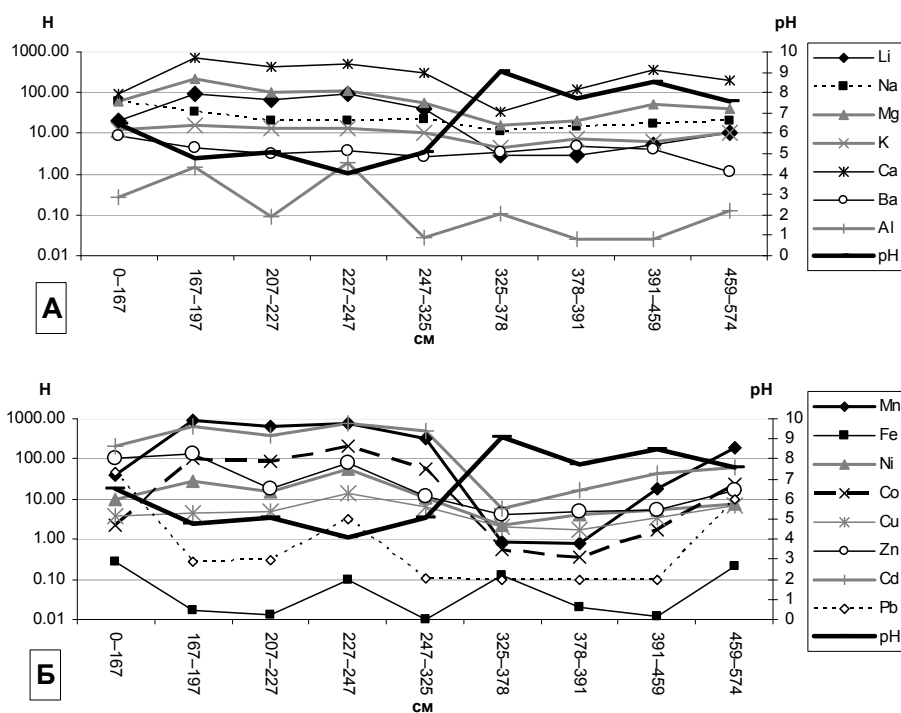


Рис. 3. Распределение коэффициентов подвижности (H) по интервалам осадка с различным рН в поровой воде: А – для Li, Na, Mg, R, Ca, Ba, Al; Б – для Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb.

Таким образом, диагенетические процессы преобразования 7-метрового разреза донного осадка оз. Духовое, сформировавшегося в голоцене, выражаются в изменении ионного состава поровой воды – снижении долевого участия гидрокарбонат-аниона до 3-11 %, повышении хлор-аниона до 17 %, увеличении сульфат-иона до 23-35 %. Высокие концентрации сульфат-ионов в поровых водах по глубине керна, с одной стороны, связаны с микробиологической деструкцией органического вещества верхнего интервала осадков (1-167 см) [Кондратьева и др., 2011], с другой – с выщелачиванием их из твердой фазы глинисто-песчаного осадка (интервал керна 167-574 см). Очень низкие концентрации железа в поровых водах (0.05-0.86 мг/л), вероятно, можно объяснить его расходом на образование сульфидов железа (пирита), а также вивианита. Присутствие аутигенных минералов пирита и особенно резкое увеличение их с глубины 2 м подтверждают данные сканирующего электронного микроскопа [Богуш и др., 2011].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-00655 и № 11-05-12038-офи-м-2011).

Литература

- Алекин О.А. Общая гидрохимия. – Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1948. – 207 с.
- Богуш А.А., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кузьмина А.Е., Кривоногов С.К., Аношин Г.Н., Тихова В.Д. Особенности биоминералообразования в торфах и сапропелях Байкальского региона // Геология морей и океанов: Материалы докл. XIX Междунар. школы по морской геологии. М.: Геос, 2011. Т. IV. С. 19-22.
- Кондратьева Л.М., Леонова Г.А., Богуш А.А., Морозова О.Ю., Бобров В.А., Андреева Д.В., Шунькова Н.Н. Биогеохимическая активность микроорганизмов из сапропеля оз. Духовое на ранних этапах диагенеза // Экология и геохимическая деятельность микроорганизмов экстремальных местообитаний: Матер. междунар. конф. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского ун-та, 2011. С. 110-112.
- Погодаева Т.В., Земская Т.И., Голобокова Л.П., Хлыстов О.М., Минами Х., Сакагами Х. Особенности химического состава поровых вод донных отложений различных районов озера Байкал // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 11. С. 1144-1160.
- Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. – М.: Наука, 1972. – 227 с.

СТОЙКИЕ ОРГАНИЧЕСКИЕ ЗАГРЯЗНИТЕЛИ В СНЕГЕ И ПОЧВЕ БАЙКАЛА И БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: ice_baikal@mail.ru*

Стойкие органические загрязнители (СОЗ) – это группа особо опасных соединений, включающих полихлорированные дибензо-пара-диоксины (ПХДД), полихлорированные дибензофураны (ПХДФ), полихлорированные бифенилы (ПХБ), хлорорганические пестициды (ДДТ, ГХЦГ, ГХБ).

Для соединений этой группы характерны высокая устойчивость в окружающей среде, накопление по пищевой цепи до уровней, в десятки тысяч раз превышающих уровни, обнаруживаемые в окружающей среде, токсичность для человека и других живых организмов (являются причиной канцерогенных заболеваний, нарушений развития, репродуктивных и иммунологических расстройств, эндокринных нарушений и др.). СОЗ способны переноситься на большие расстояния от места их образования или применения.

ПХДД и ПХДФ являются побочными продуктами, образующимися в результате различных процессов (термические, хлорорганический синтез и т.д.). Другие соединения этой группы широко использовались в сельском и лесном хозяйстве (хлорорганические пестициды), в электротехнической промышленности (ПХБ). ДДТ запрещен к использованию на территории Иркутской области в 1972 г., ГХЦГ и ГХБ использовались в сельском хозяйстве до конца 1980х годов. ПХБ-содержащее оборудование используется или хранится на территории области до сих пор.

Для обеспечения защиты населения и окружающей среды от неблагоприятного воздействия подобных соединений принимаются меры на национальном, региональном и международном уровнях, предусматривающие «сокращение и/или ликвидацию эмиссий, выбросов и, когда необходимо, прекращение производства и применения» [Буччини, 1998]. Среди них следует отметить Глобальную конвенцию по стойким органическим загрязнителям 1997 г., предложенную ЮНЕП; глобальную программу мер ЮНЕП по защите морской среды от последствий хозяйственной деятельности, проводимой на суше (Вашингтон, 1995 г.); Хельсинскую конвенцию по охране Балтийского моря (Хелком) и Канадско-американское соглашение по Великим озерам (1997 г.) [Буччини, 1998; Федоров, 1993]. 22 мая 2001 года принята Стокгольмская конвенция о стойких органических загрязнителях, согласно которой страны, подписавшие ее, должны принимать меры по сокращению или устранению выбросов в результате преднамеренного и непреднамеренного производства СОЗ, меры по сокращению или ликвидации выбросов, связанных с запасами и отходами; меры по информированию, повышению осведомленности и просвещению общественности; проводить научные исследования по вопросам: источники и выбросы в окружающую среду; уровни в организме людей и в окружающей среде; перенос в окружающей среде, «судьба» и преобразование; воздействие на здоровье человека и окружающей среды; социально-экономические и культурные последствия и т.д. В 2003 г. Россия в числе других стран подписала и ратифицировала Стокгольмскую конвенцию о СОЗ.

На территории Иркутской области, благодаря богатому ресурсному потенциалу, размещены отраслевые комплексы: топливно-энергетической, химической, лесной, деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной промышленности, цветной металлургии и др. Следует отметить, что значительная часть загрязнения от предприятий поступает в окружающую среду с их атмосферными выбросами. В связи с тем, что снеговой покров в Иркутской области лежит довольно продолжительное время, 5-6 месяцев, он может являться показателем загрязнения атмосферы за этот период времени.

Анализ ПХБ проводился по методу, описанному в [Мамонтов, 2001] с использованием газового хроматографа НР-5890, оснащенного детектором электронного захвата.

С конца февраля – начало марта 1994 г. пробы снегового покрова отбирались в рамках снегоотбора, организованного Институтом геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, по профилям: Иркутск-Листвянка, Баяндай-Иркутск-Слюдянка, Иркутск-Голоустное, Муруй-Жигалово, а также по побережью Южного Байкала от Слюдянки до Танхоя, в Тункинской долине и в городах: Иркутск, Ангарск, Усолье-Сибирское, Черемхово, Зима, Саянск, Байкальск, Слюдянка, Шелехов. Выбор данной схемы пробоотбора определялся с учетом доминирующих ветров, различных типов ландшафтов и размещения промышленных и сельскохозяйственных предприятий. Пробы отбирались металлическим пробоотборником в чистые полиэтиленовые пакеты. При отборе учитывались расстояние от магистралей (не менее 150 м), толщина снегового покрова, площадь, с которой был произведен отбор проб снега. Отбор проб почв производился методом конверта почвенным буром на глубину до 20 см. До проведения анализа пробы хранились при -30°C .

Исследованию СОЗ в Байкальском регионе посвящено множество статей, охватывающих самые различные компоненты экосистемы озера Байкал [Мамонтов, 2001; Мамонтова, 2001; Mamontov et al., 2000; Iwata et al., 1995; Полихлорированные бифенилы..., 2005].

Сумма ПХБ в снеговом покрове изменялась от 0.02 мкг/л до 1.09 мкг/л. Исходя из измеренной при пробоотборе площади, с которой был собран снег, а также количества снега, выпавшего за весь период снегостояния, был произведен расчет потоков. По уровню накопления ПХБ можно выделить одну большую территорию с относительно высоким уровнем нагрузки (больше 8 мкг/м²) (район гг. Ангарска, Усолья-Сибирского, Иркутска, Шелехова) и небольшие зоны: между пос. Усть-Орда и Оек, ж/д ст. Подкаменная, пос. Култук, пос. Худяково, пос. Бурдаковка, пос. Листвянка и район Мурино. В районе поселков Муруй, Залари, Балаганска и Аршан также отмечаются незначительные увеличения (2-6 мкг/м²) по сравнению с фоновыми уровнями (меньше 2 мкг/м²), к которым можно отнести концентрации, найденные в Тункинской долине, за исключением Аршана.

Неоднородность в пробах снега из разных районов Иркутской области характерна и для гомологического состава ПХБ. Практически во всех пробах детектируются в основном тетра-, пента- и гексахлорзамещенные гомологи ПХБ и только в отдельных пробах найдены гомологи с одним, семью и десятью атомами хлора. Гомологи же с двумя, тремя, восемью атомами хлора не были детектированы. Однотипный гомологический состав ПХБ обнаружен в снеговом покрове, отобранном в городах Зима, Черемхово, Слюдянка и Байкальск и на некоторых станциях по профилям Иркутск-Листвянка и Баяндай-Иркутск-Слюдянка. В пробах доминируют пентахлорированные гомологи. Присутствуют также тетра- и гексахлорированные гомологи, причем концентрация первого обычно выше концентрации второго. Данный гомологический состав подобен таковому в соволе. На остальных территориях картина гомологического состава обусловлена атмосферным переносом, а также влиянием местных источников – домашних печей, которые имеют благоприятные для ПХБ и других хлорорганических соединений условия образования.

Сравнение с данными литературы показало, что обнаруженные нами концентрации ПХБ достаточно высоки и близки только к найденным по 100 конгенерам ПХБ в снеге, отобранном около мусороперерабатывающего завода (табл.).

Таким образом, для ПХБ наблюдается закономерность: повышенные величины их концентраций в городах Иркутской области, минимальные уровни накопления приходятся на снег, отобранный в Тункинской долине и на льду Байкала.

Полученная картина распределения ПХБ в прибрежных почвах озера Байкал позволяет говорить о значимом влиянии локального воздушного переноса на возможность существенного загрязнения озера Байкал ПХБ от местных источников и о существенном влиянии климатических факторов (температуры, направления преобладающих ветров, увлажнения/вымывания территории) на особенности конгенерспецифического распределения токсикантов в различных условиях.

Было найдено, что уровни концентраций ПХБ в почвах Байкальского региона соответствуют широкому диапазону (до 2000 раз) с максимальными концентрациями в

районе Химпрома г. Усолья-Сибирского и минимальными в удаленных горных районах Баргузинского хребта [Полихлорированные бифенилы..., 2005]. Распределение ПХБ и ПХДД/Ф в почвах хорошо согласуются, поэтому ПХБ могут служить своеобразным индикатором концентраций ПХДД/Ф в почвах. Максимально найденные концентрации ПХБ соответствовали техногенным, зараженным зонам технически развитых стран Западной Европы и США. Минимальные – удаленным и химически незагрязненным почвам Новой Зеландии, Бразилии, Австралии. Распределение концентраций ПХБ в почвах побережья озера Байкал неоднородно. Высокие концентрации обнаружены в районе г. Байкальска до 59 нг/см², байкальского створа «Ангарской воздушной трубы» в порту Байкал и пос. Лиственичное, 14 и 14.2 нг/см², соответственно, на противоположном берегу по речкам Аносовке, Верхней Хандагайте, Ключевой (70-80 нг/см²). Согласно полученным данным было найдено, что в Байкал к 1998 году посредством атмосферного переноса уже поступило 8 тонн ПХБ [Mamontov et al., 2000].

Таблица.

Сравнение полученных результатов с данными литературы.

Место отбора	Концентрация, нг/л	Источник
Снег из Северного Атлантического океана	3.45-4.56	[Strachan et al., 1998]
Север Норвегии	~1 (измерялось 12 конгенов ПХБ)	[Enge et al., 1998]
Канада	0.086	[Norstrom et al., 1994]
Канада, возле мусороперерабатывающего завода	31.00-45.00 (измерялось 100 конгенов ПХБ)	[Blais et al., 1998]
Полуостров Таймыр и море Лаптева	~ 10 (измерялось 7 конгенов ПХБ)	[АМАР, 1998]
Тункинская долина	57.75 (11.03-83.33)	Наст. иссл.
Тракт Иркутск-Баяндай	107.90 (23.00-380.00)	Наст. иссл.
Тракт Иркутск-Слюдянка	120.70 (9.20-480.00)	Наст. иссл.
Тракт Муруй-Жигалово	34.44 (20.00-60.00)	Наст. иссл.
Тракт Иркутск-Голоустное	46.70 (20.00-80.00)	Наст. иссл.
Тракт Иркутск-Листвянка	139.00 (23.00-1096.00)	Наст. иссл.
Города Иркутской области	186.41 (30.60-490.90)	Наст. иссл.

Исследования прибрежных почв озера Байкал подтвердили существование самой проблемной зоны – южной части озера Байкал в районе г. Байкальск и 150 километровой зоне его максимального воздушного влияния вдоль южного и юго-восточного побережья Байкала. Эмиссия ПХБ, вероятно, осуществляется через крупные печи сжигания и оседает на склонах Хамар-Дабана. Концентрации ПХБ здесь достигают 90 нг/см² и являются максимальными для прибрежных зон Байкала. Даже концентрации, найденные по оси «ангарской воздушной трубы», оказались в два-три раза меньшими, чем локальный воздушный перенос из района г. Байкальск. Также было найдено, что хребет Хамар-Дабан не является непреодолимой преградой для межрегионального переноса, и часть ПХБ вместе с воздушными массами поступает через низкие перевалы в долину р. Темник и, вероятно, далее по направлению северо-западного переноса.

Другой проблемной зоной является зона плавного роста концентраций ПХБ к разрезу м. Кабаний - м. Елохин с максимальными уровнями ПХБ 49 и 25 нг/см², соответственно. В этом районе расположен некий источник эмиссии ПХБ, что также подтверждается и изменением конгенового состава токсикантов.

Найдены интересные закономерности высотного распределения индивидуальных соединений ПХБ. Оказалось, что западное побережье Байкала более соответствует классической теории распределения СОЗов по высоте, в то время, как восточное и особенно Хамар-Дабан испытывают сильное «вымывающее» влияние большого количества осадков,

образующихся в результате насыщения водой воздушных масс западного переноса над Байкалом и последующего ее выпадения на восточном побережье. Концентрации остальных частей прибрежных почв Байкала колебались в диапазоне от 4 до 20 нг/см².

Найденные на восточном побережье более высокие (сравнительно с западным побережьем Байкала) концентрации СОЗ требуют выяснения причин такого различия. Является ли такое повышение концентраций следствием растущей техногенной нагрузки на озеро или причина кроется в особенностях перераспределения токсикантов внутри экосистемы.

Сравнивая результаты 1997г. и настоящего исследования, существенных различий в концентрациях ПХБ найдено не было. Имеющиеся различия в конгенерном составе могут быть следствием использования различных методов определения. Общая же тенденция – уменьшения со временем процентного содержания низкохлорированных ПХБ в зонах максимального загрязнения может свидетельствовать о том, что в настоящее время идет перераспределение составов ПХБ в почвах под воздействием климатических факторов.

Работы выполнены при поддержке грантов INTAS 2000-00140, РФФИ №04-05-64870, №07-05-00697, №10-05-00663, №10-05-93173, Интеграционных проектов № 53 и 4.16.

Литература

Буччини Д. Стойкие органические загрязнители (СОЗ): последние события на межправительственном форуме по безопасности химических веществ (IFCS) // Материалы субрегионального совещания по выявлению и оценке выбросов стойких органических загрязнителей (СОЗ). – М.: Центр международных проектов, 1998. С. 29-37.

Мамонтов А.А. Полихлорированные дибензо-пара-диоксины и родственные соединения в экосистеме озера Байкал. – М.: Академия наук о Земле, 2001. – 68 с.

Мамонтова Е.А. Гигиеническая оценка загрязнения диоксинами и родственными соединениями окружающей среды Иркутской области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 141 с.

Полихлорированные бифенилы (ПХБ) в Байкальском регионе: источники, дальний перенос и оценка риска (результаты гранта INTAS 2000-00140) / Отв. Ред М.И. Кузьмин. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. – 52 с.

Федоров Л.А. Диоксины как экологическая опасность: ретроспективы и перспективы. – М.: Наука, 1993. – 272 с.

AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. 1998. – 859 p.

Blais J.M., Froese K.L., Schindler D.W., Muir D.C.G. Assessment of PCB in snow and lake sediments following a major release from the Alberta special waste treatmentcentre near Swan hills, Alberta, Canada // Organohalogen Compounds. 1998. V. 39. P. 189-192.

Enge E.K., Heimstad E.S. and Kallenborn R. Distribution of polychlorinated biphenyls (PCBs) in snow samples in northern Norway // Organohalogen Compounds. 1998. V. 39. P. 435-438.

Iwata H., Tanabe S., Ueda K., Tatsukawa R. Persistent organochlorine residues in air, water, sediments, and soil from the Lake Baikal Region, Russia // Environ. Sci. Technol. 1995. V. 29, № 3. P. 792-801.

Mamontov A.A., Mamontova E.A., Tarasova E.N., McLachlan M.S. Tracing the Sources of PCDD/Fs and PCBs to Lake Baikal // Environ. Sci. & Technol. 2000. V. 34. № 5. P. 741-747.

Norstrom R.J. Chlorinated hydrocarbon contaminants in the Arctic marine environment // Organohalogen Compounds. 1994. V. 20. P. 541-545.

Strachan W.M.J., Teixeira C.F., Williamson M., Harner T., Bidleman T.F., Kylin H. Concentrations and trends of organochlorine compounds and polycyclic aromatic hydrocarbons in the Arctic Ocean (1996) // Organohalogen Compounds. 1998. V. 39. P. 407-410.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ МАКРО- И МИКРОКОМПОНЕНТОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОЗ. БАЙКАЛ. СООБЩЕНИЕ 1.

Тарасова Е.Н., Мамонтова Е.А., Мамонтов А.А., Кузьмин М.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск. e-mail: tarasova@jgc.irk.ru

Органическая геохимия имеет большое фундаментальное значение как наука, занимающаяся проблемами возникновения и химической эволюции живой материи на Земле и других планетах. Изучение превращений и распределения соединений углерода в современных условиях, а также в современных и древних осадочных отложениях быстро прогрессирует, стимулированное к развитию такими важными проблемами, как исследования залежей ископаемого топлива, изучение загрязнений и примесей, проблема происхождения жизни и анализ пород с поверхности других планет. Благодаря достижениям в методах разделения и анализа органического вещества (газовая хроматография и масс-спектрометрия) стала возможной работа с очень сложными смесями органических веществ, содержащихся в большинстве пород. Тем не менее, исследование характеристики органического вещества по элементному составу наряду с информацией индивидуальных компонентов остается актуальной. Создано множество моделей, учитывающих внешнюю и внутреннюю биогенную нагрузку для оценки состояния водных экосистем, полную сводку которых можно найти в монографиях Б. Хандерсона-Селлера [1987], С.Э. Йоргенса [1985]. Ф. Олсон [Olson, 1963] впервые показал, что устойчивость почвенных экосистем зависит от стабильности гумусовых веществ. По аналогии с почвами показатель Олсона для водных экосистем был успешно применен Секи Хумитаки [1986]. Центральной и по-прежнему спорной в исследовании продуктивности почвенных и водных экосистем остается проблема лимитирования планктонных организмов [Vollenweider, Dillon, 1974; Hecky, Kilham, 1988; Kilham, 1990]. Новым направлением в проблеме сохранения природных экосистем стало исследование зависимости содержания стойких органических загрязнителей от трофности водоемов [Lee, Kuom, 1999].

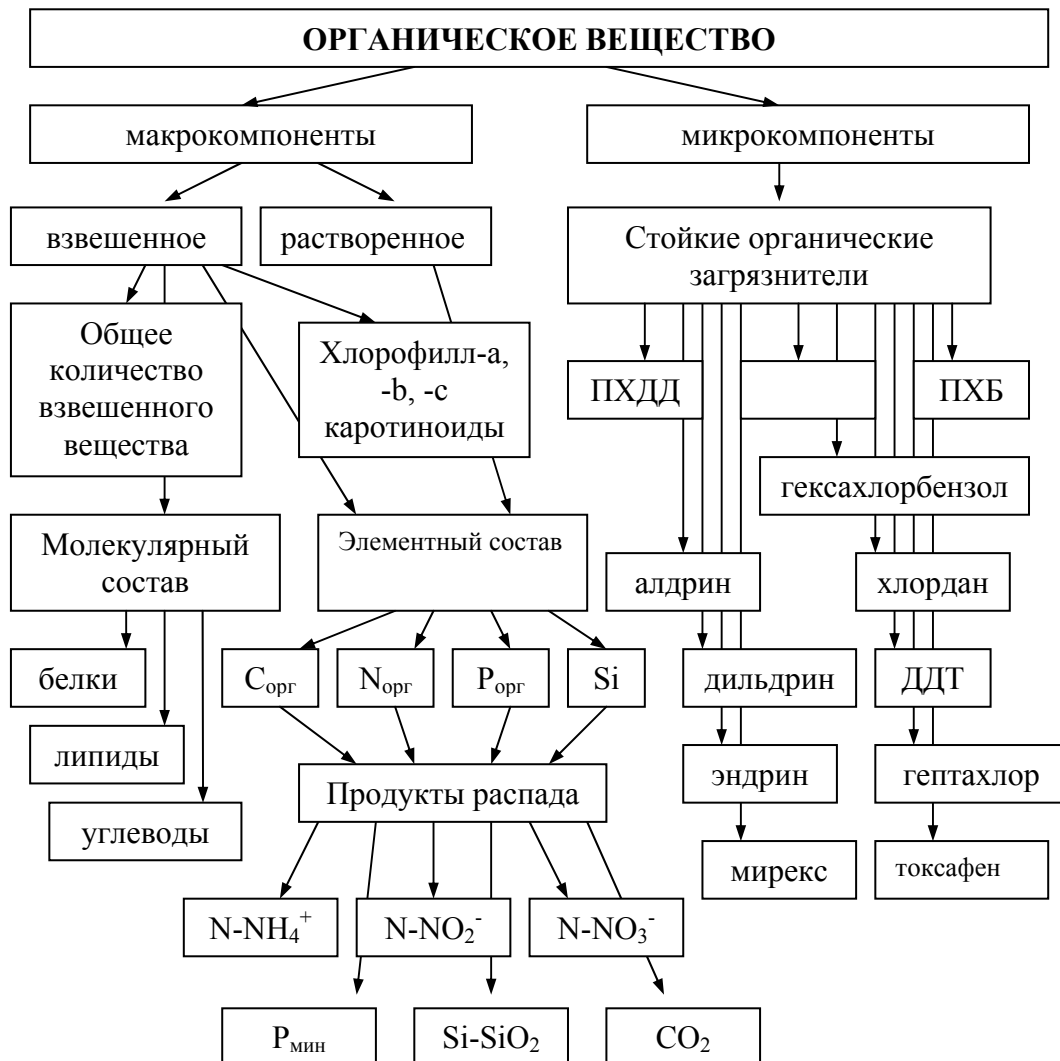
Нами при рассмотрении биогеохимии органического вещества в пелагиали оз. Байкал учитываются суммарные потоки веществ: организмы – растворенное органическое вещество – взвешенное органическое вещество – осажденное органическое вещество. Создание лаборатории по исследованию стойких органических загрязнителей и усиление аналитической базы исследования органических веществ, которые стали возможными благодаря грантам ИНТАС 2000-00140 и фонда Д. и К. МакАртуров, позволили, наряду с органическим веществом природного происхождения, на современном уровне исследовать и органическое вещество техногенного происхождения.

Коллектив на протяжении многих лет проводит теоретические и экспериментальные исследования биогеохимических циклов органического вещества в оз. Байкал [Тарасова, 1975; Тарасова, Мещерякова, 1992; Мамонтов, 2001; Мамонтова, 2001; Mamontov et al., 2000]. Изучение органического вещества в оз. Байкал авторами начато в 1965 г. под руководством пионера в исследовании отечественной органической гидрохимии известного в мире ученого Б.А. Скопинцева – ученика А.П. Виноградова [Тарасова, 1975].

Проводятся исследования состава, преобразования, изменчивости, биогеохимического круговорота органического вещества в указанных экосистемах. При рассмотрении этих вопросов авторы базируются на оценке степени общей сбалансированности системы (продуцирование органического вещества – поступление на дно – захоронение), выяснении закономерностей вертикального распределения различных форм органического вещества (растворенного, взвешенного, донных осадков), исследовании взаимосвязи органического вещества с некоторыми факторами окружающей среды и, наконец, в установлении направленности преобразования органического вещества в системе «атмосфера - почва Байкальского региона - вода Байкала и его притоков - планктон - взвесь - донные осадки». Материалы, полученные во время настоящих работ авторами, сравниваются с данными за

50-е годы по количественному определению в атмосферных осадках, почве, притоках озера, биоте и донных отложениях углерода, азота, фосфора, хлорофилла-а, каротиноидов, белково- и углеводоподобных соединений.

Исследования органического вещества проводятся по следующей схеме:



Большое внимание уделено биоаккумуляции стойких органических загрязнителей – хлорорганических соединений – по пищевой цепи и взаимосвязи полихлорированных бифенилов (ПХБ) в планктоне и биогенных веществ в воде оз. Байкал для оценки прогноза состояния экосистемы озера [Полихлорированные бифенилы..., 2005]. Кроме того, установив уровни ПХБ и хлорорганических пестицидов в окружающей среде Байкала и его региона, проводится оценка риска здоровью как экосистемы озера Байкал, так и людей, проживающих в данной местности, что подробно будет отражено в сообщении 2.

Кратко можно выделить ряд результатов, которые найдут отражение в настоящем сообщении.

– Получены данные по содержанию, пространственному и вертикальному распределению и сезонному изменению хлорофилла-а, кремния, общего количества взвешенных веществ, органических форм углерода, азота и фосфора во взвеси и в растворенном состоянии в водах оз. Байкал с 1965г. [Тарасова, 1975; Тарасова и Мещерякова, 1992].

– Определены аллохтонные источники органического вещества и биогенных элементов во взвешенном и растворенном состоянии – притоки и атмосферные осадки (снег) [Tarasova et al., 2003, 2005; Тарасова и др., 1988, 2003].

– В водах Байкала и его источниках определено общее количество взвешенного материала, изучено горизонтальное и вертикальное распределение и сезонные изменения его содержания [Тарасова и др., 1993; Тарасова, 1998; Tarasova et al., 2003].

– В доминирующих формах весеннего фитопланктона определено содержание элементного состава органического вещества; экспериментально в лабораторных, близких к природным условиям, изучены закономерности трансформации углерода, азота, фосфора, белково- и углеводоподобных веществ [Тарасова, 1975, 1998].

– Рассмотрен качественный состав органического вещества в системе «атмосферные осадки - притоки озера - вода Байкала - взвесь - поверхностный слой донных отложений» [Tarasova et al., 1999, 2003, 2005]. Элемент новизны подобных исследований состоит в том, что исследователями Байкала до сих пор в донных отложениях по аналогии с океаном и морями проводятся определения только углерода и азота, в Байкале же важно определение и фосфора, который, как показали наши исследования [Тарасова, 1998], в отличие от морей, является лимитирующим компонентом в развитии планктонных организмов.

– Основными источниками поступления биогенных элементов в воды Байкала являются атмосфера и речной приток, из которого на долю р. Селенги приходится 40-70 %. Сток из озера осуществляется, в основном, с водами р. Ангары.

– внешний приход биогенных элементов озеро за исследуемый период составлял по азоту – 0.832, по фосфору – 0.076 г/м² в год, включая поток из атмосферы – 0.23 и 0.1 кг/км² в год соответственно.

– В озере аккумулируется от 50 до 70 % поступивших биогенных элементов. Накопление фосфора в донные отложения из внешнего поступления составляет 0.038 г/м² в год.

– Внутренняя нагрузка фосфора, рассчитанная по разности между седиментацией и аккумуляцией в водном теле при практически постоянном среднегодовом его содержании в воде озера и поступлении его с притоками, составила в год 0.047 г/м². При этом условно допускаем, что распределение фосфора в течение года по акватории озера равномерное.

– Для поддержания в озере современного уровня продуцирования органического вещества годовой приток фосфора в водную массу озера с водосбора составляет 1.9 %, из донных отложений – 2.4 %. Основным источником фосфора для поддержания наблюдающихся продукционных процессов является экскреция этого элемента зоопланктоном – до 60 %.

– Выявлена зависимость хлорофилла-а от содержания биогенных элементов в водах открытого Байкала [Tarasova et al., 1997, 1998, 1999, 2003], высказана гипотеза прогнозирования состояния водных систем с точки зрения их загрязнения и эвтрофирования.

– Продолжение и развитие этих исследований в плане изучения зависимости между указанными компонентами и количеством полихлорированных бифенилов в планктоне позволило авторам проекта дать рекомендации к прогнозу устойчивости экосистемы озера.

– Впервые авторами проведены исследования зависимости органического вещества вод озера и его притоков от элементного состава органического вещества в почвах его бассейна.

Таким образом, исследования по распределению, составу, преобразованию, сезонной и годовой изменчивости, балансу и биогеохимическому круговороту органического вещества в пелагиали Байкала на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза представляет как самостоятельный научный интерес, так и служит ключом к пониманию сегодняшнего состояния и динамики экосистемы Байкала.

Выполненные исследования поддержаны грантами РФФИ № 04-05-64870, № 07-05-00697, № 10-05-00663 и грантом INTAS 2000-00140.

Литература

- Мамонтов А.А. Полихлорированные дибензо-пара-диоксины и родственные соединения в экосистеме озера Байкал. – М.: Академия наук о Земле, 2001. – 68 с.
- Мамонтова Е.А. Гигиеническая оценка загрязнения диоксинами и родственными соединениями окружающей среды Иркутской области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 141 с.
- Полихлорированные бифенилы (ПХБ) в Байкальском регионе: источники, дальний перенос и оценка риска (результаты гранта ИНТАС № 2000-00140. / Отв. ред. М.И. Кузьмин. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. – 52 с.
- Секи Хумитакэ Органические вещества в водных экосистемах. – Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 199 с.
- Тарасова Е.Н. Компоненты трофического статуса в водах озер Байкал, Хубсугул и Телецкое // Сибирский экологический журнал. 1998. № 5. С. 383-390.
- Тарасова Е.Н. Органическое вещество вод Южного Байкала. – Новосибирск: Наука, 1975. – 147 с.
- Тарасова Е.Н., Матвеев А.А., Шимараев М.Н. и др. Роль отдельных источников в поступлении химических веществ в озеро Байкал // Состояние и перспективы развития методологических основ химического и биологического мониторинга поверхностных вод суши. Ростов-на-Дону. 1988. – С. 87.
- Тарасова Е.Н., Мещерякова А.И. Современное состояние гидрохимического режима оз. Байкал. – Новосибирск: Наука, 1992. – 150 с.
- Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А. Гидрохимические исследования в озере Байкал в прошлом и настоящем // В сб.: Озерные экосистемы: биологические процессы, антропогенная трансформация, качество воды. – Минск, 2003 г. – С. 214-217.
- Йоргенсен С.Э. Управление озерными системами. – М.: Агропромиздат, 1985. – 160 с.
- Хандерсон-Селлерс Б. Инженерная лимнология. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 335 с.
- Dillon P. I. The phosphorus budget of Cameron Lake, Ontario: the importance of flushing rate to the degree of eutrophy in lake // *Limnol. Oceanogr.* 1975. № 20. P. 28-39.
- Hecky R.E., Kilham P. Nutrient limitation of phytoplankton in freshwater and marine environments: A review of recent evidence on the effects of enrichment. // *Limnol. Oceanogr.* – 1988. № 33 (4, part 2). P. 796-822.
- Kilham S.S. Relationship of Phytoplankton and Nutrients to Stoichiometric Measures. / *Large Lakes. Ecological Structure and Function.* Eds. Max M. Tilzer, Colette Serruya. – Springer-Verlag, 1990. – P. 403-413.
- Lee Chon-Lin and Kuo Li-Jung Quantification of the dissolved organic matter effect on the sorption of hydrophobic organic pollutant: application of an overall mechanistic sorption model // *Chemosphere.* 1999. V.38, No.4. P.807-821.
- Mamontov A.A., Mamontova E.A., Tarasova E.N., McLachlan M.S. Tracing the Sources of PCDD/Fs and PCBs to Lake Baikal // *Environ. Sci. Technol.* 2000. V. 34, № 5. P. 741-747
- Olson F.S. Energy storage and the balance of producers and decomposers in ecological systems // *Ecology.* 1963. V. 44. P. 322-329
- Tarasova E.A., Mamontov A.A., Mamontova E.A. Pollution and eutrophication in Lake Baikal // *Journal of Lake Science.* 1999. V. 10. P. 165-178.
- Tarasova E.N., Mamontov A.A., Mamontova E.A. Anthropogenic impact of the Lake Baikal ecosystem // In.: *Ecological Chemistry. Latest advances.* – Chisinau, Moldova: Tipografia Academiei de Stiinte din Moldova, 2005. P. 254-263.
- Tarasova E.N., Kuzmin M.I., Gvozdkov A.N., Mamontova E.A., Mamontov A.A., Khomutova M.U. and Chernyaeva G.P. The Suspended and Dissolved Forms of Carbon, Nitrogen and Phosphorus in Lakes Baikal and Hovsgol (Snow-Tributaries-Water-Sediments) // «Long Continental Records from Lake Baikal» Ed. K.Kashiwaya, Springer-Verlag, 2003. P. 329-347.
- Vollenweider R. A., Dillon P.I. The application of the phosphorus loading concept foreutrophication research // *Nat. Res. Counc. (Canada).* 1974. № 113690.

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ МАКРО и МИКРО КОМПОНЕНТОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА в оз. БАЙКАЛ. Сообщение 2.

Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Кузьмин М.И.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,

e-mail: ice_baikal@mail.ru

Стойкие органические загрязнители (СОЗ) – это группа особо опасных соединений, включающих полихлорированные дибензо-пара-диоксины (ПХДД), полихлорированные дибензофураны (ПХДФ), полихлорированные бифенилы (ПХБ), хлорорганические пестициды (ДДТ, ГХЦГ, хлорданы, ГХБ, алдрин и др.), полибромированные дифениловые эфиры (ПБДЭ) и др. Для соединений этой группы характерны высокая устойчивость в окружающей среде, накопление по пищевой цепи, токсичность для человека и других живых организмов. СОЗ способны переноситься на большие расстояния от места их образования или применения. СОЗ подпадают под действие нескольких международных соглашений, подписанных Россией, таких, как Стокгольмская конвенция по СОЗ, Базельская конвенция, Орхузский протокол по дальнему трансграничному воздушному переносу (CLRTAP).

Обнаруженная обратная корреляция между зимним содержанием азота и весенней концентрацией хлорофилла-а в водах открытого Байкала в 1987-1988 гг. позволили сделать вывод о нахождении токсикантов в водах озера [Тарасова, Мещерякова, 1992; Tarasova et al., 1997]. Именно это явление и послужило началом к изучению стойких органических загрязнителей – полихлорированных дибензо-пара-диоксинов (ПХДД), дибензофуранов (ПХДФ) и бифенилов (ПХБ) в биоте озера и почве бассейна озера.

Первые данные о содержании диоксинов и родственных соединений (ПХДД/Ф и ПХБ) в биоте оз. Байкал получены в 1988-90 гг. в результате российско-американского сотрудничества [Schecter et al., 1992]. С 1989 г. исследования ПХДД/Ф и ПХБ в оз. Байкал проводятся под руководством академика Г.И. Галазия и академика М.И. Кузьмина в составе Байкальского экологического музея, Отдела экологических исследований Прибайкалья, а затем Института геохимии СО РАН вместе с НПО «Тайфун», а с 1995 года с учеными из Германии, Финляндии, Швеции [Тарасова и др., 1997; Tarasova et al., 1997; Mamontova et al., 1997; Мамонтов и др., 1998; Mamontov et al., 1998; Tarasova et al., 1999; Мамонтова и др., 2000; Mamontov et al., 2000; Мамонтов, 2001; Мамонтова, 2001; Мамонтова и др., 2001; Кузьмин и др., 2003; Мамонтова и др., 2003; Полихлорированные бифенилы..., 2005 и др.].

Известно, что в результате работы целлюлозно-бумажных предприятий с хлорным отбеливанием образуются, как побочные продукты, диоксины и фураны (ПХДД, ПХДФ) [Tarasova et al., 1999]. Конгенерный состав ПХДД/Ф в сточных водах Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК) показал значительное сходство с конгенерным составом ПХДД/Ф в донных отложениях, зоопланктоне, отловленном вблизи от БЦБК. Весомый вклад вносят и инсенинаторные установки комбината. По данным ИГМУ сточными водами БЦБК за 30 лет работы в Байкал поступило 2597 г (ТЕQ) ПХДД/Ф [Государственный доклад областного комитета по охране природы, 1997], что сравнимо с выбросом в окружающую среду в Севезо (Италия) в 1976 г., приведшем к эвакуации людей с загрязненной территории и проведением дорогостоящих мероприятий по ликвидации последствий и мониторингу, которые ведутся до сих пор.

Уровни эквивалентов токсичности (ТЕQ) ПХДД/Ф в донных отложениях, отобранных с глубоководных обитаемых аппаратов МИР в южной котловине оз. Байкал около БЦБК в 2010 году [Кузьмин и др., 2011], находились в тех же пределах, что и в 1997 году [Грошева и Сурнина, 1998] Это говорит о высокой стабильности данных соединений и сохранении прежней ситуации с загрязнением диоксинами и родственными соединениями экосистемы Байкала, что и в 1990-х гг.

ТЕQ диоксинов в донных отложениях около БЦБК выше, чем в дельте р. Селенги и в донных отложениях Северного Байкала [Мамонтов, 2001]. Наибольшие концентрации

ПХДД/Ф и ПХБ, превышающие ПДК, в рыбах (голомянках) оз. Байкал также обнаружены в южной котловине. При этом концентрации ПХДД/Ф в рыбах возле БЦБК в конце 1990 и 2000-х годах [Mamontov et al., 1997; Мамонтов, 2001; Мамонтова и др., 2009; Kuzmin et al., 2009] сравнима с уровнями в рыбах в конце 1980-х [Schecter et al., 1992]. Концентрации ПХДД/Ф и ПХБ выше ПДК для пищевых продуктов, используемых для питания детей, также обнаружены в ценных промысловых видах рыб, например, в сигах [Kuzmin et al., 2009].

Байкальская нерпа является вершиной пищевой цепи в озере Байкал, поэтому концентрации ПХДД/Ф и ПХБ в тканях нерпы могут служить показателем загрязнения экосистемы Байкала. Получены высокие величины концентраций ПХДД/Ф в организме взрослых нерп, сравнимые с уровнями в кольчатых тюленях Балтийского моря [Тарасова и др., 1997; Tarasova et al., 1997; Mamontov et al., 1997]. Сравнение концентраций ПХБ в жире нерпы с действующими и недействующими концентрациями [АМАР, 1998] позволяет предположить наличие проявлений неблагоприятных эффектов у детенышей нерпы, нарушение иммунной и репродуктивной систем организма. По мнению исследователей из Японии [Nakata et al., 1995] повышенные концентрации хлорорганических соединений в организме нерп стали причиной снижения иммунитета, что вызвало эпидемию среди нерп и массовую гибель нерп от чумки плотоядных в 1987-88 гг.

Кроме того, местное население традиционно использует в пищу рыбу и, особенно, мясо и жир нерпы. Топленый жир нерпы используется в качестве добавки в пищу в течение всего года. Известно, что потребление мяса и жира водных млекопитающих при высоких концентрациях диоксинов и родственных соединений в них может приводить к повышенному воздействию на здоровье населения (например, население Фарерских островов, которое использует в пищу мясо и жир обыкновенных гринд, морских птиц и рыбу, в которых обнаруживаются высокие концентрации СОЗ и ртути) [Fangstrom et al., 2004].

Уровни ПХБ и ПХДД/Ф в грудном молоке жительниц пос. Онгурен, расположенном в труднодоступной местности на западном берегу Байкала, сравнимы с подобной когортой на Фарерских островах, где также используют в пищу морских млекопитающих [Fangstrom et al., 2004] и также с концентрациями, найденными у жительниц г. Серпухова, работавших на трансформаторном заводе, где в производстве использовался Совол (техническая смесь ПХБ) в начале 1992х годов [Плескачевская и Бобовникова, 1992]. Эта группа характеризуется высокими концентрациями ПХБ и ТЕQ ПХДД/Ф. Большой вклад в суммарный эквивалент токсичности диоксинов и родственных соединений вносят 2,3,7,8-ТХДД и 1,2,3,7,8-ПнХДД, по сравнению с другими группами, что характерно также для конгенерного состава, найденного в байкальских нерпах [Mamontov et al., 1997].

Индекс опасности возникновения неканцерогенных заболеваний у человека при потреблении только 10 г в неделю жира детенышей байкальской нерпы превышает 1 для всех органов и систем мишеней (ЦНС, эндокринной, иммунной, репродуктивной систем, печени и др.), т.е. возможны нарушения со стороны перечисленных органов и систем организма. Канцерогенный риск при данных условиях будет достигать $5,4 \times 10^{-5}$, что соответствует 54 дополнительным случаям рака среди 1 млн. населения и превышает приемлемый уровень риска (1×10^{-6}).

Таким образом, полученные уровни СОЗ в оз. Байкал могут оказывать неблагоприятное воздействие на здоровье, как его обитателей, так и людей, проживающих на его берегах и использующих в пищу рыбу и жир нерпы.

Исследования проведены в рамках международного сотрудничества с Университетом г. Байройта (Германия), с Институтом исследования Балтийского моря в Университете Росток, (Германия), с лабораторией ERGO, Гамбург (Германия), с Норвежским Институтом исследования атмосферы (Норвегия), с Институтом программных систем РАН (Россия), при финансовой поддержке грантов РФФИ, INTAS, фонда МакАртуров.

Выполненные исследования поддержаны грантами РФФИ № 04-05-64870, № 07-05-00697, № 10-05-00663 и INTAS 2000-00140.

Литература

Государственный доклад «Экологическая обстановка в Иркутской области в 1996 году» Иркутского областного комитета по охране окружающей среды и природных ресурсов Минприроды РФ. – Иркутск, 1997. – 225 с.

Грошева Е.И., Сурнина Н.Н. Полихлорированные углеводороды в экосистеме озера Байкал // Экология. 1998. № 4. С. 324-326.

Кузьмин М.И., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А., Черняев Е., Амирова З. Диоксины в донных отложениях Южного Байкала, отобранных на подводных аппаратах «Мир 2» // Тезисы докладов VIII Всероссийской конференции по анализу объектов окружающей среды «Экоаналитика-2011». – Архангельск: Северный федеральный университет им. М.В. Ломоносова, 2011. – С. 156

Кузьмин М.И., Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Хомутова М.Ю. Эколого-гигиенические аспекты загрязнения диоксинами и родственными соединениями окружающей среды Байкальского региона (в системе снег-почва-биота-человек): проблемы и пути решения // Бюллетень ВСНЦ СО РАМН. 2003. № 2. С. 42-45.

Мамонтов А.А. Полихлорированные дибензо-пара-диоксины и родственные соединения в экосистеме озера Байкал. – М.: Академия наук о Земле, 2001. – 68с.

Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Галазий Г.И. Диоксиновая ситуация в Байкале и проблема сохранения его уникального биоразнообразия // Проблемы сохранения биоразнообразия. – Новосибирск, 1998. С. 54-58.

Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н. Источники, уровни, распределение и оценка риска полихлорированных дибензо-пара-диоксинов, дибензофуранов и бифенилов в Байкальском регионе // В сб.: Диоксины – супертоксианты XXI века. Озеро Байкал. Регионы России. – М.: ВИНТИ, 2001. № 6. С. 54-165.

Мамонтова Е.А. Гигиеническая оценка загрязнения диоксинами и родственными соединениями окружающей среды Иркутской области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 141 с

Мамонтова Е.А., Мамонтов А.А., Тарасова Е.Н., Чувашев Ю.А. Загрязнение ПХБ снегового покрова Иркутской области // География и природные ресурсы. 2001. № 3. С. 133-136.

Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А. Биоиндикация загрязнения хлорорганическими соединениями почв (на примере Прибайкалья) // Агрохимия. 2009. № 5. С. 62-68.

Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Маклахлан М.С., Литвинцев А.Н.. Полихлорированные дибензо-п-диоксины, дибензофураны и бифенилы в продуктах питания в Иркутской области: концентрации, суточная доза и канцерогенный риск // Экологическая химия. 2003. № 12(1). С. 47-56.

Мамонтова Е.А., Мамонтов А.А., Тарасова Е.Н. Загрязнение диоксинами и родственными соединениями окружающей среды Иркутской области (гигиенические аспекты проблемы). Методическое пособие. – Иркутск: изд-во ин-та географии СО РАН, 2000. – 48 с.

Плескачевская Г.А., Бобовникова Ц.И. Гигиеническая оценка загрязнения хлорированными бифенилами окружающей среды в Серпухове // Гигиена и санитария. 1992. № 7-8. С. 16-19

Полихлорированные бифенилы (ПХБ) в Байкальском регионе: источники, дальний перенос и оценка риска (результаты гранта ИНТАС № 2000-00140. / Отв. ред. М.И. Кузьмин. – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. – 52 с.

Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Пастухов М.В. Уровень содержания диоксинов и фуранов в Байкальской нерпе // ДАН. 1997. Т. 354. № 5. С. 713-718.

Тарасова Е.Н., Мещерякова А.И. Современное состояние гидрохимического режима оз. Байкал. – Новосибирск: Наука, 1992. – 150 с.

AMAP, 1998. AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. 1998. – 859 p.

Fängström B., Strid A., Athanassiadis I., Grandjean P., Weihe P., Bergman Å. A retrospective time trend study of PBDEs and PCBs in human milk from the Faroe Islands // *Organohalogen Compound*. 2004. V. 66. P. 2829-2833.

Kuzmin M.I., Mamontova E.A., Tarasova E.N., Mamontov A.M., Khomutova M.Iu. PCBs and OCPs in fish from Lake Baikal, delta of the Lena River and Baunt lakes, Russia // *Organohalogen Compounds*. 2009. V. 71. P. 1766-1771.

Mamontov, A.A. Mamontova E.A., Tarasova E.N. and McLachlan M.S.. PCDD/Fs in soil and sediment from the Baikal region // *Organohalogen Compounds*. 1998. V. 39. P. 327-330.

Mamontov A.A., Mamontova E.A., Tarasova E.N. and McLachlan M.S. Levels PCDD/Fs in omul from Lake Baikal // *Organohalogen Compounds*. 1998. V. 39. P. 323-326.

Mamontov A.A., Mamontova E.A., Tarasova E.N., Pastuhov M.B., Lutz H., McLachlan M.S. Dynamics of PCDDs and PCDFs in the pelagic food web of Lake Baikal // *Organohalogen compounds*. 1997. V. 32. P. 272-277.

Mamontov A.A., Mamontova E.A., Tarasova E.N., McLachlan M.S and Anoshko P.N. Assessment of PCDD, PCDF and PCB pollution in Lake Baikal using two species of sculpins: *Comephorus baicalensis* and *Comephorus dybowskii* // *Organohalogen compounds*. 1998. V. 39. P. 319-322.

Mamontov A.A., Mamontova E.A., Tarasova E.N., McLachlan M.S. Tracing the Sources of PCDD/Fs and PCBs to Lake Baikal // *Environ. Sci. & Technol*. 2000. V. 34, № 5. P. 741-747.

