
ВАЖНЕЙШИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПО КОНКУРСНЫМ ПРОГРАММАМ РАН И СО РАН

Проекты программы фундаментальных исследований Президиума РАН

**№ 27.1 «Фундаментальные основы инновационных технологий прогнозирования коренных месторождений алмазов различных генетических типов для геологических условий С-В и Ю-З Сибирской платформы и оценка прогнозных ресурсов алмазов перспективных районов этих территорий)» (чл.-к. РАН Н.П. Похиленко) –
руководитель блока д.г.-м.н. С.И. Костровицкий**

- Проведено обобщение литературных и вновь полученных данных по содержанию и составу минералов-спутников из кимберлитовых трубок Далдынского поля. Создана база данных по составу минералов-спутников. Установлены особенности изменчивости типохимизма граната и пикроильменита в пределах отдельных кустов трубок и в Далдынском поле в целом.

Проведена паспортизация кимберлитовых тел Далдынского поля, устанавливающая процентное соотношение разных парагенезисов граната. Были выделены следующие парагенезисы: эклогитовый, эклогитоподобный коровый, низко-Cr дунит-гарцбургитовый, высоко-Cr дунит-гарцбургитовый, пироксенито-вебстеритовый, средне-Cr лерцолитовый, высоко-Cr лерцолитовый, верлитовый и, наконец, алмазоносный дунит-гарцбургитовый. Каждая из трубок, каждый из кустов трубок характеризуется определенными особенностями состава гранатов.

Сравнительный анализ пространственного распределения минералов-спутников в пределах Далдынского поля показывает, что, как правило, все трубки, входящие в отдельный куст, достаточно однородны по таким характеристикам, как уровню насыщенности минералами, по соотношению содержания пикроильменита и граната.

По соотношению содержания пикроильменита и граната в трубках Далдынское поле демонстрирует субмеридиональную линейную зональность. Для кимберлитов центральной зоны (кусты трубок Полярная, Якутская, Дальняя) характерна очень высокая величина отношения весовых количеств пикроильменита и граната. Кимберлиты кустов трубок Буковинская, Зарница, Ленинградская, Аэромагнитная,

Летняя, а также Удачная и Загадочная, расположенных в периферийных восточной и западной зонах, отличаются доминированием в тяжелой фракции граната.

Кусты трубок Далдынского поля линейной ориентировки характеризуются близкими значениями среднего содержания MgO и Cr_2O_3 в пикроильменитах. Пикроильмениты разных кустов трубок отличаются по усредненным значениям содержания MgO и Cr_2O_3 .

Составы пикроильменита разных трубок Далдынского поля образуют разные типы гистограмм распределения MgO и Cr_2O_3 – одновершинный, двухвершинный и трехвершинный. Линейные кусты трубок характеризуются одинаковым типом гистограмм.

Высокий процент граната алмазного дунит-гарцбургитового парагенезиса установлен в трубках Аэросъемочная (21,74 %), Студенческая (12,87 %), Горняцкая (8,4 %), Попугаевой (7,29%), Академическая (6,98 %), Осенняя (6,32 %), Полярная (6,25 %), Ну погоди! (5,88 %), Мастахская (5,43 %), Веснушка (5,19 %). Перечисленные трубки рекомендуются к переопробованию.

№ 27.2 «Высокопродуктивные этапы формирования благороднометалльного оруденения Северной Азии, оценка их ресурсного потенциала, научное обоснование критериев прогноза и поисков крупных месторождений (Au-As, Au-Sb, Ag-Sb, Ag-Hg, Ag-Ni-Co)»

(д.г.-м.н. А.С. Борисенко, д.г.-м.н. А.М. Спиридонов) –
руководитель блока д.г.-м.н. А.М. Спиридонов

- Разработана модель и установлены основные этапы осадконакопления углеродсодержащих толщ в позднем докембрии Байкальской горной области (Рис. 57). В результате проведенных нами биостратиграфических, геохимических, петрологических и радиоизотопных исследований установлено, что наиболее рудопродуктивные горизонты в разрезе неопротерозойских углеродсодержащих толщ юга Сибирского кратона являются дальнетайгинский и жуинский региональные горизонты (Рис. 58). Породы перечисленных горизонтов имеют общую характерную особенность – в разных зонах БПН отложения этого интервала, в отличие от стратиграфически выше и ниже залегающих толщ рифея и венда, обладают повышенной общей меланократовостью и повышенными

содержаниями Au, Ag, Pb, Zn, Cu, P, Mn и др. К ним приурочено также подавляющее большинство (более 90 %) всех известных в пределах БПН месторождений и рудопроявлений золота, полиметаллов, марганца, фосфора, среди которых крупнейшие месторождения Сухой Лог и Холоднинское.