Mamontova E.A., Mamontov A.A., Matorova N.I., Tarasova E.N., Chuvashv U.A. PCB in snow of the Baikal region // *Organohalogen compounds*. 1997. V. 32. P. 72-75.

Mamontova E.A., Mamontov A.A., Tarasova E.N. and McLachlan M.S.. PCDDs, PCDFs and PCBs in food from the Irkutsk Oblast, Russia // *Organohalogen compounds*. 1998. V. 38. P. 135-139.

Mamontova E.A., Mamontov A.A., Tarasova E.N., Kolesnikov S.I., Furst P., Papke O., Ryan J.J., McLachlan M.S. PCDD/Fs in human milk and blood samples from a contaminated region near Lake Baikal // *Organohalogen compounds*. 1999. V. 44. P. 37-40.

Nakata H., Tanabe S., Tatsukawa R., Amano M., Miyazaki N., Petrov E.A. Persistent organochlorine residues and their accumulation kinetics in Baikal seal (*Phoca sibirica*) from Lake Baikal, Russia // *Environ. Sci. Technol*. 1995. V. 29, № 11. P. 2877-2885.

Schechter A., Furst P., Furst C., Grachev M., Beim A., Koptug V. Levels of dioxins, dibenzofurans and selected other chlorinated organic compounds in food from Russia. // *Chemosphere*. 1992. V. 25, № 12. P. 2009-2015.

Tarasova E.N., Mamontov A.A., Mamontova E.A., Galazy G.I.. Correlation of PCB concentration with component content of trophic status in Lake Baikal. // *Organohalogen compounds*. 1997. V. 32. P. 263-267.

Tarasova E.A., Mamontov A.A., Mamontova E.A. Pollution and eutrophication in Lake Baikal // *Journal of Lake Science*. 1999. V. 10. P. 165-178.

Tarasova E.N., Mamontov A.A., Mamontova E.A. Klasmeier, J., McLachlan M.S.. Polychlorinated dibenzo-p-dioxins (PCDDs) and dibenzofurans (PCDFs) in Baikal seal // *Chemosphere*. 1997. V. 34, No. 11. P. 2419-2427.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОЙКИХ ОРГАНИЧЕСКИХ ЗАГРЯЗНИТЕЛЕЙ В АТМОСФЕРНОМ ВОЗДУХЕ И В ВОЗДУХЕ ПОМЕЩЕНИЙ В ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ

Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: elenam@igc.irk.ru

Стойкие органические загрязнители (СОЗ) (хлорорганические пестициды (ХОП, в т.ч. ДДТ, ГХЦГ, хлорданы), гексахлорбензол (ГХБ), полихлорированные бифенилы (ПХБ), полихлорированные дибензо-пара-диоксины и дибензофураны (ПХДД/Ф) и др.) обладают сходными физико-химическими свойствами и способны длительно сохраняться в окружающей среде и переноситься на значительные расстояния, накапливаться по пищевой цепи и оказывать неблагоприятные воздействия на живые организмы [Майстренко и др., 1996; АМАР, 1998].

Цель настоящего исследования: определить уровень загрязнения СОЗ атмосферного воздуха в отдельных населенных пунктах на территории Иркутской области в 2008-2011 гг., а также оценить степень загрязненности СОЗ воздуха внутри помещений. Для выполнения поставленной задачи был использован метод пассивного пробоотбора атмосферного воздуха [Shoeib, Harner, 2002]. В качестве сорбирующей среды использованы диски из полиуретановой пены. Диски устанавливались в сферических пассивных воздушных пробоотборниках (ПВП), чтобы защитить их от значительного ветрового воздействия [Shoeib, Harner, 2002]. Метод подготовки дисков, их хранение и процедура пробоподготовки использованных дисков подробно описана в [Мамонтова и др., 2012; Mamontova et al., 2009]. В пробах определяли 28 конгенов ПХБ, *p,p'*-ДДТ, *p,p'*-ДДД, *p,p'*-ДДЭ, α - и γ -ГХЦГ, ГХБ, ПБДЭ. Анализ проводился с использованием газового хроматографа HP 5890 series II с электрозахватным детектором. При расчетах концентрации СОЗ в воздухе принималось, что скорость пробоотбора ПВП составляла 3.5 м³ в день [Shoeib, Harner, 2002].

ПВП были установлены на периоды по 2 месяца летом 2008 и зимой 2008-2009 в гг. Иркутск, Ангарск, Усолье-Сибирское, Байкальск, Братск, пос. Листвянка, Хужир, Балаганск, Голоустное и в Шелеховском районе, а также с лета или осени 2010 по осень 2011 с периодичностью в 2 месяца в тех же районах, за исключением г. Братска и пос. Балаганск. Для исследования СОЗ в воздухе внутри помещений четыре ПВП были установлены в лабораториях в ИГХ СО РАН, в том числе один в чистых комнатах и пять ПВП – в квартире в доме постройки начала 1980-х гг.

Концентрации ПХБ, ДДТ, ГХЦГ, хлорданов и ГХБ в атмосферном воздухе на территории Иркутской области в 2008-2011 гг. соответствуют величинам, полученным в рамках глобального исследования атмосферного воздуха методом пассивного пробоотбора (GAPS-study) [Poza et al., 2006]. Следует отметить, что средние концентрации ПХБ и ДДТ в 2010-2011 гг. были ниже, чем в 2008-2009 гг. Хотя в отдельные периоды 2010-2011 гг. суммарные концентрации ПХБ и ДДТ превышали найденные в 2009 г. Например, в г. Байкальске суммы 6 индикаторных ПХБ и ДДТ и его метаболитов летом 2009 г. составляли 115 и 33 пг/м³, а в июле-сентябре 2010 г – 220 и 42 пг/м³, соответственно. Концентрации исследованных СОЗ в атмосферном воздухе в Иркутске, Ангарске, Усолье-Сибирском и Байкальске за весь период исследования 2008-2011 гг. были значительно ниже найденных в конце 1980х гг. [Сурнина и др., 1991].

Распределение СОЗ в атмосферном воздухе Иркутской области крайне неравномерно и может быть связано с влиянием в большей степени первичных (промышленных предприятий) и в меньшей степени – вторичных (например, почвы, накопившие высокие концентрации за предыдущее время) источников эмиссии. Наибольшие уровни СОЗ в атмосферном воздухе характерны для промышленных городов с развитой химической промышленностью (Усолье-Сибирское и Братск), а также в некоторых малых населенных пунктах (например в пос. Хужир, Малое Голоустное и др.). Концентрации СОЗ снижаются по мере удаления от источников их эмиссии.

Распределение СОЗ и их состав в атмосферном воздухе по сезонам года различается как для отдельных групп СОЗ, так и для разных мест пробоотбора (рис. 1). Наибольшие концентрации ДДТ и его метаболитов и ПХБ найдены в теплое время года. Для ГХЦГ и особенно ГХБ сезонность в распределении в атмосферном воздухе населенных пунктов менее выражена. Среди исследованных населенных пунктов Иркутской области сезонность в распределении СОЗ наиболее ярко выражена в Иркутске. Минимальные концентрации СОЗ в воздухе Иркутска найдены в ноябре-марте, максимальные – в мае-июле. В других населенных пунктах отмечаются дополнительные пики концентраций в течение года. Например, в Ангарске и в Шелеховском районе отмечалось повышение уровней ПХБ в сентябре-ноябре 2010 года, в Байкальске – ГХБ и ГХЦГ в ноябре-январе 2011 г. (рис. 1). Повышение концентраций отдельных СОЗ может быть связано с локальным поступлением их соединений в окружающую среду исследованных территорий. В целом, содержание и относительный состав ПХБ и хлорорганических пестицидов в атмосферном воздухе зависит от природных факторов (температурный режим, осадки и др.), от физико-химических свойств СОЗ и их способности осажаться и испаряться с поверхности почв в зависимости от температуры окружающей среды, а также от активности источника атмосферных эмиссий этих соединений.

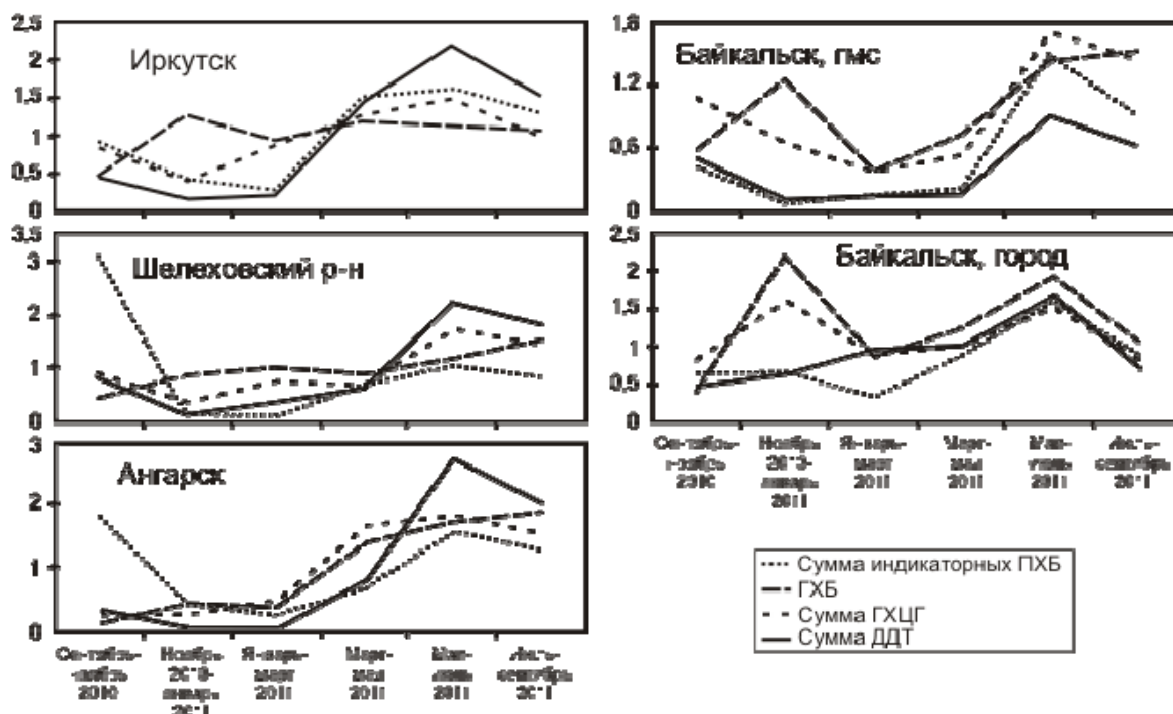


Рис.1. Данные по концентрациям отдельных СОЗ в 2010-2011 гг.

В воздухе внутри помещений распределение СОЗ и их состав значительно отличается от такового в атмосферном воздухе (рис. 2). Так, соотношение ГХБ: суммы ГХЦГ: суммы ДДТ : суммы индикаторных ПХБ в атмосферном воздухе Иркутска составляет 0.6:1.4:1.3:1, в помещениях института – (0.003-0.18):(0.007-0.27):(0.011-0.14):1 и в квартире – (0.09-0.32):(0.32-0.98):(0.66-4.34):1. Следует отметить, что в воздухе помещений института концентрации хлорорганических пестицидов были значительно ниже, а ПХБ значительно выше, чем в атмосферном воздухе и, особенно, в воздухе квартиры. Воздух в чистых комнатах в главном корпусе ИГХ был наиболее близок в атмосферному воздуху по относительному составу СОЗ, но с меньшими концентрациями пестицидов. Конгенерный состав ПХБ в воздухе в блоке ЭВМ значительно отличается от конгенерного состава ПХБ в других помещениях института и соответствует более низкохлорированной технической смеси ПХБ (например, трихлордифенилу – ТХД). В воздухе квартиры концентрации всех исследованных СОЗ превышали уровни, найденные в атмосферном воздухе Иркутска. В помещениях квартиры наибольшие концентрации ПХБ в воздухе были найдены на кухне и в библиотеке, ДДТ – на кухне и в гостиной. Во всех случаях

превышения ПДК и ОДК не было найдено. Источником СОЗ в воздухе внутри помещений могут служить старые строительные материалы, краски, в состав которых входили ПХБ, продукты питания и др.).

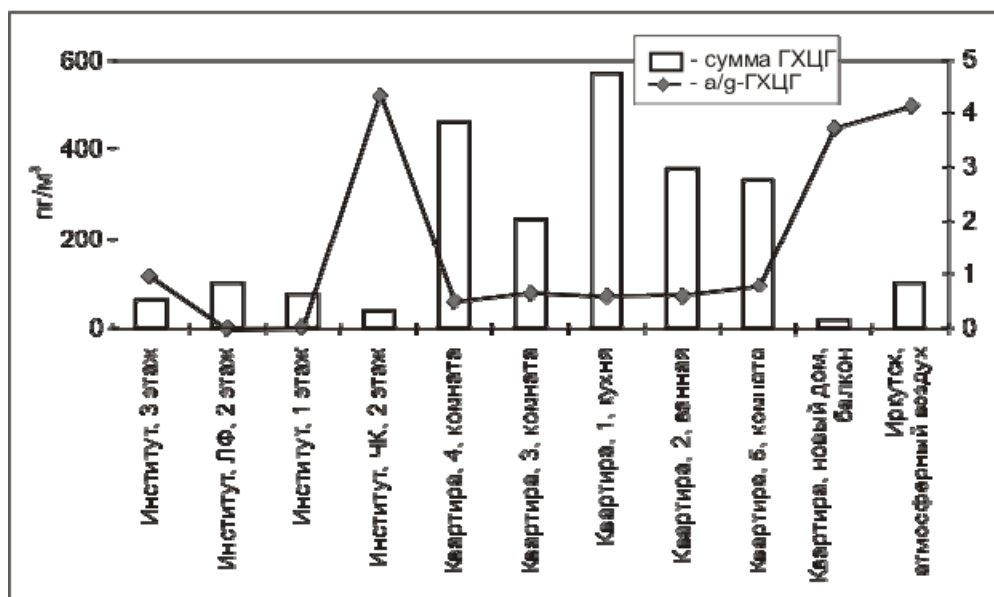


Рис. 2. Распределение СОЗ в воздухе внутри помещений и в атмосферном воздухе

Подобное повышение концентраций СОЗ в воздухе внутри помещений было найдено в исследованиях, проводимых на территории Европы, где было высказано предположение, что воздух внутри помещений может быть значительным источником СОЗ в районах, где СОЗ давно не используются [Jamshidi et al., 2007].

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ № 07-05-92116-ГФЕН и №10-05-00663.

Литература

Майстренко В.Н., Хамитов Р.З., Будников Г.К. Эколого-аналитический мониторинг супертоксикантов. – М.: Химия, 1996. – 319 с.

Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Кузьмин М.И., Борисов Б.З., Бульбан А.П., Юрченко С.Г., Лепская Е.В., Левшина С.И., Трегубов О.Д. Исследование распределения стойких органических загрязнителей в атмосферном воздухе Азиатской территории России методом пассивного пробоотбора // География и природные ресурсы. 2012. № 3 (в печати).

Сурнина Н.Н., Анохин Ю.А., Кирюхин В.П., Митрошков А.В. Загрязнение воздушного бассейна Приангарья и Прибайкалья полихлорированными бифенилами // Мониторинг состояния озера Байкал. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 54-59.

AMAP, 1998. AMAP Assessment Report: Arctic Pollution Issues. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway. – 1998. – 859 p.

Jamshidi A., Hunter S., Hazrati S., Harrad S. Concentrations and chiral signatures of polychlorinated biphenyls in outdoor and indoor air and soil in major U.K. conurbation // Environ. Sci. Technol. 2007. V. 41. P. 2153-2158.

Mamontova E.A., Kuzmin M.I., Tarasova E.N., Khomutova M.Yu. Distribution of PCBs and OCPs in air in the Irkutsk region, Russia // Organohalogen Compounds. 2009. V. 71. P. 2869-2873.

Pozo K., Harner T., Wania F., Muir D.C.G., Jones K., Barrie L.A. Toward a global network for persistent organic pollutants in air: results from the GAPS study // Environ. Sci. Technol. 2006. V. 40. P. 4867-4873.

Shoeb M., Harner T. Characterization and comparison of three passive air samplers for persistent organic pollutants // Environ. Sci. Technol. 2002. V. 36. P. 4142-4151.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОЙКИХ ОРГАНИЧЕСКИХ ЗАГРЯЗНИТЕЛЕЙ В СИСТЕМЕ АТМОСФЕРНЫЙ ВОЗДУХ – ПОЧВА НА ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Мамонтова¹ Е.А., Тарасова¹ Е.Н., Мамонтов¹ А.А., Левшина² С.И., Юрченко³ С.Г.

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: elenam@igc.irk.ru*

²*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск,
e-mail: levshina@iver.as.khb.ru*

³*Тихоокеанский институт географии, г. Владивосток,
e-mail: yurchenko@tig.dvo.ru*

Группа стойких органических загрязнителей (СОЗ) объединяет соединения, способные к трансграничному переносу, длительно сохраняться в окружающей среде, накапливаться по пищевым цепям и токсичные для человека и других живых организмов (полихлорированные бифенилы (ПХБ), гексахлорбензол (ГХБ), хлорорганические пестициды (α -, β -, γ -гексахлорциклогексаны (ГХЦГ), ДДТ и его метаболиты и др.) и др. Поведение СОЗ в окружающей среде определяется их физико-химическими свойствами и свойствами окружающей среды, особенно температурой [Wania, Mackay, 1996]. Большинство СОЗ способны циркулировать между атмосферой, водой и почвой при обычной температуре окружающей среды. Положительные температуры благоприятствуют испарению с поверхности почвы, тогда, как минусовые температуры способствуют большей адсорбции СОЗ на частицах в воздухе и осаждению из атмосферы на поверхность почвы и воды. Считается, что СОЗ могут мигрировать в высокие широты серией относительно коротких прыжков (эффект «прыгающего кузнечика»), в соответствии с сезонными изменениями температур: зимой осаждаются, летом испаряются и перемещаются по направлению к высоким широтам [Wania, Mackay, 1996; Mackay et al., 2006]. Изменение климата может способствовать поступлению СОЗ в атмосферный воздух как в результате увеличения количества и интенсивности первичных источников (например, использование ДДТ против малярийных комаров в районах, где раньше они не наблюдались), так и в результате вторичного испарения из почв при повышении температуры. Значение имеют также частота экстремальных событий, изменения распространения и скорости ветров, количество осадков, таяние многолетней мерзлоты, ледников и полярных снегов, а также биотический транспорт при изменениях в путях миграций животных и птиц и при их проникновении на территории, где они раньше не встречались [Climate change and POPs, 2011]. Результаты моделирования будущих изменений климата на территории России показывают потепление климата страны, превышающее среднее глобальное потепление [Мелешко и др., 2008], причем наибольшие изменения коснутся северных территорий и Азиатской территории России (АТР). Температуры зимой в Арктике могут повыситься на 4-5⁰С, а летом на юге Сибири – на 2-3⁰С, сократится число дней с морозом [Мелешко и др., 2008], что будет способствовать вторичному поступлению СОЗ в атмосферный воздух с поверхности почв и мест хранения СОЗ, в том числе со свалок. Увеличение количества осадков зимой в Сибири приведет к увеличению речного стока и сильным наводнениям весной [Мелешко и др., 2008], что вызовет смыв накопленных СОЗ с частицами почв и включению их в пищевые цепи рек и затем северных морей.

Цель настоящего исследования – представить данные о распределении некоторых СОЗ в системе «атмосферный воздух - почва» на отдельных территориях Дальнего Востока в 2008-2011 гг.

Исследования проводились с использованием пассивных воздушных пробоотборников (ПВП) [Kuzmin et al., 2011; Мамонтова и др., 2012]. Метод подготовки картриджей и полиуретановой пены, а также пробоподготовки использованных картриджей представлено в [Kuzmin et al., 2011; Мамонтова и др., 2012]. В пробах определяли 28 конгенов ПХБ, p,p' -

ДДТ, *p,p'*-ДДД, *p,p'*-ДДЭ, ГХЦГ, ГХБ, ПБДЭ. Анализ проводился с использованием газового хроматографа HP 5890 series II с электронозахватным детектором. ПВП были установлены на периоды по 2 месяца летом 2008 и зимой 2008-2009 в г. Хабаровске, «Государственном природном заповеднике Большехцирский», в с. Славянка Хабаровского края, в г. Владивостоке и его пригороде, а также с осени 2010 по осень 2011 с периодичностью в 2 месяца в г. Хабаровске и в пригороде г. Владивостока. Для сравнения в статье приводятся данные по г. Иркутску для этого же времени исследования. При расчетах концентрации СОЗ в воздухе принималось, что скорость пробоотбора ПВП составляла 3.5 м³ в день [Shoeib, Harner, 2002].

В местах постановки ПВП летом 2008 года и в разные сезоны 2010-2011 гг были отобраны пробы почв. Описание мест, метода отбора проб почв и полученных результатов приведено в [Kuzmin et al., 2009; 2011]. Данные о содержании СОЗ в почвах использованы для определения направления потоков СОЗ в системе «почва - атмосферный воздух» на основании расчета доли фугитивности (фугитивность определяется как способность соединения переходить из одного компартмента в другой) по формуле [Maskay et al., 2006; Ruzickova et al., 2008]:

$$f_f = f_s / (f_s + f_A),$$

где f_f – доля фугитивности, f_s – фугитивность соединения в почве, f_A – фугитивность соединения в атмосферном воздухе. $f_f < 0,3$ – предполагает преобладание процессов осаждения на испарением, $f_f > 0,7$ – наоборот, преобладание испарения над осаждением и $f_f \approx 0.3 - 0.7$ – рассматривается как равновесие [Ruzickova et al., 2008].

Данные по среднемесячной температуре атмосферного воздуха в исследованных городах или ближайших к ним населенных пунктах взяты из [Кобышева и др., 2001]. Кроме того, использованы данные о предполагаемом изменении температуры воздуха до 2009 г. по [Оценочный доклад..., 2008]. Массовая доля органического углерода и плотность почв определялись по методам [Аринушкина, 1970].

ПХБ, ГХБ, *pp'*-ДДЭ и *pp'*-ДДТ были обнаружены во всех исследованных пробах атмосферного воздуха. ГХЦГ найден в большинстве проб. В отличии от ПХБ, ГХБ, ДДТ и ГХЦГ, полибромированные дифениловые эфиры (ПБДЭ) в атмосферном воздухе на всех исследованных территориях АТР не обнаруживаются или найдены в следовых количествах, тогда, как в других странах, особенно в Китае, они определены в достаточно больших концентрациях [Jaward et al., 2005]. Основным источником поступления ПБДЭ в окружающую среду в настоящее время является переработка отходов оргтехники, в состав пластика которой ПДБЭ входят как антипирены [Худолей и др., 2002]. В всех пробах концентрации СОЗ в атмосферном воздухе были значительно ниже ПДК и ОБУВ (ГН 1.2.1323-03).

Средние концентрации суммы ДДТ и его метаболитов, ГХЦГ и ПХБ в атмосферном воздухе на Дальнем Востоке России в 2008-2009 гг. [Kuzmin et al., 2011] были выше, чем в 2010-2011 гг. Подобное распределение данных СОЗ в атмосферном воздухе наблюдалось и на других территориях Азиатской части России. Кроме того, исследования СОЗ, проводимые в Российской Арктике, показали концентрации СОЗ в 2008 году выше, чем в предыдущий период исследования [Коноплев и др., 2008; Обзор..., 2010]. Исследования ПХБ в городах Китая весной 2008 года также выявили концентрации большие, чем в 2004 г [Hogarh et al., 2012]. С другой стороны, концентрации ГХБ в атмосферном воздухе Дальнего Востока России в 2010-2011 гг. были сравнимы с уровнями 2008-2009 гг. [Kuzmin et al., 2011]. Таким образом, вероятно, в 2008-2009 гг. наблюдалось повышение концентраций отдельных СОЗ на значительной территории Азиатского континента. Причина данного увеличения остается неясной.

В целом, полученные концентрации исследованных СОЗ в атмосферном воздухе Дальнего Востока России в 2008-2011 гг. находятся в пределах уровней СОЗ, найденных в

других странах мира при выполнении глобального проекта исследования атмосферного воздуха с использованием пассивного пробоотбора (GAPS) [Poza et al., 2006].

Сезонное распределение СОЗ в атмосферном воздухе. Наибольшие концентрации ДДТ и ПХБ были обнаружены в теплое время года в 2010-2011 гг. ГХЦГ и ГХБ менее подвержены сезонным колебаниям. Гомологический состав ПХБ также отличается. Зимой несколько больше доля пентаХБ, чем летом и меньше низкохлорированных гомологов ПХБ. ТетраХБ доминируют в течение всего года. Подобный гомологический состав ПХБ в атмосферном воздухе является результатом трансформации исходного состава технической смеси ПХБ – совола, в котором доминируют пентаХБ [Ivanov, Sendell, 1992], при процессах испарения, трансформации в атмосферном воздухе под действием ультрафиолета и т.п. Увеличение доли пентаХБ зимой предполагает более интенсивное поступление ПХБ в окружающую среду исследованных регионов зимой, возможно, при использовании ПХБ-содержащего электротехнического оборудования (трансформаторов и конденсаторов), которое еще продолжает использоваться или хранится на складах предприятий [Худолей и др., 2002], а также в результате процессов сжигания в отопительный период года. Другим фактором может быть активизация зимой процессов осаждения ПХБ, принесенных из прилегающих территорий.

При рассмотрении *направления потоков* ДДТ, ДДЭ, α -ГХЦГ, ПХБ №№ 28, 52, 101, 138, 153, 180 (номера ИЮПАК) в системе «почва - атмосферный воздух» получено, что на большинстве территорий летом преобладали процессы осаждения этих соединений ($f_f < 0.3$). Исключение составила территория Большехцирского заповедника в Хабаровском крае, где по данным 2008-2009 гг. происходило испарение ПХБ №№ 101, 153, 180. В этом же регионе отмечены одни из наибольших уровней ПХБ в почвах [Kuzmin et al., 2009]. Процессы испарения pp' -ДДЭ также происходили в 2008-2009 гг. в пригороде г. Владивостоке и в г. Хабаровске. По данным 2010-2011 гг. процессы осаждения отмечены также для ГХБ, ГХЦГ и ПХБ. В отличие от 2008-2009 гг., в 2010-2011 гг. происходило испарение как pp' -ДДЭ, так и pp' -ДДТ. Концентрации ДДТ и его метаболита ДДЭ в почвах в местах постановок в г. Хабаровске и в пригороде Владивостока в 2010-2011 гг. увеличились по сравнению с 2008 г., что предполагает значительное поступление ДДТ на территорию Дальнего Востока России в результате атмосферного переноса, возможно, с территории страны, где продолжают использовать ДДТ в настоящее время.

При рассмотрении возможного влияния увеличения температур окружающего воздуха в результате изменения климата установлено, что при сохранении концентраций СОЗ, определенных в почвах и атмосферном воздухе Дальнего Востока, произойдет изменение потоков распределения в системе «почва – атмосферный» воздух в сторону увеличения испарения отдельных СОЗ с поверхности почв.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ-ГФЕН № 07-05-92116 и РФФИ № 10-05-00663.

Литература

Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. – М: Изд-во Московского Университета, 1970. – 488 с.

Кобышева Н.В., Акентьева Е.М., Богданова Э.Г., Карпенко В.Н., Ключева М.В., Липовская В.И., Лугина К.М., Разова Е.Н., Семенов Ю.А., Стадник В.В., Хайруллин К.Ш. Климат России. – СПб: Гидрометеоздат, 2001. – 656 с.

Коноплев А.В., Никитин В.А., Самсонов Д.П., Черник Г.В., Рычков А.М. Полихлорированные бифенилы и хлорорганические пестициды в атмосфере дальневосточной российской Арктики // Метеорология и гидрология. 2005. № 7. С. 38-44.

Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Кузьмин М.И., Борисов Б.З., Бульбан А.П., Юрченко С.Г., Лепская Е.В., Левшина С.И., Трегубов О.Д. Исследование

распределения стойких органических загрязнителей в атмосферном воздухе Азиатской территории России методом пассивного пробоотбора // География и природные ресурсы. 2012. № 3 (в печати).

Мелешко В.П., Катцов В.М., Мирвис В.М., Говоркова В.А., Павлова Т.В. Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета // Метеорология и гидрология. 2008. № 6. С. 5-19.

Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2009 год. Под ред. Ю.А. Израэля, Г.М. Черногаевой, В.И. Егорова, А.С. Зеленова, Ю.В. Пешкова. – М.: Росгидромет, 2010. – 177 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том 2. Последствия изменения климата. – М.: Росгидромет, 2008. – 228 с.

Худолей В.В., Гусаров Е.Е., Клинский А.В., Ливанов Г.А., Старцев А.А. Стойкие органические загрязнители: Пути решения проблемы. – СПб.: НИИХ СПбГУ, 2002. – 363 с.

Climate change and POPs: predicting the impacts. Report of UNEP/AMAP expert group. Secretariat of the Stockholm Convention, Geneva, 2011. – 62 p.

Hogarth J.N., Seike N., Kobara Y., Habib A., Nam J.O.J., Lee J.-S., Li Q., Liu X., Zhang G., Masunaga S. Passive air monitoring of PCBs and PCNs across East Asia: A comprehensive congener evaluation for source characterization // Chemosphere. 2012. Vol. 86. P. 718-726.

Ivanov V., Sandell E. Characterization of polychlorinated biphenyl isomers in Sovol and Trichlorodiphenyl formulations by high-resolution gas chromatography with electron capture detection and high-resolution gas chromatography - mass spectrometry techniques // Environ. Sci. Technol. 1992. V. 26. P. 2012–2017.

Jaward F.M., Zhang G., Jae Jak Nam, Sweetman A.j., Obbard J.P., Kobara Y., Jones K.C. Passive air sampling of polychlorinated biphenyls, organochlorine compounds, and polybrominated diphenyl ethers across Asia // Environ. Sci. Technol. 2005. V. 39. P. 8638-8645.

Kuzmin M.I., Mamontova E.A., Tarasova E.N., Khomutova M.Yu., Borisov B.Z., Bulban A.P., Yurchenko S.G., Ivanov G., Lepskaya E.V., Levshina S.I., Tregubov O.D. PCBs and OCPs in soil sampled in some urban and rural areas of east Siberia, Far East and Yakutia, Russia // Organohalogen Compounds. 2009. V. 71. P. 1744-1749.

Kuzmin M.I., Mamontova E.A., Tarasova E.N., Khomutova M.Yu., Borisov B.Z., Bulban A.P., Yurchenko S.G., Ivanov G., Lepskaya E.V., Levshina S.I., Tregubov O.D. POPs in air of some settlements of Asiatic Territory of Russia // Organohalogen compounds. 2011. V. 73. P. 1050-1053

Mackay D. Shiu W.Y., Ma K.-C., Lee S.C. Handbook of physical-chemical properties and environmental fate for organic chemicals. Second edition. Taylor & Francis Group, 2006. – 4181 p.

Pozo K., Harner T., Wania F., Muir D.C.G., Jones K., Barrie L.A. Toward a global network for persistent organic pollutants in air: results from the GAPS study // Environ. Sci. Technol. 2006. V. 40. P. 4867-4873.

Ruzickova P., Klanova J., Curp P., Lammel G., Holoubek I. An assessment of air-soil exchange of polychlorinated biphenyls and organochlorine pesticides across Central and Southern Europe. // Environ. Sci. Technol. 2008. V. 42. P. 179-185.

Shoeib M., Harner T. Characterization and comparison of three passive air samplers for persistent organic pollutants // Environ. Sci. Technol. 2002. V. 36. P. 4142-4151.

Wania F., Mackay D. Tracking the distribution of persistent organic pollutants. // Environ.Sci.Technol. 1996. V. 30. C. 390A-396A.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДКОВ ОЗЕРА ЭЛЬГЫГЫТГЫН (ЧУКОТКА) – ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ СНОСА И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Минюк¹ П.С., Борходоев¹ В.Я., Горячев¹ Н.А., Венрих² Ф.

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
e-mail: minyuk@neisri.ru

²Институт геологии и минералогии Кельнского университета,
e-mail: vwennric@uni-koeln.de

Озеро Эльгыгытгын расположено на Анадырском плоскогорье Чукотки (67°30' с.ш., 172°05' в.д.) в кратерной воронке, происхождение которой связывается с падением метеорита около 3.6 млн лет назад. В окрестностях озера распространены вулканические породы верхнемелового возраста, представленные игнимбритами, витроигнимбритами, туфами, туфопесчаниками, андезитобазальтами, продукты выветривания и размыва которых являются главным источником материала, поступающего в озеро. По геохимическим характеристикам вулканические породы попадают в риолитовую, андезитовую и базальто-андезитовые области на диаграмме (Na₂O + K₂O) – SiO₂. Доминируют породы риолитового состава.

В 2009 г. со льда озера проведено глубокое бурение осадочного чехла озера и подстилающих вулканогенных брекчий [Melles et al., 2011]. Пробурены три скважины – 1А, 1В и 1С до глубин 146.6, 111.9 и 517.3 м соответственно. Для геохимического анализа проведен сплошной отбор керн. Один образец представляет 2 см мощности осадка. В данной работе приведены результаты исследований верхней части разреза (глубина 5.6-34 м), охватывающей интервал от нижней части изотопно-кислородной стадии (ИКС) 5.5 до стадии 19 (хрон Брюнес). Исследовано 1215 образцов. Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Содержания породообразующих элементов определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре СРМ-25 и спектрометре S4 Pioneer, концентрации редких элементов – на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30.

По всему опробованному интервалу наблюдаются значительные вариации содержания породообразующих и редких элементов, отвечающие осадкам разных типов. Отложения, сформировавшиеся во время теплых стадий климата, представлены, как правило, массивными, неслоистыми илами. Им свойственны повышенные концентрации SiO₂, CaO, Na₂O, K₂O, Sr и пониженные – TiO₂, Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃ (рис. 1). Для отложений «холодных» стадий отмечается обратная зависимость. Оптимальными стадиями являются 9.3, 11.3 и 17. Осадки, накопившиеся в это время, характеризуются самыми высокими содержаниями кремнезема в исследуемом интервале за счет биогенной компоненты. Концентрации SiO₂ для отложений этих стадий составляют 76.3, 80.5 и 75.8 % соответственно. Из-за высоких содержаний кремнезема (разбавления) концентрации других компонентов – TiO₂, Al₂O₃, MgO, Rb, Sr, Zr, Ba, Fe₂O₃ понижены.

Наблюдается прямая корреляция содержаний P₂O₅ и MnO ($K = 0.6$). Высокие концентрации этих элементов связаны с вивианитом, конкреции которого отмечаются по всему разрезу. Среднее содержание Mn в вивианите составляет 2%, P 25%, Fe 35%. Пикам кривых распределения P₂O₅ и MnO соответствуют повышенные концентрации Fe₂O₃ на некоторых стратиграфических уровнях. Приуроченности высоких концентраций P₂O₅ и MnO к осадкам определенных климатических стадий не наблюдается, однако в большинстве случаев эти оксиды найдены в отложениях, накопившихся в восстановительных средах на границах потеплений. Потеря при прокаливании (ППП), как функция относительного количества органического материала, выше в осадках холодных стадий. Часто Ni и Cr имеют повышенные содержания в осадках холодного климата, что связывается с сорбированием этих элементов органикой. Отложения только самой оптимальной стадии 11.3 имеют повышенные значения PPP и также обогащены Ni и Cr.

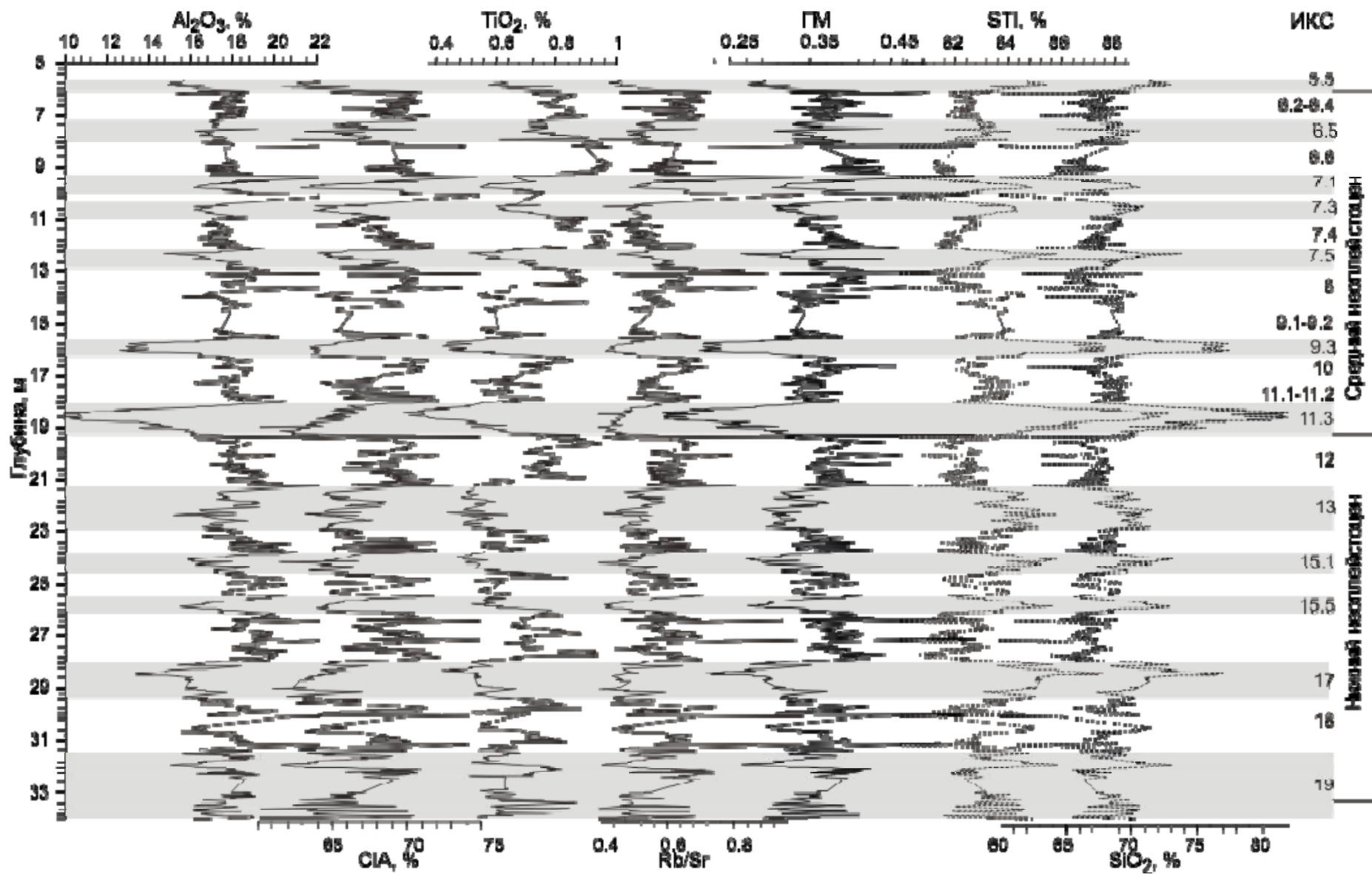


Рис. 1. Геохимические характеристики осадков озера Эльгыгытгын.

Кроме распределения элементов, анализировались различные геохимические индексы и отношения элементов:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + NaO + K_2O)] \times 100 \text{ [Nesbitt, Young, 1982];}$$

$$CIA_{molar} = Al_2O_3(molar) / (CaO_{molar} + Na_2O_{molar} + K_2O_{molar}) \text{ [Goldberg, Humayun, 2010];}$$

$$PIA = [(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)] \times 100 \text{ [Fedo et al., 1995];}$$

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + NaO)] \times 100, \text{ [Harnois 1988];}$$

$$CPA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O)] \times 100 \text{ [Bugge et al., 2010];}$$

$$\text{Индекс В} = (CaO + Na_2O + K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) \text{ [Kronberg, Nesbitt, 1981];}$$

$$STI = [(SiO_2 / TiO_2) / ((SiO_2 / TiO_2) + (SiO_2 / Al_2O_3) + (Al_2O_3 / TiO_2))] \times 100 \text{ [de Jayawardena, Izawa, 1994];}$$

$$GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + MnO) / SiO_2 \text{ [Юдович, Кетрис, 2011];}$$

$$(CaO + Na_2O + MgO) / TiO_2 \text{ [Yang et al., 2006];}$$

$$TiO_2 / Al_2O_3 \text{ [Мигдисов, 1960]; } Al_2O_3 / SiO_2; \text{ Rb/Sr.}$$

Индексы и отношения, главным образом, представляют соотношения мобильных и немобильных элементов. Приведенные индексы и отношения закономерно изменяются по вертикали в отложениях скважин. В большинстве случаев между индексами отмечается значимая положительная или отрицательная корреляция, кроме отношения TiO_2 / Al_2O_3 .

Анализ распределения индексов по разрезу показывает, что более измененными являются осадки холодных стадий (см. рис. 1). Они обогащены такими элементами, как Al и Ti, и имеют низкие концентрации мобильных элементов (Ca, Na, K, Sr). Известно, что химическое выветривание интенсивней развивается при теплом влажном климате, однако для осадков озера Эльгыгытгын эта закономерность не наблюдается. Одним из объяснений этого может быть допущение, что осадки теплых и холодных стадий имеют разные источники сноса. Например, в холодные этапы могло доминировать эоловое накопление, материал которого поступал из отдаленных районов. Для проверки этого предположения проанализированы геохимические данные [Белый, Белая, 1998; Фельдман и др., 1980], полученные по коренным породам из окрестностей озера и гальке пород, собранной на берегу озера. Данные вынесены на соответствующие диаграммы (рис. 2). Тренд выветривания силикатов показан на диаграмме $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$ [Nesbitt, Young, 1984]. Линия тренда параллельна оси $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O)$, что свидетельствует о потере Ca и

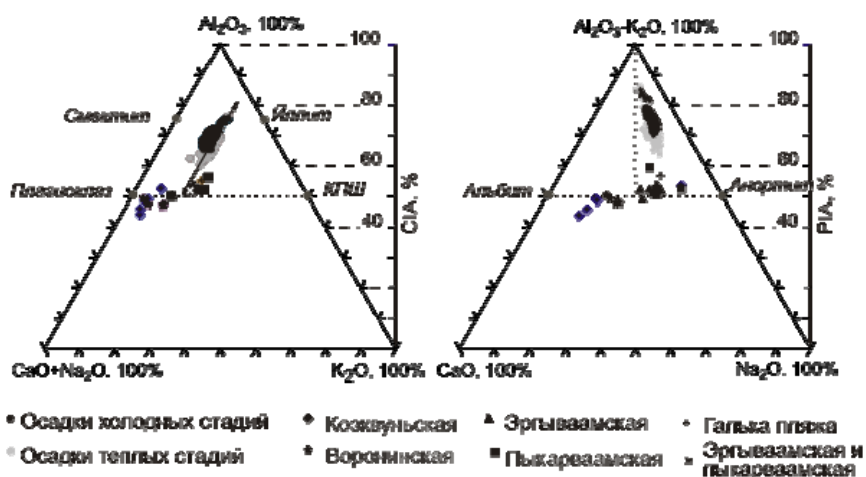


Рис.2. $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$ и $CaO - (Al_2O_3 - K_2O) - Na_2O$ диаграммы осадков озера и вулканов.

Na в процессе выветривания. Точки вулканитов расположены вблизи линии «плагиоклаз – полевой шпат», указывая, что полевые шпаты доминируют среди Al-содержащих минералов. Осадки теплых и холодных стадий показывают среднюю степень выветривания, причем последние более измененные. В целом точки осадков группируются ниже линии «смектит-иллит», что свидетельствует о присутствии в них полевых шпатов. Плагиоклазовый тренд выветривания демонстрирует диаграмма $CaO - (Al_2O_3 - K_2O) - Na_2O$. Доминирующие вулканиты располагаются в

средней части диаграммы ближе к анортитовому составу. Выше на одной линии группируются осадки. В целом, полученные данные свидетельствуют, что весь материал, поступающий в озеро, является продуктами разрушения и выветривания местных коренных пород.

Таким образом, по геохимическим характеристикам исследованный разрез осадков озера расчленяется на ряд интервалов, которые с учетом палеомагнитных, палинологических, диатомовых, седиментологических, радиологических данных сопоставляются с кислородно-изотопными стадиями 5-19. Граница эоплейстоцена и неоплейстоцена (нижнего и среднего плейстоцена в международных шкалах) проводится по геомагнитной инверсии Брюнес-Матуяма. Эта инверсия проходит внутри стадии 19. В геохимическом плане, стадия 19 не выражена и мало чем отличается от стадий 17 и 21.

Более яркими геохимическими рубежами являются границы нижнего и среднего, среднего и верхнего неоплейстоцена. Эти границы совпадают с резкими изменениями геохимических параметров в основании стадий 11 и 5, отражающими смену условий осадконакопления в бассейне озера, которые, в свою очередь, контролировались глобальными климатическими изменениями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 12-05-00286), CRDF (RUG1-2987-MA-10), ДВО РАН (12-П-СО-08-024).

Литература

Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 108 с.

Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах // Геохимия. 1960. № 2. С. 149-163.

Фельдман В.И., Грановский Л.Б., Наумова И.Г., Никишина Н.Н. Некоторые особенности химического состава импактитов метеоритного кратера Эльгыгытгын (Чукотка) // Метеоритика. 1980. Вып. 39. С. 110-113.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S. An evaluation of geochemical weathering indices in loessepaleosol studies // Quaternary International. 2010. doi:10.1016/j.quaint.2010.07.019.

de Jayawardena U.S., Izawa E. A new Chemical Index of Weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka // Engineering Geology. 1994. V. 36. P. 303-310.

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921-924.

Goldberg K., Humayun M. The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 293. P. 175-183.

Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. P. 319-322.

Kronberg B.I., Nesbitt H.W. Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility // Journal of Soil Science. 1981. V. 32. P. 453-459.

Melles M., Brigham-Grette J., Minyuk P., Koeberl C., Andreev A., Cook T., Fedorov G., Gebhardt C., Haltia-Hovi E., Kukkonen M., Nowaczyk N., Schwamborn G., Wennrich V., and the Elgygytgyn Scientific Party. The Lake Elgygytgyn Scientific Drilling Project – Conquering Arctic Challenges through Continental Drilling // Scientific Drilling. 2011. V. 11. P. 29-40.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715-717.

Nesbitt H. W., Young G. M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // Geochim Cosmochim Acta. 1984. V. 48. P. 1523-1534.

Yang S., Ding F., Ding Z. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan // Geochim Cosmochim Acta. 2006. V. 70. P. 1695-1709.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И РАДИАЦИОННО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Мясников А.А., Дундуков Н.Н.

*ФГУГП «Урангео» Байкальский филиал «Сосновгеология», г. Иркутск,
e-mail: sosna@irk.ru*

Байкальский регион включает в себя озеро Байкал с прилегающими к нему с запада Иркутскую область, с востока и юга Республику Бурятия общей площадью более 500 тыс. кв. км.

Байкальский регион обладает рядом особенностей:

- нахождение здесь объекта Мирового природного наследия – озера Байкал;
- богатыми природными ресурсами, включающими разнообразные минеральные, лесные, гидроэнергетические, водные и др.;
- исключительная рудонасыщенность территории многочисленными месторождениями полезных ископаемых, включая уникальные урановорудные объекты;
- сложность геологического строения – наличие разнообразных геологических комплексов горных пород широкого возрастного диапазона от архея до кайнозоя;
- высокие сейсмичность и интенсивность неотектонических процессов;
- широкое разнообразие ландшафтно-геохимических комплексов;
- разнообразие и неравномерность антропогенного влияния на окружающую природную среду;
- наличие свободных земельных площадей, пригодных для использования в хозяйственных целях;
- большой интерес к региону международных и российских организаций, участвующих в ряде инвестиционных программ экологического, геологического, туристического и природопользовательского направлений.

Вышеуказанные особенности Байкальского региона определили его как наиболее перспективную территорию для реализации федеральной программы «Многоцелевое геохимическое картирование масштаба 1:1 000 000», которое выполнялось в период с 1991 по 2005 годы на листах М-48, N-48, N-49 и по ним составлены эколого-геохимические карты масштаба 1:1000 000.

Оценка эколого-геохимической и радиационно-экологической обстановки выполнена по загрязнению почв и донных отложений токсичными элементами 1, 2, 3 классов опасности по величине Z_C – суммарному показателю загрязнения:

1-ый класс опасности: Hg, F, As, Cd, Pb, Zn, Se, U;

2-ой класс опасности: Ni, Cr, Co, B, Cu, Mo, Sb;

3-ий класс опасности: Sr, Ba, V, W, Mn.

При составлении эколого-геохимических карт масштаба 1:1000000 были использованы также и радиационные материалы:

- по плотности (запасу) выпадения радиоцезия-137 в mKu/km^2 ;
- по мощности экспозиционной дозы (МЭД) внешнего гамма-излучения в $mR/час$;
- по величине удельной эффективной активности горных пород и почво-грунтов в Бк/кг.

На территории Байкальского региона выделены площади с удовлетворительной, напряженной, критической и чрезвычайной экологической обстановкой.

Территории с неудовлетворительной (напряженной, критической, чрезвычайной) экологической обстановкой охватывают 69 участков, которые по площади Байкальского региона распределяются следующим образом: лист М-48 – 11 площадей, лист N-48 – 22 площади, лист N-49 – 36 площадей, что составляет 29% площади, из них с чрезвычайной – 2%, критической – 13.5% и напряженной – 13.5%.

Площади чрезвычайной экологической обстановки, выделенные по загрязнению почв ртутью, приурочены к предприятиям химической промышленности, представленные двумя крупными объектами: ОАО «Саянскхимпласт» (г. Саянск) и ОАО «Усольехимпром» (г. Усолье-Сибирское). Основной причиной, приведшей к чрезвычайной экологической обстановке в районах расположения химических предприятий, – производство каустической соды и хлора методом ртутного электролиза, что обусловило ртутное загрязнение окружающей среды.

Территория деятельности ОАО «Саянскхимпласт». За время деятельности предприятия сброс ртути в природную среду составил 651,8 т. В рыхлых породах (почва) под цехом ртутного электролиза находится около 500 т ртути. Содержание ртути в донных отложениях ручьев, впадающих в р. Оку со стороны промплощадки ОАО «Саянскхимпласт», достигает 1.1-7.5 мг/кг. В отдельные годы имел место массовый падеж скота, пасущегося на этих землях. Содержание ртути в водорослях р. Оки вблизи промплощадки достигает 0.16 мг/кг.

Территория деятельности ОАО «Усольехимпром». За время деятельности предприятия прямые потери ртути (сброс в окружающую природную среду) составили 636.2 т, при этом в рыхлых отложениях (почвы) непосредственно на промплощадке образовалась залежь ртути с запасами 131.5 т. Поступление ртути в окружающую природную среду за счет этой залежи будет происходить и в дальнейшем после прекращения процесса ртутного электролиза. Содержание ртути в донных отложениях и водорослях р. Ангары ниже сброса сточных вод повышается на два порядка и достигает соответственно 0.28 и 1.0 мг/кг, и это основной путь поступления ртути в рыбу.

В зоне атмосферного влияния ОАО «Усольехимпром», ОАО «Саянскхимпласт» отмечается повышенное содержание ртути в продуктах растениеводства (данные агрохимического центра «Иркутский»).

Потенциальными источниками поступления аномальных содержаний ртути в окружающую природную среду также являются амальгамация при отработке россыпей золота и применение в сельском хозяйстве ртутьсодержащих пестицидов (гранозана).

Площади чрезвычайной и критической экологической обстановки под номерами (6.8), выделенные по загрязнению компонентов природной геологической среды (ПГС) токсичными элементами, приурочены к районам активного хозяйственного освоения. Наибольшему загрязнению подверглась территория, прилегающая к горнодобывающему предприятию – Джидинскому вольфрам-молибденовому ГОКу. Приоритетными элементами-загрязнителями в компонентах ПГС являются W, Mo, Be, F, Hg, Pb, Cu, Zn, Cr. Пространственно геохимические аномальные поля приурочены к Джидинскому рудному узлу. Элементный состав ядерных частей геохимических аномалий в почвенном горизонте «А₁» и донных отложениях соответствует составу рудных объектов.

Территория листа N-49 относится к единственной в России промышленной урановой провинции, называемой Забайкальской. На площади листа N-49 уже выявлено 20 месторождений урана и большое количество его проявлений и аномалий радиоактивности. Общее количество природных радиоактивных (ЕРН) объектов на территории листа N-49 составляет 2033 (согласно каталога №1, 2000 г.). В пределах этого листа на общем потенциально опасном радиоэкологическом фоне выделяются значительные по размерам территории с высоким уровнем проявленности практически всех факторов радиационного риска (МЭД, А_{эфф}, ¹³⁷Cs).

На одном из 20 выявленных месторождений урана Хиагдинском уже ведется добыча урана методом подземного выщелачивания.

Наряду с добычей урана ведется разработка россыпей золота, осуществляется добыча флюорита.

Выданы лицензии на разработку месторождений колчеданно-полиметаллических руд – Озерного и Назаровского.

Горнодобывающие предприятия, вскрывающие и перерабатывающие значительные объемы руд вмещающих пород, содержащих широкий комплекс токсичных химических элементов, могут являться основными источниками загрязнения окружающей среды в рассматриваемом регионе.

Радиационно-экологическая обстановка Байкальского региона определяется совместным воздействием двух главных факторов. Во-первых, высокими природными содержаниями естественных радиоактивных элементов в горных породах, слагающих описываемый район, во-вторых, влиянием ядерных полигонов – Семипалатинского и Новоземельского. Имеет место загрязнение окружающей среды промышленными предприятиями, ведущими разведку и добычу радиоактивного сырья. Специфика геолого-тектонического строения и металлогения региона обусловили высокие содержания естественных радионуклидов и повышенную радоноопасность.

Этот регион в качестве единственной в России промышленной урановорудной провинции в течение 60 лет служит ареной интенсивных работ на радиоактивное сырье.

На основе обобщения всего имеющегося материала выполнено районирование территории Байкальского региона по степени радиационно-экологической опасности и выделены 4 категории площадей по опасности: безопасные, потенциально-опасные, опасные и особо опасные.

1. Безопасные – радиоактивные аномалии редкие, локальные; содержания радона в почвах низкие, а в помещениях менее 100 Бк/м^3 .

2. Потенциально-опасные – концентрации радона в почвенном воздухе на уровне 10 кБк/м^3 , наличие помещений с концентрацией радона более 100 Бк/м^3 маловероятно; аномалии радиоактивности редки и малоинтенсивны.

3. Опасные – концентрации радона в почвенном воздухе от 10 до 50 кБк/м^3 . Вероятны помещения с концентрациями радона более 100 Бк/м^3 (в малоэтажных деревянных зданиях более 200 Бк/м^3); концентрации радона в воде не превышают уровня вмешательства (60 Бк/дм^3); аномалии радиоактивности часты со значениями от 60 до 300 мкР/ч .

4. Особо опасные – концентрации радона в почвенном воздухе более 50 кБк/м^3 , вероятны помещения с концентрацией радона более 400 Бк/м^3 ; наличие месторождений и рудопроявлений урана и ареалов сближенных аномалий радиоактивности со значениями 300 - 3000 мкР/ч , с концентрациями радона в природных водах, превышающими уровень вмешательства (60 Бк/дм^3).

В процессе проведения работ по программе «Байкальский геоэкологический полигон» (федеральная программа «Геоэкология России») было установлено широкое площадное загрязнение почв Байкальского региона долгоживущим техногенным радиоцезием-137, появившимся только при проведении ядерных взрывов и служащего надежным индикатором (маркером) радиоактивного загрязнения окружающей среды. Площадное загрязнение цезием-137 сформировалось вследствие переноса в атмосфере радиоактивных продуктов ядерных взрывов, проводившихся на ядерных полигонах, в частности на Семипалатинском. Наиболее загрязненными (с содержаниями радиоцезия-137, превышающими 90 Бк/кг) оказались отдельные участки побережья оз. Байкал, в том числе значительные части Прибайкальского и Забайкальского национальных парков, Байкальского, Байкало-Ленского и Баргузинского заповедников, Верхнеангарского заказника.

Содержание стронция-90 на этой территории достигает значения 240 Бк/кг , что в 6 - 10 раз превышает уровень глобального фона. В отдельных районах описываемой территории, в том числе густонаселенных, отмечается наложение радиоактивного загрязнения от ядерных испытаний на площади, изначально неблагоприятные по концентрациям естественных радионуклидов.

О высоком уровне техногенного радиоактивного загрязнения Байкальского региона, особенно его южной части – территории Бурятии, свидетельствуют также материалы независимых исследований Висконсинского университета США, по данным которых плотность загрязнения радиоцезием-137 в илах южной акватории оз. Байкал на порядок

(26.7-51.1 мКи/км²), а в центральной части – конусе выноса р. Селенги (93.0-191.0 мКи/км²) – на два порядка превышает его содержание в илах северной акватории, которое соответствует региональному фону, равному 3 мКи/км².

Присутствие техногенных радионуклидов (¹³⁷Cs и ⁹⁰Sr) выявлено также в илах горных озер региона на территории Бурятии. Наиболее высокие значения радиоцезия-137 (226 Бк/кг) зафиксированы в илах оз. Фролиха, а аномальные значения стронция-90 (310 Бк/кг) выявлены в илах оз. Арангатуй, в илах остальных озер стронций-90 не определялся. В водорослях горных озер содержание цезия-137 колеблется в пределах 3.0-63.6 Бк/кг. Самое высокое значение цезия-137 (63.6 Бк/кг) обнаружено в водорослях оз. Котокель. Из материалов СМИ известно, что в августе 2008 г. на оз. Котокель возникла вспышка гафской болезни, приведшая к пищевому отравлению отдыхающих вследствие употребления в пищу рыбы, выловленной в этом озере, и гибели 2-х человек.

Основным источником радиоактивного загрязнения территории Байкальского региона, по-видимому, стало испытание 12.08.53 г. первой водородной бомбы мощностью 400 кт ТЭ (самый «грязный» из наземных взрывов на территории СССР), при котором было выброшено в стратосферу радионуклидов больше, чем при всех остальных наземных ядерных испытаниях на Семипалатинском полигоне вместе взятых.

В оценке радиэкологической ситуации на территориях радиоактивного загрязнения выделяются два аспекта: современный и ретроспективный.

Современный уровень радиоактивного загрязнения почв цезием-137 опасности для населения не представляет, ограничений на проживание и хозяйственную деятельность не накладывается. Но при этом дополнительного исследования заслуживают участки с уровнем плотности выпадения ¹³⁷Cs более 150 мКи/км² и содержанием его в почве более 100 Бк/кг, поскольку в их контурах содержания плутония в почвах (до 2.4 Бк/кг) и содержания ¹³⁷Cs в дикоросах (до 1688 Бк/кг в грибах) могут достигать радиобиологически значимых пределов. По нормативам промышленно-развитых стран (в т.ч. США) такой уровень содержания ¹³⁷Cs в почве классифицируется как опасный при условии постоянного проживания в данной местности.

Иначе оценивается радиэкологическая обстановка, существовавшая в период проведения ядерных испытаний (1949-1962 гг.), когда при локальных радиоактивных выпадениях, основную массу которых составляли короткоживущие техногенные радионуклиды, радиоактивное воздействие на население было значительным, и накопленные дозы облучения могли достичь 5 сЗв и даже 25 сЗв, т.е. превысить безопасные пределы, установленные Федеральным законом №7-ФЗ от 10 января 2002 г.

В результате выполненного эколого-геохимического и радиационно-экологического картографирования с применением компьютерных технологий установлено, что основная часть экологически неблагоприятных территорий Байкальского региона приурочена к зонам активного хозяйственного освоения, связанными с химической, нефтехимической, горнодобывающей промышленностью, цветной металлургией, топливно-энергетическим комплексом, проводимыми здесь геологоразведочными работами на различные виды минерального сырья, в том числе на природный газ и нефть, а также с продуктами ядерных испытаний.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ КАК ЛЕТОПИСЬ ПАЛЕОКЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ

Наранцэцэг¹ Ц., Оюунчимэг¹ Ц., Төмөрхүү¹ Д., Ууганцэцэг Б., Кривоногов² С. К.

¹*Институт геологии и минеральных ресурсов АНМ, г. Улаанбаатар,*

e-mail: ts_narangeo@yahoo.com

²*Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

В настоящее время при палеоклиматическом исследовании донных осадков широко используются геохимические палеомаркеры: изотопное отношение ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$) кислорода и углерода [Talbot, 1990; Li et al., 1997; Wang et al., 2002; Prokopenko, Bonvento, 2009; Znang et al., 2009].

Известно, что изотопный состав углерода и кислорода в карбонате донного осадка озер аридных и семиаридных областей контролируется целым рядом параметров, таких как изотопный состав и температура воды, а также соотношение атмосферных осадков и испарения [Talbot, 1990]. Кроме того, определенное влияние на их состав оказывает изотопный состав воды питающих рек [Gasse et al., 1987]. Взаимоотношение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в осадках дает возможность оценить гидрологический режим и продуктивность озер [Li et al., 1997]. С этой точки зрения изотопно-геохимический метод является очень перспективным для палеоклиматических реконструкций. В настоящее время изотопно-геохимическое исследование донных отложений озер Монголии находится в начальной стадии [Znang et al., 2008; Prokopenko et al., 2009; Narantsetseg, Bonvento, 2011; Thijs Van der Meeren et al., 2011].

В данной статье приведены результаты изучения изотопного состава углерода и кислорода в донных осадках оз. Доод Цагаан в Дархадской впадине. Также, основываясь на интерпретации этих результатов и их сопоставлении с изотопными записями озер Гун и Угии, сделана попытка реконструировать изменения природной среды и климата Северной Монголии в раннем и среднем голоцене.

Озеро Доод Цагаан является остатком гигантского подпрудного озера существовавшего в Дархадской впадине в позднем плейстоцене [Уфлянд и др., 1969; Спиркин, 1970; Gillespie, Molnar, 1995; Дорофеев, Тарасов, 1998; Хосбаяр, 2005; Krivonogov et al., 2005]. В настоящее время озеро Доод Цагаан состоит из 3 между собой связанных плёсов (Хармай, Доод, Дунд) и расположено на высоте 1538 м над уровнем моря, простираясь с севера на юг около 7.5 км при максимальной ширине 5.6 км. Глубина воды 5 м в оз. Доод, 10 м в оз. Дунд и 17 м в оз. Хармай соответственно [Цэрэнсодном, 2000]. В него втекают реки Шарга, Шишхэд, Арсай и Хармай, а сток осуществляется по р. Шишхэд.

Материалом для исследования послужили осадки двух кернов DN1 (51°24'26.0'' с.ш; 99°19'30.7'' в.д) и DN2 (50°23'43.4'' с.ш; 99°21'33.7'' в.д), взятых во время Российско-Монгольской совместной экспедиции в 2005 г. Глубина воды 3.5 м. Длина колонки DN1 и DN2 составляют 6.45 м и 4.3 м соответственно.

Содержания органического вещества и карбоната определены в 210 пробах согласно Dean (1974) путем отбора определенного объема осадка, его взвешивания во влажном состоянии, высушивания при 550° и 1000° и повторного взвешивания. Определение изотопного состава углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$) проводилось в 356 пробах на масс-спектрометре Finnigan Mat 252 в лаборатории Института геологии Китайской АН, г. Ланьчжоу. В качестве стандарта использованы карбонат кальция из ростра белемнита (PDB). Для оценки влияния органического вещества на $\delta^{13}\text{C}$ донных осадков, 8 проб были проанализированы повторно после удаления органического вещества. Гранулометрический анализ 110 проб был выполнен на лазерном анализаторе LASER PARTICLE SIZER (Pritsch GmbH) в Институте геохимии СО РАН.

Возраст колонки DN1 контролируется 11 радиоуглеродными датировками [Krivonogov et al., 2012]. Хронология отложений колонки DN2 базируется на 3 радиоуглеродных датах, 2 из которых представляются впервые в этой работе. Возрастная интерпретация имеющихся

радиоуглеродных данных очень сложна, поскольку осадки подвергнуты в той или иной степени термокарстовым процессам. Тем не менее, имеющиеся хронологические реперы позволяют ограничить время накопления исследуемых осадков ранним и средним голоценом.

По литологии и гранулометрии в колонках DN1 и DN2 выделено 6 зон (снизу вверх). Первая зона (645-550 см) представлена тонкозернистыми песками ($>60 \mu\text{m}$) темно-зеленой окраски. Она местами обогащена остатками древесины. Вторая (550-510 см) и шестая (42-0 см) зоны представлены темно-зелеными алевритовыми глинами. Средний размер частиц $6 \mu\text{m}$ и $12 \mu\text{m}$, соответственно. Третью (510-455 см) и пятую (290-42 см) зоны составляют темно-зеленые массивные песчанистые алевриты со средним размером частиц $20\text{-}30 \mu\text{m}$. Пятая зона существенно обогащена раковинами моллюсков и единично встречаются растительные остатки. Четвертая зона (455-290 см) представлена глинистыми алевритами также темно-зеленой окраски. Средний размер частиц $18 \mu\text{m}$. Литологическое строение осадка колонки DN2 аналогично с колонкой DN1, но мощность зон разная.

На рис. 1 показаны литологическое строение осадка, кривые распределения органического вещества, карбоната и изотопного состава углерода и кислорода донного осадка оз. Доод Цагаан, на примере колонки DN1.

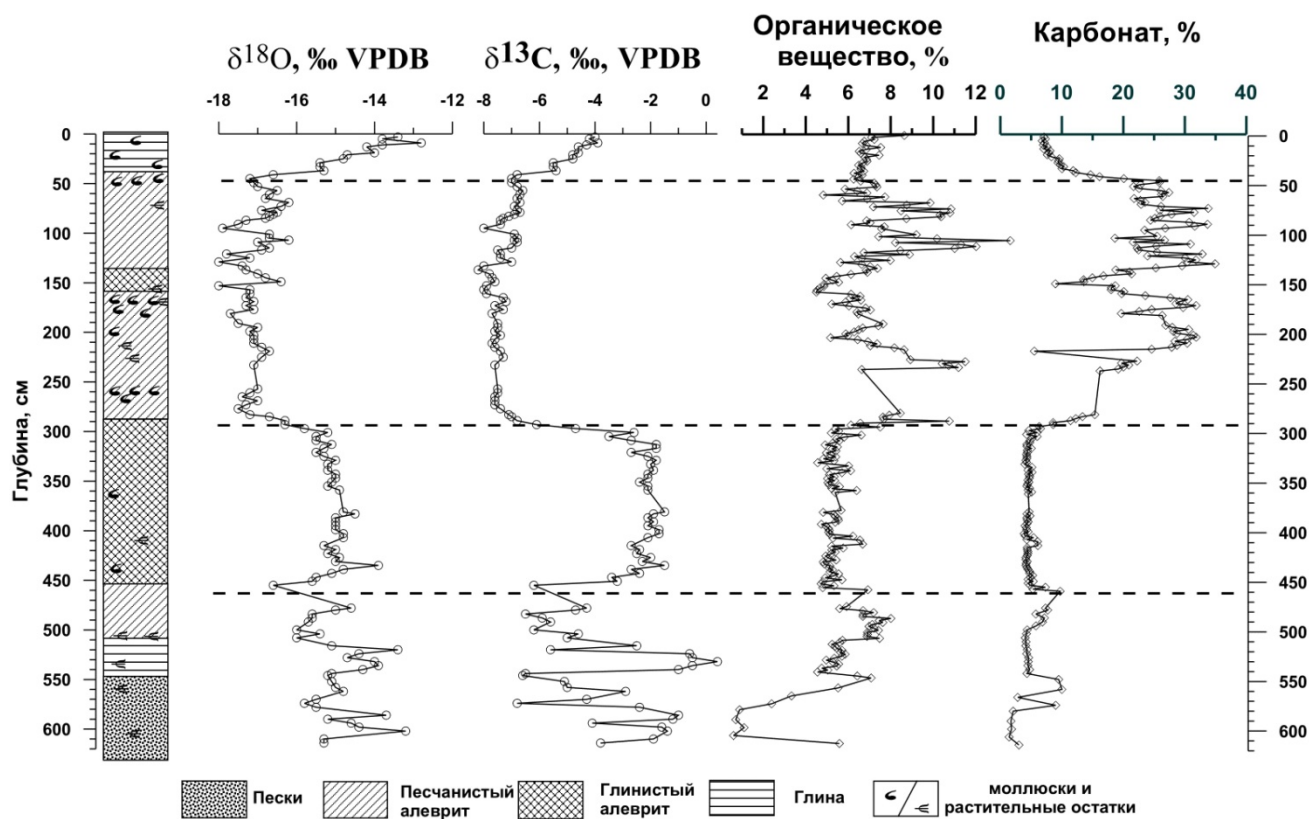


Рис 1. Литологическое строение осадка, кривые распределения органического вещества, карбоната и изотопного состава углерода и кислорода донного осадка оз. Доод (колонка DN1)

Как видно из графиков, характер распределения органического вещества, карбоната, а также значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в интервале 645-455 см более сложный. Если значение $\delta^{13}\text{C}$ колеблется от -7.2‰ до 0.4‰ , то величина $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -16‰ до -13‰ . Содержание органического вещества и карбоната сравнительно низкое, в среднем 3.8% и 4.8% соответственно. Исходя из выше изложенного, можно предполагать, что нижняя часть разреза (зоны I-III) отлагались под влиянием достаточно нестабильного климата. Озеро имело низкий уровень, даже периодически высыхало.

На кривых распределения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ отчетливо выделяется интервал 455-290 см с повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Их средние величины -15.1‰ и -2.3‰, соответственно. Содержания органического вещества и карбоната сравнительно невысокие, но очень постоянные, в среднем 5.4% и 4.7%, соответственно. Все это свидетельствует о том, что накопление глинистого алеврита мощностью 1.65 м зоны IV происходило под влиянием стабильного сухого и холодного климата. Уровень воды озера был по-прежнему низкий. Минерализация озера была невысокой, что подтверждается сравнительно низкой долей неорганического карбоната [Oyunchimeg et al., 2010].

В интервале 290-42 см (зона V) наблюдается область пониженных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ (-16.9‰ и -7.0‰). Содержания органики и карбоната резко возрастают по сравнению с зоной IV. Их содержание колеблется в диапазонах 6-11% и 15-30% соответственно. Сравнительно легкий изотопный состав углерода и кислорода (разница 5‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и 2‰ для $\delta^{18}\text{O}$) показывает, что в это время был теплый и влажный климат, который привел к повышению уровня озера и его продуктивности. Происходило увеличение минерализации воды, поскольку озеро в этот период не имело стока, о чем свидетельствует соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. Под воздействием увеличения влажности климата озеро переходило из мелководного в более глубоководное состояние, что подтверждается широким развитием планктонных диатомей [Ugantsetseg, Narantsetseg, 2010].

В верхнем алевритовом слое (42-0 см) наблюдается резкий переход от более легкого изотопа к тяжелому ($\delta^{18}\text{O}$: от -16.6‰ до -13.4‰, $\delta^{13}\text{C}$: от -6.8‰ до -4‰). Содержание карбоната резко уменьшается до 7% по сравнению с нижележащим слоем. Одновременное утяжеление изотопа углерода и кислорода показывает, что климат имел неуклонный тренд на аридизацию.

Таким образом, вариации изменения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ вместе с другими геохимическими записями донного осадка оз. Доод позволяют выделить по крайней мере 3 четко выраженные периода аридизации и увлажнения климата региона. Полученные данные и их сопоставление с записями из озер Гун и Угии свидетельствует о том, что развитие озер Северной Монголии определялось в основном климатическими изменениями и во многом зависело от регионального уровня влажности.

Авторы благодарны академику РАН, М.И. Кузьмину, доктору профессору Ч. Зангу из университета Ланьчжоу за предоставленные возможности выполнения гранулометрического и изотопно-геохимического анализов. Авторы выражают благодарность доктору профессору З. Фенгу из университета Шинжань за помощь в радиоуглеродном датировании.

Литература

Дорофеюк Н.И., Тарасов П.Е. Растительность и уровни озер севера Монголии за последние 12500 лет, по данным палинологического и диатомового анализов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. №1. С. 73-87.

Сpirкин А. И. О древних озерах Дархадской котловины (Западное Прихубсугулье) // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии (Труды ССМНИГЭ). 1970. Вып 2. С. 143-150.

Уфлянд А. К., Ильин А. В., Spirкин А. И. Впадины Байкальского типа Северной Монголии // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. Геолог. 1969. Т. 44 (6). С. 5-22.

Хосбаяр П. Донные осадки оз. Доод. В кн.: Палеогеография и палеоклимат мезозоя и кайнозоя Монголии. 2005. С. 120-128 (на монгольском языке).

Цэрэнсодном Ж. Каталог озер Монголии. – Улаанбаатар, 2000 (на монгольском языке).

Gasse F., Fontes J.C., Plaziat J.C., Carbonel P., Kaczmarek I., De Deckker P., Soulié-Marsche I., Callot & Dupeuble P.A. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the

reconstruction of environments and hydrological change in the Holocene lakes from North Sahara // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1987. V.60. P. 1-46.

Gillespie A. R. and Molnar P. Asynchronism of maximum advances of mountain and continental glaciations // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. P.311-364.

Krивonogov S. K., Sheinkman V. S., Mistryukov A. A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // *Quaternary International*. 2005. V. 136. P. 83-94.

Krивonogov S. K., Yi. S., Kashiwaya K., Kim J.C., Narantsetseg Ts., Oyunchimeg Ts., Safonova I.Y., Sitnikova T., Kim J.Y. Solved and unsolved geological problems of the Darkhad basin, Northern Mongolia: a contribution to the 2010 Darkhad Drilling project // *Quaternary International*. 2012 (в печати).

Li H.-C., Ku T.-L. $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. V.133. P. 69-80.

Narantsetseg Ts., Oyunchimeg Ts., Tomurhuu D., Uugantsetseg B., Idermunkh T., Krивonogov S., Kuzmin Y., Burr G. Carbon and oxygen isotopes in bulk carbonates in sediments of Dood Lake, Northern Mongolia and their climatic implications // *Mongolian Geoscientist*. 2011. № 37. P.144-151.

Oyunchimeg Ts., Uugantsetseg B., Tomurhuu D., Narantsetseg Ts., Krивonogov S. and Idermunkh T. Late Pleistocene and Holocene environmental changes from sediment records of the Lake Dood (Darhad Basin) in Northern Mongolia. Abstract volume of the 8th international Symposium on Environmental Processes of East Eurasia, Asian monsoon changes and interplay of high and low latitude climates, 2010. Kunming, China. P. 19-20.

Prokopenko A.A., Bonvento V.J. Carbonate stable isotope signals in the 1-Ma sedimentary record of the HDP-04 drill core from Lake Hovsgol, NW Mongolia // *Quaternary International*. 2009. V. 205. P. 53-64.

Talbot M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotope ratios in primary lacustrine carbonates // *Chemical Geology*. 1990. V.80. P. 261-279.

Thijs Van der Meeren, Emi Ito, Charles Umbanhowar, Avcery Shinneman, Koen Martens, Dirk Verschuren. A Late-Holocene record of a dune-blocked lake in Western Mongolia. In: *Ostracoda (Crustacea) as paleoenvironmental proxies for Late-Holocene climate variability in Western Mongolia*, Ghent University, Faculty of Sciences, 2011. P. 171-196

Uugantsetseg B., Narantsetseg Ts. Diatoms in sediment of Dood Lake as indicators of pale climate changes, 1st International Conference «Survey of Mongolian aquatic ecosystems in a changing climate: Results, new approaches and future outlook», 2010. Ulaanbaatar, Mongolia. P. 56.

Wang R.L., Scarpitta S.C., Zhang S.C., Zheng M.P. Later Pleistocene/Holocene climate conditions of Qinghai-Xizhang Plateau (Tibet) based on carbon and oxygen stable isotopes of Zabuye Lake sediments // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 203. P. 461-477.

Znang Ch., Zhai X., Wang W and Feng Z. The Holocene environmental records about the Gun nuur and Ugii nuur in the Mongolia Plateau, Abstract volume of the 7th international Symposium on Environmental Changes in East Eurasia and Adjacent Areas-high resolution records of terrestrial sediments, Mongolia, 2008. P. 56-58.

Znang Ch., Zheng M., Prokopenko A., Mischke S., Gou X., Yang Q., Zhang W. and Feng Z. High-resolution records of the Holocene paleoenvironmental variation reflected by carbonate and its isotopic compositions in Bosten Lake and response to glacial activities. *Acta Geologica SINICA // Journal of Geological Society of China*. 2009. V. 83. № 6. P. 1101-1115.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТОРФЯНИКОВ В ДОЛИНЕ Р. СОЖ В ПРОЦЕССЕ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Оношко М.П.

Государственное предприятие «БелНИГРИ», г. Минск, e-mail: onoshko@geology.org.by

Исследование химического состава голоценовых органогенных отложений проведено на примере торфяников (участки Присно и Новоселки, Ветковский район, Гомельская область), сформированных в ложбине стока вод поозерского времени на правобережье среднего Сожа.

Формирование торфяников шло с конца атлантического (АТ) и на протяжении суббореального (SB) и субатлантического (SA) времени. На участке Присно вскрытая единая толща отложений ($> 1,5$ м), представленная ольхово-осоково-травянистым торфом разной степени разложения (от 45-55% сверху до 35-45% внизу), отложившаяся в АТ+SB (подошва торфяника 6300 ± 20 лет, IGSB-478; кровля – 2640 ± 140 лет, IGSB – 480). По уч. Новоселки вскрыты два торфяных горизонта: на глубине 0,3-0,7 м торф древесный, хорошо разложившийся (35-45%), с остатками стволов деревьев, отложившийся в SB-3+SA-1 (1880 ± 100 лет, IGSB-476); на глубине 1,05-1,15 м находится кровля второго погребенного торфяника (SB-1, 4260 ± 112 лет, IGSB-481), более разложившегося (45-55%), с остатками древесины. Между этими отложениями залегает супесь, в нижней части запесоченная, в верхней – заиленная.

При исследовании геохимической эволюции отложений использовалось сопоставление химической стратификации осадочной толщи с их палинологическими спектрами, анализировалась степень вариации геохимической среды, зафиксированной в уровнях концентраций $C_{орг.}$, макро- и микроэлементов.

В отложениях отмечены близкие к нейтральным значения pH – 5.57-5.96 и лишь в прибортовой части ложбины у д. Присно в кровле торфяника pH среды снижается за счет поступления кислых растворов из вышележащих отложений. С увеличением возраста отложений во всех разрезах зафиксировано изменение среды в сторону увеличения pH до 6.20-6.80. Прослеживается зависимость кислотности торфа от содержания Ca – основного нейтрализатора кислых органических групп и угольной кислоты. Гидролитическая кислотность изменяется от 28.7 до 145 мг-экв/100 г почвы. Более высокие ее значения зафиксированы по уч. Новоселки, при этом в более ранних осадках этот показатель несколько уменьшается. Емкость поглощения изученных органогенных отложений изменяется от 30.9 до 147.2 мг-экв/100 г почвы. Зависимости емкости поглощения от степени разложения торфа не установлено. Снижение этого показателя зафиксировано с увеличением возраста отложений.

Особенности состава торфяных отложений суммарно выражаются в их зольности. Сама зольность торфа является не столько геохимическим, сколько геолого-геоморфологическим показателем развития торфяника. Обуславливается она привнесением извне терригенного материала (глинистого, песчаного) и формирующимися внутри торфяной залежи новообразованиями. Зольность обследованных торфов изменяется в пределах 10.7-57.0% при среднем 35.5. Наиболее зольные торфа по участку Присно, средние значения этого показателя отложений участка Новоселки составляют 28.7%.

Основными компонентами зольной части торфов ложбин древнего стока являются Si, Al, Fe, Ca, окислы которых составляют 61.4-92.9 при среднем 85.1% зольного остатка. Главными золообразующими компонентами выступают Si, Ca и только в прибортовой части ложбины участка Присно на второе место выходит Fe. Высокая кремнеземистость торфяников Беларуси связана с особенностями состава пород четвертичного покрова [Геохимия ..., 1971]. Это не исключается и для торфяных отложений обследованных участков. Максимальные содержания SiO_2 в припойменной части участка Присно 30.0%. В профильном его распределении здесь максимум отмечен в подошве погребенного

торфяника, минимум – в средней части торфяных отложений. Не совпадает с вышеописанным распределением SiO_2 в прибортовой части ложбины. Максимум отмечен в кровле погребенного торфяника с постепенным снижением к подошве. В центральной части ложбины, где торфяник выходит на дневную поверхность, максимум SiO_2 фиксируется в верхних 5 см с постепенным снижением с глубиной. Такое распределение SiO_2 по разрезам свидетельствует о двух путях его поступления: привнос взвешенных минеральных частиц водой, не исключается и воздушное поступление, и как результат растворения и выноса SiO_2 щелочными карбонатными водами (последнее в припойменной части ложбины). По участку Новоселки более высокое содержание SiO_2 во втором, более древнем, погребенном торфянике. В вышележащем торфянике содержание кремнезема на порядок ниже.

Среднее содержание Al_2O_3 в торфе 3.6% (пределы – 0.4-7.8). Его содержание нарастает пропорционально зольности. Рост концентраций алюминия здесь обуславливается главным образом внешними причинами (осаждение с пылевато-илистым материалом). Для припойменной части уч. Присно значительную роль имеют также и слагающие породы. Алюминий в торфах связан с тонкодисперсной фракцией. Анализ алюмокремниевого модуля $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$ показал, что в прибортовой и центральной частях ложбины стока (уч. Присно) повышение этого модуля с глубиной идет на фоне снижения зольности торфа, что свидетельствует о распаде терригенных минералов и выносе кремнезема в больших количествах, чем алюминия. Для припойменной части ложбины механизм миграции другой, источником поступления помимо внешнего являются и нижележащие породы.

Величины $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$ указывают на возможность преобладания определенной формы алюминия в отложениях. В исследуемых образцах этот показатель не превышает 0.20-0.40, что свидетельствует об отсутствии его соединений типа свободных окислов. По полученным результатам большая часть алюминия (от 60 до 100% от валового содержания) мигрирует в коллоидной форме. По участку Новоселки есть различия по данной форме между разновозрастными торфами – 60.0 и 4.5%, снижение – в более ранних отложениях.

Содержание CaO по участкам колеблется от 2.4 до 17% при среднем 5.3%. По участкам, как отмечалось выше, этот показатель выходит на второе место среди компонентов неорганической части отложений. Ниже 4% CaO в торфяных отложениях центральной и прибортовой частей участка Присно, хотя внутризалежные колебания достигают 4% и выше. В центральной части ложбины максимум CaO находится в нижних слоях, в припойменной части – в кровле торфяников, в прибортовой – в средней, при минимуме в кровле и подошве. Минимум CaO в последнем случае в кровле связан с ожелезнением отложений, а в подошве снижение карбонатов обусловлено запесочиванием отложений.

Среднее содержание Fe_2O_3 3.08% при значительных колебаниях. По отдельным частям ложбины уч. Присно различия в содержаниях существенны, при близком к среднему в центральной части и увеличению в 1.7 раза в припойменной и в 2.5 – в прибортовой. Миграция железа на 54-80% связана с коллоидной формой. Концентрирование железа в торфяных залежах обусловлено его поступлением в виде твердой взвеси и за счет выноса из подстилающих пород. Поступление Fe с грунтовой водой приводит к образованию ожелезненных торфов, что отмечено в прибортовой части ложбины участка Присно. В виде минеральных накоплений сконцентрирована незначительная часть от общего содержания железа. Основная его масса связана с гумусовыми кислотами торфа. Среди минеральных форм преобладают гидроокислы (гетит, гематит, магнетит), а в ряде случаев фосфаты (вивианит) и карбонаты (сидерит). Наличие фосфатов железа, представленного вивианитом, зафиксировано во многих местах ложбины стока уч. Присно.

Сопоставление состава органогенных отложений двух участков показывает совпадение геохимических рядов концентраций элементов, что свидетельствует о едином материале, поступающем с водосбора, и близости условий формирования голоценовых отложений в ложбине стока.

Геохимическая специфика органогенных отложений по участкам проявляется в их обогащении Ca (кларк концентрации КК по А.П. Виноградову 1.8-5.3), Zr (1.4-3.4), V (1.3-

5.0), нижекларковыми содержаниями остальных элементов, за исключением Cu на уровне кларка. В средней части торфяника по уч. Присно (в сравнении с его кровлей) отмечено накопление в 2.2 раза Mn, Pb (в 1.7), Ni (в 2.3), V (в 5.1), Cu (в 2.0), Zr (в 1.6). В подошве торфяника (по сравнению с кровлей) увеличены концентрации Cr (в 6.4), Ti (в 2.3), Fe (в 2.2).

Поведение микроэлементов в разновозрастных торфяниках, разделенных минеральными отложениями, различно. В кровле органических отложений SA-времени (1880±100 лет) накопления химических элементов не зафиксировано. В самом торфянике концентрации микроэлементов по сравнению с супесью резко снижены, что связано с залегающим здесь древесным типом торфа. К подошве торфяного горизонта концентрации микроэлементов возрастают, но максимумы отмечены в нижележащей оторфованной супеси. В кровле SB-отложений с возрастом 4260±112 лет также зафиксировано повышение содержания микроэлементов. Для разреза здесь отмечены максимумы содержания Ni, Cr, V, Cu и значительный по сравнению с SA-отложениями рост концентраций Ti (в 20 раз), Zr (в 5.5 раза) и Mn (в 2.2 раза).

В сопоставлении с данными по торфяникам Беларуси [Геохимические ..., 1969] содержание химических элементов в органогенных отложениях участков значительно выше. Высокие местные кларки концентрации (ККм), рассчитанные по отношению к голоценовым кларкам отложений бассейна Днепра [Петухова, Кузнецов, 1999], особенно по уч. Присно (таблица).

Эволюция химического состава торфяных отложений ложбин древнего стока в голоцене (среднее Посожье, участок Присно – Новоселки), макроэлементы – % на абсолютно сухое вещество, микроэлементы – мг/кг

Геохимич. показатель	АТ			SB			SA		
	содержание	КК	ККм	содержание	КК	ККм	содержание	КК	ККм
OB	55.3			64.5			73.5		
Pb	9.7			6.2	0.6	-	8.6	0.9	-
Ni	29.3	0.7	5.9	15.6	0.4	3.1	11.8	0.3	2.4
Co	6.4	0.8	-	9.2	1.1	-	3.1	0.4	-
Cr	34.2	1.7	4.3	20.6	1.0	2.6	9.1	0.5	1.1
V	46.2	4.6	10.3	27.4	2.7	6.1	7.9	0.8	1.8
Mn	450	0.5	12.9	387	0.5	11.1	350	0.4	10.0
Ti	1927	0.4	17.5	1550	0.3	14.1	643	0.1	5.8
Zr	95	3.2	3.0	70	2.3	2.2	49	1.6	1.5
Cu	42.1	2.1	9.4	31.4	1.6	6.9	15.9	0.8	3.5
SiO ₂	22.0	0.3	9.2	17.2	0.2	7.2	11.8	0.2	4.9
Al ₂ O ₃	5.7	0.4	8.1	4.2	0.3	6.0	2.2	0.2	3.1
Fe ₂ O ₃	5.4	1.0	3.9	2.1	0.4	1.5	2.7	0.5	1.9
CaO	5.7	3.0	1.5	5.4	2.8	1.5	4.1	2.2	1.1
MgO	0.6	0.2	1.5	0.6	0.2	1.5	0.6	0.2	1.5
K ₂ O	0.5	0.3	6.2	0.5	0.3	6.2	0.3	0.2	3.7
SiO ₂ : Al ₂ O ₃	3.8			3.6			5.0		
SiO ₂ :R ₂ O ₃	1.8			1.8			2.0		
CaO: MgO	11.2			11.0			7.6		
Сумма м/э	2640			2117			1098		

Здесь четко проявилось влияние различных факторов на миграцию и концентрацию микроэлементов по частям ложбины стока: делювиального сноса и речного наноса по западной и восточной частям ложбины соответственно, биогеохимических процессов в центре ложбины, литологического фактора, который наиболее проявлен в припойменной

части, где величины KK_M ряда элементов на порядок выше, чем в среднем по ложбине, что отмечено для Ti, Zr, V, Cu. Исходя из вышеизложенного, можно констатировать, что органогенные отложения атлантического времени характеризуются максимальными концентрациями химических элементов. Особенно высокие кларки концентрации, в т.ч. и местные (KK_M), у Mn, Ti, V, Si, Al и Ni. В связи с последующим похолоданием в суббореальный период концентрации макро- и микроэлементов в отложениях снизились, но величины KK_M при относительном снижении остались высокими, особенно для Ti, Mn, а для K в тех же пределах, что и в АТ-время. Отложения субатлантического времени характеризуются дальнейшим снижением содержания химических элементов, особенно V, Cr, Cu, Ti. По Ni, Mn, CaO и MgO эти отложения близки к SB. Для Pb и Fe зафиксирован рост концентраций в SA.

В составе органического вещества (ОВ) отложений наиболее важную геохимическую функцию выполняют гумусовые вещества, представленные гуминовыми (ГК) и фульвокислотами (ФК). Органическое вещество в отложениях торфа имеет гуматный ($C_{ГК}:C_{ФК} > 2$) и фульватно-гуматный (1.2-1.7) тип. В прибортовой части участка Присно в кровле торфяника соотношение $C_{ГК}:C_{ФК}$ уменьшилось до 0.84-0.98 (гуматно-фульватный тип ОВ).

Содержание ГК в торфе составляет 26.1% от $C_{общ}$, при этом в едином массиве торфяника с глубиной идет возрастание содержания ГК, а в разновозрастных горизонтах торфа в более древних содержание ГК несколько снижается. Но тенденция увеличения ГК в составе ОВ с возрастом сохраняется. Содержание ФК в торфах 7.0-21.1%. В составе ОВ отложений, в отличие от ГК, с увеличением возраста идет их снижение. Количество негидролизуемого остатка в торфах, по сравнению с минеральными отложениями, более высокое (4.6 и 0.5-0.9% соответственно). С возрастом количество негидролизуемых веществ в составе ОВ отложений снижается в 1.3-2.1 раза.

Среди ГК по уч. Присно в торфяных отложениях преобладает фракция 2, представляющая гуматы Ca. Из ФК преобладают свободные и связанные с подвижными формами полуторных оксидов (фракции 1a и 1). По участку Новоселки, отмечено преобладание свободных ГК, ФК и ФК-соединений с подвижными гидратами полуторных оксидов. Ведущими фракциями ГК с увеличением возраста отложений торфа являются фракция ГК-1 (53.8-79.3%) и фракции ФК-1 и ФК-1a (53.0-72.9%).

Таким образом, на протяжении голоценового времени от АТ и до SA-3 в органогенных отложениях наблюдается накопление ОВ, при этом концентрации химических элементов в них снижаются. Групповой состав ОВ свидетельствует, что с увеличением возраста отложений в составе ОВ увеличивается количество ГК и снижается ФК и негидролизуемых веществ. Для органогенных отложений АТ-времени характерен гуматный тип ОВ ($C_{ГК}:C_{ФК} > 2$) и преобладание фракции 2, связанной с Ca. В отложениях SB состав ОВ гуматный, и с увеличением возраста гуматность растет (SB-3 – 2.2 и SB-1 – 2.8). Преобладающей фракцией является фракция-1 (свободных кислот). В органогенных отложениях SA-времени состав ОВ изменяется от гуматно-фульватного (0.89) типа до гуматного (3.7), при этом для первого типа характерно преобладание фракции гуматов Ca, для второго – свободных кислот; в неорганогенных – он фульватно-гуматный (1.2) с ведущей фракцией свободных кислот.

Литература

Геохимия озерно-болотного литогенеза / Под ред. К.И. Лукашева. – Мн.: Наука и техника, 1971. – 284 с.

Геохимические провинции покровных отложений БССР / Под ред. К. И. Лукашева. – Мн.: Наука и техника, 1969. – 476 с.

Петухова Н.Н., Кузнецов В.А. Региональные кларки химических элементов в голоценовых почвах речных долин Беларуси // Доклады НАН Беларуси. 1999. Т. 43. № 5. С. 90-93.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДКОВ ОЗЕРА ДООД НУР И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Оюунчимэг¹ Ц., Кривоногов² С., Наранцэцэг¹ Ц., Томорхуу¹ Д.

¹*Институт геологии и минеральных ресурсов Монгольской академии наук,
e-mail: oyun_tse@yahoo.com*

²*Институт геологии и минералогии им.В.С. Соболева СО РАН, г Новосибирск*

Исследование озера Байкал и других континентальных озер доказывают, что содержание общего органического углерода (ТОС) и общего азота (ТН), которые считаются водными и почвенными продуктами, являются индикаторами изменения палеоклимата [Прокопенко и др., 2001; Matsumoto et al., 2003]. В настоящей работе представлены результаты биогеохимических исследований коротких кернов из озера Доод (Цагаан) Нур, которые были получены в 2005 году в рамках Соглашения между Сибирским отделением Российской Академии наук и Академии наук Монголии.

Предшествующие исследователи [Дорофеев, Тарасов, 1998; Хосбаяр и др., 2005] показали, что осадки озера Доод Нур накапливались в течение голоцена. Материалом для нашего исследования послужили три керна (1-3), полученных в разных частях озера: Керн 1 51°24'26.0''N, 99°19'30.7''E; керн 2 50°23'43.4''N, 99°21'33.7''E; и керн 3 51°24'03.0''N, 99°21'17.07''E. Длина кернов 6.75 м, 3.80 м и 1.50 м, соответственно, Глубина воды 3.5, 3.5 и 7 м, соответственно. Уровень озера 1538 м над у.м.

Нами было выполнено геохимическое исследование керна 1, который хорошо датирован радиоуглеродным методом и характеризует последние 10 тысяч лет [Krivonogov et al., 2012]. Осадки озера Доод Нур состоят из тонкозернистых песков, глинистых алевритов, песчанистых илов и алевритистых глин. Состав верхней части осадков (0-3 м) более изменчив, чем состав нижней (3-6.75 м). Кривые общего органического углерода и азота керна 1, очень сходны между собой. Содержание ТОС в осадках колеблется от 1.32 до 6.59%, а азота 0.139-0.512%. В верхнем интервале эти параметры изменяются в более широком диапазоне, чем в нижнем интервале. Нижний интервал характеризуется низкими содержаниями ТОС и ТН (0.19-2.36% и 0.01-0.21%, соответственно).

Таким образом, охарактеризованные интервалы отражают разные условия осадконакопления в течение голоцена. Мы объясняем эти различия эволюцией озера. Осадки нижнего интервала накапливались в крупном водоеме, занимавшем значительную часть Дархадской впадины, а осадки верхнего интервала отражают условия термокарстового озера, каковым является современный Доод Нур [Krivonogov et al., 2012].

Литература

Дорофеев Н.И., Тарасов П.Е. Растительность и уровни озер севера Монголии за последние 12500 лет, по данным палинологического и диатомового анализов // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1998. Т.6. №1. С.73-87

Прокопенко А. А., Карабанов Е. Б., Кузьмин М. И., Вильямс Д. Ф. Причины раннего оледенения сибиря при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду (результаты изучения донных осадков озера Байкал) // Геология и геофизика 2001. Т. 42. №1-2. С. 64-75

Хосбаяр П. Монгол орны Мезой ба Кайнозойн эриний эртний газар зүй, уур амьсгал. 2005. 120-128

Matsumoto, G. In., Chizu Fujimura, Koji Minoura, Takamatsu, N., Tetsuo Takemura, Susumu Hayashi, Koji Shichi and Kawai, T. Paleoenvironmental Changes in the Eurasian Continental Interior during the last 12 Million Years Derived from Organic Components in Sediment Cores (BDP-96 and BDP-98) from Lake Baikal: Lake Baikal, 2003. P. 75-94.

Krivonogov S. K., Sangheon Yi., Kenji Kashiwaya, Jincheul Kim, Narantsetseg T., Oyunchimeg T., Safonova I., Sitnikova T., Yujong Kim. Solved and unsolved geological problems of Darhad Basin, Northern Mongolia: a contribution to the 2010 Darhad Drilling Project. 2012. (submitted for publication).

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЗОЛ УГЛЕЙ ТЭЦ БАЙКАЛЬСКОГО ЦЕЛЛЮЛОЗНО-БУМАЖНОГО КОМБИНАТА (БЦБК)

**Парадина¹ Л.Ф., Павлова² Л.А., Чупарина² Е.В., Пахомова² Н.Н., Алешкова¹ О.В.,
Хахураев¹ О.В., Сутурин¹ А.Н.**

¹ *Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, e-mail: paradina@lin.irk.ru*

² *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: pavpla@igc.irk.ru*

Скопившиеся десятилетиями отходы целлюлозно-бумажного производства и теплоэнергетики г. Байкальска занимают значительные площади и наносят существенный вред окружающей среде. Определение способов утилизации отходов – насущная проблема сегодняшнего дня. Так как в зависимости от вида угля, его месторождения, способа сжигания на выходе получается совершенно разная зола, то задача утилизации такого вида отходов требует первоначального исследования химического и минерального состава золошлаковых материалов (ЗШМ), морфологии зольных частиц. Только тогда можно выбрать способ использования ЗШМ, при котором вариации состава золы не критично влияют на свойства конечного продукта, либо технология утилизации предусматривает разделение состава золы на полезные составляющие, используемые по своему назначению.

В представленной работе золошлаковые смеси из карт-накопителей ТЭЦ БЦБК после предварительной подготовки были изучены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС), рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) и рентгеноспектрального электронно-зондового анализа (РСМА). Для определения валового химического состава золы и отдельных ее фракций выбраны 2 метода: ИСП-МС и РФА. Спектры измерены, соответственно, на квадрупольном масс-спектрометре “Agilent 7500” (фирма Agilent Technologies) и рентгеновском спектрометре с волновой дисперсией S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия). Анализы выполнены по разработанным авторами методикам. Оценка правильности определения элементов в золе проведена с помощью стандартных образцов состава золы бурого угля Азеза ЗУА-1 (ГСО 7177-95) и золы угля КАТЕКа (ГСО 7125-94). Результаты анализа СО ЗУА-1 и золы ТЭЦ БЦБК представлены в табл. 1. Сравнение измеренных значений с аттестованными характеристиками для ЗУА-1 показало, что в результатах ИСП-МС и РФА значимые систематические погрешности отсутствуют. Относительные стандартные отклонения S_r , характеризующие повторяемость определений, вблизи предела обнаружения не превышали 20 % отн.

Зола ТЭЦ БЦБК кремнисто-глиноземистая тонкозернистая, близка по составу к стандартному образцу золы азейских углей [Бойко, Сутурин, 1994]. Кальций-магний модуль золы и концентрации микроэлементов низкие, содержание же железистых фракций высокое. Отсутствие значимых значений кальция и магния определяет среду, создаваемую золой из отстойников, как слабощелочную или нейтральную. Золой углей специфичны по ванадию, меди, иттрию, цирконию, барию, стронцию, эти микроэлементы типоморфны для азейских углей. В них не обнаружено повышенных содержаний свинца, мышьяка, кадмия и других токсичных элементов и тяжелых металлов. Уран и торий по своим концентрациям соответствуют фоновым значениям для байкальского региона.

Для изучения минерального состава и структуры фракций золы использован метод РСМА. Анализ выполнен на микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd, Япония). Частицы наклеены на углеродную пленку, не полированы. На качественном уровне распределение F, Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Cu, Zn, Zr показано с помощью карт распределения по заданной площади рентгеновского излучения, а также обратно-рассеянных (COMPO) и вторичных (SEI) электронов. Содержания элементов в частицах определены с помощью энергодисперсионного спектрометра EX-84055MU (JEOL Ltd, Япония) по программе из программного обеспечения микроанализатора JXA8200. Расчет концентраций проведен с учетом определения всех элементов, присутствующих в анализируемом объеме.

Таблица 1. Результаты определения содержания элементов в СО ЗУА-1 и золе из золошламоотстойников БЦБК (n = 3, P = 0.95)

Компо-нент	Стандартный образец золы ЗУА-1			Зола БЦБК	
	ИСП-МС	РФА	Аттестованное значение	ИСП-МС	РФА
Содержание, %					
Na ₂ O		0.15±0.02	0.14 ± 0.01		0.14±0.01
MgO		1.38±0.43	1.48 ± 0.08		1.24±0.02
Al ₂ O ₃		27.18±0.08	27.07 ± 0.33		22.41±0.86
SiO ₂		59.46±1.00	58.68 ± 0.26		41.88±0.58
P ₂ O ₅		0.040±0.016	(0.064)		0.158±0.012
SO ₃		0.134±0.036	(0.018)		0.213±0.009
K ₂ O		0.53±0.04	0.59 ± 0.03		0.88±0.02
CaO		4.99±0.52	4.88 ± 0.19		6.67±0.03
TiO ₂		0.601±0.002	0.60 ± 0.02		0.591±0.030
MnO		0.053±0.004	0.059 ± 0.004		0.166±0.020
Fe ₂ O ₃		5.08±0.21	5.48 ± 0.12		14.04±0.39
Содержание, мг/кг сухого вещества					
Be	9.58± 0.22		11 ± 2	7.30 ± 0.25	
Sc		23 ± 6	27 ± 5		25 ± 3
V	135.9 ± 3.8	140 ± 4	145 ± 15	198.1 ± 8.5	172 ± 9
Cr		102 ± 10	99 ± 8		187 ± 9
Co	23.51 ± 0.55	26 ± 3	25 ± 4	34.69 ± 1.23	56 ± 9
Ni		65 ± 3	66 ± 10		79 ± 6
Cu		180 ± 12	176 ± 18		182 ± 12
Zn	78.8 ± 1.3	84 ± 14	77 ± 13	74.2 ± 1.9	78 ± 3
Ga	23.96 ± 0.30		(21)	15.60 ± 0.30	
Ge	3.14 ± 0.08		(2.7)	7.94 ± 0.31	
Rb		26 ± 15	22 ± 3		34 ± 6
Sr	395.5 ± 5.1	350 ± 74	403 ± 33	885.0 ± 17.5	760 ± 27
Y	77.38 ± 1.79	92 ± 9	87 ± 17	97.04 ± 3.42	109 ± 9
Zr		320 ± 22	330 ± 20		411 ± 27
Nb	38.58 ± 0.68	36 ± 4	34 ± 6	21.45 ± 0.58	23 ± 4
Mo	6.80 ± 0.10		7.4 ± 1.3	6.46 ± 0.15	
Cd	0.37 ± 0.03			0.52 ± 0.07	
Sn	9.77 ± 0.15		11 ± 2	4.09 ± 0.10	
Cs	2.89 ± 0.58		(3.3)	3.97 ± 1.21	
Ba	267 ± 4	278 ± 10	280 ± 40	457 ± 11	440 ± 25
La	66.19 ± 1.17		70 ± 10	94.32 ± 3.01	
Ce	130.56 ± 2.53		138 ± 25	207.31 ± 6.13	
Sm	14.71 ± 0.14		(15)	20.92 ± 0.32	
Eu	1.827 ± 0.030		(2.6)	3.874 ± 0.097	
Yb	9.778 ± 0.123		7.8 ± 1.3	10.839 ± 0.331	
Hf	13.96 ± 0.26		(13)	16.41 ± 0.46	
Pb	34.41 ± 0.47	39 ± 7	35 ± 6	22.05 ± 0.46	15 ± 5
Th	49.032±1.069		(45)	45.023 ± 1.499	
U	16.805±0.242		(15)	14.899 ± 0.327	

Примечание: значения в скобках даны как ориентировочные

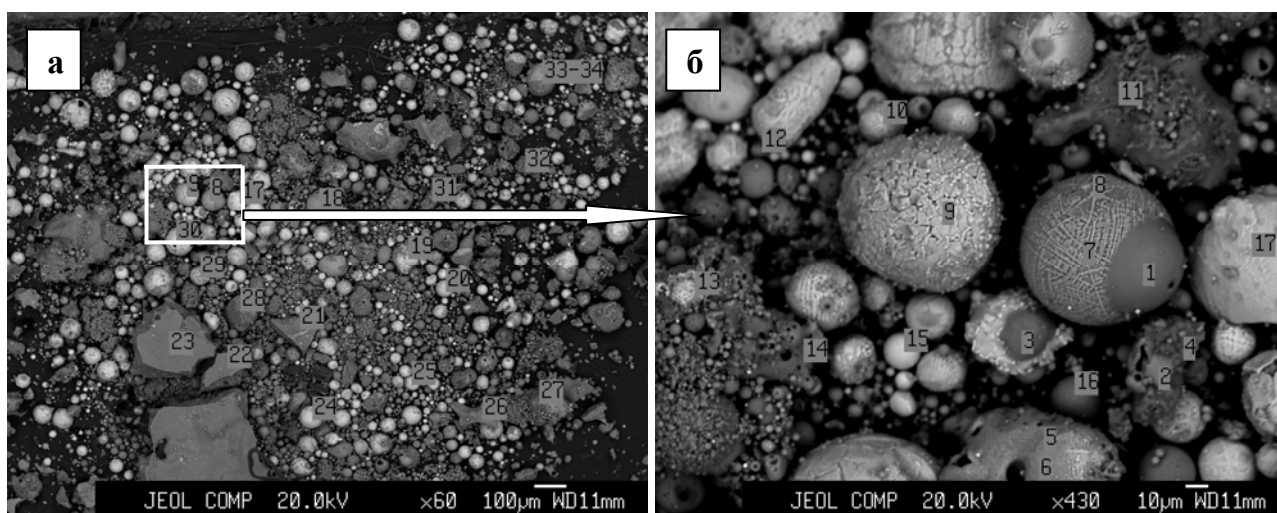


Рис. 1. Изображение в обратно рассеянных электронах золы угля ТЭЦ БЦБК. а – общий вид, б – увеличенный фрагмент. Цифрами обозначены номера точек, в которых выполнялся количественный анализ.

Таблица 2.

Элементный состав частиц золы, масс. %

Оксид	Номер точки на рисунке									
	21*	23*	1**	3**	5**	9**	10**	12**	15**	16**
SiO ₂	41.59	52.88	31.69	52.67	14.74	1.17	2.24	2.25	1.14	20.75
FeO	14.76	4.93	5.36	1.18	54.53	97.00	90.02	71.68	94.72	43.48
Al ₂ O ₃	26.04	26.76	28.17	42.41	13.23	1.04	4.47	3.19	1.50	22.72
CaO	12.25	11.51	28.47	0.83	3.84	н. о.	1.20	13.71	0.88	5.40
SO ₃	0.60	0.53	н. о.	0.48	н. о.	н. о.	<0.15	н. о.	<0.26	0.47
F	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
MgO	0.94	1.12	4.18	0.35	1.74	0.40	0.82	0.31	<0.30	1.56
TiO ₂	<0.13	0.74	1.30	<0.22	0.78	н. о.	<0.28	2.22	н. о.	3.88
K ₂ O	2.16	1.53	н. о.	0.70	0.51	<0.08	н. о.	н. о.	<0.10	0.47
Na ₂ O	0.34	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	1.40	<0.25	н. о.
ZnO	н. о.	н. о.	н. о.	0.53	5.80	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Cl	<0.10	н. о.	н. о.	<0.12	0.31	<0.12	н. о.	0.34	<0.09	н. о.
CuO	н. о.	н. о.	н. о.	0.41	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
P ₂ O ₅	н. о.	н. о.	0.42	н. о.	н. о.	<0.15	<0.14	1.18	0.47	<0.27
MnO	0.52	н. о.	0.32	<0.11	2.17	н. о.	<0.26	2.35	<0.30	0.99
Cr ₂ O ₃	0.56	н. о.	н. о.	н. о.	2.35	н. о.	0.41	1.56	н. о.	н. о.

Примечание: *номер точки на рис. а; **номер точки на рис. б; «н. о.» – не обнаружено.

Как видно из рис. 1а, зола – смесь округлых частиц летучей золы и остроугольных частиц шлака. Крупные частицы (>3150 мкм) имеют сложное строение, легко разрушаются при физическом воздействии. В основном, это спеки частиц разного размера, не до конца сгоревшие кусочки угля, сильно разрушенные обломки горных пород, каверны и трещины которых заполнены стеклофазой (рис. 1б). Содержание различных модификаций коксовых остатков не превышает 4%, причем, количество несгоревших частиц угля в грубодисперсных фракциях золы больше, чем в тонкодисперсных. Частицы размером $r < 125$ мкм, на долю которых приходится около 70% массы золы, в основном, представлены стекловидной алюмосиликатной фазой, имеющей вид частиц шарообразной формы размером 1-100 мкм. В отличие от шлака (табл.2) с равномерным, усредненным составом, соответствующим

химическому составу минеральной части азейского угля, в летучей золе формируются частицы, близкие к мономинеральным техногенным образованиям. Кремний, алюминий, марганец, калий, кальций образуют в золе собственные микрофазы. Железо в виде разноразмерных округлых частиц образует магнетитовую минеральную фазу. Алюминий входит в состав аморфизованных соединений с хорошо развитой поверхностью. Для золы характерно значительное содержание частиц с мелкими замкнутыми порами, которые являются результатом вспучивания расплавленной минеральной массы газами, выделяющимися при дегидратации глинистых минералов, диссоциации частиц известняка, гипса и органических веществ. Из кристаллических фаз в золах присутствует α -кварц и муллит, а также гематит.

Результаты исследований показали, что, исходя из состава и свойств, золы азейских углей БЦБК не имеют ограничений к применению в качестве наполнителя для дорожных покрытий, в строительстве, изготовлении бетона, утеплителей, аглопоритового гравия. Одним из значительных по объему использованием ЗШМ может стать строительство селезащитных сооружений, рекультивация карт-накопителей шлам-лигнина способом перемешивания с золой БЦБК.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 10-03-01135.

Литература

Бойко С.М., Сутурин А.Н. Геохимия промышленных зол углей Азейского месторождения и проблемы их утилизации // Геология и геофизика. 1994. № 2. С. 100-108.

БИОТОП И ДИЕТА ГИДРОБИОНТОВ, КАК ВАЖНЫЕ ФАКТОРЫ БИОАККУМУЛЯЦИИ РТУТИ

Пастухов М.В.

*Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: mpast@igc.irk.ru*

Байкал является древнейшим и глубочайшим озером планеты с эндемичным животным и растительным миром. Относительно простые трофические связи в пелагической пищевой цепи Байкала, а также относительное постоянство химического состава вод озера позволяют рассматривать этот водоём, как наглядную систему для изучения природных процессов миграции и биоаккумуляции химических элементов в незагрязнённой водной среде.

Ртуть обладает чрезвычайно широким спектром и разнообразием токсического воздействия на биоту и накапливается в пищевых цепях гидробионтов преимущественно в наиболее токсичной метилированной форме [Кузубова и др., 2000; Lucotte et al., 1999]. Главную роль в реакции образования метилртути (MeHg), протекающая даже при низких содержания металла, в природных условиях играют микроорганизмы [Silver, 1984]. Образованная биохимическим путем в воде и донных отложениях водоемов, метилртуть более интенсивно аккумулируется гидробионтами. При этом у метилртути наблюдается более высокая степень проникновения через биологические мембраны, по сравнению с неорганическими формами ртути [Methylmercury..., 1990], в результате своей липофильности и возможности образования связей с клеточными белками.

Ртуть способна биоаккумулироваться по пищевым цепям водных экосистем. Концентрирование металла происходит в цепи: вода – донные отложения – биота (бентос, фито-, зоопланктон и др.) – рыбы – птицы и животные, питающиеся рыбой [Мур, Рамамурти, 1987]. Накопление ртути определяется не только скоростью прямых процессов аккумуляции

металла конкретным трофическим уровнем, но и временными характеристиками естественных биологических процессов, т.е. совокупностью абиотических и биотических факторов среды, находящихся в постоянной взаимосвязи и существенно влияющих друг на друга. К биотическим факторам следует отнести – питание (трофический статус), экологические и морфо-биологические характеристики гидробионтов, к абиотическим – гидрохимические, физико-химические и гидрологические показатели окружающей среды.

Результатам исследований содержания и распределения ртути в абиотических и биотических компонентах пресноводных водоемов в последние два десятилетия посвящено большое количество публикаций. Однако, и в настоящее время многие проблемы, касающиеся биотических и абиотических факторов, влияющих на процессы миграции, аккумуляции и трансформации ртути в гидробионтах различных трофических уровней, остаются недостаточно изученными. Целью исследований являлось изучение влияния таких факторов, как биотоп обитания и пищевое поведение гидробионтов, на аккумуляцию и распределение ртути в оз. Байкал.

Для исследования факторов, влияющих на биоаккумуляцию ртути в экосистеме озера Байкал, было выбрано десять видов рыб. Байкальские рогатковидные пелагические рыбы включали большую голомянку (*Comephorus baicalensis*), малую голомянку (*C. dybowskii*), длиннокрылую широколобку (*Cottocomephorus inermis*), желтокрылую широколобку (*C. grewingkii*), северобайкальскую желтокрылку (*C. alexandrae*). Глубоководные донные рыбы в работе представлены жирной широколобкой (*Batrachocottus nikolskii*), пестрокрылой широколобкой (*B. multiradiatus*), плоской широколобкой (*Limnocottus bergianus*), глубоководной широколобкой (*Asprocottus abyssalis*) и большой широколобкой (*Procottus major*).

Глубоководные рыбы, обитающие на дне озера, накапливают ртуть на порядок больше, чем пелагические (рис. 1). Такие значительные отличия обусловлены как разными концентрациями общей ртути в воде (0.00025 мкг/л) [Meuleman et al, 1995] и донных осадках (0.04 мкг/г) [Leermakers et al., 1996], так и процессами метилирования ртути, преимущественно проходящих в анаэробных условиях на дне озера. В объектах питания пелагических рыб (зоопланктоне, пелагических амфиподах и молоди рыб) доля MeHg заметно ниже (от 16 до 37%), чем у аналогичных глубоководных донных обитателей (от 30 до 92%), что, несомненно, сказывается и на уровне аккумуляции MeHg рыбами из разных биотопов (рис. 1).

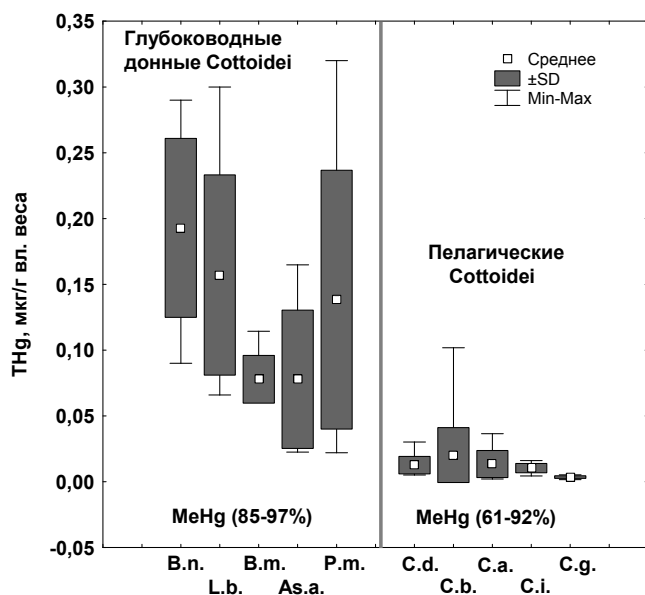


Рис. 1. Биоаккумуляция общей ртути (THg) байкальскими рогатковидными рыбами из различных биотопов. B.n. – *Batrachocottus nikolskii*, B.m. – *B. multiradiatus*, L.b. – *Limnocottus bergianus*, As.a. – *Asprocottus abyssalis*, P.m. – *Procottus major*, C.d. – *Comephorus dybowskii*, C.b. – *C. baicalensis*, C.a. – *Cottocomephorus alexandrae*, C.i. – *C. inermis*, C.g. – *C. grewingkii*

Накопление ртути байкальскими амфиподами, занимающими различные экологические ниши, прежде всего, зависит от их диеты, а, следовательно, и от их трофического уровня [Perrot et al., 2012]. Так, например, представители рода *Ommatogammarus*, являясь облигатными некрофагами, питаются трупами погибших животных, преимущественно рыб,

которые уже содержат высокие процентные концентрации MeHg (до 95 %), имеют самые высокие уровни биоаккумуляции ртути среди амфипод (рис. 2).

В то время, как в пелагических амфиподах *Macrohectopus branickii* обнаружены самые низкие уровни аккумуляции ртути (рис. 2), т.к. объектами питания этих ракообразных является фито- и зоопланктон, накапливающие ртуть в низких концентрациях и с малой долей MeHg (8 и 16 %, соответственно).

Таким образом, на примере эндемичных обитателей оз. Байкал – рогатковидных рыбах и амфиподах, показано, как кардинально отличающаяся среда обитания – открытые воды и дно озера, влияет на уровни накопления ртути гидробионтами в неподверженном техногенному воздействию водоеме. Проведенные исследования гидробионтов оз. Байкал выявили, что биотоп обитания и объекты их питания являются основополагающими факторами биоаккумуляции ртути.

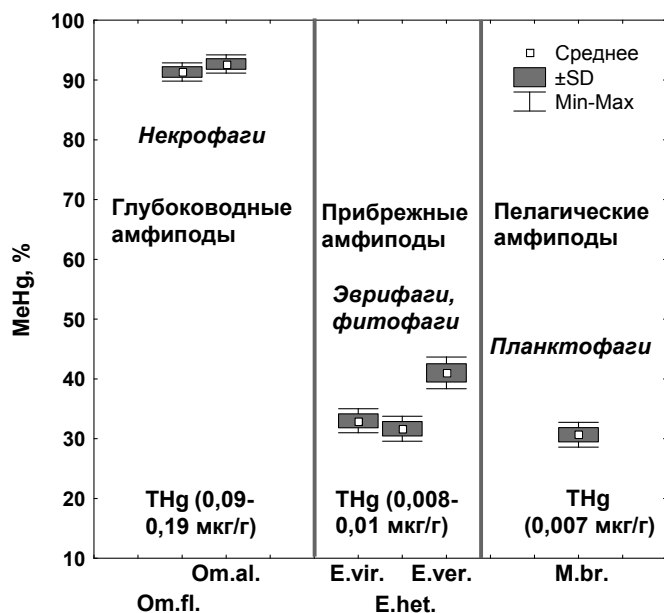


Рис. 2. Биоаккумуляция метилртути (MeHg) в байкальских амфиподах, занимающих различные экологические ниши.

Om. fl. – *Ommatogammarus flavus*,
 Om.al. – *O. albinus*,
 E.vir. – *Eulimnogammarus viridis*,
 E.het. – *E. heterochirus*,
 E.ver. – *E. verrucosus*,
 M. br. – *Macrohectopus branickii*

Литература

Кузубова Л.И., Шуваева О.В., Аношин Г.Н. Метилртуть в окружающей среде: распространение, образование в природе, методы определения. Аналитический обзор. – Новосибирск: Изд-во ГПНТБ СО РАН, 2000. – 82 с.

Мур Д.В., Рамамурти С. Тяжелые металлы в природных водах. Контроль и оценка влияния. – М.: Мир, 1987. – 288 с.

Leermakers M., Meuleman C., Baeyens W. Mercury Distribution and Fluxes in Lake Baikal // In: Baeyens W., Edinghaus R., Vasiliev O. (Eds). Global and Regional Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. – Netherlands, 1996. P. 303-315.

Lucotte M., Schetagne R., Thérien N., Langlois C., Tremblay A. Mercury in the Biogeochemical Cycle // Natural Environments and Hydroelectric Reservoirs of Northern Québec. – Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1999. – 334 p.

Methylmercury (Environmental health criteria, 101) / World Health Organization (WHO). – Geneva, 1990. – 145 p.

Meuleman C., Leermakers M, Baeyens W. Mercury speciation in Lake Baikal // Water, Air and Soil Pollution, 1995. V. 80. P. 539-551.

Perrot V., Pastukhov M.V., Epov V.N., Husted S., Donard O.F.X., Amouroux D. High mass-independent fractionation of Hg in the pelagic food web of Lake Baikal (Russia) // Environmental Science & Technology, 2012. V. 46. P. 5902-5911.

Silver S. Bacterial transformations of and resistances to heavy metals / Changing metal cycles and human health. – Rept. Dahlem Workshop, Berlin, 1983. – Springer, 1984. P. 199-223.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К ПОЛЕВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ПОТОКОВ ГАЗОВ ИЗ НЕДР В АТМОСФЕРЕ

Поливцев А.В.

Киевский национальный университет имени Т.Г. Шевченко, г. Киев, a_polivtsev@ukr.net

Измерения потоков газов проводятся в Украине с целью поисков залежей нефти и газа, оценки загазованности почвенного покрова над месторождениями, а также для оценки герметичности подземных хранилищ газа. Средством измерения служит проточная емкость с сорбентом, снабженная газоулавливающей воронкой и устанавливаемая в почве или в почвоматеринских породах на фиксированное время. Дебитометры устанавливаются в короткий срок, нередко на площадях в десятки км². Расчет потоков в м³ газа с 1 м² площади за 1 секунду (СИ) производится по количеству газов, поступивших с площади воронки S и накопленных сорбентами за время T . Методики полевой дебитометрии разнообразны по применяемым сорбентам, способам их подготовки, методам дегазации, глубинам установки и другим, часто не стандартизованным показателям. Значения потоков газов, полученные разными организациями, носят относительный характер и практически не сопоставимы. В докладе рассмотрены методические сложности и предложения, направленные на унификацию измерений.

В отличие от разделительной хроматографии, в дебитометрии предпочтение следует отдавать сорбентам со значительной необратимой в нормальных Р-Т условиях адсорбцией. Тогда доля газа, не перехваченного трубкой дебитометра, будет незначительной, а потоки углеводородных и других газов-индикаторов ближе к реальным. Универсальных сорбентов многокомпонентных газовых смесей не существует, потому дебитометрическую трубку целесообразно комплектовать несколькими сорбентами, способными улавливать широкий набор как известных, так и возможных индикаторов вытоков газов, ореолов и струй над залежами или флюидопроводимыми разломами. Часть летучих, поступающих в дебитометрическую трубку, представлена металлопорфиринами и другими металлоорганическими соединениями. Рекомендуется использовать дебитометр для одновременного улавливания химических элементов с их последующим определением в твердой фазе сорбентов после дегазации и в фильтрах дегазатора.

Масса и характеристики сорбента, условия измерений и геометрия дебитометрической трубки, в том числе гибкой, должны соответствовать конкретной задаче измерения абсолютных значений потоков смеси газов из недр в атмосферу, а не опосредованных физических эффектов. За исключением изучения газового дыхания почвы и суточных, сезонных и иных вариаций потока, условия измерений должны минимизировать влияние циклического движения газов, в том числе биохимических и техногенных аэрозолей, вверх-вниз через трубку на протяжении времени замера вследствие перепадов давлений, температур и влажности. Атмосферные аэрозоли, к примеру, задерживаются съемным тканевым фильтром, помещаемым в трубку над сорбентом.

Оптимальное расположение трубки обычно обеспечивается заглублением под верхние горизонты почв – фокус газобиохимической активности. Исходя из экономических соображений и глубины залегания первого от поверхности водоносного горизонта и верховодки, измерительное устройство помещают в зоне проявления свободных газов зоны гипергенеза. Рациональная глубина обосновывается из ландшафтно-геохимического районирования и опытных измерений. Стабильная улавливающая способность сорбентов должна сохраняться в течение всего замера (обычно от 1 до 30 суток). Место установки дебитометра предполагает малый риск естественной или техногенной дегазации сорбента. Сорбенты должны быть химически инертными по отношению к адсорбату и не приводить к изменению исходного состава адсорбированных компонентов как при замере, так и во время последующей термовакуумной дегазации. Основные природные и техногенные факторы, влияющие на эффективность полевой дебитометрии газов, сведены в таблицу 1.

Таблица 1. Природные и техногенные факторы, искажающие естественную сорбцию проточных газов в дебитомерных устройствах

Факторы		Проявление фактора	Влияние на сорбент и сорбцию	Искажение значений потока газов
1	2	3	4	5
I Природные	1.1	Атмосферные осадки, увлажнение воздуха	Снижение сорбционной способности; образование слабопроницаемой корки слежавшегося сорбента в верхней и нижней частях трубки	Занижение интенсивности газового дыхания
	1.2	Переувлажнение почв поверхностными и подземными водами	То же, усиленная сорбция газов восстановительной и переходной обстановок – H_2 , H_2S , H_2Se , NH_3 , Ne , N_2O , CO , ...	Искажение компонентного состава глубинных газов и величин их потоков
	1.3	Турбулентность атмосферы, перепады атмосферного давления	Циклическая сорбция-десорбция газов, в том числе слабая вакуумная дегазация	Завышение значений в длительные периоды пониженного атмосферного давления
	1.4	Биохимическая активность в ходе отдельных почвообразующих процессов (гумификация, корневое дыхание, засоление, осолодение, оглеение и др.)	Возможное превышение сорбционной емкости твердой фазы и проскок газов. Перераспределение адсорбата на реакционной поверхности	Изменение парциальных давлений компонентов и соответственно величин потоков отдельных газов
	1.5	Аномальность состава почв и субстрата и их свойств: - фильтрационных (песчаные, илистые, тяжелосуглинистые почвы); - газогенерационных (торфяники, лесной опад, коренные выходы горючих сланцев, углей, сульфидов, серы, ...)	Эжекторный (всасывающий) или экранирующий эффект, изменение количества необратимо сорбированных газов. Обогащение смеси сорбированных газов отдельными компонентами, в том числе реакционноспособными окислителями (NO_2 , H_2O_2 , NO), восстановителями (H_2 , N_2 , NO_2 , CO), полярными газами (CO_2 , SO_2 , SO_3 , ...), летучими органическими соединениями, в т.ч. биохимическим метаном, этиленом и другими	Появление экстремальных значений потоков
	1.6	Аномальные колебания температур: - повышение - понижение	Термическая дегазация: возрастание вклада необратимо сорбированных газов в твердой фазе, селективная сорбция отдельных газов	Занижение или завышение значений потоков

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5
<p style="text-align: center;">II Техно- генные</p>	2.1	<p>Аномальность состава и свойств среды измерений</p> <ul style="list-style-type: none"> - наличие покрова газопроизводящих и трансформирующих наносов - изолирующий покров - активно фильтрующий покров 	<p>Изменение химической и геометрической структуры сорбента агрессивными щелочно-кислотными летучими соединениями.</p> <p>Селективная сорбция, ослабленный доступ глубинных газов к сорбенту.</p> <p>Эжекторный (всасывающий) эффект.</p>	<p>Искажение интенсивности интегрального потока и расхода отдельных компонентов:</p> <p>Занижение значений</p> <p>Завышение значений</p>
	2.2	<p>Нарушение нормального (стратифицированного) строения толщи грунтов и материнского субстрата</p> <ul style="list-style-type: none"> - срезание или перемешивание верхних горизонтов почвы и четвертичного субстрата - мелиорация земель - посадки густой растительности 	<p>Искусственное улучшение условий газоотдачи; эжекторный эффект с увеличением скорости природного газа-носителя.</p> <p>Искусственное улучшение условий газоотдачи; эжекторный эффект с увеличением скорости газа-носителя.</p> <p>Обогащение компонентного состава адсорбата углекислым газом, азотом и летучими органическими соединениями; эффекты вытеснительной хроматографии</p>	<p>Завышение значений</p> <p>Завышение значений</p> <p>Разнонаправленное слабоконтрастное искажение абсолютных значений по отдельным газам (чаще занижение), в том числе по глубинным углеводородным газам</p>
	2.3	<p>Аэрозольное загрязнение</p>	<p>Кислотное влияние на сорбент, ухудшение сорбционной способности.</p> <p>Селективная сорбция, в том числе полициклических ароматических углеводородов</p>	<p>Разнонаправленное искажение абсолютных значений по отдельным газам; чаще занижение, в том числе по глубинным углеводородным газам</p>

Время установки и снятия трубок с сорбентом желательно определять с учетом квазипериодичности газового потока через трубку (один полный или кратное число суточных и других циклов). Объем адсорбата-индикатора, который проходит через трубку за время измерения, не должен превышать сорбционную емкость. Тип и количество сорбентов, их гранулометрический состав, модификаторы и процедуры подготовки подбираются с резервом сорбционной емкости. Когда количество и свойства сорбента недостаточны для полной сорбции газовых компонентов из недр за время измерений, часть газов не связывается сорбентами, и величины газовых потоков занижаются. К этому же приводит излишне большое время замеров с переполнением емкости сорбента и проскоком газов.

Условия эффективных измерений газовых потоков. Из таблицы 1 следуют «от противного» оптимальные места заложения дебитометрических пунктов, условия проведения измерений и другие методические приемы. Лучший сезон для проведения поисковых дебитомерных съемок в условиях Украины май-июнь и сентябрь-октябрь с минимальными атмосферными осадками, умеренной температурой и достаточно низким уровнем стояния грунтовых вод. Сеть пунктов наблюдений рекомендуется закладывать в нормально увлажненных почвах преимущественно автономных ландшафтов. В поймах и на первых террасах (кроме сухих) время стояния трубок может уменьшаться до первых суток.

Объективные данные о потоках газов и миграции летучих, в т. ч. металлоорганических соединений, могут искажаться в результате химических реакций отдельных компонент атмосферного воздуха с сорбентами трубок (табл. 2). Влияет также поступление техногенных загрязнителей из атмосферы или горнопромышленных отходов на коренном субстрате, к примеру, из отвалов пород Донбасса под насыпными почвами.

Таблица 2.

Возможные реакции твердофазных сорбентов и атмосферных газов
(на основе данных Г.В. Войткевича и др. [Справочник, 1990])

Элемент, компонент	Содержание, %	Устойчивость	Реакции, определяющие неустойчивость
N ₂	78.084	Устойчивый	–
O ₂	20.946	Неустойчивый	Медленно реагирует с FeO и соединениями углерода
Ar	0.934	Устойчивый	–
CH ₄	2.0×10 ⁻⁶	Неустойчивый	CH ₄ + O ₂ → CO ₂ + 2H ₂ O
H ₂	0.5×10 ⁻⁶	Неустойчивый	2H ₂ + O ₂ → 2 H ₂ O
N ₂ O	0.5×10 ⁻⁶	Неустойчивый	2N ₂ O → 2 N ₂ + O ₂
He	6.55×10 ⁻¹²	Устойчивый	–

Рассмотрены приемы оценки влияния техногенных аэрозолей, в том числе путем отдельного анализа на микроэлементы сорбентов верхней, центральной и нижней секций трубок и сопоставления коэффициентов накопления с упомянутым рядом аэрозольного концентрирования. Подтверждается, что субмикронная фракция в паро-газовой форме преобладает в отдалении от промышленных предприятий и городов (Харьков, Калуш и др.), с приближением к ним растет роль крупных частиц.

Приведены примеры использования автором полевой дебитометрии газов в пределах бортов Днепровско-Донецкой впадины, Карпатского региона и Донбасса.

Литература

Справочник по геохимии / Г.В. Войткевич, А.В. Кокин, А.Е. Мирошников и др. – М.: Недра, 1990. – 480 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАВЕРТИНОВ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ И ИХ ПРОГНОЗНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Рихванов¹ Л.П., Тайсаев² Т.Т., Барановская¹ Н.В., Соктоев¹ Б.Р., Монголина¹ Т.А., Судыко¹ А.Ф., Ильенко¹ С.С.

¹Томский политехнический университет, г. Томск, e-mail: rikhvanov@tpu.ru

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

В процессе изучения геохимических особенностей солевых отложений, образующихся на стенках бытовой нагревательной посуды (накипи), предлагаемой нами [Язиков и др., 2004; Монголина, 2011; Патент, 2007; Тапхаева и др., 2010] для использования в качестве индикатора состояния природных питьевых вод и степени ее трансформации, для получения сравнительной геохимической информации использовался ее природный аналог – известковый туф, более известный в России, как травертин.

Травертин (известковый туф) – это карбонатная порода, образовавшаяся в результате осаждения карбонатов Ca, Mg, Fe, Na, иногда с кремнеземом и глинистыми минералами из термальных или холодных углекислых источников.

Для решения поставленной задачи использовались травертины из различных регионов мира, в том числе: из районов Виши (Франция), Памуккале (Турция), Таловские чаши (Томская область), Тункинская впадина (Республика Бурятия).

Эти образования, как и солевые отложения из посуды (накипь), сравнивались по минеральному и химическому составам.

Рентгеноструктурный анализ показал, что в подавляющем большинстве на 80-90% они состоят из кальцита, арагонита с примесью доломита, сидерита, аморфного кремнезема, глинистых минералов. В источниках Виши присутствуют карбонаты натрия, типа соды, трона.

Химический состав определялся методом многоэлементного нейтронно-активационного анализа в ядерно-геохимической лаборатории кафедры геоэкологии и геохимии Национального исследовательского Томского политехнического университета, функционирующей на базе исследовательского ядерного реактора (ИРТ-Т ТПУ). Аналитический центр ядерно-физических методов аккредитован в системе Госстандарта РФ и использует аттестованные методики ИСАМ. Качество анализов оценивается по большинству изученных элементов как удовлетворительное.

Полученные данные по элементному составу травертинов и солевых отложений (накипи) Байкальского региона представлены в табл. 1.

Анализ этих материалов показывает, что травертины Памуккале характеризуются максимальным накоплением Ca, а аналогичные образования из района г. Томска – повышенным содержанием Sr. Травертин из источников Виши характеризуется высокими концентрациями ряда элементов. При этом, достаточно четко видно, что кальциевые и натровые травертины принципиально отличаются по своему составу. Первые характеризуются максимальными концентрациями Fe, Sc, Rb, Sr, Ba, Eu, Tb и Th, тогда, как для натровых разновидностей характерно максимальное накопление Na, Br, Cs, Ta.

Обращает на себя внимание высокое накопление в травертинах Тункинской котловины максимального количества химических элементов по сравнению с их аналогами из других районов. Они характеризуются повышенными содержаниями 13 из 27 изученных химических компонентов: Cr, Co, Zn, Sb, La, Ce, Sm, Yb, Lu, Hf, U, а содержания Au (8.7 мг/кг) и Ag (174 мг/кг) являются чрезвычайно высокими.

Следует отметить, что в коллективной монографии Б.Б. Намсараева и др. [2011] в известковых туфах Тункинского района (источники Аршан, Жемчуг) отмечалось присутствие на углеродистом веществе Br, As, Sb, W, Au. В этих же травертинах по данным СЭМ–анализа ими отмечалось присутствие частиц Au, Ag, Pt и Pd.

Таблица 1

Химический состав травертинов (мг/кг) различных регионов и солевых отложений (накипи) Байкальского региона

Элемент	Источники Виши (Франция)		Памуккале (Турция)	Таловские чаши (Томская область)	Тункинская котловина (Республика Бурятия)	Накипь (Байкальский регион)
	кальциевый	натровый				
Na	2475	372690	155	140	90	302
Ca	251875	805	306000	297000	123000	276793
Sc	0.41	0.01	0.01	0.07	0.28	0.11
Cr	0.83	0.66	0.69	1.4	1.37	2.9
Fe	18475	670	40	320	1800	1550
Co	0.19	0.16	0.17	2.14	11.96	3.9
Zn	2.15	53.3	3	12	1824	1370
As	228.6	24.8	0.1	0.1	1.467	0.8
Br	6.3	36.3	1.0	21.2	3.44	6.1
Rb	6.7	4.9	0.5	1.0	0.4	0.53
Sr	5827	100	2515	440	1220	4304
Ag	0.1	0.9	0.5	0.5	174.1	0.46
Sb	0.16	0.19	0.01	0.02	0.37	0.13
Cs	0.96	1.49	0.043	0.073	0.008	0.05
Ba	604	50	9	30	89	200
La	0.8	0.14	0.15	0.48	1.83	0.55
Ce	1.68	0.15	0.19	0.66	2.2	3.3
Sm	0.19	0.008	0.02	0.05	0.25	0.05
Eu	0.02	0.006	0.004	0.01	0.005	0.01
Tb	0.03	0.01	0.004	0.01	0.008	0.016
Yb	0.13	0.009	0.01	0.05	0.15	0.04
Lu	0.02	0.001	0.005	0.014	0.09	0.04
Hf	0.11	0.06	0.003	0.044	0.14	0.04
Ta	0.02	0.43	0.01	0.01	0.01	0.02
Au	0.002	0.002	0.01	0.01	8.73	0.01
Th	0.23	0.025	0.03	0.03	0.2	0.06
U	0.17	0.25	1.02	2.39	3.7	7.7

Выполненные нами детальные минералогические исследования одной из аномальных проб этого района с помощью электронного микроскопа «Hitachi-S3400N» с энергодисперсной приставкой фирмы «Bruker» позволили выявить в данной пробе присутствие значительной гаммы минералов, в том числе аргентита (рис. 1), свинецсодержащего барита (рис. 2), самородных элементов – золота (рис. 3) и др.

Б.Б. Намсараев и др. [2011] считают, что благородные металлы присутствуют в форме металлоорганических комплексов (кластеров), возникших за счет функционирования бактериальных сообществ. На роль бактериального фактора в формировании травертинов обращали внимание также А.М. Плюснин и др. [2000].

В то же время, несмотря на наличие большого количества бактериальных сообществ в известковых туфах Виши (Франция), золото в них содержится всего на уровне 0.03-0.23 мг/кг.

По-видимому, столь высокая золотоносность травертинов Тунки обусловлена наличием специализированных на Au геологических образований, в том числе гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Следует обратить внимание, что изученные нами солевые отложения (накипь) из района Баргузинской впадины также аномально обогащены многими

компонентами (16 из 27), в том числе Cr, Fe, Co, Zn, Sb, редкими землями, U, Th, но содержание золота в них на уровне 0.01 мг/кг.

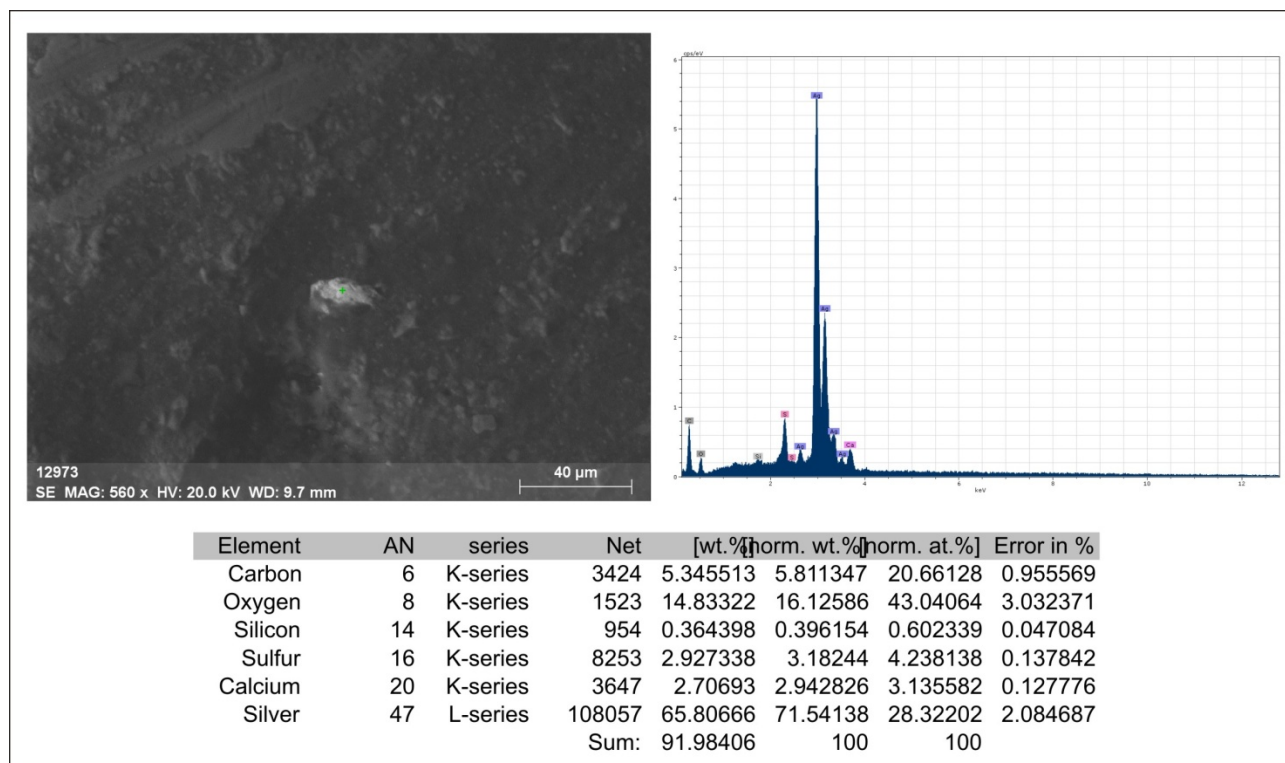


Рис. 1.

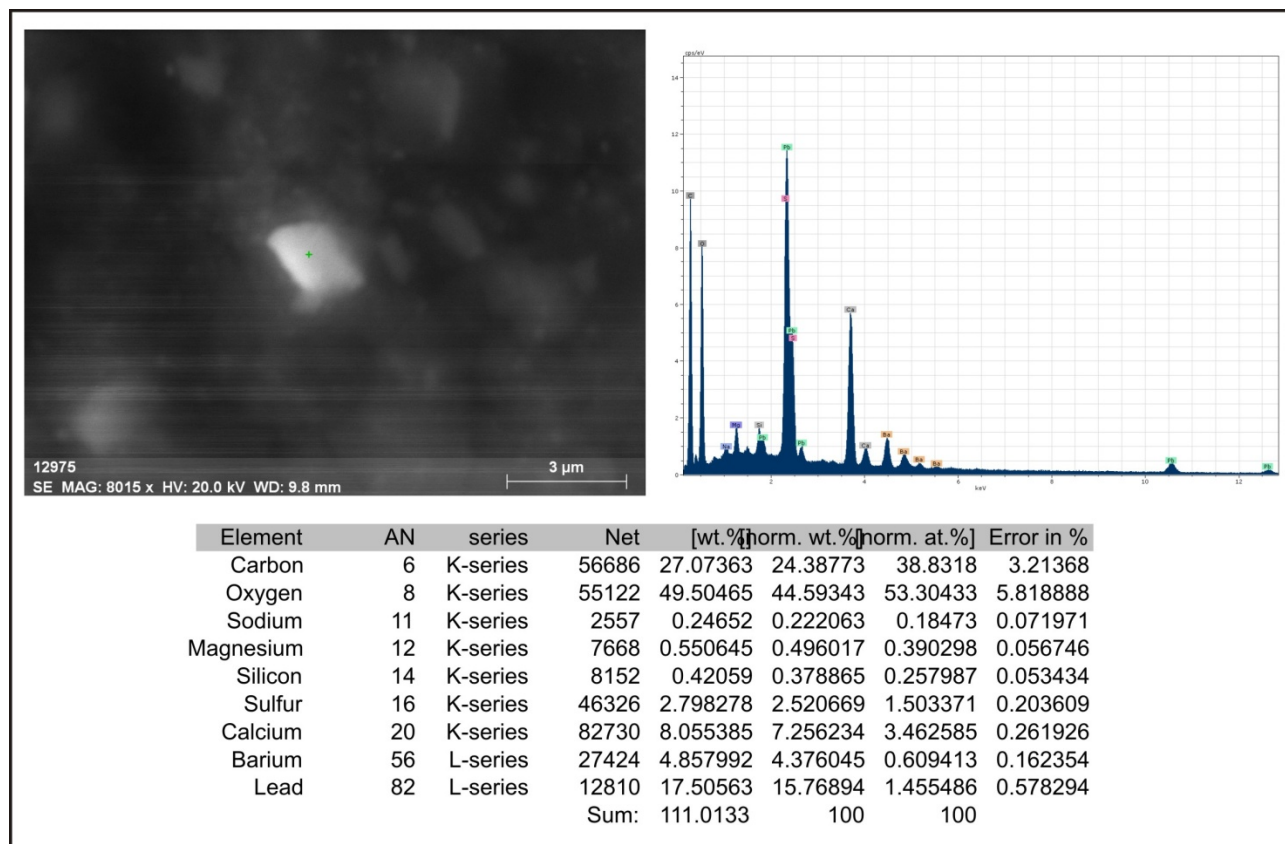


Рис. 2.

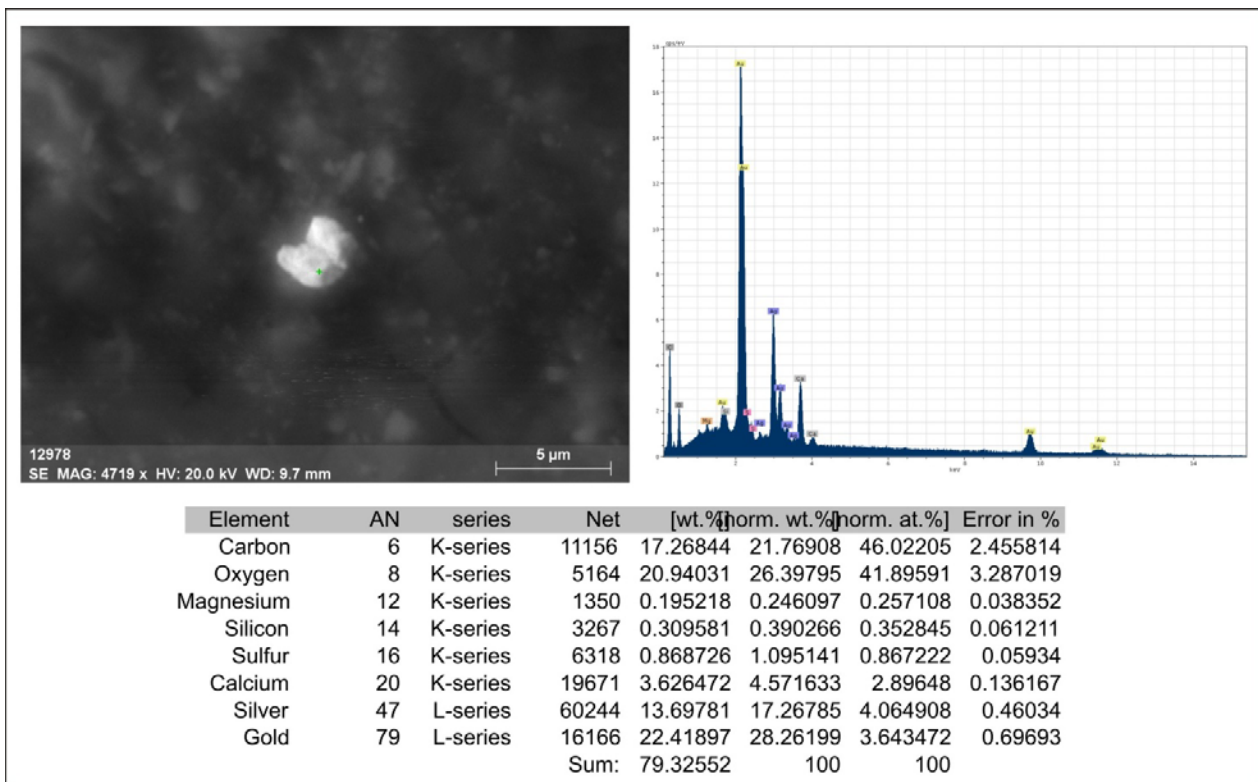


Рис. 3.

Повышенная золотонность накипи нами установлена в населенных пунктах Зырянского района Томской области. Среднее содержание Au в этих образованиях оставляет до 0.6 мг/кг, с аномальными его содержаниями в некоторых пунктах до 40.2 мг/кг, а Ag – до 862 мг/кг [Монголина, 2011].

Все это позволяет предполагать, что карбонатные солевые отложения как природного (травертины), так и техногенного (накипь из посуды) происхождения в своем химическом составе несут информацию о геохимической специализации блоков земной коры, областей питания водоносных горизонтов. Наиболее ярко это наблюдается при изучении Au, Ag и, особенно, U.

Литература

Монголина Т.А. Геохимические особенности солевых отложений (накипи) питьевых вод как индикатор природно-техногенного состояния территории: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2011. – 21 с.

Намсараев Б.Б., Бархутова Д.Д., Данилова Э.В. и др. Геохимическая деятельность микроорганизмов гидротерм Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2011. – 302 с.

Патент № 2298212 Россия, МПК G 01 V9/00. Способ определения участков загрязнения ураном окружающей среды. Авторы: Рихванов Л.П., Язиков Е.Г., Барановская Н.В., Янкович Е.П.; заявитель и патентообладатель Томский политехнический университет. - № 01200504848; Заявлено 04.07.2005; Опубликовано 27.04.07. – 6 с.

Плюснин А.М., Суздальницкий А.П., Адушинов А.А., Миронов А.Г. Особенности формирования травертинов из углекислых и азотных термальных вод в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 564-570.

Тапхаева А.Э., Тайсаев Т.Т., Рихванов Л.П., Язиков Е.Г., Барановская Н.В. Геохимическая специализация осадков (накипей) водных источников на примере двух регионов Сибири // Сибирский экологический журнал. 2010. № 4. с. 685-696.

Язиков Е. Г., Рихванов Л. П., Барановская Н. В. Индикаторная роль солевых образований в воде при геохимическом мониторинге // Известия вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 67-69.

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС ПАТОМСКОГО КРАТЕРА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Савичев А.А.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург,
e-mail: a_savichev@mail.ru

Патомский кратер (ПК) является современной (~500 лет) вулканоподобной постройкой из глыб неопротерозойских известняков. Расположен в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы, где ареалы кайнозойского вулканизма не установлены, ближайшее Удоканское вулканическое поле удалено на юго-восток более, чем на 150 км. Кратер представляет собой кольцевую структуру центрального типа и состоит из внешнего склона конуса, кольцевого вала, кольцевого рва и центральной горки, расположен на крутом (~30°) склоне юго-западной экспозиции. Диаметр гребня кольцевого вала составляет 70-80 м, а превышение над линией склона до 40 м. С момента открытия кратера В.В.Колпаковым в 1949 г. генезис объекта остается дискуссионным, в литературе обсуждались различные варианты его импактного [Колпаков, 1951; Портнов, 1993]; вулканического [Антипин и др., 2008; Исаев, Исаев, 2011] и криогенного [Савичев, 2011; Гладкочуб и др., 2011] происхождения.

Результаты геоэлектрических работ, проведенных отрядом СПГГУ (ныне НМСУГ) [Миронов и др., 2011], гравиметрических исследований геофизиков ИГ УрО РАН [Демежко и др., 2011] и полевых геологических наблюдений автора в 2010 г [Савичев, 2011] позволили составить модель геологического строения района ПК, которая впервые позволяет рассматривать этот феномен как результат последовательных геологических процессов.

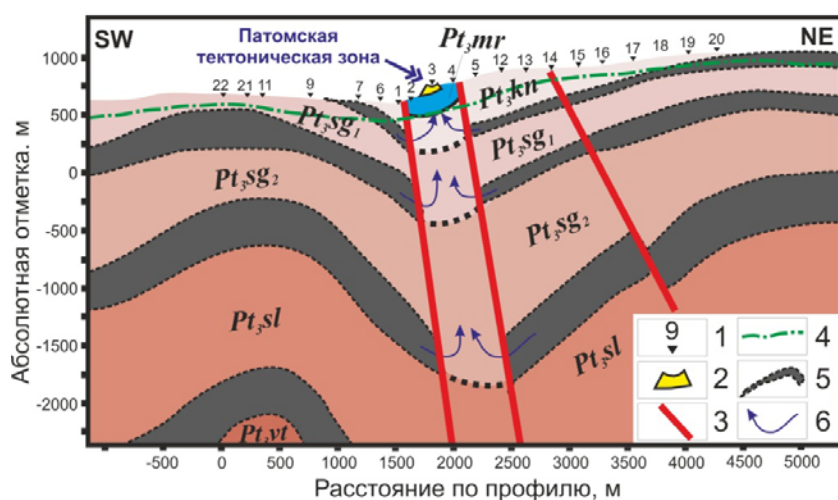


Рис. 1. Геологическая интерпретация профиля магнитотеллурического зондирования (МТЗ) через Патомский кратер [Миронов и др., 2011]. Цифрами обозначены: 1 – пункты МТЗ, 2 – Патомский кратер, 3 – разрывные нарушения, 4 – нижняя граница развития ММП, 5 – горизонты «черных сланцев», 6 – возможные пути миграции метана.

ПК расположен в зоне многолетнемерзлых пород (ММП) среди смятых в складки метаосадков терригенно-карбонатного состава, содержащих горизонты «черных сланцев» – потенциальных генераторов метана (рис. 1). Кроме того, кратер приурочен к ограниченному разломами северо-западного простирания тектоническому блоку шириной 600-650 м, который отличается наличием в разрезе известняков мариинской свиты, вмещающих ПК, и нарушением стратификации пластов «черных сланцев» – вероятно, при тектоно-метасоматических процессах, происходивших со значительным перераспределением углеродистого и карбонатного вещества во время девонской активизации региона. Изучение пород кратера показало, что они были подвержены разным гидротермальным изменениям (карбонатизация филлитов, березитизация метапесчаников, образование галенит-кварцевых и флюорит-карбонатных жил с призальбандовой графитизацией в известняках), указывающим на флюидоактивность в узком тектоническом блоке, вмещающем ПК. Вероятно, эти процессы связаны со становлением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

U-Pb датировки (SHRIMP-II) кластогенных цирконов из глыбы метапесчаника с пиритом показали возраст таких изменений в 360-370 млн. лет назад (нижнее пересечение конкордии). Среди прочего, поступление флюидов могло привести к образованию древних карстовых полостей в известняках, что подтверждается находкой внутри кратера гигантских (до 25 см) кристаллов кальцита, покрытых серицитом [Савичев, 2011].

Геохимические исследования (ICP-MS) горных пород, минералов и биообъектов не выявили каких-либо явных следов современных эндогенных процессов, по крайней мере, на поверхности Патомского кратера. Геохимический спектр известняков мариинской свиты, отобранных как внутри ПК, так и за его пределами (рис. 2), практически идентичен средней осадочной карбонатной породе, за исключением некоторой обогатченности кобальтом (КК=8.9), скандием (7.1), стронцием (5.8) и барием (5.4). Повышенные концентрации Sr и Ba в известняках, трактуемые В.С.Антипиным и др. [2011] как свидетельства современных глубинных магматических флюидов, но отмечающиеся и за пределами кратера, вполне могут быть объяснены особенностями осадконакопления. Вариации распределения REE в карбонатах ПК в значительной мере определяются степенью их значительно более ранних, чем возраст кратера, гидротермально-метасоматических преобразований. Наиболее чистые известняки, практически лишенные силикатной составляющей, имеют спектр REE, близкий к PAAS, но на порядок деплетированный (рис. 3). Обогащение лантаноидами, особенно MREE, наблюдается у слюдистых разностей известняков и формируется, видимо, еще на диагенетической стадии. Появление поздних Fe-Mg-карбонатов в известняках приводит к накоплению в них HREE. Положительная европиевая аномалия наблюдается только в анкеритизированных, пиритизированных и обуглероженных известняках, особенно на контактах с метаморфогенно-гидротермальными карбонат-кварцевыми жилами (рис. 3,4). Арагонитовые почки современных гейзеритоподобных агрегатов, растущих в районе ПК на поверхности выветрелых известняков, лишь наследуют их спектр распределения REE. Таким образом, аномальное (до 557 г/т) концентрирование REE в метапесчаниках, рассматриваемое В.С.Антипиным и др. [2011] как свидетельство поступления глубинных флюидов в момент образования ПК, находит логичное объяснение в виде продукта метасоматического изменения пород в девонское время и не должно увязываться с современными процессами.

Анализ структурно-вещественных характеристик (морфология насыпного конуса, отсутствие в нем пород зювит-тагамитового состава и специфичность гравитационного поля [Демежко и др., 2011]) позволяет с очень большой долей вероятности отвергнуть импактное происхождение Патомского кратера. Генетические модели, соотносящие ПК с традиционными и грязевыми вулканами, находят серьезное препятствие, как ввиду отсутствия на геоэлектрическом разрезе флюидоподводящего канала глубинного заложения, являющегося неотъемлемой их частью, так и по ряду геохимических характеристик. Сплошное развитие ММП определяет криогенное происхождение ПК и позволяет его рассматривать как необычный гидролакколит – инъекционный бугор мерзлотного пучения.

Предложена новая клатратно-криогенно-флюидная генетическая модель Патомского кратера [Савичев, 2011]. На протяжении последних 8-10 тыс лет с момента мощного голоценового оледенения подошва ММП могла служить экраном для метана, поступавшего из подстилающих горизонтов «черных сланцев», при этом газ накапливался в карстовых ловушках среди известняков, выявленных гравиметрическими работами [Демежко и др., 2011]. Следует отметить, что вблизи кратера В.И. Исаевым [2011] в газах, извлеченных из воды, установлены концентрации метана, достигающие 4 %. Начало формирования ПК (~500 лет назад), определенное В.И.Вороныным методами дендрохронологии [Антипин и др., 2008], совпадает с самым значительным за последнее тысячелетие похолоданием на рубеже XV-XVI веков, известным как «малый ледниковый период». Понижение температуры могло привести к переходу метана, накопленного под нараставшими свою мощность ММП, в гидратную форму. Переход метан → гидрат метана, вероятно, проходил при участии подмерзлотных криопэггов и сопровождался выделением значительного количества энергии, что инициировало локальное плавление льда ММП.

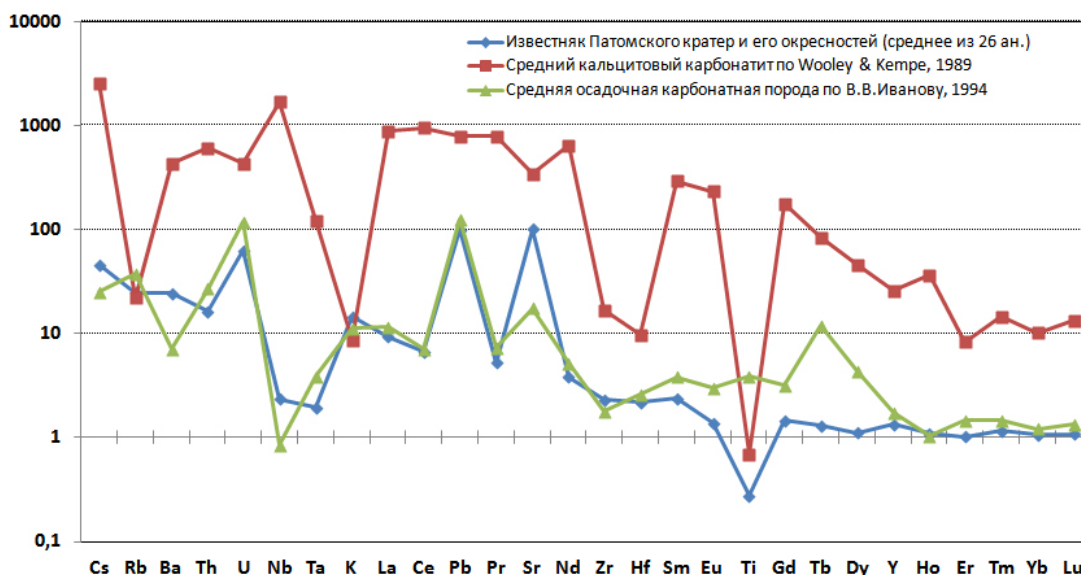


Рис. 2. РМ-нормированная спайдер-диаграмма для известняков Патомского кратера.

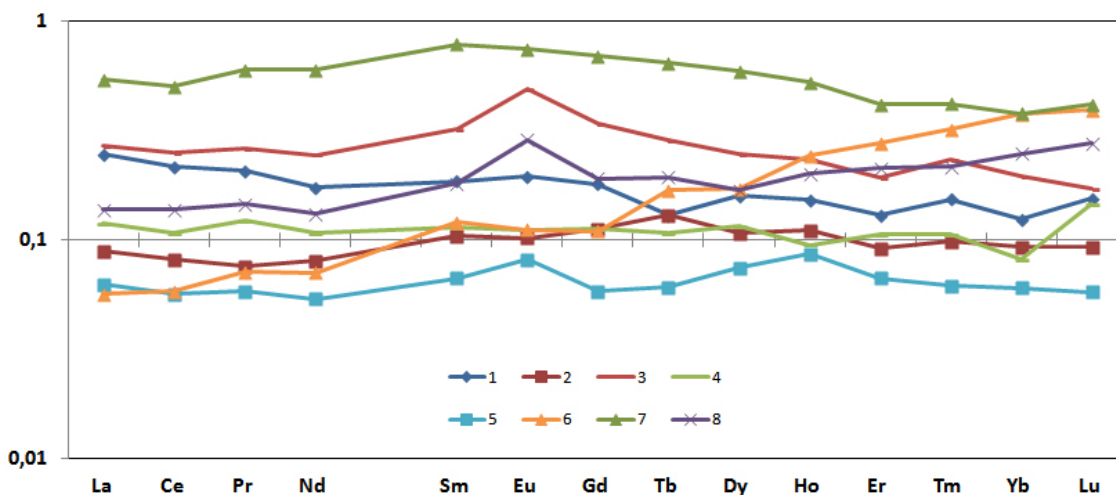


Рис. 3. ПААС-нормированный спектр распределения REE в известняках: 1, 2, 5 – неизменные известняки из ПК, 3 – пиритизированный и графитизированный известняк из ПК, 4 – неизменный известняк вне ПК, 6 – сидеритизированный известняк из ПК, 7 – пиритизированный слюдистый известняк вне ПК, 8 – пиритизированный известняк вне ПК.

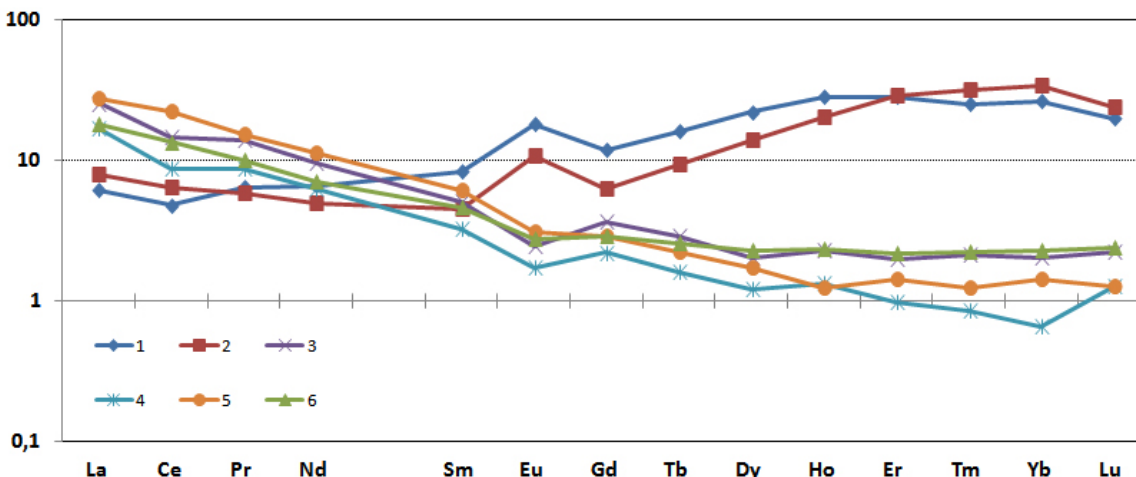


Рис. 4. С1-нормированный спектр распределения REE в карбонатах Патомского кратера: 1, 2 – анкерит и железистый кальцит из ранних гидротермальных жил, 3-5 – современные корки и почки кальцит-арагонитового состава, 6 – средний известняк Патомского кратера.

Напорные подмерзлотные воды поступили в освободившееся пространство (фазовый переход метан → гидрат метана происходит со значительным уменьшением занимаемого объема) и, поднимаясь вверх по ослабленной зоне, замерзли, что, напротив, привело к увеличению объема льда и выворачиванию глыб известняков на поверхность с образованием насыпного конуса. Современный облик кратера стал оформляться с XVIII века, когда наступила фаза потепления, и «ледяная пробка» под Патомским кратером начала протаивать, вызывая опускание вершины большого конуса с эффектом образования центральной горки. В.И.Ворониным в годичных кольцах деревьев зафиксировано катастрофическое событие 1841-1842 гг., наиболее вероятной причиной воздействия на деревья в районе кратера является мощная подвижка грунта в эти годы, которая вызвала нарушение корневых систем деревьев [Антипин и др., 2008]. Не исключено, что таяние ледяного стержня гидролакколита происходило не только в кровле, но и в подошве ММП, где могло быть вызвано поступлением глубинных флюидов. Расположение на продолжении крупного Даванского разлома, конформного простиранию Байкальской рифтовой зоны, не позволяет полностью исключать роль современных эндогенных процессов при формировании кратера.

Проблема генезиса Патомского кратера напрямую затрагивает несколько «горячих» тем современной геологии, таких, как: 1) соотношение углеводородов биогенного и эндогенного происхождения, поскольку на данном этапе исследований полностью не исключается глубинный источник подмерзлотных газов в исследуемом районе; 2) масштабы распространения континентальных газогидратов и влияние их деструкции на глобальные изменения климата на Земле. Исследование уникальной геологической структуры – Патомского кратера, несомненно, должно быть продолжено с учетом всех достижений в технологии бурения и методологии изучения ледяных отложений, апробированных российскими учеными при вскрытии озера Восток в Антарктиде.

Литература

Антипин В.С., Воронин В.И., Федоров А.М. Патомский кратер в Восточной Сибири // Природа. №9. 2008.С. 69-75.

Антипин В.С., Воронин В.И., Федоров А.М. Патомский кратер в Восточной Сибири (строение, возраст и условия формирования) / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. Иркутск. 2011. С. 30-41.

Гладкочуб Д.П., Шевелев А.С., Семенов Д.В., Афонин Р.А., В.Р. Алексеев. Патомский феномен: обзор гипотез и новая модель происхождения объекта (предварительные результаты экспедиции 2011 г.) / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. Иркутск. 2011.С. 106-110.

Демежко Д.Ю., Бычков С.Г., Угрюмов И.А. Гравиметрические исследования Патомского кратера / Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: Мат. науч. сем. им. Д.Г.Успенского. Пермь, 24-28 января 2011. ГИ УрО РАН. С.97-100.

Исаев В.П., Исаев П.В. Патомский вулкан / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. Иркутск. 2011. С. 64-72.

Колпаков В.В. Загадочный кратер в Патомском нагорье // Природа. №1-2. 1951. С. 58-61.

Миронов С.М., Ингеров О., Егоров А.С., Ермолин Е.Ю., Суханов Р.А. Предварительные результаты электроразведочных работ АМТ-МВЗ экспедиции «Патомский кратер-2010» // Геофизика. 2011. №2. С. 35-41.

Портнов А.М. Патомский кратер – след Тунгусского явления? // Земля и Вселенная. №1. 1993.С. 77-81.

Савичев А.А. Геология, вещество и криолитозона района Патомского кратера – ключ к разгадке феномена / Патомский кратер: научные исследования в XXI веке. Иркутск. 2011. С. 86-103.

Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А., Чувиллин Е.М., Козлова Е.В. Газовые гидраты в отложениях материков и островов // Журнал Российского химического общества им. Д.И.Менделеева, т. XLVII, № 3, 2003. С. 80-90.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПИТЬЕВЫХ ВОД БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Соктоев¹ Б.Р., Рихванов¹ Л.П., Тайсаев² Т.Т.

¹Томский политехнический университет, г. Томск,
e-mail: bulat2670@mail.ru; rikhvanov@tpu.ru

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

В настоящее время пристальное внимание уделяется эколого-геохимической оценке состояния различных территорий, испытывающих интенсивное антропогенное влияние, например, вокруг промышленных предприятий, урбанизированных образований и т.д. Антропогенное влияние проявляется в загрязнении всех геосферных оболочек Земли, в том числе и гидросферы. Бурное промышленное развитие цивилизации привело к проблеме загрязнения поверхностных и подземных вод, которые используются как источники водоснабжения населения.

Общеизвестно, что качество питьевых вод определяется ее составом. Оценка качества производится непосредственно при анализе самой воды. Мы предлагаем решать эту проблему с использованием солевых отложений (накипи), образующихся на стенках бытовой посуды, предназначенной для кипячения питьевой воды, для оценки состояния качества вод и эколого-геохимической обстановки на территориях с различными геологическими и металлогеническими особенностями и разной степенью техногенной нагрузки

Исследование солевых отложений питьевых вод были начаты на кафедре геоэкологии и геохимии Томского политехнического университета в ходе реализации программы «Радиационный мониторинг Томской области» с 1993 г. и при выполнении научно-исследовательской работы «Оценка качества среды обитания человека на юге Томской области с целью возможного выделения радиационного фактора заболеваемости» в 1995–1996 гг. [Экология..., 1994].

Как показывают исследования, элементный состав солевых отложений четко фиксирует смену геохимических обстановок, обусловленную факторами природно-техногенного характера [Эколого-геохимические..., 2006; Языков, 2006; Языков и др., 2004].

Опыт предыдущих исследований позволяет говорить о наследовании химического состава воды солевыми отложениями [Монголина, 2011]. Уровень содержания макро- и микроэлементов в накипи зависит от геохимических особенностей территории, сильное влияние на формирование состава оказывают природные (месторождения, рудопроявления) и техногенные (промышленные предприятия, урбанизированные образования) источники.

Преимущество используемого нами такого объекта исследования, как накипь состоит в том, что эта среда, являясь депонирующей, отражает длительный временной интервал ее накопления (месяцы, годы), тем самым она дает не одномоментный показатель, а представляет долговременную картину химического состава питьевых вод [Языков и др., 2007].

Элементный состав накипи отражает качество питьевых вод, употребляемых каждый день и являющихся одним из основных поставщиков химических элементов в организм человека. На примере урана была доказана закономерность: чем больше в воде, тем больше его в накипи [Монголина, 2011]. Также исследованиями показана сходность элементного состава накипи питьевых вод и крови человека [Барановская, 2011].

Объект исследования – солевые отложения (накипь) из бытовой посуды, используемой для кипячения питьевой воды. *Предмет исследования* – их элементный и вещественный состав.

Работы проводились в период с 2009 по 2011 гг. на территории Байкальского региона, в четырех районах: на правом берегу и левом берегу Братского водохранилища (Иркутская область), в том числе в населенных пунктах, расположенных в зоне возможного влияния подземного ядерного взрыва «Рифт-3»; в Закаменском районе, в том числе на территории влияния хвостохранилища закрытого Джидинского вольфрамowo-молибденового комбината;

в Боргойской впадине, потенциально ураноносной территории; в Баргузинской котловине – районе развития процесса современного рифтогенеза (все три района – Республика Бурятия). Общее количество населенных пунктов, в которых были отобраны пробы накипи, составляет 51, общее количество проб – 130.

На сегодняшний день не существует ГОСТов или методических указаний, которые регламентируют отбор, пробоподготовку и анализ проб накипи, поэтому авторы при исследовании руководствовались методикой, изложенной в патенте [Способ..., 2007].

Солевые образования в виде накипи отбирались из различной посуды, в которых многократно кипятилась вода, в том числе из эмалированных и электрических чайников постукиванием, в случае, если накипь была прочно закреплена на стенках посуды, то это выполнялось с помощью ножа, изготовленного из нержавеющей стали. Накипь осторожно снималась со стенок бытовой теплообменной посуды (чайник, кастрюля, котел, самовар). В каждом случае учитывался тип посуды, в которой кипятилась вода, и глубина водоносного горизонта. Во всех полученных пробах использовалась водопроводная или колодезная вода, которая идет на питьевое водоснабжение. Проба высушивалась при комнатной температуре, затем истиралась в агатовой ступке до состояния пудры. В таком состоянии пробы отправлялась на дальнейший анализ.

Основным методом определения элементного состава солевых отложений питьевых вод являлся инструментальный нейтронно-активационный анализ на 27 химических элементов, проведенный на исследовательском реакторе ИРТ-Т в лаборатории ядерно-геохимических методов исследования Томского политехнического университета (аналитики – с.н.с. Судыко А.Ф., Богутская Л.Ф.).

Анализ полученных результатов позволяет говорить о широком интервале разброса значений содержания химических элементов в данном объекте исследования. Вариация может быть объяснена разным химическим составом воды, используемой для питьевого водоснабжения, соответственно, факторами, оказывающими воздействие на формирование химического состава этих вод.

Результаты анализа позволяют выделить элементы с широким диапазоном содержаний, например, Na, Cr, Sb, Zn, что, скорее всего, связано с особенностями геологического строения территорий. Ведущую группу элементов, минимальные концентрации которых превышают единицы и десятки мг/кг и выше, составляют Ca, Fe, Na, Br, Ba. Первые три элемента являются основообразующими для солевых отложений питьевых вод, наличие же Br и Ba требует дальнейших исследований, хотя в литературных источниках отмечается, что складчатая часть Байкальского региона характеризуется повышенными уровнями содержания бария в коренных породах [Региональная..., 2008].

Необходимо отметить, что для каждой территории наблюдается своя геохимическая специализация накипи. Так, наиболее высокими концентрациями изученных химических элементов характеризуется накипь из района Баргузинской котловины. 16 из 27 элементов в данном месте накапливаются в максимальных количествах. Это такие элементы, как Na, Sc, Cr, Fe, Co, Zn, Sb, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu, Hf, Th, U. Обращают на себя внимание высокие содержания в солевых отложениях Th, U, Hf, редких земель, а также аномальных концентраций Zn (в среднем 1.4%), Co (в среднем 0.16%).

Как нам представляется, основная причина этих высоких концентраций элементов – то, что район восточного побережья оз. Байкал, особенно Баргузинская котловина, является примером проявления современного рифтогенеза. Через котловину проходит Баргузинский разлом, один из крупнейших в Байкальской рифтовой зоне. Можно предположить, что в данном случае, возможно, имеет место подъем термальных вод из глубинных горизонтов по разрывным нарушениям и их последующее смешение с грунтовыми и поверхностными водами. Подтверждением этого могут служить геохимические данные по анализу большого количества термальных источников [Ломоносов, 1974; Плюснин и др., 2000]. В отдельных случаях, как, например, в районе Кулиных болот, формируется водородная геохимическая аномалия с U, Se, Mo и рядом других элементов. С другой стороны, избыточные

концентрации элементов в этом районе могут быть обусловлены широким развитием высокорadioактивных гранитов Баргузинского комплекса ($U > 10$ г/т, $Th > 30$ г/т). Также необходимо отметить, что геологические образования Баргузинской котловины в целом являются специализированными на уран.

Чрезвычайно интересной As-Au-Ag специализацией характеризуется накипь из Боханского района Иркутской области. Причины этого пока непонятны. Тогда как накипь из населенных пунктов находящегося рядом Осинского района характеризуется максимальным накоплением 5 элементов: Ba, Rb, Cs, Br и, почему-то, Ta. Если первые четыре элемента можно объяснить с геологической точки зрения наличием кембрийских соленосных и гипсоносных пород, наличием рассолов, проявлений нефти (отсюда и Br), то природа Ta абсолютно непонятна, в том числе в накипи из с. Ново-Ленино, где его концентрация составляет 1.1 мг/кг, что, например, выше кларка для гранитов [Виноградов, 1957].

Еще одной территорией со слабой техногенной нагрузкой из исследованных является Боргойская впадина (Джидинский район). По результатам анализа для населенных пунктов Боргойской впадины характерны следующие элементы: Cr, Sr, Ba, Tb, U. Прежде всего, стоит отметить U, концентрация которого в отдельных пробах достигает 93 мг/кг. Такие высокие показатели накопления элементов в солевых отложениях питьевых вод связаны, прежде всего, с геологическим строением территорий. В Боргойской впадине при бурении поисковых скважин были выявлены урановые рудопроявления (устное сообщение Д.А. Самовича, ПГО «Сосновгеология»), которые, возможно, находятся на уровне водоносных горизонтов, откуда ведется водоснабжение местного населения.

Одной из задач, рассматриваемых нами в процессе исследования, являлось выявить индикаторные показатели для подземного ядерного взрыва (ПЯВ) «Рифт-3», проведенного в верховьях р. Обуса 31.07.1982 г. вблизи (7-12 км) сел Борохал, Горхон в 20 км от залива Обуса Братского водохранилища.

Факт воздействия ПЯВ на гидросферу в этом районе находит некоторое подтверждение при изучении распределения редкоземельных элементов. Солевые отложения из населенных пунктов, расположенных вдоль р. Обуса, характеризуются наиболее высокими показателями концентрации Sm и Eu, по сравнению с другими исследованными населенными пунктами Прибайкалья.

В целом, накипь в районе возможного воздействия ПЯВ характеризуется также повышенными показателями Th и торий-уранового отношения. Значение торий-уранового отношения составляет 0.05 при среднем показателе для остальной территории 0.01. Если рассматривать торий-урановое отношение в пределах Осинского района, то отмечается четкое разделение населенных пунктов, расположенных в зоне влияния и вне этой зоны. Для зоны влияния характерно повышенное значение торий-уранового отношения.

Все вышеизложенное относилось к территориям с низкой техногенной нагрузкой, расположенных, как правило, в сельских районах и характеризующихся слабым развитием промышленности. Однако, в районах исследования существует один достаточно сильный источник техногенного влияния – хвостохранилище ныне закрытого Джидинского вольфрамово-молибденового комбината (г. Закаменск).

Результаты изучения солевых отложений в его окрестностях подтверждают низкое качество питьевых вод и по ряду компонентов (Ba, Zn, Rb, Au, U) превышают кларковые и фоновые значения. Поскольку основной источник водоснабжения населения – месторождение подземных вод, находится в аллювиальных отложениях р. Модонкуль и не защищено от поверхностного загрязнения, можно сделать предположение о проникновении элементов в водоносный горизонт.

Нами были также опробованы техногенные пески, оставшиеся после деятельности комбината. Сравнивая элементный состав этих отходов и солевых отложений питьевых вод, можно говорить о несомненном влиянии песков через инфильтрационные воды на поверхностные и подземные воды. Также необходимо отметить корреляцию ведущих элементов (Zn, Rb, Au) в ряду «шламовые отложения-накипь-волосы человека», этот факт

подтверждает процесс вовлечения этих элементов в биологический круговорот и поступление в человеческий организм.

По медико-демографическим данным население города подвержено, прежде всего, заболеваниям органов дыхания, связанным с пылением поверхности хвостохранилища, а также отмечается повышенный уровень общей заболеваемости и заболеваний костно-мышечной и эндокринной систем [Отчет..., 2005].

Использование солевых отложений питьевых вод как долговременной депонирующей среды достаточно хорошо отражает особенности химического состава вод, а также геохимическую обстановку, сложившуюся на территории. Состав питьевой воды отражается на геохимических характеристиках накипи, что позволяет использовать их как гигиенический показатель качества питьевой воды. Показатели накопления элементов в накипи могут быть использованы как поисковый признак для месторождений металлических полезных ископаемых.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта Бурятского государственного университета на 2011-2012 гг.

Литература

Барановская Н.В. Закономерности накопления и распределения химических элементов в организмах природных и природно-антропогенных экосистем: автореф. дис. ... докт. биол. наук. – Томск, 2011. – 46 с.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 230 с.

Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Наука, 1974. – 168 с.

Монголина Т.А. Геохимические особенности солевых отложений (накипи) питьевых вод как индикатор природно-техногенного состояния территории: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск, 2011. – 21 с.

Отчет по теме «Ликвидация негативных воздействий техногенных хвостов Джидинского вольфрамowo-молибденового комбината в Закаменском районе Республики Бурятия. Этап 1.3.2. Исследование современного состояния отдельных компонентов окружающей природной среды и здоровья населения г. Закаменска». – Красноярск, 2005. – 146 с.

Плюснин А.М., Суздальницкий А.П., Адушинов А.А., Миронов А.Г. Особенности формирования травертинов из углекислых и азотных термальных вод в зоне Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. №4. С. 564-570.

Региональная геохимия окружающей среды Байкальского региона / В.И. Гребенщикова, Э.Е. Лустенберг, Н.А. Китаев, И.С. Ломоносов. – Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2008. – 232 с.

Способ определения участков загрязнения ураном окружающей среды : пат. 2298212 Рос. Федерация. – № 2005120840 ; заявл. 04.07.05 ; опубл. 27.04.07, Бюл. № 12. – 6 с.

Экология Северного промышленного узла г. Томска: Проблемы и решения / Томский государственный университет; под ред. А. М. Адама. – Томск: Изд-во ТГУ, 1994. – 260 с.

Эколого-геохимические особенности природных сред Томского района и заболеваемость населения / Л.П. Рихванов, Е.Г. Язиков, Ю.И. Сухих [и др.], под ред. А.Г. Бакирова. – Томск: Курсив, 2006. – 216 с.

Язиков Е. Г. Экогеохимия урбанизированных территорий юга Западной Сибири : автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Томск, 2006. – 47 с.

Язиков Е. Г., Рихванов Л. П., Барановская Н. В. Индикаторная роль солевых образований в воде при геохимическом мониторинге // Известия вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 67-69.

Язиков Е. Г., Барановская Н. В., Рихванов Л. П. Использование солевых образований (накипи) для целей геохимического районирования территорий // Современные проблемы геохимии, геологии и поисков месторождений полезных ископаемых: матер. междунар. науч. конф., посвящ. столетию со дня рождения акад. К. И. Лукашева. – Минск, 2007. С. 252-254.

НОВАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЛЕТОПИСЬ ГОЛОЦЕНА ИЗ КАРБОНАТНЫХ ОСАДКОВ МАЛОГО СОЛЕННОГО ОЗЕРА ВЕРХНЕЕ БЕЛОЕ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

**Солотчина¹ Э.Ц., Скляров² Е.В., Солотчин¹ П.А., Вологина² Е.Г.,
Склярова³ О.А., Ухова² Н.Н.**

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: solot@igm.nsc.ru*

²*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: skl@crust.irk.ru*

³*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: oly@igc.irk.ru*

В мировой практике особое внимание уделяется получению летописей климата голоцена, поскольку они исключительно важны как близкие аналоги современности и/или как потенциальные аналоги климата будущего. Наиболее информативными для реконструкции климата голоцена считаются отложения небольших соленых озер аридных и семиаридных зон, которые в силу своих малых размеров обладают исключительной чувствительностью к климатическим изменениям. Исследования осадков малых озер Сибири с целью проведения палеоклиматических реконструкций немногочисленны и основываются главным образом на данных палинологического, диатомового анализов и распределении макро- и микроэлементов.

Предлагаемая работа продолжает начатую нашим коллективом серию публикаций [Солотчина и др., 2008; 2011; Скляров и др., 2010а,б], нацеленных на получение высокоразрешающих летописей климата голоцена Байкальского региона из эвапоритовых разрезов малых соленых озер с интенсивным карбонатонакоплением. Побудительным толчком для развития этого направления послужили работы В. Ласта [Last, 1990, 2002], в которых обсуждается зависимость минерального состава аутигенных карбонатов в осадочных разрезах соленых озер от химического состава воды в контексте палеолимнологических построений. В своих исследованиях мы опираемся на авторский подход к палеоклиматическим реконструкциям, в основе которого лежат детальные минералого-кристаллохимические исследования карбонатов озерных осадков.

Первые обнадеживающие результаты были получены нами при изучении карбонатов в кернах глубоководного бурения озера Хубсугул (Монголия) [Солотчина и др., 2003, Солотчина, 2009]. Следующими объектами исследований послужили карбонатные осадки малых соленых бессточных озер голоценового возраста, расположенных в Приольхонье. Впервые мы получили детальные записи изменений климата голоцена на основе выявления природных ассоциаций низкотемпературных хемогенных карбонатов (Mg-кальцитов, арагонита и моногидрокальцита) и их стратиграфического распределения в осадочных разрезах, кристаллохимических и структурных особенностей индивидуальных карбонатных фаз [Солотчина и др., 2008; 2011; Скляров и др., 2010а,б]. Было показано, что основным источником палеоклиматической информации являются Mg-кальциты, представляющие собой ряд от низко- до высокомагнезиальных разностей вплоть до Са-доломитов. Новыми объектами исследования нами выбраны озера Западного Забайкалья, одним из которых является оз. Верхнее Белое.

Оз. Верхнее Белое расположено в южной части Боргойской степи (Джидинская котловина). Территория характеризуется аридным и семиаридным климатом. Озеро представляет собой остаток обширного древнего водоема. Площадь водного зеркала составляет по разным оценкам от 3 до 4.5 км², средняя глубина 0.85 м, максимальная – 2.7 м. Озерная впадина не имеет стока и характеризуется смешанным типом водно-минерального питания, которое осуществляется как за счет атмосферных осадков, так и за счет родников и ручья Холой, впадающего с севера. Воды озера относятся к соленым, их ионно-солевой состав представлен в табл. 1.

Таблица 1.

Современный ионно-солевой состав вод оз. Верхнее Белое

Сезон	pH	CO ₃ ²⁻ +HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	PO ₄ ³⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TDS*
		мг/л								
Лето	9.65	6222	3355	1201	29.25	5087	9.91	32.10	4.00	15.95
Зима	9.84	10626	3100	1826	12.24	6580	12.13	43.17	31.80	22.25

*Примечание: TDS – минерализация.

Отбор керна, его первичная обработка, литологическое описание были проведены в ИЗК СО РАН, г. Иркутск. Исследования вещественного состава осадков комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию и анализ стабильных изотопов кислорода и углерода ¹⁸O и ¹³C были выполнены в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск. Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре ARL X'TRA (излучение Cu K_α). Частота опробования керна 1 см. Методом ИК-спектроскопии определено суммарное содержание карбонатных минералов в пробах [Солотчина, 2009]. ИК-спектры были записаны на спектрометре Specord 75IR. Гранулометрический анализ терригенного компонента осадков проводился на лазерном микроанализаторе частиц Analysette 22 MicroTec с предварительным растворением карбонатов. Анализ стабильных изотопов ¹⁸O и ¹³C в карбонатах выполнен на масс-спектрометре Finnigan MAT 253. Радиоуглеродное датирование было проведено по карбонатному материалу методом AMS в ЦКП «Геохронология кайнозоя» СО РАН, Новосибирск. Элементный анализ состава осадков проводился методом РФА СИ в Сибирском центре синхротронного излучения (ИЯФ СО РАН, г. Новосибирск) и методом атомной абсорбции на спектрофотометре SOLAAR-M6 (ИЗК СО РАН, г. Иркутск).

Осадочный разрез вскрыт на глубину 66 см, возраст осадков 9500 лет (¹⁴C). По ряду литологических признаков в керне можно выделить две зоны, граница между которыми приурочена к глубине около 22 см. Нижняя зона (22-66 см) сложена плотными алевритистыми глинами, постепенно вверх по разрезу переходящими в алевропелит и глинистый алеврит. Осадки содержат небольшую примесь крупнозернистого песчаного материала, а в основании разреза – отдельные обломки гравийной размерности. Верхняя зона (0-22 см) представлена преимущественно глинисто-алевритовыми отложениями. В осадках присутствуют створки раковин моллюсков и диатомей.

По данным XRD анализа в осадках доминируют терригенные минералы, среди которых преобладают кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат, в подчиненных количествах присутствуют слоистые силикаты, в числе которых смектит, иллит, иллит-смектит, мусковит, каолинит, хлорит, эпизодически встречаются гематит, сидерит, изредка амфибол. Аутигенные минералы представлены карбонатами, доля которых в большинстве образцов осадочной толщи составляет около 20% от минерального состава осадка, с максимальным содержанием (~25%) в средней части разреза и минимальным (~15%) в его подошве и кровле. Для выявления всего спектра присутствующих в образцах карбонатных минералов нами использовалось разложение их сложных XRD-профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII. Моделирование XRD профилей карбонатов показало, что в образцах присутствуют 5-6 карбонатных фаз, соотношение которых меняется вдоль разреза (рис. 1).

Нами установлено, что во всех образцах доминируют Mg-кальциты, являющиеся в соответствии с современными представлениями смешанными кристаллами, структура которых меняется в ряду кальцит–доломит от истинных твердых растворов до смешанослойных структур, определяя их устойчивость. Известно, что количество магния в структуре природных низкотемпературных Mg-кальцитов является важнейшим индикатором физических и химических условий среды их образования [Mackenzie et al., 1983]. Определение содержания MgCO₃ в каждой из фаз проводилось по калибровочным графикам

зависимости величины межплоскостного расстояния d_{104} от содержания мол.% $MgCO_3$. Модельный подход позволил установить, что во всех образцах осадков озера помимо Mg-кальцитов присутствует Ca-избыточный доломит (рис. 1). Арагонит установлен лишь в средней части разреза в следовых количествах.

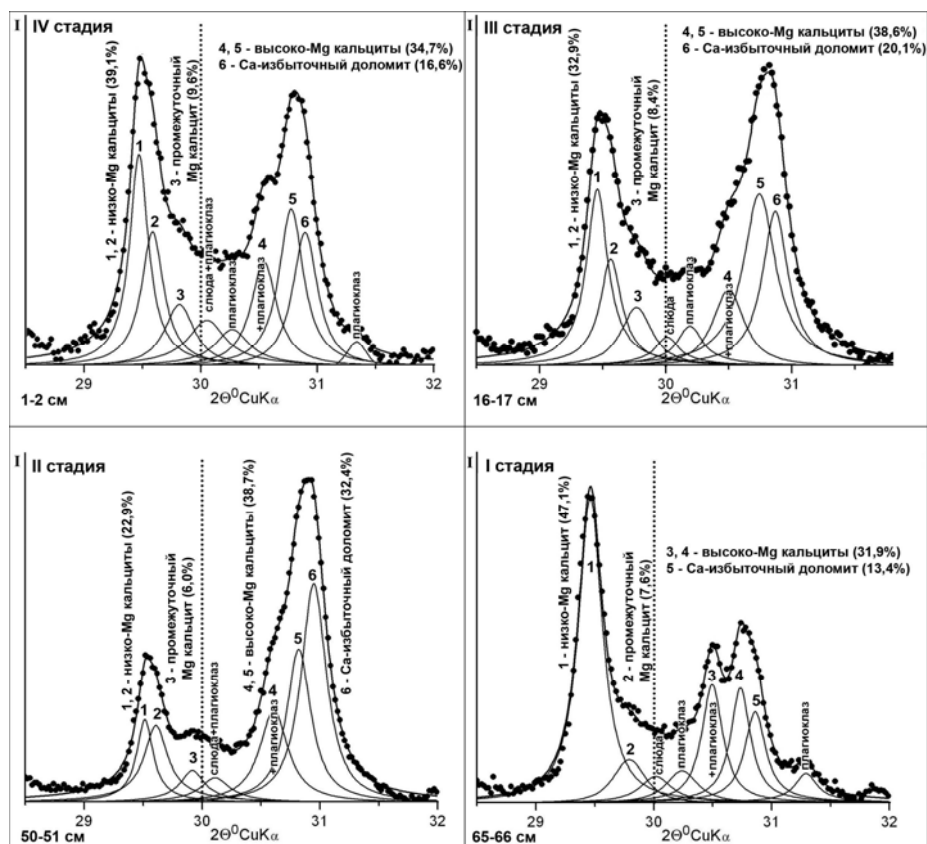


Рис. 1. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Верхнее Белое в области проявления d_{104} пиков. Очевидно хорошее соответствие суммарных модельных профилей (сплошная линия) с экспериментальными (пунктирная линия). При моделировании общее содержание карбонатов в образце принимается за 100%.

Сопоставление карбонатной записи с данными литологического анализа, результатами определения стабильных изотопов ($\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$) и распределением некоторых геохимических индикаторов климатических изменений, позволило воссоздать сложную историю эволюции оз. Верхнее Белое, определяемую климатом региона от послеледникового периода до современности. Установлено, что озеро на протяжении всего голоцена было мелководным, имели место продолжительные перерывы в осадконакоплении. Нами выделено 4 стадии его эволюции. Положительным водным балансом, свидетельствующим о благоприятном влажном климате, характеризуется стадия I (гл. 55-66 см), отвечающая первой половине бореального времени, в которую происходило активное таяние ледников. Стадия характеризуется преобладанием в карбонатной составляющей осадка низко-Mg кальцита, осаждение которого происходит в условиях умеренной насыщенности вод по карбонатам и умеренной солености [Нечипоренко, Бондаренко, 1988]. Об умеренной солености водоема свидетельствует величина Sr/Ca-отношения, которая составляет ~ 0.02 . Доминирование в стадию I низко-Mg кальцита, сопровождающееся самыми низкими в разрезе значениями Mg/Ca и Sr/Ca отношений указывает на высокий уровень стояния воды в озере. Наиболее жесткие аридные условия сложились в стадию II. Скорость осадконакопления очень низкая ~ 0.07 мм/год. В стадию II происходит резкое увеличение содержания высоко-Mg кальцитов и Ca-доломита, в общей сложности на их долю приходится $\sim 70-75\%$ от суммы карбонатов. О значительной аридизации климата и обмелении озера свидетельствуют высокие значения

$\delta^{18}\text{O}$ (процесс испарения превалирует над притоком) и $\delta^{13}\text{C}$ (поглощение ^{12}C при фотосинтезе за счет увеличения первичной органической продуктивности в мелководном озере и уменьшение притока свежих метеорных вод). Это был самый драматический период в жизни озера, скорее всего, оно было плайевым. В стадию III условия в водоеме начинают улучшаться, аридность климата несколько смягчается. В конце стадии III в соответствии с данными карбонатной записи уровень воды в озере вновь падает. Сохраняется вероятность перерывов в осадконакоплении. В последний период существования озера (стадия IV) вплоть до его современного состояния наблюдается постепенное снижение аридности климата в регионе. Во второй половине стадии доля низко-Mg-кальцита и промежуточного кальцита увеличивается, приближаясь к 50% от общего количества карбонатов. Отмечается синхронное уменьшение содержания тяжелых изотопов кислорода и углерода. Полученные данные свидетельствуют о некотором улучшении климатических условий в регионе во второй половине стадии.

В результате проведенных исследований получена карбонатная запись, содержащая сведения о стратиграфическом распределении Mg-кальцитов и Ca-доломитов, в которой количество и соотношение карбонатных фаз определяются величиной Mg/Ca-отношения, соленостью и общей щелочностью вод озера в прошлом, меняющихся в соответствии с климатическими циклами и колебаниями уровня озера.

Литература

Нечипоренко Г.О., Бондаренко Г.П. Условия образования морских карбонатов. – М.: Наука, 1988. – 133 с.

Скляр Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырм, Западное Прибайкалье // Геология и геофизика. 2010а. Т. 51. № 3. С. 303-328.

Скляр Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н. Климатическая история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур // Доклады Академии наук. 2010б. Т. 431. № 5. С. 668-674.

Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. – Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2009. – 234 с.

Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Столповская В.Н., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Ткаченко Л.Л. Минералогические и кристаллохимические индикаторы изменений окружающей среды и климата в голоцен-плейстоценовых осадках озера Хубсугул (Монголия) // Доклады Академии наук. 2003. Т. 391. № 4. С. 27-531.

Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Вологина Е.Г., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Карбонаты в осадочной летописи соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье): новый тип палеоклиматических сигналов высокого разрешения // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421. № 3. С. 391-398.

Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Вологина Е.Г., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Склярова О.А., Изох О.П., Ухова Н.Н. Климатические сигналы в карбонатной осадочной летописи голоцена озера Намши-Нур, Западное Прибайкалье // Доклады Академии наук. 2011. Т. 436. № 6. С. 814-819.

Last W.M. Geolimnology of salt lakes // *Geosciences J.*, 2002. V. 6. №4. P. 347-369.

Last W.M. Lacustrine dolomite – an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences // *Earth Sci. Rev.*, 1990. V. 27. P. 221-263.

Mackenzie F.T., Bischoff W.D., Bishop F.C., Loijens M., Schoonmaker J., Wollast R. Magnesian calcites: Low-temperature occurrence, solubility and solid-solution behavior, In R.J. Reeder, Ed., *Carbonates: Mineralogy and Chemistry. Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia, U.S.A., 1983. V. 11. P. 97-144.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД ОЗЕРНЫХ СИСТЕМ С РАЗЛИЧНЫМ ТИПОМ САПРОПЕЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.

Страховенко¹ В.Д., Таран² О.П., Восель¹ Ю.С., Аюшеев² А.Б., Болтенков^{2,3} В.В.

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: strahova@igm.nsc.ru*

²*Институт катализа им. Г.К.Борескова СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: oxanap@catalysis.ru*

³*Новосибирский государственный технический университет, г. Новосибирск*

Сапропель – это органо-минеральные донные отложения пресноводных водоемов, преимущественно биологического происхождения, образующиеся в основном из остатков планктонных и бентосных организмов при большой роли бактериальных процессов, происходящих в поверхностных слоях осадка при малом доступе кислорода. Россия – безусловный мировой лидер по запасам сапропеля. Исследования сапропелей ведутся по многим фундаментальным направлениям: биологическом, экологическом, геологическом, технологическом, а также в прикладных аспектах. На юге Западной Сибири находится более 20 тысяч озер разного размера, водного режима, солености и т.п., и около 3 тысяч из них – на территории Новосибирской области (НСО) с прогнозными ресурсами сапропеля порядка 2.5 млрд. м³ [Плаксин, Кривонос, 2007; Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды НСО - <http://dproos.nso.ru/inoe/Pages/tematics.aspx>].

При формировании донных осадков в озерах в зависимости от климата и рельефа расположения озерной системы возможно поступление обломочной, хемогенной и органогенной частей осадка в различных соотношениях. Сапропелевые залежи формируются за счет процессов разложения исходного органического материала растительного и животного происхождения, главным образом под влиянием микроорганизмов, а также в результате синтеза последними новых соединений, необходимых для их собственной жизнедеятельности, которые, как и продукты их метаболизма, оседают и накапливаются на дне водоемов. В зависимости от состава органической и минеральной частей сапропели подразделяют на несколько видов: органические (зольность до 30%), органо-минеральные (зольность 30-50%), минерально-органические (зольность 50-70%), минерализованные (зольность 70-85%).

Цель данной работы – выявления закономерностей образования сапропелей определенного вида в зависимости от геохимии озерной воды.

Объектами исследования послужили озерные системы с сапропелевым донным осадком, расположенные на юге Западной Сибири. В основном исследуемые озерные системы находятся на территориях Барабинской и Кулундинской равнин. В целом территорию можно охарактеризовать, как бессточную, слабо дренированную, аккумулирующую влагу и легкорастворимые соли. Почвообразующие породы, через которые дренируются воды, представлены озерно-алювиальными и субаэральными лессовидными суглинками с разной степенью засоления. Среди почв водосборных площадей изученных озерных систем господствуют солонцы, засоленные полугидро- и гидроморфные почвы (лугово-черноземные, луговые, болотные) [Сысо, 2007]. Просачиваясь сквозь такие почвы, воды Барабы накапливают элементы-галогены и легкорастворимые щелочные катионы.

Определение химического состава вод озер проводилось по многим параметрам, которые относятся к группам общих показателей и неорганических веществ 1-4 классов опасности. Среди общих показателей в полевых условиях определяли: рН, Eh, жесткость (Ca+Mg), минерализацию и некоторые другие. Из неорганических компонентов определяли основные ионы и микроэлементы 1-4 классов опасности. Воды изучаемых озер, в силу проходящих в них геохимических процессов, которые определяются климатом, рельефом, стоком и многими другими факторами, относятся к средне-минерализованным (от 0.5 г/л до

2.5 г/л) таблица 1. В водах изучаемых озер преобладают чаще всего два аниона (гидрокарбонат HCO_3^- + сульфат SO_4^{2-} или гидрокарбонат HCO_3^- + хлорид Cl^-) и три катиона

Таблица 1.

Ионный состав вод (мг/л) озер Западной Сибири и Байкальского региона

Озеро	pH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Fe^{2+}
Канкуль	9	631	495	485	630	16	163	60	0.58
Канкуленок	9.3	429	37	72	201	6.5	39	30	0.03
Иткуль	8.9	935	32	345	397	16	102	22	0.5
Бергуль	8.9	313	12	15	73	14	39	25	0.12
Барчиха	8.9	313	27	24	124	13	39	28	0.04
Камбала	9.3	227	46	86	93	8.6	32	40	0.05
Ярголь	8.4	327	3	17	81	23	20	25	0.08
Куклей	9	367	58	257	236	44	48	27	0.04
Кротовое	8.8	512	278	250	235	18	63	59	0.05
Кусган	8.5	357	555	384	320	28	98	85	0.07
Духовое	8.5	631	1.1	0.3	6.6	1.4	6.3	9	0.40
Очки	5.8	429	343	21	0.3	0.1	0.2	1	0.09

(натрий Na^+ , кальций Ca^{2+} , магний Mg^{2+}) рис. 1. В изучаемых озерах общая закономерность, проявляемая для вод озер, в основном, выполняется с некоторыми нарушениями. Так, с увеличением минерализации озерной воды происходит относительный рост содержания ионов ($\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$). Но если при минерализации до 500-1000 мг/л в составе озерной воды преобладает HCO_3^- ионы, то при минерализации, свыше 0.1% – чаще всего преобладает не сульфат ион SO_4^{2-} , а к гидрокарбонату добавляется хлор Cl^- . При этом среди катионов во всех озерах преобладает Na^+ , и к нему чаще всего, с увеличением солености, добавляется Mg^{2+} . Обращает на себя внимание резкое превышение ионов магния над ионами кальция,

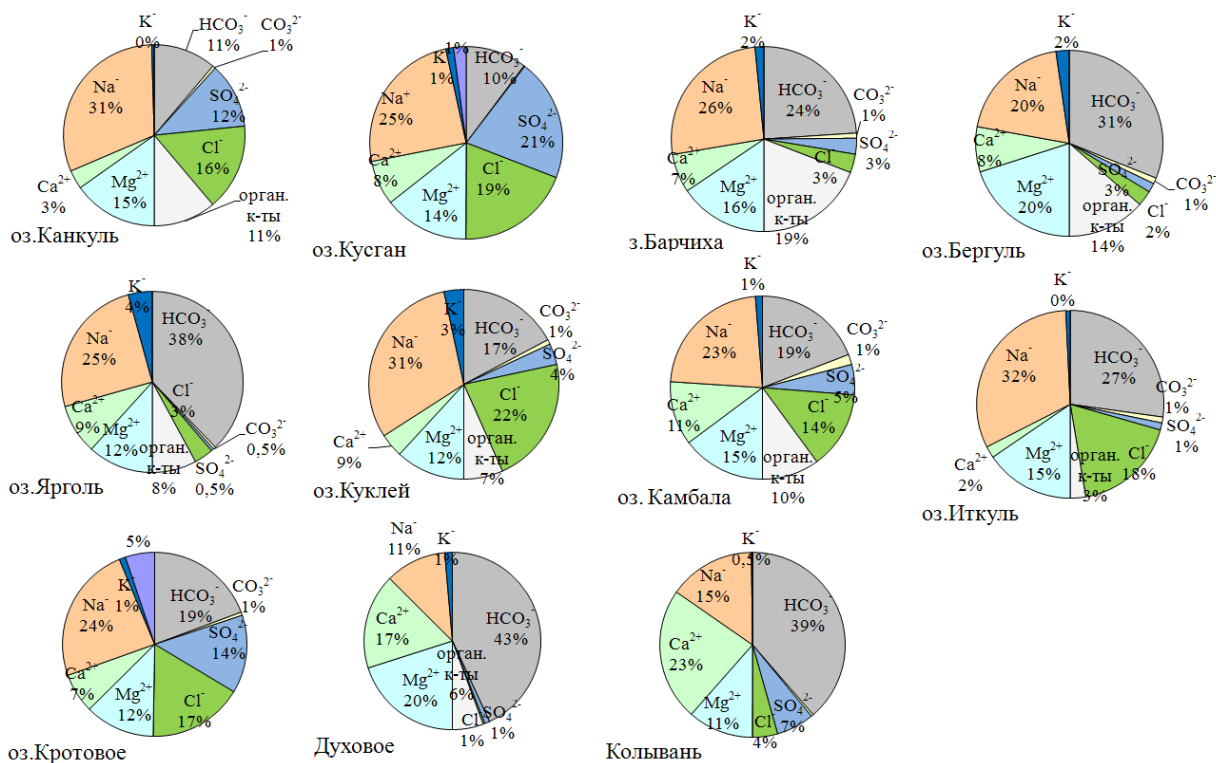


Рис. 1. Химический состав воды в озерах с сапропелевым типом донных осадков

особенно в процессе соленакопления в озерных системах. Гидробиологическими исследованиями многих авторов показана особая роль Ca^{2+} в стабильном развитии гидробионтов. Живые организмы активно извлекают и концентрируют в себе кальций [Водоемы., 1999]. Возможно, дефицит концентраций кальция в воде изученных озер связан с тем, что отбор проб происходил в мае месяце в период первого максимума развития фитопланктона.

Согласно полученным авторами аналитических данным воды озер по микроэлементному составу ничем не выделяются, и их концентрации находятся на уровне значений полученных для северных озер Евразии [Reimann, Caritat, 1998].

Сравнительный анализ минерального состава вод с органно-минеральным составом сапропелевых залежей изученных озерных систем показал, что малозольный биогенный сапропель образуется в озерах, в водах которых среди анионов резко доминирует гидрокарбонат ион HCO_3^- и присутствует значительное количество растворенного органического вещества (рис. 2). Что касается катионного состава вод, то влияния величин преобладания того или иного катиона (натрия, кальция, магния) на образования биогенного, кластогенного или смешанного сапропеля не выявлено.

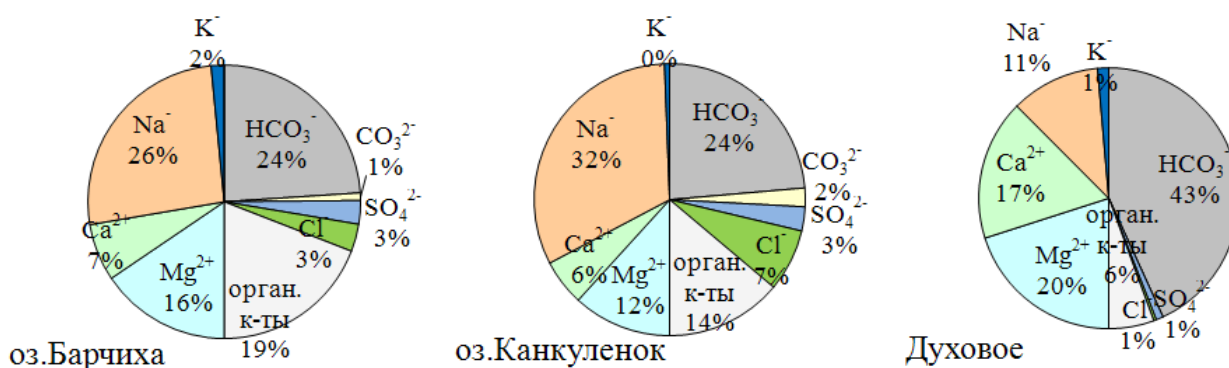


Рис. 2. Химический состав воды озер с малозольным биогенным сапропелем

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта СО РАН №125.

Литература

Водоемы Алтайского края: биологическая продуктивность и перспективы использования / Л. В. Веснина, В. Б. Журавлев, В. А. Новоселов и др. – Новосибирск: Наука, Сибирское предприятие РАН, 1999. – 284 с.

Плаксин Г.В., Кривонос О.И. Термохимическая переработка озерных сапропелей: состав и свойства продуктов // Российский химический журнал. 2007. Т.11. №4. С.140-147

Сайт Департамента природных ресурсов и охраны окружающей среды Новосибирской области - <http://dproos.nso.ru/inoe/Pages/tematics.aspx>

Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири / Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т почвоведения и агрохимии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. – 277 с.

Reimann C., Caritat P. Chemical elements in the environment. – Berlin: Springer-Verlag Heidelberg, 1998. – 398 p.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В СИСТЕМЕ «АТМОСФЕРА-ПОЧВА-ПРИТОКИ БАЙКАЛА»

Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск.

e-mail: tarasova@igc.irk.ru

Неотъемлемым компонентом разных сред биосферы являются органические вещества (ОВ), которые по количеству и качественному составу различны. Именно органическое вещество, растворенное и взвешенное, «косное» и «живое» по В.И. Вернадскому [1954] определяет в основном ту разницу в свойствах, которая существует между природными водами и растворами тех же солей и газов в дистиллированной воде [Скопинцев, 1950]. Важным аспектом взаимодействия суши с водоемами является комплексность исследования. Нами в данном сообщении представлены исследования качественного состава органического вещества в системе «атмосфера-почва-притоки Байкала». Качественный состав органического вещества определялся на основе величин отношения C:N и C:P. Величины отношения C:N и C:P дают возможность судить о генетической природе ОВ. В планктонных организмах C:N=5:7, в гумусе почв (и в современных морских грунтах) оно равно 8:12, в водных и наземных растениях – 20:40. Узкому отношению C:N соответствует узкое отношение C:P (около 150), при широком C:N – C:P больше 500 [Скопинцев, 1950].

На территории Иркутской области, благодаря богатому ресурсному потенциалу, размещены отраслевые комплексы: топливно-энергетической, химической, лесной, деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной промышленности, цветной металлургии и др. Следует отметить, что значительная часть загрязнения от предприятий поступает в окружающую среду с их атмосферными выбросами. В связи с тем, что снеговой покров в Иркутской области лежит довольно продолжительное время, 5-6 месяцев, он может являться показателем загрязнения атмосферы за этот период времени.

Первые сведения о содержании органического вещества и биогенных элементов в атмосферных осадках и эоловой взвеси над Байкалом приведены в [Вотинцев, Мещерякова, 1957; Вотинцев и др., 1975]. К сожалению, исследования органического вещества ограничивались определением перманганатной окисляемости, а биогенные элементы – их минеральными соединениями (аммонийный, нитритный и нитратный азот, фосфатный фосфор) только в растворенной форме, причем фильтрация талой снеговой воды проводилась через бумажные фильтры синей ленты, а отбор проб покрова на акватории озера и его бассейна осуществлялся в конце марта. Нами исследования были дополнены определением органических форм углерода, азота и фосфора как в растворенной, так и во взвешенной фракции.

Климатические условия бассейна Байкала отличаются большим разнообразием. Климат здесь резко континентальный, с резко выраженной территориальной и вертикальной зональностью. Зима холодная, малоснежная и продолжительная; лето короткое и засушливое. По многолетним данным, среднегодовая температура колеблется от +0.3 до –5° С. Абсолютный минимум зимних температур достигает –55 °С. Безморозный период продолжается от 45 дней в году на северо-востоке до 125-130 дней в южной части бассейна. В суровые бесснежные зимы почва промерзает на большую глубину [Атлас Байкала, 1993].

Осадки распределяются неравномерно: от 220 до 430 мм в год. Они выпадают в основном во второй половине лета. Весной испаряемость настолько высока, что местами превышает сумму выпадающих осадков [Атлас Байкала, 1993].

В структуре почвенного покрова преобладают горно-таежные почвы, пески и выходы горных пород, незначительная доля приходится на черноземы, различного типа подзолистые почвы, дерново-карбонатные, серые лесные, аллювиально-луговые, болотно-торфянистые, солонцы и аллювиально-болотные почвы [Атлас Байкала, 1993].

Бассейн Байкала богат водными ресурсами. Суммарный поверхностный сток воды в озеро в границах водосборного бассейна составляет 60.4 тыс. куб. км в год. Главная артерия бассейна – река Селенга, кроме того, на его территории насчитывается свыше 330 рек и речек [Бочкарев, 1959; Вотинцев, 1961; Вотинцев и др., 1965].

С конца февраля-начала марта 1992-2003 гг. пробы снегового покрова отбирались в рамках снегоотбора, организованного Институтом геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, по профилям: Иркутск-Листвянка, Баяндай-Иркутск-Слюдянка, Иркутск-Голоустное, Муруй-Жигалово, а также по побережью Южного Байкала от Слюдянки до Танхоя, в Тункинской долине и в городах: Иркутск, Ангарск, Усолье-Сибирское, Черемхово, Зима, Саянск, Байкальск, Слюдянка, Шелехов. Выбор этой схемы пробоотбора определялся с учетом доминирующих ветров, различных типов ландшафтов и размещения промышленных и сельскохозяйственных предприятий. Пробы отбирались металлическим пробоотборником в чистые полиэтиленовые пакеты. При отборе учитывались расстояние от магистралей (не менее 150 м), толщина снегового покрова, площадь, с которой был произведен отбор проб снега. До проведения анализа снег хранился в неотапливаемом темном помещении.

Материалом для настоящего сообщения явился также отбор проб почвы в июле-августе 1997-2010 гг и, наконец, многолетние ежемесячные исследования в основных притоках Байкала.

Отбор проб почв производился методом конверта почвенным буром на глубину до 20 см. Отбор проб снега производился на всю глубину снегового покрова. Отобранные пробы транспортировались в институт геохимии, где хранились до начала проведения аналитических работ в морозильной камере при -30°C . Более подробно процедура выбора точек пробоотбора описана А.А. Мамонтовым [2001]

Органический углерод определялся персульфатным окислением и по методу сухого сожжения, органический азот – по методу Кьельдаля в модификации М.Я. Дудовой, общий фосфор – персульфатным окислением, все эти методы подробно описаны в [Тарасова, 1975; Тарасова, Мещерякова, 1992].

Исследуемые компоненты трофического статуса в снеге Иркутской области и Прибайкалья распределены неравномерно и изменяются в широких пределах: общее количество взвеси – от 6.6 мг/л до 1320 мг/л; аммонийный азот (N-NH_4^+) – от 4-14 мкг/л до 680 мкг/л; нитритный азот (N-NO_2^-) – от 0.4 до 42 мкг/л; нитратный азот (N-NO_3^-) – от 46 мкг/л до 1019 мкг/л; азот органический (Norg) от 40 до 2360 мкг/л; углерод органический (Corg) от 0.71 мг/л до 34.93 мг/л; фосфор минеральный – от 4 мкг/л до 160 мкг/л; фосфор органический (Porg) – от 4 мкг/л до 313 мкг/л; кремний (Si-SiO_2) от 460 мкг/л до 3400 мкг/л. Общей закономерностью является преобладание фосфора (минерального и органического) и углерода во взвешенной фракции (до 99 %). Следует отметить, что величины отношения аммонийного азота к нитратному максимальны вблизи промышленных городов и убывают по мере удаления от источника загрязнения, таким образом, они могут служить для обнаружения источника загрязнения. Содержание фосфора в атмосферных осадках над акваторией озера несколько ниже, чем наблюдаемые в различных районах мира. Так, среднегодовая концентрация общего фосфора в атмосферных осадках над Нарочанскими озерами составляет 30 мкг/л [Экологическая система Нарочанских озер, 1985], над Ладожским озером – 32 мкг/л [Химический состав атмосферных осадков на европейской территории СССР, 1964; Ладожское озеро, 2000; 2002; Онежское озеро, 1999], в снеге из района оз. Кун-Лейка (Канада) концентрация фосфора достигает до 59 мкг/л [Adams et al, 1979]. Среднегодовые значения общего азота на северо-западе Белоруссии в бассейне р. Неман составляют 1500 мкг/л [Экологическая система Нарочанских озер, 1985], что в 2.5 раза превышает максимальное содержание общего азота в осадках над Байкалом (600 мкг/л) [Тарасова, Мещерякова, 1992; Тарасова и др., 1986; Ходжер и др., 1987].

Концентрация Corg. в снежном покрове озера Байкал изменяется от 1.00 до 13.60 мг/л. Органическое вещество эоловой взвеси составляет в среднем 30%. Как правило, наибольшее количество органического вещества отмечалось у берегов озера и в населенных пунктах, к

центру же происходит его снижение. Максимальные концентрации органических форм азота и фосфора, как и углерода, найдены у городов Байкальска, Улан-Удэ, Селенгинска, Нижнеангарска, Иркутска, Шелехова, Усолье-Сибирского и др.

Содержание элементного состава органического вещества почвенного покрова Байкальского региона крайне неравномерно. Повышенные величины найдены в населенных пунктах (углерода до 8.8%, азота до 1.3%, фосфора до 0.09% сухого веса). Минимальные (1.1, 0.1 и 0.004% соответственно) – на острове Ольхон. Более высокое содержание органического вещества в почвенном покрове южной части озера, нежели в средней и северной, видимо, обусловлено влиянием атмосферного переноса со стороны Черемхово-Усольско-Ангарско-Иркутского промышленного комплекса.

По содержанию органического вещества (углерода, азота и фосфора) воды притоков Байкала существенно различаются. Его сезонная изменчивость подчинена общей закономерности: минимальные значения приурочены к зимнему периоду. С увеличением расходов воды в реке во внепаводковое время концентрация органического вещества вод притоков обычно выше, чем зимой. С увеличением расходов воды в реке в период весенних паводков и при выпадении обильных осадков (хотя и не вызывающих паводки) содержание органического вещества возрастает, в отдельных случаях достигая своего максимума. Для большинства исследованных рек годовой максимум органического вещества приходится на период весеннего паводка (апрель-июнь). Для некоторых из них (реки Турка, Хара-Мурин, Рель, Тья) этот максимум – единственный в году; в других реках (Снежная, Мысовая, Бугульдейка, Томпа) наряду с осенним наблюдается второй (летний) максимум, приходящийся на июль-август или даже сентябрь. Самые крупные притоки Байкала – Селенга, Баргузин, Верхняя Ангара – в отличие от других рек характеризуются высокими значениями органического вещества на протяжении всего летнего периода (с мая по сентябрь), что связано прежде всего с большой площадью их водосбора.

Отношения углерода к азоту и фосфору в снежном покрове городов очень низки, на акватории озера они возрастают, но остаются ниже, чем наблюдаются в водах притоков озера и в самом озере. Так, в снежном покрове Байкальского региона весовые величины отношений C:N изменяются от 2 до 30, C:P – от 20 до 550; в притоках озера в нефильтрованной воде они составляют соответственно – 7-16 и 226-770; во взвешенном веществе вод притоков – 10-30 и 208-735. Самые низкие величины указанных отношений отмечались в почвенном покрове и составляли соответственно 3-20 и 30-380.

Как видно, в притоках озера происходит обогащение вод азотом и фосфором за счет разрушения взвешенного аллохтонного органического вещества из почвенного покрова и атмосферных осадков. Особенно четко такая закономерность проявляется в период паводка в реках.

Выполненные исследования поддержаны грантами РФФИ № 04-05-64870, № 07-05-00697, № 10-05-00663.

Литература

Атлас Байкала. Гл. редактор Г.И. Галазий. – М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 1993. – 160 с.

Бочкарев П.Ф. Гидрохимия рек восточной Сибири. – Иркутск: Иркутское книжное изд-во, 1959. – 155 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. Избранные сочинения. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – 654 с.

Вотинцев К.К. Гидрохимия озера Байкал // Тр. Байкал. лимнол. ст. АН СССР. 1961. Т. 20. – 311 с.

Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П. Гидрохимия рек бассейна озера Байкал // Тр. ЛИИ СО АН СССР. 1965. Т.8 (28). – 495 с.

Вотинцев К.К., Мещерякова А.И. Роль эолового переноса в формировании донных отложений и химического состава вод Байкала // ДАН АН СССР. 1957. Т. 141. № 6. С 1426-1428.

Вотинцев К.К., Мещерякова А.И., Поповская Г.И. Круговорот органического вещества в озере Байкал. – Новосибирск: Наука, 1975. – 190 с.

Ладожское озеро. Мониторинг, исследование современного состояния и проблемы управления Ладожским озером и другими большими озерами. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. – 490 с.

Ладожское озеро – прошлое, настоящее, будущее. – СПб: Наука, 2002. – 327 с.

Мамонтов А.А. Полихлорированные дибензо-пара-диоксины и родственные соединения в экосистеме озера Байкал. – М.: Академия наук о Земле, 2001. – 68 с.

Онежское озеро. Экологические проблемы. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. – 293 с.

Скопинцев Б.А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус) // Тр. ГОИН. 1950. Т. 17(29). – 290 с.

Тарасова Е.Н. Органическое вещество вод Южного Байкала. – Новосибирск: Наука, 1975. – 148 с.

Тарасова Е.Н., Мещерякова А.И. Современное состояние гидрохимического режима озера Байкал. – Новосибирск: ВО «Наука», 1992. – 144 с.

Тарасова Е.Н., Мещерякова А.И., Ходжер Т.В. Органическое вещество атмосферных осадков в химическом балансе Байкала // Комплексные методы контроля качества природной среды. – Черноголовка, 1986. С.128.

Ходжер Т.В., Тарасова Е.Н., Андрухова В.Я. Органическое вещество и биогенные элементы в атмосферных осадках и задачи дальнейших исследований // Региональный мониторинг состояния озера Байкал. 1987. С.71-79.

Химический состав атмосферных осадков на европейской территории СССР / Дроздова В.М., Петренчук С.П., Селезнева Е.С. и др. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 209 с.

Экологическая система Нарочанских озер. – Минск: Изд-во Университетское, 1985. – 302 с.

Adams W.P., English M.C., Lasenby D.C. Snow and ice in the phosphorus budget of a lake in South Central Ontario // Water Res. 1979. V.13, № 2. P. 213-215.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЛКОВОДНОГО ОЗЕРА БАССЕЙНА БЕЛОГО МОРЯ

Филина К.В.

*Институт экологических проблем Севера УрОРАН, г. Архангельск,
e-mail: filinakov@gmail.com*

Донные отложения водоемов представляют собой сложную многокомпонентную систему, имеющую чрезвычайно важное значение для функционирования экосистемы в целом. В водных экосистемах они играют роль биогеохимического барьера, через который происходит обмен вещества и энергии [Белкина, 2011]. Донные отложения формируются под воздействием сложной совокупности природных процессов: климатических, гидрологических, физических, химических и биологических, протекающих как в самом озере, так и на его водосборной площади [Субетто, 2009]. Роль их в экосистеме озера сводится к тому, что, являясь хранилищем значительных запасов различных соединений, донные отложения могут при определенных условиях поставлять их обратно в толщу воды.

Исследования вещественного состава донных осадков в целом включают определения гранулометрического, минерального и химического составов, а также абсолютного возраста осадков.

Гранулометрический состав донных отложений озерных экосистем является одним из основных параметров, характеризующих типы осадков, а также дающих возможность судить о механизме процесса седиментации и динамике водной среды конечного водоема стока. Он оказывает влияние на аккумуляцию органического вещества, физико-механические, окислительно-восстановительные условия, поглонительную способность, структурное состояние осадков [Шерышева и др., 2009]. Гранулометрический состав осадков является функцией гранулометрического состава пород областей питания, динамики среды переноса и седиментации, физико-химических и биолого-химических условий формирования осадков. Результаты гранулометрического анализа в лимнологии используются в основном: 1) для выделения тех или иных разновидностей осадков, согласно принятой классификации; 2) для картирования распространения по акватории тех или иных гранулометрических разностей; 3) для определения характера изменения гранулометрического состава донных отложений по разрезу, чтобы установить характер гидрологического режима и изменение уровневого режима озера в прошлом [Субетто, 2009].

Еще одной из важнейших характеристик озерных отложений является содержание органического вещества (ОВ), которое оценивается по содержанию органического углерода или по потерям при прокаливании (ППП, $T = +550\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Нами был исследован гранулометрический состав донных отложений малого озера Вильно, расположенного в Каргопольском секторе Кенозерского национального парка (КНП, юг Архангельской области), а также определено содержание органического углерода и ППП в этих отложениях. Озеро Вильно относится к водосбору Белого моря и имеет ледниковое происхождение, характеризуется как мелководное (средняя глубина 2.3 м) и маловодообменное, что обуславливает преобладание внутриводоемных гидрохимических процессов [Широкова и др., 2008].

Отбор проб поверхностного слоя донных отложений (0-10 см) проводился в июле 2009г. Расположение станций отбора проб донных осадков приведено на рисунке 1.

Гранулометрический состав донных отложений проводили во влажных пробах по ГОСТ 12536-79 [1979] пипеточным методом. Перед проведением анализа образцы осадков кипятили с пиродифосфатом нав течение 1 часа, чтобы избежать коагуляции частиц. Определение содержания органического углерода проводилось в воздушно-сухих пробах на СНN-анализаторе 185 HewlettPackard (США). Также в образцах донных отложений были определены потери при прокаливании при $550\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Heiri et al., 2001].

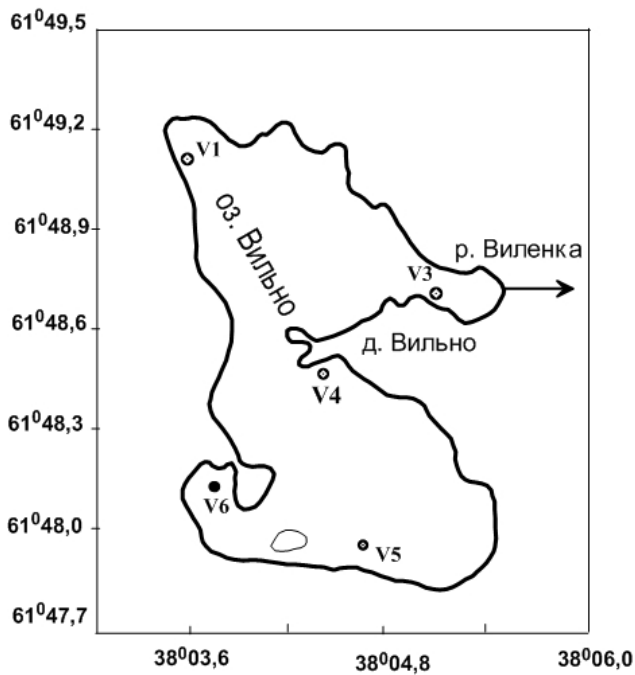


Рис. 1. Расположение станций отбора проб донных отложений в оз. Вильно (КНП, Архангельская область)

Таблица 1.

Фракционный состав донных отложений оз. Вильно, %

Точка отбора проб	Размер фракций, мм						$\Sigma_{ал}^*$	$\Sigma_{пел}^{**}$	Тип и наименование осадка [Субетто, 2009]
	Псаммиты > 0.1	Алевриты		Пелиты					
		0.1-0.05	0.05-0.01	0.01-0.00	0.005-0.001	< 0.001			
V1	5.1	33.0	12.6	28.4	10.6	10.3	45.6	49.3	Смешанный; песок алевроглинистый
V3	29.1	20.3	29.2	10.4	11.0	отс.	49.5	21.4	Смешанный; песок алевроглинистый
V4	6.9	9.9	47.3	35.0	0.9	отс.	57.2	35.9	Алевритовый; алеврит
V5	10.1	20.7	37.3	отс.	29.3	2.6	58	31.9	Смешанный; алеврит песчаноглинистый
V6	12.0	23.2	33.0	23.2	8.6	отс.	56.2	31.8	Алевритовый; песчаный алеврит

* $\Sigma_{ал}$ – сумма алевритовых фракций;

** $\Sigma_{пел}$ – сумма пелитовых фракций.

По данным гранулометрического анализа (табл. 1) видно явное доминирование алевритовых фракций, которое происходит в основном за счет вклада мелкоалевритовых частиц. Лишь в точке V1 суммы алевритовых и пелитовых фракций находятся на одном уровне (45.6 и 49.3 % соответственно). Согласно гранулометрической классификации [Субетто, 2009] осадки относятся к смешанному и алевритовому типу, что наглядно отражено на трехкомпонентной треугольной диаграмме (рис. 2). Поверхностный слой донных отложений оз. Вильно в основном представлен илами, для которых характерно низкое содержание карбонатов (табл. 2).

В работе [Шерышева и др., 2009] рассматривалось влияние морфометрических характеристик и трофического статуса озер на формирование фракционного состава донных отложений. Одним из важных факторов формирования специфики фракционного состава авторы рассматривали небольшую глубину озёр (до 6 м), что характерно и для оз. Вильно. В данных условиях преобладает скорее всего аэробная деструкция органического вещества, которая не обеспечивает полного разложения трудноокисляемых веществ и органическая материя не разлагается до мелких частиц. Подтверждением неполной деградации ОВ в водной среде служат высокие значения содержания органического углерода не только в поверхностном слое (табл.2), но и при углублении в толщу донных отложений до 50 см. Также одним из источников формирования пелитовых фракций указывалось развитие фитопланктона. В озере Вильно летом зафиксированы повышенные значения биомассы фитопланктона [Широкова, 2008] и, как следствие суммарное содержание пелитовых фракций 21.4-49.3%, что выше значений, указанных в работе [Шерышева и др., 2009], – до 10%.

Содержание грубодисперсной фракции во всех пробах варьировало от 5.1 до 29.1% при среднем значении для всей выборки 12.6%. При исключении из выборки ее максимального значения 29.1% (в точке V3) среднее значение уменьшается до 8.5%. Повышенное содержание псаммитов в точке V3 по сравнению с другими образцами можно связать с активным гидродинамическим режимом вблизи истока р. Виленки (рис.1).

По содержанию тонкодисперсных фракций донные отложения озера можно отнести к грубодисперсным [ГОСТ 9169-75, 1976]

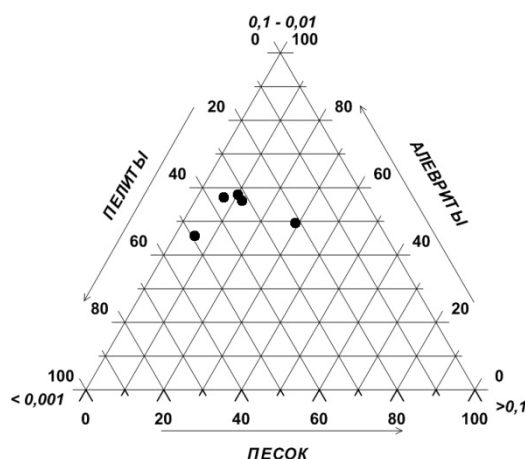


Рис. 2. Гранулометрические характеристики донных отложений оз. Вильно.

Таблица 2

Химические характеристики донных отложений оз. Вильно

Точка отбора	pH	Влажность осадка, %	C _{орг} , %	ППШ ₅₅₀ , %	CO ₃ ²⁻ , %
V1	7.2	75.5	9.96	27.45	5.5
V3	6.6	76.8	12.90	32.61	7.55
V4	6.8	81.9	13.68	35.00	7.3
V5	4.2	78.2	9.85	28.57	0.3
V6	6.7	80.4	15.91	46.51	0.95

Согласно классификации Н.В. Кордэ по количественному содержанию органического вещества осадки можно отнести к органическим сапропелитам [Кордэ, 1960].

Содержание ОВ в донных осадках тесно связано с их гранулометрическим составом [Романкевич и др., 2001]. Однако в нашем случае корреляционный анализ не выявил никаких заметных связей в распределении органического вещества по фракциям осадка. Корреляция гранулометрических фракций с содержанием органического углерода для псаммитов была

слабой ($r = 0.24$), для алевритовых и пелитовых фракций – средняя ($r = 0.39 \div 0.42$). В целом можно сделать вывод, что органическое вещество поверхностного слоя донных отложений оз. Вильно мозаично распределяется по всем частицам грунта.

Общепринятым коэффициентом пересчета содержания $C_{\text{орг}}$ в концентрации органического вещества считается 2 [Агатова и др, 2005]. Таким образом, концентрации ОВ, полученные методом сухого сжигания на СНН-анализаторе, варьируют от 19.70 до 31.82%, при среднем содержании ОВ 24.92%. Сравнительный анализ данных, полученных разными методами, показал, что значения ППП ($T = +550 \text{ }^\circ\text{C}$) несколько выше значений, полученных на СНН-анализаторе. Такую разницу можно объяснить тем, что при длительном прокаливании (в течение 4-х часов) образцы осадков теряли летучие соли, неорганический углерод, а также воду, связанную глинистыми минералами или оксидами металлов [Heiri et al., 2001].

Выводы.

1. Поверхностный слой донных отложений оз. Вильно представлен сапропелистыми илами с низким содержанием карбонатов.
2. Осадки относятся к грубодисперсным смешанного типа с преобладанием алевритовых фракций.
3. Содержание органического вещества в осадках достаточно высокое, что объясняется его неполной деградацией, как в толще воды, так и в донных отложениях.

Автор признателен А.В. Чупакову и Р.Б. Ивахновой за помощь в экспедиции и работе, администрации Кенозерского национального парка за поддержку, Н.М. Кокрятской за ценные советы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Север № 11-05-98802.

Литература

Агатова А.И., Аржанова Н.В., Лапина Н.М. и др. Пространственно-временная изменчивость органического вещества в прибрежных экосистемах Кавказского шельфа Черного моря // *Океанология*. 2005. Т.45. №4. С. 670-677.

Белкина Н.А. Роль донных отложений в процессах трансформации органического вещества и биогенных элементов в озерных экосистемах // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2011. № 4. С. 35-41.

ГОСТ 12536-79 Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава.

ГОСТ 9169-75 Сырье глинистое для керамической промышленности. Классификация.

Кордэ Н.В. Биостратификация и типология русских сапропелей. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 220 с.

Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. – М.: Наука, 2001. – 302 с.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: Палеолимнологические реконструкции. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. – 339 с.

Шерышева Н.Г., Ракитина Т.А., Поветкина Л.П. Условия формирования гранулометрического состава иловых отложений на территории национального парка «Самарская Лука» // *Самарская Лука: проблемы региональной и глобальной экологии*. Самарская Лука. 2009. Т. 18, № 3. С. 104-113.

Широкова Л.С., Воробьева Т.Я., Забелина С.А., Морева О.Ю., Климов С.И. Характеристика продукционно-деструкционных процессов малых озер Архангельской области // *Современные проблемы науки и образования*. 2008. № 5. С. 17-24.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content insediments: reproducibility and comparability of results // *Journal of Paleolimnology*. 2001. № 25. P.101-110.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В РЕЧНЫХ ВОДАХ БАССЕЙНА СЕЛЕНГИ

Хажеева З.И., Плюснин А.М.

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Химический состав речных вод отражает общие природно-климатические особенности данного региона (количество атмосферных осадков, температурный режим, тип почв и растительности) и конкретные условия на водосборе (состав пород, геоморфологические особенности). В то же время, речные воды подвержены активной нагрузке (водопотребление) и пассивному антропогенному воздействию (сброс сточных вод) и их химический, в том числе микроэлементный, состав служит интегральным показателем воздействия хозяйственной деятельности.

Микроэлементный состав рек бассейна Селенги наименее изучен. Все возрастающее антропогенное воздействие на водотоки и возможная токсичность повышенного содержания в воде ряда металлов для гидробионтов привлекает внимание к уровням концентрации металлов в воде рек. На рис.1 приведены усредненные содержания 35 элементов в воде рек, нормированные к содержанию рек мира [Шварцев, 1998].

В р. Селенга высокий промывной режим обуславливает относительно низкие концентрации большинства элементов. Среди осадочных пород в первую очередь наиболее интенсивно выщелачиваются карбонатные, они насыщены преимущественно Ca, Sr, Mg, V. Воды, сформированные на этих породах, помимо указанных элементов, обогащены также Ba, Sn, Cs, Zn, Cu. Кислые породы содержат повышенные количества лантаноидов, что подтверждается приведенным рис. 1а.

В дельте р. Селенги происходит осаждение речных наносов, постоянным компонентом которых являются глинистые минералы, которые слагают тонкопелитовую и пелитовую части фракций? наряду с другими минералами. Глинистые отложения концентрируют большинство элементов. Карбонатная составляющая речных наносов представлена двумя генетическими типами – терригенным и аутигенным. В речных наносах дельты встречаются карбонатные алевропелитовые и пелитовые илы, в которых содержание карбонатов достаточно существенно. Относительно повышенная биогенная нагрузка, гумификация водосбора, частичное развитие процессов оглеения активизируют миграцию Ca, Mg, Na, Mn, P, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Sr, а также элементов антропогенного происхождения Sn, Cr, Ni, Cd, Sc и лантаноидов (рис. 1 б).

В притоках р. Селенги реках Чикой, Хилок, Уда, Джиды и Темник прослеживаются закономерности, характерные для р. Селенга, однако, обращают внимание существенно большие содержания лантаноидов в водах р. Чикой. Характерной особенностью всех рек является заметное содержание Sb, Sn, Sc, что обусловлено выносом их с водосбора с гумусом и усилением биогеохимического круговорота Mn и Zn (рис. 1 в).

Минимальные фоновые уровни растворенных металлов, наблюдаемые в реках бассейна Селенги, дренирующих залесенные гористые малонаселенные водосборы (в верховье рр. Селенга (Монголия), Джиды, Хилок, Чикой, Уда и р. Темник) составляют 1.9-9.8 мкг Cu/л, 4.3-36.2 мкг Zn/л, 1.4-28.3 мкг Mn/л, 0.08-0.86 мкг Cr/л, 0.4-3.4 мкг Ni/л, 0.02-0.09 мкг Cd/л, 1.2-5.7 мкг Pb/л, 20.4-80.5 мкг Fe/л, 0.08-0.32 мкгAs/л, 0.1-0.7 мкгHg/л. На участках рек Селенга, Уда, Хилок с большим уровнем общей антропогенной нагрузки средние содержания растворенных Zn, Cu, Pb, Ni возрастают почти 1.4-3 раза и Fe и Mn – в 3-6 раз. При увеличении техногенной нагрузки в виде поступления стоков с хвостохранилища горнорудных предприятий (рр. Модонкуль, Хангал) возрастание может достигать для Zn, Cu 1.5-2.3 порядка относительно фона.

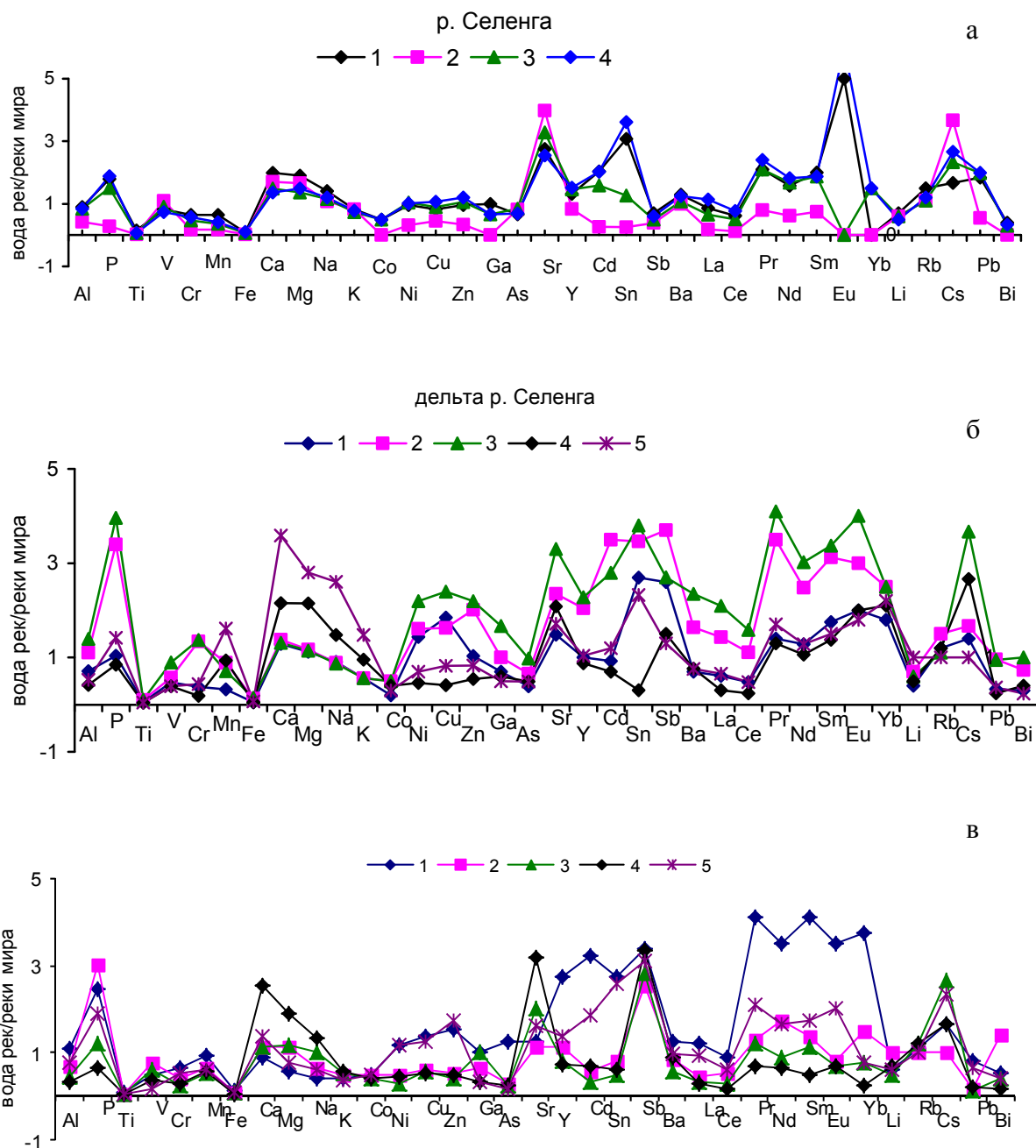


Рис. 1. Усредненные содержания элементов в воде рек бассейна Селенги нормированные к содержанию рек мира [Шварцев, 1998]: а – р. Селенга: 1 – пос. Наушки, 2 – с. Новоселенгинск, 3 – разъезд Мостовой, 4 – пос. Кабанск; б – дельта р. Селенга: 1 – Мурзино, 2 – протока Харауз, 3 – протока Лобановская, 4 – протока Средняя, 5 – протока Колпинная; в – притоки р. Селенга: 1 – р. Чикой, 2 – р. Хилок, 3 – р. Уда, 4 – р. Джида, 5 – р. Темник.

Характер сезонной изменчивости растворенных форм различных металлов в реках разнообразен, что свидетельствует о сложной комбинации контролирующих факторов. Влияние гидрологического цикла на сезонное изменение содержания микроэлементов в реке зависит от соотношения их концентрации в атмосферных и грунтовых водах.

Данные по изменению концентрации растворенных металлов в ходе весеннего половодья свидетельствуют о максимальной концентрации практически всех металлов и о дальнейшем их снижении в течение 3-5 недель (рис.2). Снижение концентрации обусловлено истощением запасов способных к выносу форм нахождения и высоким расходом воды.

Аналогичное разбавляющее влияние оказывают дождевые паводки при поступлении металлов в реку с антропогенными стоками. Так, в среднем течении Селенги, находящейся под прямым влиянием сточных вод г. Улан-Удэ, летние дождевые паводки приводят к снижению контрастности антропогенных потоков рассеяния растворенных Zn и Mn. Для растворенных Cu, Cd и Pb подобная связь отсутствует, что указывает на незначительное поступление растворенных форм этих металлов со стоками г. Улан-Удэ.

Тренд сезонного изменения концентрации растворенного Fe в р. Селенга выражается в увеличении от зимы к весне и в уменьшении от весны-лето к осени. Дробное опробование подтверждает наличие значительного максимума в начале половодья с последующим снижением в 2-3 раза (рис.2) и объясняется усиленной мобилизацией Fe в раствор весной и последующим удалением из раствора, связанным в том числе с сезонным повышением pH в воде. Изменение ландшафтной структуры водосбора в нижнем течении и дельте реки, а именно – увеличении роли отчасти заболоченных ландшафтов, является причиной несколько иной сезонной изменчивости растворенных форм Fe в реке. Восстановительные процессы на водосборе усиливаются к концу лета и осени и определяют тенденцию увеличения растворенных форм Fe в это время. Аналогичное поведение характерно для сезонных изменений концентраций растворенного Zn, отличаясь только в масштабах роста концентрации.

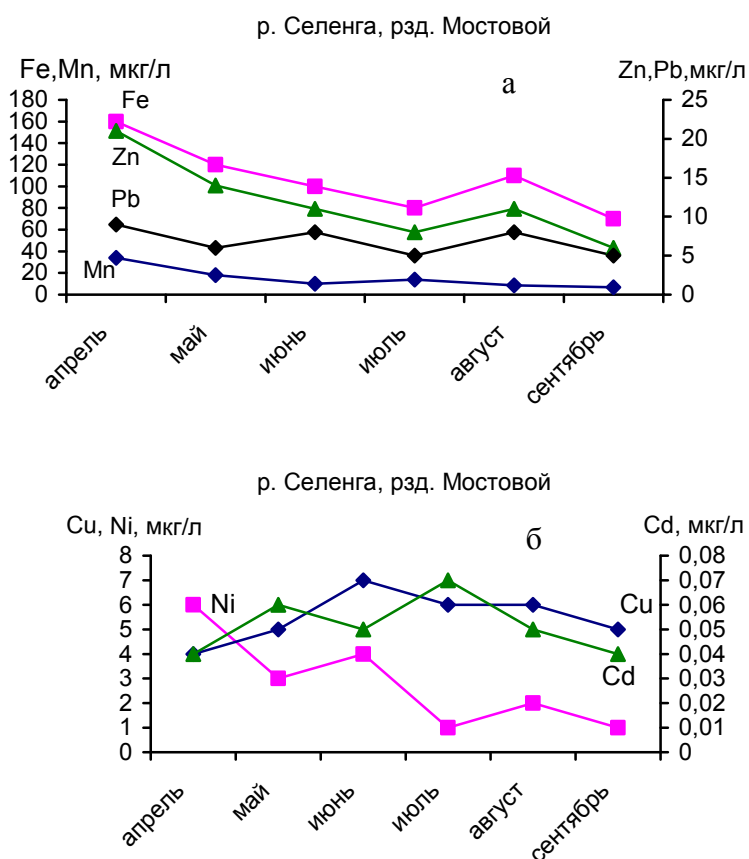


Рис. 2. Сезонное изменение растворенных форм металлов Fe, Mn, Zn, Pb (а) и Cu, Ni, Cd (б) в среднем течении р. Селенга с апреля по октябрь 2006 г.

Для Mn более четко выражена динамика увеличения концентрации растворенных форм к осени. Вероятно, это связано с тем, что Mn весьма подвижен в восстановительных глеевых условиях, активно идущих в пойменных заболоченных ландшафтах. Кроме того, восстановительные условия – типичное явление в водотоках, загрязненных органическими стоками, например, в Селенге ниже г. Улан-Удэ, и, соответственно, на этом участке реки антропогенная нагрузка сопровождается увеличением концентрации Mn в растворе.

Отсутствие выраженного сезонного увеличения концентрации Mn в притоках (рр. Темник, Джида, Чикой) указывает на то, что окислительно-восстановительные процессы в пойменных ландшафтах служат основной причиной сезонной изменчивости концентрации растворенного Mn в 2-4 раза в рр. Селенга (ниже г. Улан-Удэ, в нижнем течении и дельте), Уда, Хилок. В то же время наблюдается явная тенденция увеличения масштаба роста концентрации Mn от среднего к нижнему течению и наибольшие содержания в воде протоков дельты Селенги.

Характер сезонного распределения растворенных форм Pb в р. Селенга аналогичен таковым Fe и Zn с максимальными концентрациями (увеличение в 1.2-2.6 раза) во время высокой воды в апреле–мае и снижается в межень, что обусловлено, вероятно, преобладанием рассеянного загрязнения. В притоках же концентрация растворенного Pb, наоборот, минимальна в весеннее половодье и возрастает в межень (в 1.1-1.6 раза) (рис.2).

Сезонное увеличение растворенных Cu и Cd во время половодья менее контрастно, характерно плавное повышение в 1.1-1.7 раза в период открытой воды, что обусловлено увеличением концентрации растворенных органических веществ.

Следующим фактором, способным влиять на сезонную изменчивость концентрации металлов в растворе речных вод, является содержание взвеси. Среднегодовое содержание взвеси изменяется в пределах 32-62 мг/л, а в межень 5.4-25.8 мг/л. При этом в период весеннего половодья и летних паводков мутность воды р. Селенга может кратковременно повышаться до 235-496 мг/л. При этом особенностью миграции металлов является большая роль взвешенных форм, значительная часть металлов мигрирует именно в составе взвеси, а не в растворе.

Несмотря на высокую изменчивость содержания взвешенных форм металлов, для большинства металлов характерно преобладание взвешенных форм в общем потоке металлов, переносимых реками. В горных реках (р. Темник) наблюдается преобладание растворенных форм для Cu и Cd, равная доля растворенных и взвешенных форм для Mn и Zn и доминирование взвешенных форм Pb и Fe. Для равнинных рек (Селенга, Хилок, Уда) во время летних паводков преобладание взвешенных форм становится доминирующим. Практически во всех реках металлы образуют ряд по увеличению роли взвешенных форм миграции: Fe > Pb > Zn > Mn > Cu > Cd, независимо от количества взвеси.

Главным природным фактором, влияющим на концентрацию металлов во взвеси, является ее гранулометрический состав – при паводках преобладает песчано-алевритовая, в межень – алевритопелитовая фракция частиц.

В отсутствии сильного антропогенного влияния концентрации металлов во взвеси в межень в среднем выше, при паводках – ниже. В среднем концентрация металлов во взвеси при переходе от песчано-алевритовой к алеврито-пелитовой увеличивается для Fe на 18-20%, Mn – на 9-11%, Zn – на 22-24%, Cu – на 25-27%, Pb, Cd – на 38-40%.

Литература

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. Изд. 2-е испр. и доп. – М.: Недра, 1998. – 367 с.

ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЛЕСНОГО ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПОСЛЕ ПОЖАРА

Щербов Б.Л., Лазарева Е.В., Ищук Н.В., Мягкая И.Н.
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
e-mail: boris@igm.nsc.ru

Лесной пожар обычно сопровождается изменением многих внешних и внутренних показателей почвенно-растительного покрова. К видимым относится уничтожение растительности и, очень часто, обнажением почвообразующего субстрата, что ведет к опустыниванию ландшафта. К показателям внутреннего характера следует отнести перестройку геохимических показателей горелой площади. Наши измерения на объектах ленточных боров в Алтайском крае и Новосибирской области показали следующие усредненные значения:

<i>Площадь</i>	<i>свежая</i>	<i>горелая</i>
<i>Объемный Вес (г/см³)</i>	0.58	0.97
<i>Зольность (%)</i>	66.65	88.64
<i>pH</i>	5.66	6.65

Результаты обследования 26 объектов из различных регионов Сибири показывают, что по характеру поведения при лесных пожарах все элементы делятся на две группы – мигрантов и инертных. В первую группу входят Hg, Cd, As, Sb, Se, Mn, Zn, Pb, U, ⁹⁰Sr, ¹³⁷Cs, ²³⁹⁺²⁴⁰Pu. Элементы Li, Be, Cu, Cr, Ni, Co, Mg, Al, Fe, Ca, K и Са, как правило, накапливаются в выгоревшей площади. Для некоторых элементов первой группы воздушная эмиссия может достигать 50 и более % от исходного их содержания в наземных лесных горючих материалах [Schcerbov, Lazareva, 2010]. На изменение геохимического фона постпирогенных площадей чутко реагируют различные растения, что выражается в уменьшении содержания в них содержания одних элементов (мигрантов) и увеличения – других (инертных) [Щербов, 2011].

Интенсивное вмешательство человека в окружающую среду послужило причиной возникновения в ней новых химических элементов или соединений, ранее неизвестных Природе. Поэтому представляется, что на современном этапе экогеохимических исследований правило Парацельса «все есть пища и все есть яд, но только доза определяет» должно быть дополнено вниманием к изменению форм нахождения химических элементов в различных трофических цепях.

Нами проведен простой эксперимент по сжиганию лесной подстилки под металлическим конусом и улавливанию выносимого материала на эмалированный экран. Температура у экрана составила 350-450 °С, что соответствует условиям низового пожара. Оптическое изучение материала от горения показало, что он представляет собой золу и смолисто-сажистую смесь. Анализ подстилок, золы и смеси дал следующие результаты (табл. 1).

Таблица 1.

Результаты анализа (мг/кг) подстилки и материала ее сжигания

Материал	Hg	Cd	As	Pb	Zn	Cu	Co	Ni	Sb
Подстилка	0,27	0,53	2,5	29	83	14	4,4	6,8	0,51
Зола	0,03	1,3	5,7	58	165	33	31	12,8	0,77
Смола+сажа	0,35	18	27	36	129	14	2,1	3,9	0,96

Данные табл. 1 свидетельствуют об активном испарении ртути и накоплении остальных элементов в золе. Повышенная концентрация Cd, As, Pb, Zn и Mn, оставшихся на экране, говорят об их выносе в составе смолисто-сажистой смеси. Рудные элементы Cu, Co и Ni

накапливаются преимущественно в золе, хотя незначительная их часть увлекается и смолисто-сажистым веществом.

В аналогичном эксперименте с кустистыми лишайниками и зелеными мхами для определения форм нахождения элементов применялась методика последовательного экстрагирования, включающая извлечение следующих фракций: 1) водорастворимую, 2) ионообменную, 3) кислоторастворимую, связанную с карбонатами, 4) связанную с органическим веществом, 5) связанную с оксидами и гидроксидами Fe и 6) остаточную, связанную преимущественно с алюмосиликатами. Как показали данные эксперимента, элементы самым различным образом связаны с лишайником и мхом, и при сжигании между конечными продуктами происходит значительное перераспределение элементов и их форм, помимо того, что значительное их количество выносится.

По поведению при сжигании и перераспределению по фракциям элементы можно разделить на группы. Схожим образом себя ведут: 1) Na, Al; 2) Ca, Mg, Sr; 3) K, Mn; 4) Fe, Pb, Ni, Zn, Cu, Co; 5) Cd, As.

Ограниченность объема тезисов обуславливает приведение только примера некоторых элементов – мышьяка и кадмия. Наиболее резкое перераспределение установлено для мышьяка. В лишайнике содержится 0.5-0.8 г/т мышьяка, во мхе всего 1г/т (рис. 1). Основное количество элемента (80%) находится в связи с алюмо-силикатным минеральным веществом. В золе мышьяка содержится немногим более от 2 до 3 г/т, но здесь с минеральной частью связано не более 35%, остальное равномерно распределяется между ионообменной, кислоторастворимой, органической и гидроксидной фракцией. Резко обогащён мышьяком смолисто-сажистый материал, где его содержание составило 160 и 300 г/т. Почти весь элемент связан с органикой. В отличие от мышьяка, в смолисто-сажистом материале обоих растений у кадмия большая роль принадлежит водорастворимой форме, при этом у мха ионообменная и водорастворимая составляющие несколько больше, чем у лишайника, но у кадмия выше содержание гидроксидной формы (рис. 1).

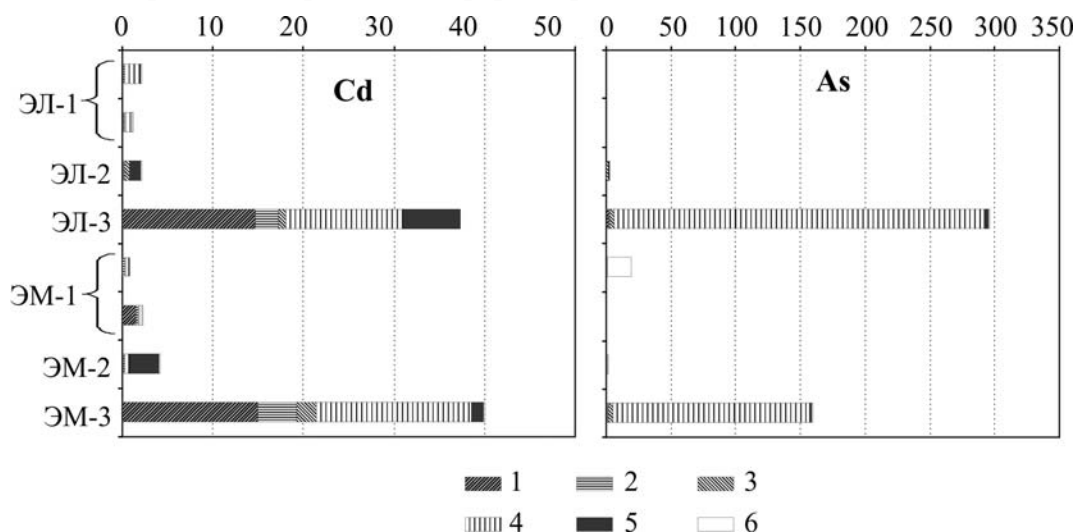


Рис. 1. Формы нахождения Cd и As в лишайнике (ЭЛ-1) и мхе (ЭМ-1) и продуктах их сгорания. ЭЛ-2 и ЭМ-2 – зола, ЭЛ-3 и ЭМ-3 смолисто-сажистый материал.

Формы нахождения: 1 – водорастворимая, 2 – ионообменная,

3 – кислоторастворимая, 4 – органическая, 5 – гидроксидная, 6 – остаточная.

К сожалению, данная методика не подходит для определения форм ртути, поскольку выделение некоторых фракций идет при нагревании, что сопровождается потерей части элемента в результате испарения.

Литература

Schcerbov B.L., Lazareva E.V. Migration Factors of Radionuclides and Heavy Metals during Forest Fires in Siberia // *Advances in Environmental Research*. NY, 2010. V. 4. P. 99-120.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ СНЕГОВОГО ПОКРОВА Г. БЛАГОВЕЩЕНСКА

**Юсупов¹ Д.В., Степанов² В.А., Радомская³ В.И., Рогулина³ Л.И., Трутнева⁴ Н.В.,
Куимова⁵ Н.Г., Павлова³ Л.М., Кезина¹ Т.В.**

¹Амурский государственный университет, г. Благовещенск, e-mail: yusupovd@mail.ru;

²Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, e-mail: vitstepanov@yandex.ru;

³Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: radomskaya@ascnet.ru;

⁴Амурское отделение филиала «Дальневосточный региональный центр государственного мониторинга недр» ФГУ ГП «Гидроспецгеология», г. Благовещенск, e-mail: trutnevanv@mail.ru;

⁵Амурский филиал БСИ ДВО РАН, г. Благовещенск, e-mail: ngkuimova@mail.ru

Состав снегового покрова отражает загрязнение воздушной среды ввиду высокой сорбционной способности снега. Изучение состава снега актуально для Благовещенска в связи с тем, что в 2010 г. город отнесён к городам Российской Федерации с наибольшим уровнем загрязнения воздуха [Государственный доклад..., 2011]. Благовещенск является административным центром Амурской области, расположен на слиянии двух крупных рек – Амур и Зея. Площадь городской агломерации занимает порядка 40 кв. км. с численностью населения 220 тыс. чел. Снег, кристаллизационная фаза воды, при выпадении аккумулирует пылеаэрозольные частицы техногенного и природного происхождения. Изучение его состава с использованием минералого-геохимических методов позволяет получить данные о загрязнении воздуха в зимний период.

В марте 2012 г. были отобраны 34 пробы снега (рис. 1). Из них 32 пробы отобраны в черте города (одна проба представлена свежевыпавшим снегом) и 2 – взяты за пределами города (35 км севернее). Пробы весом от 6 до 12 кг отбирались на всю мощность снегового покрова, исключая 2 см приземного слоя. Затем снег оттаивали в полиэтиленовых ёмкостях и фильтровали.

Отфильтрованный осадок представляет собой мелкозернистое (менее 0.1 мм) вещество преимущественно чёрного, реже тёмно-серого цвета. Минеральный состав осадка определён для проб чёрного (Ам-1, Ам-28) и тёмно-серого (Ам-11, Ам-16) цвета (табл. 1).

Таблица 1.

Минеральный состав твёрдого осадка снегового покрова г. Благовещенска

Наименование материала	Номера проб, содержание в %			
	Ам-28	Ам-1	Ам-11	Ам-16
Уголь	75	62	12	5
Кварц	13	9	42	94
Полевой шпат каолинизированный	11	24	37	1
Слюды светлые	-	ед. зн.	6	-
Гидрогётит	ед. зн.	4	-	ед. зн.
Кальцит (?) «обожжённая известь»	-	ед. зн.	1	-
Амфибол	-	ед. зн.	-	-
Пироксен	-	ед. зн.	-	-
Магнитные сферулы	1	1	2	ед. зн.
Силикатные сферулы	-	-	ед. зн.	ед. зн.
Сумма	100	100	100	100

Примечание: «-» – не обнаружено; ед. зн. – единичные знаки.

Кислотно-щелочные свойства талой воды определялись непосредственно после фильтрования. Элементный анализ проб определён в Аналитическом сертифицированном

испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (г. Черноголовка) атомно-эмиссионным (ИСП-АЭС) и масс-спектральным (ИСП-МС) методами.

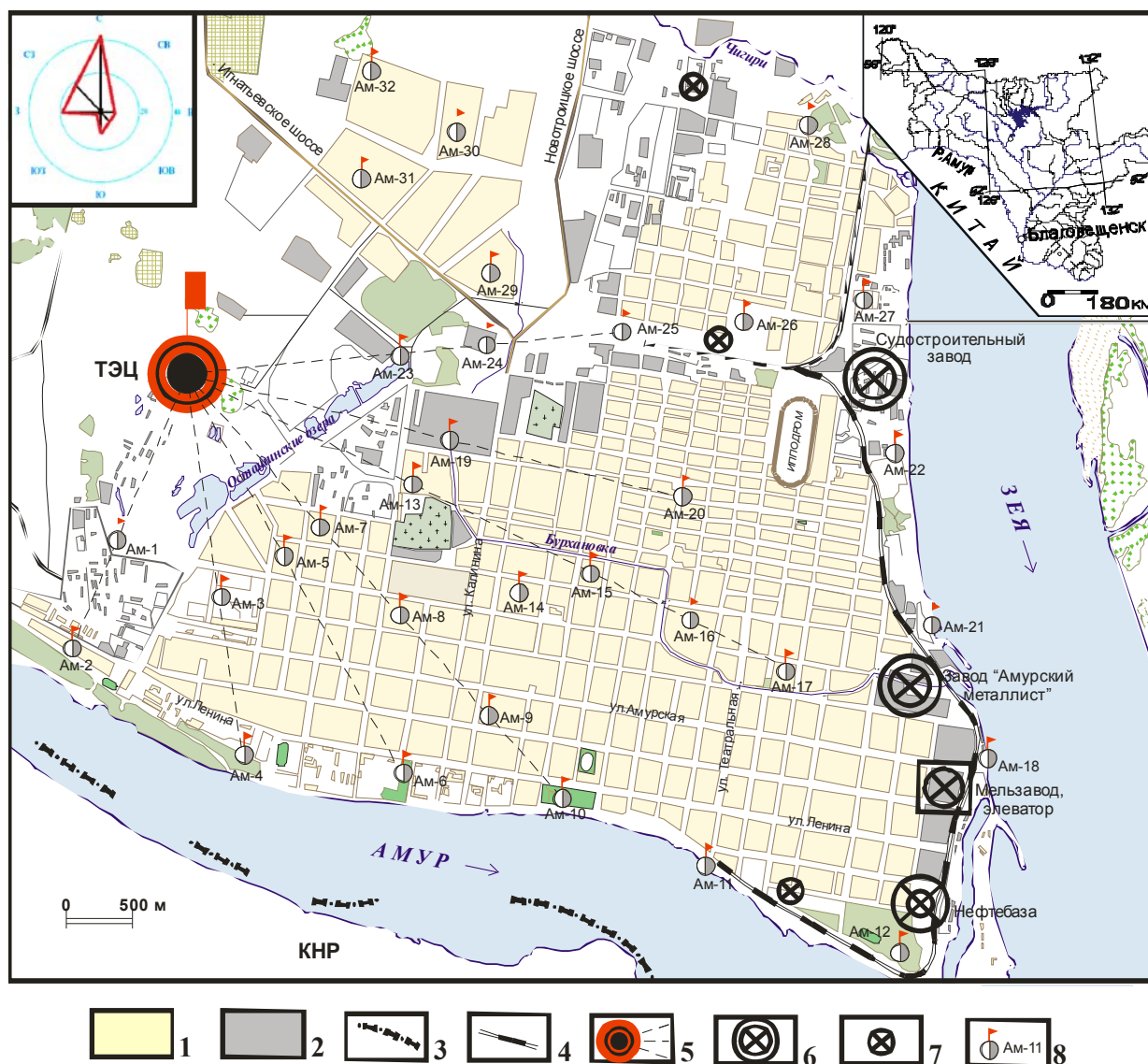


Рис. 1. Схема проведения исследований на территории г. Благовещенска.
 1 – городская территория (жилая застройка), 2 – территория промышленных предприятий, 3 – Государственная граница России, 4 – железная дорога, 5 – ТЭЦ и подфакельные направления выбросов, 6 – заводы, 7 – отопительные котельные, 8 – пункты отбора снеговых проб.

Основную часть твёрдого осадка снега составляют частицы угля, кристаллы кварца и полевого шпата. В некоторых пробах присутствуют значимые количества светлой слюды, гидрогётита, магнитных сферул, реже кальцита (?). В знаковых количествах отмечаются амфиболы и пироксены, а также силикатные сферулы, семена и сухая биомасса растений, техногенное стекло и металлическая стружка.

Осадок чёрного цвета на 62-75% состоит из тонких обломков угля. Проба снега отобрана вблизи (несколько сотен метров) ТЭЦ и одной из котельных города. В тёмно-сером осадке из пробы, отобранной на значительном (2-3 км) расстоянии от ТЭЦ и котельных, преобладают кварц и полевой шпат, а количество частиц угля снижается до 5-12%.

Обломки угля в пробах двух разновидностей: блестящий – слоистой структуры и матовый – микрозернистый, который при лёгком надавливании рассыпается в пыль. При обработке проб частицы угля уходят в электромагнитную, а частично и в магнитную

фракции, что нетипично для угля. Гидрогётит проявляет магнитные и электромагнитные свойства. Он имеет ксеноморфную, пластинчатую и призматическую формы, вероятно, образован по тёмноцветным минералам. Полевые шпаты интенсивно каолинизированы, но некоторые зёрна сохранили отчётливые полисинтетические двойники. Кальцит встречается в виде белых непрозрачных зёрен.

Сравнительный анализ содержания породообразующих оксидов и рудных элементов в твёрдом осадке с разным содержанием частиц угля показал следующее. С увеличением в пробах количества угольных частиц происходит отчётливое возрастание содержания породообразующих оксидов (вес. %): CaO (от 2.1 до 6.0) и Fe₂O₃ (от 2.4 до 6.2), MgO (от 0.5 до 1.1), TiO₂ (от 0.28 до 0.42), MnO (от 0.07 до 0.24), а также серы (от 0.05 до 0.24) (табл. 2.).

Таблица 2.

Состав породообразующих оксидов в твёрдом осадке снега г. Благовещенска

№№ проб	Кол-во частиц угля, %	Содержание, вес. %									
		Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	S _{общ.}
Ам-28	75	13.0	6.0	1.1	6.2	0.42	1.2	0.65	0.24	0.11	0.24
Ам-1	62	14.1	6.0	1.1	6.2	0.48	1.5	0.94	0.26	0.10	0.22
Ам-11	12	13.3	2.4	0.75	3.7	0.40	2.8	2.1	0.10	0.14	0.05
Ам-16	5	9.8	2.1	0.5	2.4	0.28	2.7	1.9	0.07	0.13	0.05

Одновременно в пробах перманентно уменьшается содержание (вес. %) – K₂O (с 2.7 до 1.2), Na₂O (1.9 до 0.65) и P₂O₅ (с 0.13 до 0.11). Повышенное содержание оксидов железа в пробах с высоким содержанием угольных частиц коррелирует с установленной магнитностью последних.

Концентрация рудных элементов-примесей также возрастает в твёрдом осадке, обогащённом углём (в г/т): никеля (от 20 до 93), цинка (от 209 до 395), свинца (от 57.3 до 71.3), серебра (от 0.08 до 0.24), мышьяка (от 5.7 до 14.1), урана (от 1.8 до 4.6), вольфрама (от 2.2 до 6.1). Содержания ртути, сурьмы и олова существенно не меняются (табл. 3).

Таблица 3.

Содержание рудных элементов-примесей в осадке снега г. Благовещенска

№№ проб	Кол-во угля, %	Содержание, г/т										
		Ni	Cu	Zn	Pb	Sn	W	Ag	As	Sb	Hg	U
Ам-28	75	93.0	54.4	394	71.3	3.4	6.1	0.24	14.1	3.7	0.068	4.6
Ам-1	62	80.4	48.2	413	61.3	3.2	3.3	0.12	10.1	2.9	0.075	4.2
Ам-11	12	36.0	46.8	203	40.2	1.9	3.5	0.11	11.0	2.5	0.12	2.7
Ам-16	5	20.0	64.1	209	57.3	3.1	2.2	0.08	5.7	3.3	0.06	1.8
кларк*		9.0	15.0	18.0	6.8	0.79	1.3	0.09	7.6	0.84	0.10	2.9

*- кларк элементов для бурых углей по [Юдович, Кетрис, 2006].

По отношению к кларковым содержаниям этих элементов в бурых углях, наблюдается существенное увеличение в пробах, обогащенных угольной пылью содержаниями никеля, меди, цинка, свинца, олова, вольфрама, серебра, мышьяка, сурьмы и урана. Ртуть содержится в концентрациях близких к кларку.

Золото обнаружено в одной из 34 проб в количестве 0.041 г/т. В остальных 33 пробах содержание его ниже чувствительности анализа (0.03 г/т), что свидетельствует о низком (околокларковом) содержании золота в бурых углях месторождений Амурской области и Красноярского края, сжигаемых на ТЭЦ и в котельных г. Благовещенска [Степанов, 2010].

Проведённые минералого-геохимические исследования твёрдого осадка снегового покрова г. Благовещенска показали, что урбанизированная территория города в зимний

отопительный период испытывает на себе существенную техногенную нагрузку в виде твёрдофазных выпадений органического и минерального вещества. По составу выделяются две основных разновидности выпадений: 1) преимущественно органическая с преобладанием частиц угля и 2) минеральная с преобладанием кварца и полевого шпата. Частицы угля в твёрдом осадке снега являются основными концентраторами токсичных элементов.

Исследования проведены в рамках государственного задания Амурскому государственному университету на 2012 год в части проведения НИОКР № 01201262055 по теме: «Зонирование урбанизированных территорий по данным литогеохимической и снеговой съёмки (на примере г. Благовещенска Амурской области)».

Литература

Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2010 году». – М.: Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 2011. С.5.

Степанов В.А. Существуют ли ураганные концентрации золота в угольных месторождениях Верхнего Приамурья и Сибири? // Руды и металлы. 2010. № 2. С. 66-68.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. – Екатеринбург: УРО РАН, 2006. – 538с.

РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr и Zr в ТКАНЯХ РЫБ. МЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ.

Гуничева Т.Н., Пастухов М.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: tng@igc.irk.ru

Изучение фундаментальных связей между природными объектами водных экосистем, а также многопрофильные экологические исследования, направленные на оценку состояния окружающей среды и её защиту от антропогенного воздействия, требуют целенаправленного развития аналитических методов. При изучении гидроекосистем наибольшее внимание было привлечено к изучению поведения ртути в разных экологических обстановках, меньшее – кадмия и свинца [Немова, 2005]. Перечень других элементов был весьма ограничен [Моисеенко, 2009], так как многоэлементные аналитические методы стали доступными преимущественно в конце прошлого столетия [Ветров, Кузнецова, 1997]. Однако, на настоящий момент арсенал используемых при изучении живого вещества водных экосистем инструментальных методов (ААА, РФА, АЭС, НАА, АЭС ИСП, МАС ИСП) безусловно достаточный [Моисеенко, 2009; Телдеши, Клер, 1991].

Биоорганическое разнообразие представителей водных экосистем является основным источником погрешностей, вносимых на этапе подготовки пробы к анализу [Бок, 1984.]. Возможность анализировать материал пробы без разрушения и сохранять его после анализа остается уникальным преимуществом РФА, особенно при мониторинге окружающей среды. Это преимущество реализуется после адаптации программного обеспечения рентгеноспектрального прибора под чётко сформулированную экогеохимическую задачу.

В данном сообщении представлены результаты метрологического исследования методики неструктивного РФА элементов Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr и Zr в излучателях из порошков проб тканей рыб. Они доказывают перспективность использования данных этого метода в качестве чувствительного индикатора изменений

элементных составляющих гидрогеохимического фона. Для решения подобных задач РФА до сих пор не применялся.

Излучатели из порошков мышечной ткани рыб массой $M=4.0$ г прессовали под давлением 4 тонны в пресс-форме, нагретой до температуры 120°C . Излучающий слой для аналитических линий элементов Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Mn, Fe, Ni, Cu и Zn – насыщенный, для линий элементов Rb, Sr, Zr и Rh – промежуточный. Неопределенность толщины излучающего слоя контролировалась взвешиванием навески 4 г на весах ВР 61S Sartorius, Max 61, $d=0.1$ мг. Использовали материал СО БОк-2 и порошки тематических проб мышечной ткани омуля, окуня и плотвы, выловленных в августе и сентябре 2009 г.: окунь и плотва – в Братском водохранилище (22) и разных частях озера Байкал (25), омуль – в Чивыркуйском заливе оз. Байкал. В экспедиционных условиях от исследуемых рыб отделялось необходимое количество мышечной ткани преимущественно с дорсального (спинного) участка. Пробы в двойных пластиковых пакетах с ZIP-замком помещались в морозильную камеру и замораживались при температуре -18°C . В таком виде их доставляли в лабораторию и взвешивали на электронных аналитических весах (с точностью до 0.0001 г). Часть пробы замороженной мышечной ткани дополнительно охлаждали при температуре -40°C в охладителе «Иней 4-3» и затем в лиофильной сушилке «Иней 3-2», где происходила сублимация образцов при -55°C (оборудование изготовлено в Институте приборостроения РАН, Россия). Продолжительность сушки каждой пробы 48 часов. Остатки пробы сушились в потоке сухого воздуха. После сушки пробы повторно взвешивались. Содержание влаги в среднем составило 78.3-78.8 % от влажного веса образцов. Пробы к РФА измельчали до порошка нужной крупности в яшмовой ступке, выделенной для работы только с тканями мышц.

Интенсивности излучения аналитических линий элементов и фона измеряли в вакуумном режиме на рентгеновском спектрометре с волновой дисперсией S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия), во внутреннем объеме которого поддерживается температура 38°C .

В выборку градуировочных образцов были включены 16 излучателей из сертифицированных стандартных образцов биологических материалов, сертифицированных молочных смесей и нейтральных материалов. Градуировочные функции были выбраны среди калибровок, реализуемых программным обеспечением S4 Pioneer. Содержания элементов Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K и Ca определяли способом α - коррекции, содержания Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr и Zr – способом стандарта фона [«SPECTRAPLUS», 2002].

Влияние неадекватности составов органической/биоорганической матриц СО и мускульной ткани рыб на результаты РФА тканей рыб пока не изучено. Допуская грубое подобие биоорганического состава сухого остатка коровьего молока и мускульных тканей рыб, можно ожидать, что систематическая погрешность, обусловленная этим эффектом, не будет превышать 8 % [Gunicheva, 2010].

Табл. 1, в которой РФА результаты мышц окуня, выловленного в контрастных по техногенной нагрузке местах отбора, сравниваются с литературными данными, даёт представление об информативности и качестве обсуждаемых данных. Табл. 2, где приводятся содержания элементов в мышцах различных рыб, выловленных в одном месте отбора, иллюстрирует возможности РФА для видового различия водных обитателей. Приведённые в табл. 3 РФА результаты содержаний элементов и в табл.4 значения коэффициентов парных корреляций для планктона не имеют аналогов и демонстрируют возможности РФА в расширении объектов исследования. В совокупности таблицы иллюстрируют многоплановость исследований по мониторингу водных экосистем с помощью рентгенофлуоресцентных данных.

Табл. 1. Содержание элементов в мышцах окуня, мг/кг сухого веса (пробы переведены в порошок: * - в потоке сухого воздуха; + - лиофилизацией)

Элемент	СО БОк-2	Братское водохранилище		Южный и Средний Байкал					
		РФА*	[Леонова, 2004]	РФА*	РФА+	[Мур, 1987]	[Ветров, 1997]	[Руднева, 2001]	[Grosheva, 2000]
Al	28*	10.3±2.6 *		8.6±1.6 *	31±3		17± 8	3.8±0.9	
Fe	53±11	25.9±7.2	10.0	10.97±3.83	33.4±2.4	61.87 ± 7.17	41±21	57.2±3.9	672
K	15900±700	14002±589		15476±307	15653±88				
Mn	1.66±0.24	0.60±0.35	10.0	1.11±0.35	1.09±0.18	2.24 ± 0.22	0.64±0.06	3.2±0.6	
Ni	0.42±0.27 *	1.09±0.05 *	0.2	1.07±0.06 *	0.54±0.16		0.26±0.13	2.24±0.18	
Rb	21.9±4.3	19.3±2.4		33.9±1.2	21.9±0.4				2.0
S	11000 ± 2000	9304 ± 259		8723 ± 226	10412±54				
Sr	2.8 ± 0.3	3.5 ± 0.8		2.4 ± 0.3	2.7 ± 0.3			194±31.1	
Zn	23.0±1.2	32.4±2.6	18.2±37.2	27.3±1.4	27.5±4.7	9.29 ± 1.25	24±6	113.4±17.1	80
Ca	1720±250	1125±174		859±114	1452±34			4911±119	
Mg	1040±110	1066±66		1325±54	1261±29			1484±103	
Na	2770±90	4836±648		3438±258	2778±42			5444±495	
P	9500±500	7946±293		9329±211	9289±63			9977±12.37	
Cl	2800 ± 200	2499 ± 404		2074 ± 157	2494± 24				
Si		356.9 ± 6.7		33.7 ± 15.3	106±8			6.3±0.1	
Br	49 ± 5	23.3 ± 5.7		99±6	55±0.2				

Табл. 2. Содержание элементов в мышцах различных рыб, мг/кг сухого веса. Место отбора – Чивыркуйский залив.

Элемент	гольян*		омуль*		окунь*		плотва	
	РФА	[Леонова, 2004]	РФА	[Леонова, 2004]	РФА	[Леонова, 2004]	РФА	[Леонова, 2004]
Na	6184±182		4840±118	3166±171	4229±163	2600±204	3000±500	5750±531
Mg	820±21	32.70±	1108±23	2700±307	1454±50	1933±1160	1250±80	2750
Al	43±3	2.43±	41±3	105±51	26±4	0.9±0.3	11±4	46
Si	145±4		159±4	968±354	82±10	7.5±1.8	33±9	550±437
P	11328±317		8732±168	6333±341	8618±278	3500±341	8710±390	2500±625
S	6762±110		6182±73		9176±270		8310±340	
Cl	3032±94		3492±125		2289±96		1660±370	
K	8730±150		14052±210		13620±336		14800±400	
Ca	13100±210		740±10	6333±341	1268±30	1000±546	830±80	2500
Mn	3.65±0.67	0.22	1.34±0.42	3.3±1.8	0.66±0.22	2.4±1.0	1.03±0.08	
Fe	68±1	3.14	35±8	146±20.5	62±1	55.0±13.6	26±6	345
Ni	0.80±0.02		1.05±0.07	0.39±0.08	0.92±0.04	0.3±0.1	1.08±0.11	1.7
Zn	22.30±0.71	0.72	24.4±0.8	12.6±0.7	13.16±0.05	27.3±9.5	39.7±6.6	475
Rb	1.6±0.1		26.1±1.4		2.4±0.2		9.1±1.1	
Sr	11.7±0.1		3.2±0.2	52±2.7	0.5±0.1		3.1±1.1	

Таблица 3

Содержания элементов в планктоне, мг/кг сухого веса

Элемент	Байкал	Братское водохранилище	Элемент	Байкал	Братское водохранилище
Na (%)	0.296	0.337	Mn млн ⁻¹	34.4	79.1
Mg	0.184	0.141	Fe	472.9	965.1
Al млн ⁻¹	369	973	Ni	1.4	2.8
Si	3934	90530	Cu	1.3	4.4
P (%)	0.957	0.370	Zn	30.8	34.2
S	0.491	0.206	Rb	8.4	5.6
Cl	0.165	0.131	Sr	7.5	61.4
K	0.526	0.262	Br	123.9	33.8
Ca	0.567	1.130			

Таблица 4

Коэффициенты парных корреляций для планктона

Пары элементов	Байкал	Братское водохранилище	Пары аналитов	Байкал	Братское водохранилище
Mn-Br	0.58	0.63	S - P	0.92	-0.95
Fe-Br	0.94	0.75	S - Cl	0.87	-1.00
Zn-Br	0.88	0.67	P - Cl	0.99	0.96
Rb-Br	0.84	0.09	Ca - P	1.00	0.99
Sr-Br	0.25	0.68	Al - Ca	0.97	0.99
Zn - Rb	0.84	0.19	Al - Na	0.93	0.99
Zn - Sr	0.20	0.52	Al - Si	0.97	0.98
Rb - Sr	0.26	0.57	Al - Sr	0.29	0.94
Fe - Zn	0.85	0.58	Ca - Na	0.96	0.97
Zn - Al	0.78	0.52	Ca - Si	1.00	1.00
Mn - Fe	0.68	0.90	Ca - Sr	0.25	0.94
Fe - Ni	0.20	0.14	Fe - K	0.99	0.99
Na - Cl	0.96	0.98	Fe - Mg	0.99	0.98
Na - K	0.96	0.98	Fe - P	0.99	0.97
Mg - Ca	1.00	0.99			

Литература

Бок Р. Методы разложения в аналитической химии. – М.: Химия, 1984. – 432 с.

Ветров В.А., Кузнецова А.И. Микроэлементы в природных средах региона озера Байкал. – Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. – 234 с.

Леонова Г.А. Биогеохимическая индикация загрязнения водных экосистем тяжелыми металлами // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 2. С.215-222.2

Моисеенко Т.И. Водная токсикология: Теоретические и прикладные аспекты. – М.: Наука, 2009. – 400 с.

Мур Д.С., Рамамурти С. Тяжелые металлы в природных водах. Контроль и оценка влияния. – М.: Мир, 1987. – 285 с.

Немова Н.Н. Биохимические эффекты накопления ртути у рыбы. – М.: Наука, 2005. – 164 с.

Руднева Н.А. Тяжелые металлы и микроэлементы в гидробионтах Байкальского региона. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН 2001. – 134 с.

Сборник инструкций «SPECTRAPLUS» для пользователей спектрометра S4 EXPLORER. Karlsruhe: Bruker AXS Center. 2002.

Телдешу Ю., Клер Э. Ядерные методы химического анализа окружающей среды. – М.: Химия, 1991. – 192 с.

Grosheva E.I., Voronskaya G.N., Pastukhov M.V. // Aquatic Ecosystem. Health and Management Society. 2000. V. 2. № 2. P. 229-234.

Gunicheva T.N. Advisability of X-ray fluorescence analysis of dry residue of cow milk applied to monitor environment. //X-Ray Spectrom. 2010. № 1. P. 22-27.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗМЕНЕНИЙ В РАСТИТЕЛЬНОМ ПОКРОВЕ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Матяшенко Г.В., Чупарина Е.В., Финкельштейн А.Л.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск,

e-mail: mag@igc.irk.ru

В качестве биоиндикаторов загрязнения наземных экосистем успешно используются мхи. Вследствие физиологических особенностей, они способны поглощать минеральные вещества как из воздушной среды, так и из гумусового слоя почвы. Поэтому мхи применяют для оценки атмосферного загрязнения, а также для тестирования состояния верхнего слоя почвенного покрова. В Прибайкалье широко распространены мхи *Pleurozium schreberi* и *Hylocomium splendens*, которые и послужили объектами исследования в данной работе. Нами определены содержания эссенциальных и потенциально токсичных элементов в упомянутых мхах, собранных в районе Южного Байкала, для оценки возможности их использования в качестве биомониторов.

Мхи отбирали на северо-западном макросклоне хребта Хамар-Дабан на заложенных ранее (1972 г.) постоянных пробных площадях 50×50 м, на разном удалении от Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК). Сбор проведен в начале июля 2011 года. Мхи также были отобраны на острове Ольхон (озеро Байкал), относящемся к экологически чистой территории. В каждой точке (БЦБК, пос. Солзан, ключ Голанский, о. Ольхон) составлялись комбинированные образцы, взятые с 5-10 куртин. После высушивания при 40 °С до постоянного веса образцы очищались от мусора и мертвого материала, оставались только зеленые сегменты последних трех лет. Часть предварительно подготовленного материала поступала на анализ.

Определение элементного состава мхов выполняли методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Образцы растений измельчали в электрической кофемолке. Доизмельчение проводили в ручной кофемолке. При этом достигался необходимый размер частиц (менее 100 мкм). Из навески 1 г измельченного материала прессовали излучатель на подложке из борной кислоты при усилии 16 тонн.

Интенсивности аналитических линий Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Ba и Pb измеряли на волновом рентгеновском спектрометре S4 Pioneer (Bruker, AXS). Стандартные отклонения, характеризующие внутрिलाбораторную прецизионность измерений, не превышали 5 %.

Правильность результатов оценивали сопоставлением результатов РФА с аттестованными значениями концентраций элементов в польском стандартном материале состава травосмеси INCT-MPH-2 и китайском СО (стандартном образце) состава листьев и веток кустарника (GBW 07602). Значения пределов обнаружения рассчитывали по 3 σ критерию, используя стандартные образцы с малым содержанием элемента. Величины пределов обнаружения составили, в мкг/г: Na (30); Mg (10); Al, Mn и Fe (5); Cl, Ti и Ba (4); Si, Zr и Pb (3); P, S, K и Sr (2); Cr (2,6); Ca, Ni, Cu, Zn, Br и Rb (1).

Содержание некоторых элементов во мхах, собранных на территориях с разной техногенной нагрузкой, приведены в таблице ниже. В таблице даны минимальные и максимальные содержания элементов во мхах. В последней колонке таблицы представлен диапазон содержания элементов, которые были установлены для мхов, собранных на европейских территориях с разной антропогенной нагрузкой. Как видно, диапазоны содержания большинства элементов, взятые из публикаций, шире, как со стороны минимальных, так и со стороны максимальных концентраций, по сравнению с данными наших исследований. Этот факт объясняется тем, что литературные данные по разным видам мхов с разных природных территорий отличаются степенью техногенного влияния. Сравнивая максимальные концентрации, мы можем предположить, что мхи Прибайкалья меньше подвержены антропогенному воздействию по сравнению с образцами европейских территорий.

Таблица
Содержания элементов во мхах

Элемент	Диапазон содержания	Литературные данные
P, %	0.079-0.195	0.070-0.283
S, %	0.062-0.125	0.061-0.202
Cl, %	0.0010-0.0345	0.0045-0.38
Fe, %	0.080-0.345	0.0068-2.073
Mn, мкг/г	170-420	22-2200
Ni, мкг/г	3-14	0.1-93.9
Cu, мкг/г	3-10.5	3-200
Zn, мкг/г	31-66	7.9-877
Sr, мкг/г	11-28.5	0.5-339
Ba, мкг/г	7-62	4-250
Pb, мкг/г	3-7	2.1-12.2

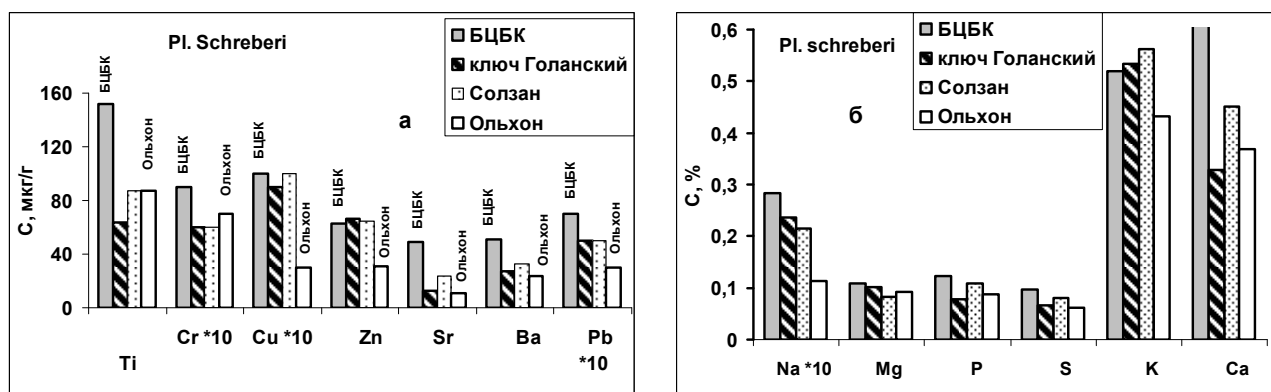


Рис. 1. Распределение токсичных (а) и эссенциальных (б) элементов в образце *Pleurozium schreberi* в зависимости от места отбора

На рис. 1а и 1б показаны распределения элементов во мхах в зависимости от места отбора. Для обоих видов мхов было выявлено, что концентрации элементов в образцах из фоновых территорий значительно ниже значений, полученных для мест отбора, подверженных антропогенному влиянию. Различие содержаний эссенциальных элементов в фоновых и загрязненных зонах значительно меньше, чем различие содержания микроэлементов. Поэтому использование микроэлементов во мхах предпочтительнее при оценке атмосферного загрязнения территорий.

Таким образом, рентгенофлуоресцентный метод анализа обеспечивает получение необходимых данных об элементном составе мхов. Анализ этих данных показал, что мхи являются информативными видами растений, свидетельствующими о состоянии окружающей среды.

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА (НЕОРГАНИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ) СТОРОК ДИАТОМОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ МЕТОДОМ РСМА

Павлова Л.А., Ткаченко Л.Л., Кузьмин М.И.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: pavpla@igc.irk.ru

Прогнозировать состояние окружающей среды и климата Земли невозможно без получения и расшифровки подробных летописей климата, записанных в осадках морей, океанов, континентальных водоемов, также, как в наземных осадочных комплексах, лессовых образованиях и антарктических ледниках.

Для континентов интерес представляют непрерывные долговременные записи, хранящие индикаторы климатических изменений. В этом отношении Байкальская рифтовая зона с расположенными в ней озерами Байкал и Хубсугул богата осадочным материалом, в котором записана более, чем 30-миллионная история геологических и климатических изменений в Центральной Азии. В последнее время ведется интенсивное изучение осадков этих крупнейших озер [Кузьмин и др., 2001]. Для озера Байкал имеет важное значение новая концепция растворения биогенного кремнезема [Левина и др., 2001], основанная на расчетах его термодинамических свойств по химическому составу створок диатомовых водорослей, которая объясняет стабильность концентрации кремния в физико-химической модели озера.

Литологическое и первичное описание осадков озера Хубсугул выявило в них огромное количество диатомовых водорослей [Прокопенко и др., 2003]. Практически на всех глубинах встречаются створки диатомей вида *Cyclotella ocellata* [Кузьмин и др., 2001; Прокопенко и др., 2003], которые составляют более 600 млн. створок на грамм сухого остатка, на нижних горизонтах (38-39 см), другие виды встречаются гораздо реже. Элементный состав диатомей может дать уникальную информацию об изменении среды их обитания, а значит и об изменении климата и окружающей среды Евразийского континента.

Цель настоящей работы создать методику определения содержания неорганических элементов в створках диатомовых водорослей.

Объекты и методы исследования. Объектом исследования являются створки диатомовых водорослей, извлеченные из донных отложений озер Байкал (Россия) и Хубсугул (Монголия)

Метод исследования выбран с учетом микронных размеров створок. Для любого вида анализа, чтобы определить химический состав створок, необходимо набрать достаточное количество материала, что составляет огромное число створок, тщательно очищенных от примесей. Метод РСМА позволяет проводить исследования объектов микронных размеров и определять химический состав из 10^{-13} г вещества, что дает возможность определять состав каждой отдельно взятой створки, причем не в одной, а в нескольких точках. Учитывая малые размеры створок диатомовых, этот метод является предпочтительным для их исследования.

На электронно-зондовых рентгеноспектральных микроанализаторах JСХА-733 и JХА8200 (JEOL Ltd., Япония) проводили измерения. Изучали створки диатомовых водорослей в режиме электронного микроскопа в обратно рассеянных и вторичных электронах, а также с помощью энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) ЕХ-84055MU (JEOL Ltd, Япония) и волновых спектрометров (ВДС), используя программное обеспечение микроанализаторов JХА8200 и JСХА-733.

Пробоподготовка. Пробу из современных диатомовых Байкала фиксировали 70 % этиловым спиртом. После полного обесцвечивания водоросли отфильтровывали и тщательно промывали дистиллированной водой. Затем для избавления от органики их обрабатывали по стандартной методике [Mortlock, Froelich, 1989]. Каждую створку байкальских диатомовых (современных и из осадков) пропитывали каплей эпоксидной смолы, после застывания которой разрезали створку по нужному сечению и монтировали в таблетку [Левина и др., 2001] из эпоксидной смолы. Полученную таблетку полировали, напыляли в вакууме углеродом.

Створки диатомовых водорослей озера Хубсугул готовили двумя способами. В первом случае навеску раствора получали из образца в 5 мг, который сушили в термостате, добавляли в раствор пиррофосфата натрия и нагревали, промывали дистиллированной водой путем центрифугирования. Взвесь объемом 5 мкл наносили на латунную подложку, высушивали и

напыляли золотом. На рис.1 показаны высушенные капли. Во втором случае готовили полированную поверхность створки. Створки помещали в эпоксидную смолу и полировали на алмазных пастах [Paradina et al., 2003; Павлова и др., 2004].

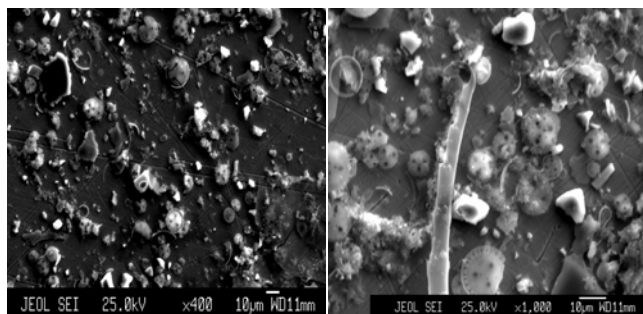


Рис. 1. Изображение высушенных капель раствора во вторичных электронах при увеличении в 400 (а) и 1000 (б) крат.

Выбор оптимальных условий измерения состава диатомовых. Биологические образцы при РСМА, как правило, неустойчивы под действием электронного пучка. Исключить или учесть искажение аналитического сигнала за время анализа можно, выбрав оптимальные условия возбуждения и регистрации излучения. Оказалось, что при плотности потока электронов не более 2.54 мкВт/мкм^2 диатомовые водоросли устойчивы под зондом в течение минуты (рис.2). Этого времени достаточно для проведения измерения, но повторить его в этом месте невозможно. Выбрав оптимальные условия возбуждения и регистрации аналитического сигнала, получили метрологические характеристики методики определения состава створок (табл. 1).

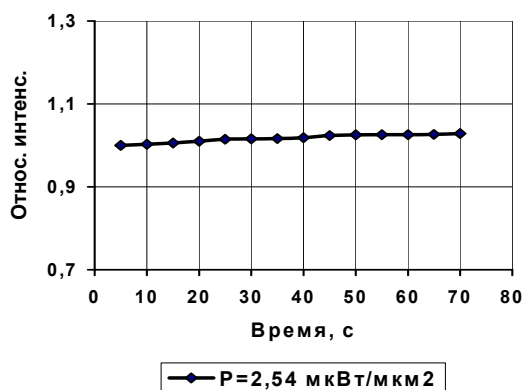


Рис. 2. Зависимость интенсивности рентгеновского излучения кремния, как основного компонента створок диатомовых, от времени воздействия электронного пучка при плотности потока электронов 2.54 мкВт/мкм^2 .

Воспроизводимость оценивали по 10 измерениям. Полученные результаты соответствуют II категории анализа [Thompson, 1996, Остроумов, 1979]. При определении химического состава створок диатомовых водорослей типа *A. baicalensis* и *Stephanodisidus sp.* оказалось, что в створках диатомовых содержится не только кремний, но и другие элементы, в частности, алюминий. Содержание алюминия в створках возрастает с увеличением возраста осадка, из которого они извлечены. Полученные составы створок диатомовых использовали при определении изобарно-изотермического потенциала биогенного кварца [Левина и др., 2001].

Створки диатомовых типа *Cyclotella ocellata* из осадков озера Хубсугула значительно меньше по размеру, чем створки диатомовых водорослей из осадков Байкала. Поперечное сечение поверхности (пригодной для исследования) створок диатомовых типа *Cyclotella ocellata* не превышает 10-15 микрон и при токах зонда, необходимых для проведения РСМА с помощью волновых спектрометров, частицы «тонут» в эпоксидной смоле. Определение состава створок хубсугульских диатомей выполняли на микроанализаторе JXA8200, и в связи с вышесказанным для этого разработана специальная методика РСМА.

Использование энергодисперсионного спектрометра позволяет измерять интенсивности рентгеновского излучения при токах зонда на порядок ниже, чем при измерениях с помощью волновых спектрометров, и, кроме того, в этом случае возможно определение состава неполированных поверхностей. Приготовленные первым способом створки диатомовых были исследованы в режиме электронного микроскопа, получены фотографии отдельных створок водорослей во вторичных и обратно рассеянных электронах (рис. 3) и определен их состав с помощью ЭДС.

Таблица 1.

Метрологические характеристики методик РСМА створок диатомовых водорослей Байкала (JCHA-733) и Хубсугула (JXA8200)

Метрологические характеристики	JCHA-733	JXA8200
$\sigma_r = 100 * 0.02 * C^{0.8495} / C$ [Thompson, 1996]	0.96%	1.06%
$\Delta C = 1.96 * s / \sqrt{n}$	0.87%	0.91%
$C_{min} = FC^{oc} \frac{\sqrt{2t(p, f)}}{\sqrt{n \tau I_l^{oc}}} \sqrt{\frac{I_{\phi}^{oc}}{I_l^{oc}}}$ [Бернер, 1982]	0.08 масс. %	0.09 масс. %

Примечание. σ_r – относительное стандартное отклонение; C – концентрация элемента в образце сравнения, выраженная в массовых процентах; ΔC – доверительный интервал для среднего значения при 95% статистической достоверности; s – среднеквадратическое отклонение; C_{min} – предел обнаружения; F – фактор учета матричных эффектов; C^{oc} – концентрация элемента в образце сравнения, выраженная в массовых процентах; t – коэффициент Стьюдента; n – число измерений; I – интенсивность излучения в образце сравнения; индексы l и ϕ соответствуют линии и фону; τ – экспозиция; p и f – соответствующие вероятности.

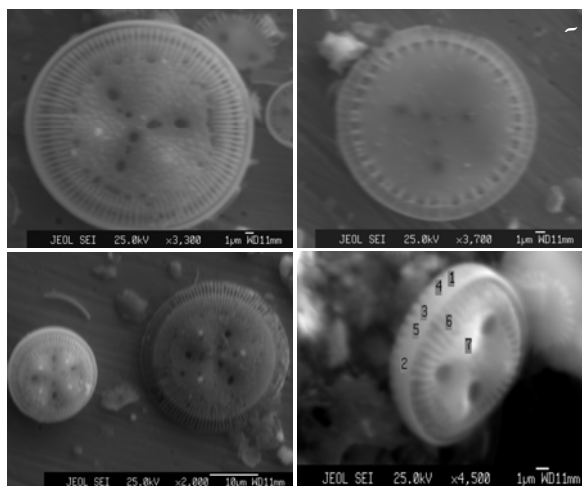


Рис. 3. Изображение створок диатомовых водорослей типа *Cyclotella ocellata* во вторичных электронах: а – внешняя сторона створки; б – внутренняя сторона створки; в – две створки разного возраста и сохранности; г – торцовая сторона створки.

Для исключения подозрений на загрязнение при этом поверхности исследования элементами матрицы створки, приготовленные вторым способом, проанализировали с помощью ВДС и ЭДС.

На рис. 4 приведено изображение сечения диатомовой водоросли *Cyclotella ocellata*, закрепленной в эпоксидной смоле и отполированной на алмазных пастах в рентгеновском излучении алюминия, железа и калия.

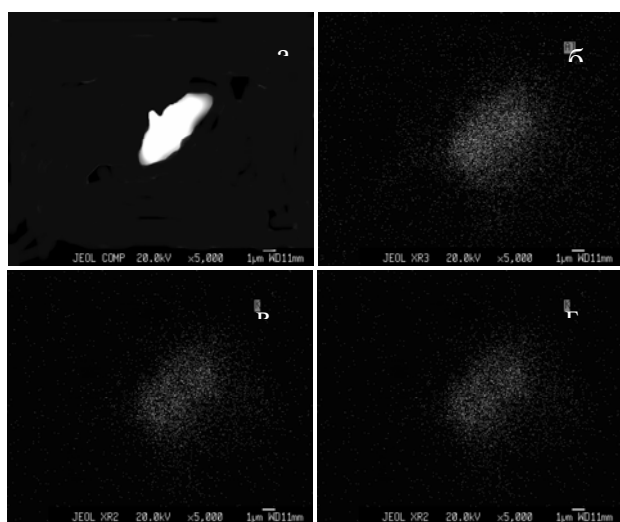


Рис. 4. Изображение створки диатомовой водоросли типа *Cyclotella ocellata* в обратно рассеянных электронах (а) и рентгеновских лучах алюминия (б), калия (в) и железа (г). Приведенные фото подтверждают, что эти элементы действительно присутствуют в створках диатомовых.

Сопоставление зависимостей значений концентраций элементов, полученных с помощью ЭДС и ВДС, от глубины показало их идентичность, что дает право для анализа створок использовать как волновые, так и энергодисперсионный спектрометры. При этом сокращается в несколько раз время подготовки проб к анализу. Метрологические характеристики предложенной методики измерения состава створок диатомовых

водорослей, с использованием энергодисперсионного спектрометра, приведены во втором столбце таблицы 1. Видно, что они несколько отличаются от полученных на микроанализаторе JСХА-733 для байкальских диатомовых. Количественные значения концентраций элементов в створках, полученные по разработанной методике, приведены на рис. 5.

Первые результаты, полученные для створок диатомовых типа *Cyclotella ocellata*, дают возможность говорить о том, что эти данные можно использовать в качестве индикатора смены ледниковых и межледниковых периодов, основываясь на зависимости содержаний неорганических компонентов в диатомеях от состава озерной воды в разные периоды. Пожалуй, следует ожидать проявление генеральной зависимости элементного состава створок от состава воды, в которой они развиваются.

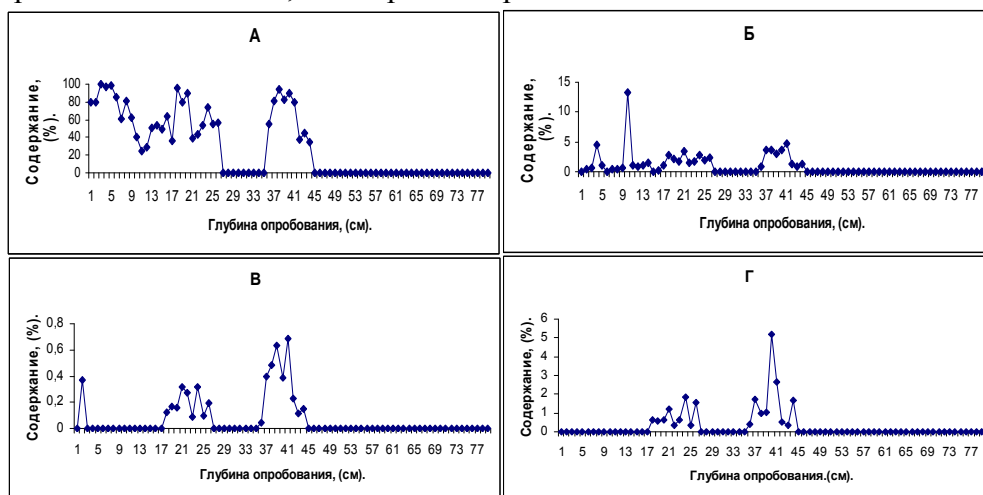


Рис. 5. Изменение содержания элементов в створках диатомовых водорослей типа *Cyclotella ocellata* по глубине опробования: А – кремния, Б – алюминия, В – калия и Г – железа.

Заключение. Разработана методика определения химического состава крупных створок из осадков оз. Байкал методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа для микроанализатора JСХА-733. Полученные результаты свидетельствуют о том, что содержание Al, Fe, Mg, Ca в створках меняется по разрезу с изменением содержания в осадке биогенного кремнезема. Содержание алюминия в створках диатомовых из байкальских осадков возрастает с увеличением возраста осадка, из которого они извлечены.

Разработана методика определения состава мелких створок диатомовых из осадков оз. Хубсугул. Опробованы разные методы пробоподготовки и выбран наиболее эффективный и производительный. Получены первые данные по составу створок диатомовых водорослей типа *Cyclotella ocellata*. Для створок, выделенных из осадков в интервале 0-18 см, отмечены интервалы с разными содержаниями SiO₂ и неорганических компонентов.

Литература

Бернер А.И., Гимельфарб Ф.А., Ухорская Т.А. Метрологические аспекты рентгеноспектрального микроанализа // Журнал аналитической химии. 1982. Т.37. С.338-348

Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каваи Т. и др. Глубоководное бурение на Байкале – основные результаты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 1-2. С. 8-34.

Левина О.В., Бычинский В.А., Пройдакова О.А. и др. Химический состав и геодинамические свойства створок диатомовых применительно к процессам осаждения-растворения биогенного кремнезема в озере Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 319-328.

Остроумов Г.В. Методические основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов. – М.: Недра, 1979. – 400 с.

Павлова Л.А., Павлов С.М., Парадина Л.Ф. и др. Изучение представителей флоры и фауны Байкала методами электронно-зондового микроанализа и электронной микроскопии // Экологическая химия. 2004. Т. 13. вып. 4. С. 249-256.

Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Калмычков Г.В. и др. Изменение состава донных осадков озера Хубсугул как показатель изменений климата в Байкальском регионе на рубеже 15-14 тыс. лет назад. // ДАН. 2003. Т. 390. № 1. С.109-112.

Mortlock R.A., Froelich Ph.N. A simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments // Deep-Sea Research. 1989. V.36. №9. P. 1415-1426.

Paradina L.F., Suturin A.N., Kulikova N.N., Saibatalova Ye.V. Sample preparation and ICP-MS chemical analysis of baikalian sponges. 5th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials, 9 - 11 June 2003, Rovaniemi, Finland, 2003. P. 133.

Thompson M., Potts P.J., Webb P.C. GeoPT1. International proficiency test for analytical geochemistry laboratories – report on round 1 (July 1996) Geostandards Newsletter // The Journal of Geostandards and Geoanalysis. 1997. V. 21. P. 51-58.

СРАВНЕНИЕ СПОСОБОВ ИЗВЛЕЧЕНИЯ ФОРМ ЖЕЛЕЗА ИЗ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ВОДНЫХ ЭКОСИСТЕМАХ

Титова К.В., Кокрятская Н.М.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН, г. Архангельск,

e-mail: ksyu_sev@mail.ru

Извлечение химическими методами тяжелых металлов (ТМ) из почв и донных отложений (ДО) применяется довольно широко. Цели, которые преследуются при их изучении, зависят от тематики и специфики исследования. Можно выделить наиболее распространенные направления: мониторинг загрязнения твердых матриц данными поллютантами; определение среди форм нахождения тяжелых металлов той части соединений, которая является биодоступной и необходимой, например, для жизнедеятельности растений; изучение поведения их в ходе геохимических процессов, циклов, протекающих в почвах и донных отложениях. Наличие разнообразия целей исследований обуславливает различие в объектах изучения (почвы и ДО различного типа, разных климатических зон, местностей и т.д.) и определяет выбор спектра тех металлов, изучение которых актуально для данного объекта. Существует множество методик выделения ТМ из твердых образцов различными вытяжками. Все они имеют место быть, но большая часть из них представляет собой оригинальные способы, но применимые только для конкретной узкой задачи. Наиболее часто встречаемыми же методами являются так называемая схема Тессьера, оксалатные и дитионитные вытяжки. В представленной работе и будет проведено краткое теоретическое сравнение между формами, извлекаемыми указанными выше экстрактантами, и используемой нами кислотной экстракцией, нашедшей применение в океанологии при изучении морских осадков. Охвачен будет не весь спектр

тяжелых металлов, а проведено сопоставление по формам железа. Связано это, во-первых, с распространенностью этого элемента как в целом, так и для той зоны, в которой проводятся нами исследования, отличающейся избыточным увлажнением и заболоченностью местности; во-вторых, активным участием железа в окислительно-восстановительных процессах, обусловленных возможностью передачи электрона. Процессы же эти отражают геохимическое поведение железа в ходе трансформации и перераспределения органических и минеральных соединений углерода, серы, азота и фосфора в донных отложениях.

Обсуждение логичнее начать, по-видимому, с наиболее применяемого и общего способа извлечения – схемы Тессьера. В основе процедуры этого метода лежит последовательная (поэтапная) экстракция твердого образца почвы или донного отложения соответствующими реагентами – экстрактантами. Включает 5 стадий [Водяницкий, 2005]:

1 стадия: 1 М хлорид магния $MgCl_2$, pH 7, взбалтывать 1 час.

При данных условиях извлекается «обменный металл». Скорее всего, это железо поровой воды, т.е. водорастворимых соединений железа, а также сульфаты.

2 стадия: 1 М CH_3COOH/CH_3COONa , pH 5, взбалтывать 5 ч.

Разбавленная уксусная кислота растворяет карбонатную фазу осадка, не затрагивая глинистых минералов.

3 стадия: 0.04 М NH_2OH в 25%-ной CH_3COOH , pH 2, 96⁰С, взбалтывать 6 ч.

Аморфные оксиды и гидроксиды железа растворяются в смеси растворов уксусной кислоты и гидроксиламина. Возможно кислотное растворение моносulfида железа, фосфатов под действием уксусной кислоты.

4 стадия: 27%-ная H_2O_2 , 3.2 М CH_3COONH_4 в 20%-ной HNO_3 .

Железо, ассоциированное с органическим веществом (железо-органические комплексы, в т. ч. железо в составе планктонного детрита и бактерий, соосажденное с ним железо) [Мартынова, 2010].

5 стадия: Царская водка (HNO_3+3HCl). [Водяницкий, 2005].

Остаточная часть. Железо, ассоциированное с силикатами [Мартынова, 2010] и с труднорастворимым органическим веществом, высвобождающееся в результате его частичной минерализации.

Если целью исследования являются только минеральные соединения железа, то применяют оксалатную и/или дитионитную (цитрат-дитионит-бикарбонатную) вытяжки.

Вытяжка оксалатная (вытяжка Тамма) представляет собой смесь 0.14 М $H_2C_2O_4$ и 0.20 М $(NH_4)_2C_2O_4$. Возможно растворение реактивом Тамма различных минералов железа – не только аморфных (аморфный сульфид железа FeS) соединений железа, но и различных слабокристаллизованных гидроксидов железа, а также магнетита Fe_3O_4 [Мартынова, 2010].

Для растворения свободных соединений железа широко применяют **дитионитсодержащие** ($Na_2S_2O_4$) реактивы. В России распространение получила методика Мера–Джексона. Обработка реактивом Мера–Джексона – дитионит-цитрат-бикарбонатом – дает величину, которая интерпретируется как количество железа в составе всех свободных минеральных несиликатных соединений [Водяницкий, 2010].

Таким образом, применение последовательных экстракций по схеме Тессьера позволяет извлечь железо, входящее в состав всех минеральных и большей части органических соединений, выделится столько форм железа, сколько используется этапов экстракции. Но этот способ не лишен и ряда недостатков: возможно перераспределение металла между соединениями внутри осадка в результате повторной адсорбции, что влечет за собой неполное извлечение железа определенной формы; растворение соединений железа нецелевой фракции [Водяницкий, 2005], а также относительная длительность анализа. Оксалатная и дитионитная вытяжки не являются столь уж селективными – оксалат способен вытягивать железо из его комплексов с органическими лигандами вследствие собственной комплексообразующей способности [Мартынова, 2010], а дитионит – извлекать железо из железо-алюмосиликатов в результате их частичного растворения [Водяницкий, 2010]. К тому же, во всех перечисленных способах извлечения железо меняет степень окисления (под

действием гидроксиламина и дитионита восстанавливается, при использовании остальных экстрактантов возможно его окисление). Следует, однако, отметить, что все дитионитсодержащие реактивы включают органические лиганды, призванные сохранять Fe^{2+} в растворе, исключая реакцию гидролиза и осаждение в форме гидроксида [Водяницкий, 2010], поэтому при определении общего железа минеральных соединений почв и донных осадков эта вытяжка может быть применима.

В соответствии же с целями проводимых нами исследований применяется экстракция донных отложений 3.5 N серной кислотой без нагревания в течение 2 ч., принятая в океанологии [Соколов, 1980]. Геохимические изменения проявляются в процессах трансформации форм нахождения железа, перераспределения элемента в осадках, разнонаправленного обмена химическим элементом между осадками и наддонной водой через границу раздела вода-дно.

В таких процессах, имеющих физико-химическую и микробиологическую природу, принимает участие не все железо, находящееся в осадке, а только его растворимая часть, присутствующая в составе иловых вод, или реакционноспособная (легкоподвижная) часть твердой фазы, способная в определенных физико-химических условиях либо к полному растворению, либо к переходу в более растворимые формы, допускающие более высокое содержание элемента в иловых водах.

При такой обработке в раствор переходит железо растворимых в разбавленной кислоте карбонатов, фосфатов, гидроксидов и сульфидов (пирит определяется расчетным путем). Использование экстракции серной кислотой указанной концентрации позволяет не только почти селективно извлекать перечисленные соединения железа без разрушения донного осадка, но и осуществить разделение реакционноспособных форм различной степени окисления. Это требует специальных условий сбора и обработки проб, исключающих окисление кислородом воздуха или восстановление выделяющимися продуктами реакции, которые были подобраны [Волков, 1980].

Таким образом, сравнивая различные применяемые в настоящее время методы извлечения форм железа из донных отложений, можно сделать вывод, что используемая нами методика экстракции 3.5 N серной кислотой сопоставима по формам извлекаемого железа при использовании части схемы Тессьера (1-3 стадии), оксалатной и дитионит-цитрат-бикарбонатной. Преимущество ее заключается в достаточной селективности при извлечении минеральных соединений железа поровой воды и донных осадков и возможностью разделения реакционноспособных форм различной степени окисления.

Определение концентраций минерального реакционноспособного железа и его форм важно в контексте изучаемого нами процесса сульфатредукции, результатом которого является образование сероводорода. Железо связывает данное токсичное вещество в малорастворимые соединения, в результате чего H_2S не будет уже оказывать вредного воздействия на водные организмы. Таким образом, в некоем роде проводится установление «запасов» железа, способного вступать в подобное взаимодействие, то есть резервные способности изучаемых водных экосистем.

Литература

Водяницкий Ю. Н. Соединения железа и их роль в охране почв.– М.: ГНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2010. – 154 с.

Водяницкий Ю.Н. Изучение тяжелых металлов в почвах.– М.: ГНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева Россельхозакадемии, 2005. – 111 с.

Волков И.И., Соколов В.С., Фомина Л.С. Реакционноспособные формы элементов в осадках трансокеанского профиля // Геохимия диагенеза осадков Тихого океана. М.: Наука, 1980. С. 6-21.

Мартынова М.В. Формы нахождения соединений железа в пресноводных отложениях (аналитический обзор) // Водные ресурсы. Качество и охрана вод, экологические аспекты, 2010. Т. 37. №4. С.452-460.

Соколов В.С. Определение реакционноспособных форм железа и марганца в морских осадках // Химический анализ морских осадков. Под ред. Э.А. Остроумова. – М.: Наука, 1980. С. 28-41.

РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ЛЕКАРСТВЕННЫХ РАСТЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Чупарина Е.В.¹, Мартынов А.М.², Жапова О.И.³

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: lchup@igc.irk.ru

²Иркутская государственная медицинская академия последипломного образования,
г. Иркутск, e-mail: martinov_irk@mail.ru

³Восточно-Сибирский государственный технологический университет, г. Улан-Удэ

Общепризнанно, что лечебные свойства растений, используемых в традиционной и народной медицине, вызваны наличием в них биологически активных веществ, как органического, так и минерального происхождения. Однако большей частью исследуются органические соединения (флавоноиды, алкалоиды, аминокислоты): их свойства и влияние на организм. Элементный состав при этом остается неизученным.

Растения являются источниками макро и микроэлементов, они их накапливают специфично, нередко в значительных концентрациях. Поэтому растения используются как профилактические и лечебные средства в терапии элементдефицитных состояний. С другой стороны, чтобы гарантировать отсутствие эффекта токсичности препаратов, созданных на основе растений, важно знать уровни концентраций элементов в сравнении с допустимыми значениями. Таким образом, информация о содержании как эссенциальных, так и условно токсичных элементов в растениях является необходимой для обоснованного их использования в медицинской практике.

На территории Восточной Сибири широко распространены разные виды семейства фиалковых *Violaceae*: фиалка одноцветковая *Viola uniflora* L., двухцветковая *Viola biflora* L., фиалка Лангсдорфа *Viola langsdorffii* Fischer ex Ging., фиалка короткошпорцевая *Viola brachyceras* Turcz., фиалка песчаная *Viola arenaria* DC и другие. Данные виды применяются при лечении ряда заболеваний, проявляя отхаркивающее, обволакивающее, антимикробное, мочегонное, противовоспалительное, антиаллергическое действие. С помощью методов высокоэффективной жидкостной хроматографии, бумажной хроматографии, УФ-спектроскопии в их составе установлены флавоноиды, фенолкарбоновые кислоты, кумарины, сапонины и полисахаридные комплексы [Мартынов и др., 2010]. Однако данные по элементному составу в литературе отсутствовали. Также изучался элементный состав красоднева малого *Hemerocallis minor* Miller, известного в народе под названием «желтая лилия» или «лилейник». Отвары и настои цветков и листьев красоднева используют в качестве тонизирующих, сердечных и ранозаживляющих средств, а также при заболеваниях печени и пищеварительной системы [Жапова, 2002].

Исследовался материал травянистой части фиалок и состав отдельных органов (цветков, листьев, стебля, корней). Заготавливали сырье во время цветения в 2004-2010 годы в районах Иркутской области и в республике Бурятия. Сбор образцов красоднева малого проведен на территории Читинской области и республики Бурятия в 2002-2003 годы с середины июня до конца июля. На анализ растение поступало в виде высушенного на воздухе материала, рассортированного по отдельным частям: корневище, стебель, листья, цветки.

Элементный состав лекарственных растений исследовали методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). РФА дает возможность одновременного определения в образце макро- и микроэлементов, обладает высокой воспроизводимостью измерений, экспрессностью. Одним из основных преимуществ метода является неструктурная пробоподготовка – отсутствие стадии разрушения исследуемого материала химическими реактивами или действием высокой температуры. Вследствие этого, время, затрачиваемое на приготовление образцов, и величины погрешностей в РФА много меньше, чем в других аналитических методах (ААС, АЭА, ИСП-МС).

До поступления на РФА материал растений подвергался измельчению: вначале в электрической кофемолке, затем просеивался через сито 200 микрон. Дальнейшее доизмельчение проводилось в лаборатории рентгеновских методов анализа ИГХ СО РАН: измельчение в ручной кофемолке и в агатовой ступке. В основном, доизмельчению подвергались жесткие части стебля и цветков, а также прожилки листьев. Тонко измельченный материал растительного образца (менее 100 мкм) прессовали в таблетку-излучатель на подложке из борной кислоты. Навеска растения составляла 1 г.

Измерения аналитических линий элементов: Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Ba и Pb выполняли на рентгеновском спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Germany). Выбрали условия измерения: при определении элементов от Na до K напряжение на трубке составляло 30 кВ, сила тока – 60 мА; для элементов от Ca до Pb – 50 кВ, 40 мА. Время набора импульсов изменялось от 10 до 100 сек, в зависимости от содержания элемента. При расчете концентраций градуировочные графики строили с помощью стандартных образцов состава растений: клубней картофеля СБМК-02, зерен пшеницы СБМП-02, а также листа березы ЛБ-1 (ГСО 8923-2007), луговой травосмеси Тр-1 (ГСО 8922-2007), элодеи канадской ЕК-1 (ГСО 8921-2007) и китайских СО веток кустарника (GBW 07602), веток и листьев тополя (GBW 07603, GBW 07604), листьев чая (GBW 07605). Оценили пределы обнаружения элементов. Их величины варьировали от десятых долей мкг/г (Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr) до 1.2-4.0 (Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Ba, Pb) и 5-20 мкг/г (Na, Mg и Al).

В результате проведенных исследований методом РФА определено содержание 21 элемента в фиалках: *Viola uniflora L.*, *Viola biflora L.*, *Viola arenaria DC.*, *Viola langsdorffii Fischer ex Ging.*, и *Viola brachyceras Turcz.* Установлено, что элементный состав разных видов несколько отличается между собой, однако наблюдается закономерность накопления отдельных элементов. Во всех видах установлено высокое содержание калия, фосфора, магния, кальция, кремния, относящихся к эссенциальным элементам. Эти элементы играют важную роль при работе сердечно-сосудистой системы, в процессах энергетического обмена веществ, контроле уровня холестерина. В фиалках обнаружены также микроэлементы, среди которых Mn, Cu, Cr, Zn и Fe, необходимые для лечения микроэлементозов. Содержания микроэлементов сравнивали с предельно допустимыми уровнями концентраций для растений. Установлено, что в исследуемых фиалках их концентрации ниже токсичных значений. Кроме того, были определены содержания элементов в разных органах фиалок: в стебле, листьях, цветках, корне.

Данные РФА по определению элементного состава красоднева малого *Hemerocallis minor Miller* позволили выявить тенденцию более высоких содержаний металлов в цветках, собранных в июле по сравнению с июнем, и проследить изменения концентраций в листьях красоднева, собранного в разные годы.

Таким образом, информация о содержании элементов в растениях является необходимой для обоснованного их использования в медицинской практике, не только с позиций эссенциальности, но и с точки зрения исключения эффекта токсичности. Метод рентгенофлуоресцентного анализа – надежный инструментальный в исследовании состава растений, изучения накопления элементов в зависимости от фазы вегетации, времени отбора проб, особенностей распределения элементов между органами, между разными видами и в решении других исследовательских задач.

Литература

Жапова О.И. Красоднев малый как перспективное лекарственное растение // Материалы межд. конференции «Научное обеспечение устойчивого развития АПК Восточного Забайкалья», Чита, 2002, Т. 1. С. 105-107.

Мартынов А.М., Даргаева Т.Д., Чупарина Е.В. Химический состав и применение растений рода Фиалка // Сибирский медицинский журнал. 2010. Т. 96. № 5. С. 121-125.

ПРИМЕНЕНИЕ РФА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА БЕНТОСНЫХ ОРГАНИЗМОВ ОЗ. БАЙКАЛ

Чупарина¹ Е.В., Парадина² Л.Ф.

¹Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, г. Иркутск, e-mail: lchup@igc.irk.ru

²Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, e-mail: paradina@lin.irk.ru

Более 60 % живых организмов оз. Байкал являются эндемиками. Среди бентосных организмов эндемизм достигает 90 % [Ефремова, 2001]. Химический состав байкальского бентоса мало изучен. В то же время бентосные организмы могут использоваться для изучения состояния экосистемы озера, ее происхождения и развития.

Объектами исследования служили: губки *Lubomirskia baicalensis*, *Lubomirskia incrustans*, *Baikalospongia bacillifera* и *Baikalospongia recta*, амфиподы *Eulimnogammarus cyaneus* и *Eulimnogammarus verrucosus*, а также ручейники *Baicalina bellicose* и моллюски *Maackia herderiana*. Эти организмы принадлежат к разным биологическим группам, отличаются строением, образом жизни и средой обитания и, несомненно, должны характеризоваться особенностями элементного состава. Так, губки, например, являются биофильтраторами байкальской воды, извлекая из нее диоксид кремния [Вотинцев, 1948]. Губки содержат в своем составе минеральные частицы и симбиотные организмы: водоросли и бактерии. Амфиподы или бокоплавцы, гаммарусы – рачки с тонким панцирем, являются самым многочисленным и самым разнообразным представителем байкальской фауны. Ручейники играют существенную роль в питании многих животных. Большая часть их жизни проходит в стадии личинки (около 3 лет), а взрослые особи (имаго) живут несколько дней. Моллюски имеют прочную раковину, построенную на основе карбоната кальция.

Сразу после подъема со дна озера собранные образцы помещали в пластиковые или стеклянные емкости с холодной байкальской водой. Методика первичной подготовки образцов к анализу – это сложный и длительный процесс, включающий стадии подразделения на части, очистку образца от минеральных частиц и симбиотных организмов, сушку и измельчение до нужного размера частиц. Излучатель для РФА готовили в виде двухслойного диска, спрессованного из исследуемого материала на подложке из борной кислоты.

Измерения элементов Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Br, Rb, Sr, Ba и Pb выполнены на рентгеновском спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Germany). Были оценены метрологические характеристики методики: погрешности, характеризующие прецизионность измерений, и пределы обнаружения элементов. Контроль правильности проводили сопоставлением результатов РФА стандартных образцов элодеи канадской и тканей окуня с аттестованными значениями.

Результаты РФА показали, что каждая группа организмов характеризуется специфичным набором элементов. Так, в ручейниках выше Mn, по сравнению с другими организмами и достаточно высокие P и S, и в то же время достаточно низкие содержания Al, Ti, Cu и Rb. Амфиподы выделяются высоким кальцием (из-за кальциевой природы скелетов) и высокими концентрациями Na, Mg, P, S, Cl, K, Br, Sr.

Что касается байкальских губок, их состав отражает особенности озера и отличие от других водоемов. Это – кремниевые губки, основа их скелета – аморфный кремнезем (34-43 %). Уровни содержания почти всех элементов в очищенных губках очень низкие, близки для некоторых элементов к пределам обнаружения. Установлено, что содержания элементов варьируют в зависимости от вида губок. С помощью данных РФА сравнили состав губок, очищенных и неочищенных от минеральных частиц и водорослей, изучили распределение элементов в разных частях губки.

Исследовали особенности состава живых и погибших гаммарид, распределения элементов между самцами и самками. Более высокие содержания Na и Cl, как обнаружено, характерны для живых особей, что вероятно связано с выработкой живым организмом

необходимого компонента NaCl. Также исследовали состав раковины и тела моллюсков. Высокие содержания кальция, как и ожидалось, характерны для образцов раковины. Также в них установлены большие концентрации Mn, Fe и Sr.

В результате проведенных исследований показано, что недеструктивный РФА является инструментарием определения элементного состава байкальских гидробионтов. Каждый бентосный вид характеризуется специфичным набором элементов в определенной концентрационной области. Для того, чтобы сделать корректные выводы при решении исследовательской задачи, необходима тщательная очистка организмов от частиц минерального и органического происхождения.

Работа поддержана грантом РФФИ № 10-03-01135-а

Литература

Ефремова С. М. Губки (Porifera) / В кн.: Аннотированный список фауны озера Байкал и его водосборного бассейна. – Новосибирск: Наука, 2001. Т.1, кн. 1. С. 179-192.

Вотинцев К.К. О роли губок в динамике кремнекислоты в воде оз. Байкал // Доклады Академии наук СССР (Геохимия). 1948. Т. 52, №5. С. 661-663.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абрамович Г.Я.	24	Кезина Т.В.	266	Пройдакова О.А.	128
Айсужева Т.С.	150	Киселев А.И.	54	Радомская В.И.	266
Акулов Н.И.	103	Ковалев В.П.	121	Рихванов Л.П.	233, 241
Алешкова О.В.	223	Ковач В.П.	29, 69	Рогулина Л.И.	266
Алиева В.И.	105	Козаков И.К.	69	Савичев А.А.	237
Андрулайтис Л.Д.	138	Кокрятская Н.М.	279	Сальникова Е.Б.	29
Аношин Г.Н.	125	Кондратьева Л.М.	171	Скляров Е.В.	245
Аюшеев А.Б.	249	Копылов М.И.	58	Склярова О.А.	245
Бадмацыренова Р.А.	74	Коробейников А.Ф.	62	Соколова М. Г.	113
Барановская Н.В.	233	Королева Г.П.	154	Соктоев Б.Р.	233, 241
Безрукова Е.В.	109, 159	Кострова С.С.	159	Соловьева Л.В.	80
Белоголова Г. А.	113, 142	Костровицкий С.И.	80	Солотчин П.А.	245
Белозерова О.Ю.	154	Котов А.Б.	29	Солотчина Э.П.,	245
Бобров В.А.,	117, 125, 183	Кочнев Б.Б.	54	Степанов В.А.	266
Богуш А.А.	117, 125, 171, 183	Кривоногов С.К.	117, 125, 171, 214, 222	Страховенко В.Д.	179, 249
Богуславский А.Е.	121	Куимова Н.Г.	266	Сугоракова А.М.	69
Болтенков В.В.	249	Кузнецов П.В.	163	Судыко А.Ф.	233
Борходоев В.Я.	206	Кузьмин М.И.	24, 40, 66, 99, 191, 195, 275	Сутурин А.Н.	223
Брянская А.В.	167	Кузьмина А.Е.	125	Тайсаев Т.Т.	233, 241
Булгатов А.Н.	74	Лазарева Е.В.	167, 264	Таран О.П.	167, 249
Бычинский В.А.	183	Лебедев В.И.	69	Тарасова Е.Н.,	187, 191, 195, 199, 202, 252
Валяева О.В.	132	Левшина С.И.	202	Тикунова Н.В.	167
Васильева И.Е.	128	Леонова Г.А.	117, 125, 171, 183	Титова К.В.	279
Венрих Ф.	206	Летников Ф.А.	71	Ткаченко Л.Л.	275
Верниковская А.Е.	29	Летунова П.П.	109	Травин А.В.	29, 31
Верниковский В.А.	29	Майер Х.	159	Трутнева Н.В.	266
Верхозина В.А.	134	Макаров В.Н.	175	Устинов М.Т.	179
Верхозина Е.В.	134	Маликова И.Н.	179	Ухова Н.Н.	245
Вилор Н.В.	138	Мальцев А.Е.	125, 171, 183	Филина К.В.	256
Владимиров А.Г.	31	Мамонтов А.А.	187, 191, 195, 199, 202, 252	Финкельштейн А.Л.	273
Волкова М.Г.	74	Мамонтова Е.А.	187, 191, 195, 199, 202, 252	Хажеева З.И.	260
Вологина Е.Г.	245	Мартынов А.М.	282	Ханчук А.И.	43, 83
Воронин Б.И.	95	Мартынов Ю.А.	83	Хахураев О.В.	223
Воронцов А.А.	36	Матушкин Н.Ю.	29	Холодова М.С.	154
Восель Ю.С.	179, 249	Матяшенко Г.В.	273	Чаплыгин Б.	159
Гаськова О.Л.	121	Минюк П.С.	206	Чехович В.Д.	87
Глуховский М.З.	40	Монголина Т.А.	233	Чупарина Е.В.	223, 273, 282, 284
Гордеева О. Н.	113, 142	Мягкая И.Н.	264	Чупина Д.Ю.	179
Гордиенко И.В.	74	Мясников А.А.	210	Шабанова Е.В.	128
Горячев Н.А.	206	Оношко М.П.	218	Шарапов В.Н.	78
Гребенников А.В.	43	Орсоев Д.А.	74	Шарова О.Г.	109
Гребенщикова В.И.	146, 150, 163	Павлова Л.А.	103, 223, 275	Шкетова Л. Е.	134
Грицко П.П.,	150	Павлова Л.М.	266	Шкодзинский В.С.	91
Гуничева Т.Н.	128, 269	Парадина Л.Ф.	223, 284	Щербов Б.Л.	264
Данилов Б.С.	138	Пастухов М.В.	105, 226, 269	Юркова Р.М.	95
Дербекко И.М.	47	Пахомова Н.Н.	223	Юрченко С.Г.	202
Дундуков Н.Н.	210	Перепечко Ю.В.	78	Юсупов Д.В.	266
Егоров К.Н.	54	Плюснин А.М.	260	Ярмолук В.В.	54, 66, 69, 99
Жапова О.И.	282	Полищев А.В.	229	Бямбасурэн Ц.	128
Жатнуев Н.С.	51	Полянский О.П.	31	Наранцэцэг Ц.	214, 222
Жданова А.Н.	153	Попов В.К.	43	Отгонтуул Ц.	128
Жмодик С.М.	167	Посохов В.Ф.	74	Оюунчимэг Ц.	214, 222
Зарубина О.В.	138	Преис Ю.И.	117	Төмөрхүү Д.	214, 222
Ильенок С.С.	233			Ууганцэцэг Б.	128, 214
Ищук Н.В.	264			Хуухэнхуу Б.	128
Калашникова Т.В.	80				
Канакин С.В.	74				

СОДЕРЖАНИЕ

• ГЕОДИНАМИКА, ТЕКТОНИКА И ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ

<i>Абрамович Г.Я., Кузьмин М.И.</i> Металлогения Северо-Западного Присяянья: геодинамический аспект	24
<i>Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В.</i> Геохимическая эволюция ювенильной коры неопротеозойской островодужной системы, северо-западная окраина Сибирского кратона	29
<i>Владимиров А.Г., Травин А.В., Полянский О.П.</i> Динамика формирования гранитоидных батолитов	31
<i>Воронцов А.А.</i> Закономерности формирования вулканитов Минусинской котловины в девоне (по геологическим и изотопно-геохимическим данным)	36
<i>Глуховский М.З., Кузьмин М.И.</i> О возможном влиянии масштабных импактных событий на ход тектоно-магматической эволюции ранней Земли	40
<i>Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И.</i> Петрохимическая типизация кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок	43
<i>Дербек И.М.</i> Магматизм и тектонические события позднего мезозоя в эволюции Буряя-Цзямусинского супертеррейна	47
<i>Жатнуев Н.С.</i> Трансмантийные флюиды, плюмы и магматизм	51
<i>Киселев А.И., Кочнев Б.Б., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н.</i> Проявления нижнекембрийского плюмового магматизма на северо-востоке Сибирского кратона (Оленекское поднятие)	54
<i>Копылов М.И.</i> Геодинамика, тектоника и плюмовый магматизм юга Дальневосточного региона	58
<i>Коробейников А.Ф.</i> Мантийные магмо-флюидодинамические золотогенерирующие системы: критерии выделения	62
<i>Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.</i> Внутриплитный магматизм и связанная с ним металлогения	66
<i>Lebedev V.I., Kozakov I.K., Yarmoľuk V.V., Kovach V.P. and Sugorakova A.M.</i> Origin and development of the Tuvino-Mongolian massif	69
<i>Летников Ф.А.</i> Условия формирования и металлогеническая специализация внутриплитных гранитов	71
<i>Орсоев Д.А., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Бадмацъренова Р.А., Канакин С.В., Посохов В.Ф., Волкова М.Г.</i> Базитовая ассоциация позднерифейской Бурлинской палеоспредиговой зоны (Западное Забайкалье)	74
<i>Перепечко Ю.В., Шаранов В.Н.</i> О термодинамических условиях эволюции астеносферных зон при конвекции в верхней мантии под литосферной плитой	78
<i>Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашишникова Т.В.</i> Происхождение и эволюция мантийной литосферы древних кратонов	80
<i>Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.</i> Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: изотопно-геохимические трэйсеры смены геодинамических режимов	83
<i>Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г.</i> Геодинамика начального этапа формирования Алеутской островодужной системы	87
<i>Шкодзинский В.С.</i> Происхождение плюмового магматизма (модель горячей гетерогенной аккреции Земли)	91
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Геодинамика и петролого-геохимическая специализация предостроводужных офиолитовых диапиров	95
<i>Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.</i> Редкометалльный магматизм в геологической истории Центрально-Азиатского складчатого пояса: этапы, области и обстановки формирования	99

• ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ. БИОГЕОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ

<i>Акулов Н.И., Павлова Л.А.</i> Микрометеориты из озера Байкал	103
<i>Алиева В.И., Пастухов М.В.</i> Факторы формирования гидрохимического состава вод заливов Братского водохранилища	105
<i>Безрукова Е.В., Летунова П.П., Шарова О.Г.</i> Изменчивость природно-климатических условий юга Восточной Сибири после завершения последнего оледенения	109
<i>Белоголова Г. А., Гордеева О. Н., Соколова М. Г.</i> Роль ризосферных бактерий в биогеохимической миграции тяжелых металлов, мышьяка и биофильных элементов в техногенных экосистемах	113
<i>Бобров В.А., Богуш А.А., Леонова Г.А., Преис Ю.И., Кривоногов С.К.</i> Геохимическая характеристика основных типов сапропелей оз. Кирек (Западная Сибирь) во временной шкале голоцена	117
<i>Богуславский А.Е., Гаськова О.Л., Ковалев В.П.</i> Геохимический подход к обоснованию безопасности хранилищ радиоактивных отходов	121
<i>Богуш А.А., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кузьмина А.Е., Кривоногов С.К., Аношин Г.Н., Мальцев А.Е.</i> Особенности концентрирования цинка, меди и серебра в торфянике Выдринского болота (Байкальский регион)	125
<i>Бямбасурэн Ц., Шабанова Е.В., Пройдакова О.А., Васильева И.Е., Хуухэнхуу Б., Отгонтуул Ц., Гуничева Т.Н.</i> Изучение степени загрязнения почвенного покрова города Улан-Батор	128
<i>Валяева О.В.</i> Среднелудфордское биотическое событие Лау на Приполярном Урале по геохимическим данным	132
<i>Верхозина В.А., Шкетова Л. Е., Верхозина Е.В.</i> Исследование биогеохимических процессов при разработке экологически чистых технологий извлечения золота из упорных концентратов золотосодержащей руды	134
<i>Вилор Н.В., Андрулайтис Л.Д., Зарубина О.В., Данилов Б.С.</i> Геохимия и тепломассобмен в зонах крупных региональных сейсмоактивных разломов	138
<i>Гордеева О. Н., Белоголова Г.А.</i> Биодоступность макро- и микроэлементов в природно-техногенных условиях г. Свирска (Южное Прибайкалье)	142
<i>Гребеницкова В.И.</i> Эколого-геохимические исследования окружающей среды Байкальского региона	146
<i>Грицко П.П., Гребеницкова В.И., Айсуева Т.С.</i> Некоторые новые данные о содержании урана и тория в почвенном покрове городской территории Иркутска и его пригорода	150
<i>Жданова А.Н.</i> Mineralogy and geochemistry of Lake Malye Chany bottom sediments	153
<i>Королева Г.П., Белозерова О.Ю., Холодова М.С.</i> Формы нахождения металлов в пылевой составляющей снегового покрова на территории Южного Прибайкалья	154
<i>Кострова С.С., Майер Х., Чаплыгин Б., Безрукова Е.В.</i> Изотопные исследования озера Котокель	159
<i>Кузнецов П.В., Гребеницкова В.И.</i> Закономерности распределения тяжелых металлов в почвенном покрове г. Ангарска	163
<i>Лазарева Е.В., Брянская А.В., Таран О.П., Тикунова Н.В., Жмодик С.М.</i> Накопление элементов галофильными и термофильными циано-бактериальными сообществами (солёные озёра юга Западной Сибири, термальные источники Байкальской рифтовой зоны и Узон-Гейзерной депрессии)	167
<i>Леонова Г.А., Кондратьева Л.М., Богуш А.А., Кривоногов С.К., Мальцев А.Е.</i> Биогеохимия раннего диагенеза донных осадков оз. Духовое (Южное Прибайкалье)	171

<i>Макаров В.Н.</i> Мьшьяк в окружающей среде Якутии	175
<i>Маликова И.Н., Страховенко В.Д., Восель Ю.С., Чупина Д.Ю., Устинов М.Т.</i> Некоторые геохимические особенности озерной системы Большое Яровое (Алтайский край).	179
<i>Мальцев Е.А., Бобров В.А., Леонова Г.А., Бозуш А.А., Бычинский В.А.</i> Особенности распределения химических элементов в поровых водах и в сапропеле оз. Духовое как отражение процессов раннего диагенеза	183
<i>Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н.</i> Стойкие органические загрязнители в снеге и почве Байкала и Байкальского региона	187
<i>Тарасова Е.Н., Мамонтова Е.А., Мамонтов А.А., Кузьмин М.И.</i> Биогеохимические циклы макро- и микрокомпонентов органического вещества в оз. Байкал. Сообщение 1.	191
<i>Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Кузьмин М.И.</i> Биогеохимические циклы макро- и микрокомпонентов органического вещества в оз. Байкал. Сообщение 2.	195
<i>Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А.</i> Распределение стойких органических загрязнителей в атмосферном воздухе и в воздухе помещений в Иркутской области	199
<i>Мамонтова Е.А., Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Левшина С.И., Юрченко С.Г.</i> Особенности распределения стойких органических загрязнителей в системе атмосферный воздух – почва на территории Дальнего Востока в условиях изменения климата	202
<i>Минюк П.С., Борходоев В.Я., Горячев Н.А., Венрих Ф.</i> Геохимические характеристики осадков озера Эльгыгытгын (Чукотка) – индикаторы источников сноса и палеоклиматических изменений в неоплейстоцене	206
<i>Мясников А.А., Дундуков Н.Н.</i> Эколого-геохимическая и радиационно-экологическая обстановка Байкальского региона	210
<i>Наранцэцэг Ц., Оюунчимэг Ц., Төмөрхүү Д., Ууганицэцэг Б., Кривоногов С.К.</i> Изотопный состав углерода и кислорода в донных осадках озер Северной Монголии как летопись палеоклимата в голоцене	214
<i>Оношко М.П.</i> Особенности химического состава торфяников в долине р. Сож в процессе их формирования	218
<i>Оюунчимэг Ц., Кривоногов С., Наранцэцэг Ц., Томорхуу Д.</i> Литологическая и биогеохимическая характеристика осадков озера Доод Нур и окружающей среды	222
<i>Парадина Л.Ф., Павлова Л.А., Чупарина Е.В., Пахомова Н.Н., Аleshikова О.В., Хахураев О.В., Сутурин А.Н.</i> Особенности состава зол углей ТЭЦ Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК)	223
<i>Пастухов М.В.</i> Биотоп и диета гидробионтов как важные факторы биоаккумуляции ртути	226
<i>Полищев А.В.</i> Методические требования к полевым измерениям потоков газов из недр в атмосферу	229
<i>Рихванов Л.П., Тайсаев Т.Т., Барановская Н.В., Соктоев Б.Р., Монголина Т.А., Судыко А.Ф., Ильенко С.С.</i> Геохимические особенности травертинов различных регионов и их прогнозное значение	233
<i>Савичев А.А.</i> Геология, геохимия и генезис Патомского кратера (Восточная Сибирь)	237
<i>Соктоев Б.Р., Рихванов Л.П., Тайсаев Т.Т.</i> Геохимические особенности солевых отложений питьевых вод Байкальского региона	241
<i>Солотчина Э.П., Склярёв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярёва О.А., Ухова Н.Н.</i> Новая климатическая летопись голоцена из карбонатных осадков малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье)	245
<i>Страховенко В.Д., Таран О.П., Восель Ю.С., Аюшеев А.Б., Болтенков В.В.</i> Особенности геохимического состава вод озерных систем с различным типом сапропелевых отложений	249
<i>Тарасова Е.Н., Мамонтов А.А., Мамонтова Е.А.</i> Элементный состав органического вещества	252

в системе: атмосфера-почва-притоки Байкала	
<i>Филина К.В.</i> Гранулометрический состав и содержание органического углерода в донных отложениях мелководного озера бассейна Белого моря	256
<i>Хажеева З.И., Плюснин А.М.</i> Распределение микроэлементов в речных водах бассейна Селенги	260
<i>Щербов Б.Л., Лазарева Е.В., Ищук Н.В., Мягкая И.Н.</i> Изменение физико-химических параметров лесного почвенного покрова после пожара	264
<i>Юсупов Д.В., Степанов В.А., Радомская В.И., Розулина Л.И., Трутнева Н.В., Куимова Н.Г., Павлова Л.М., Кезина Т.В.</i> Геохимия и минералогия снегового покрова г. Благовещенска	266
<i>Гуничева Т.Н., Пастухов М.В.</i> Рентгено-флуоресцентное определение содержания элементов Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr и Zr в тканях рыб. Метрологическое исследование.	269
<i>Матяшенко Г.В., Чупарина Е.В., Финкельштейн А.Л.</i> Использование рентгенофлуоресцентного анализа для биогеохимической характеристики изменений в растительном покрове Южного Прибайкалья	273
<i>Павлова Л.А., Ткаченко Л.Л., Кузьмин М.И.</i> Особенности изучения элементного состава (неорганических компонентов) створок диатомовых водорослей методом РСМА	275
<i>Титова К.В., Кокрятская Н.М.</i> Сравнение способов извлечения форм железа из донных осадков при изучении биогеохимических процессов в водных экосистемах	279
<i>Чупарина Е.В., Мартынов А.М., Жапова О.И.</i> Рентгенофлуоресцентный анализ лекарственных растений Восточной Сибири	282
<i>Чупарина Е.В., Парадина Л.Ф.</i> Применение РФА для изучения элементного состава бентосных организмов оз. Байкал	284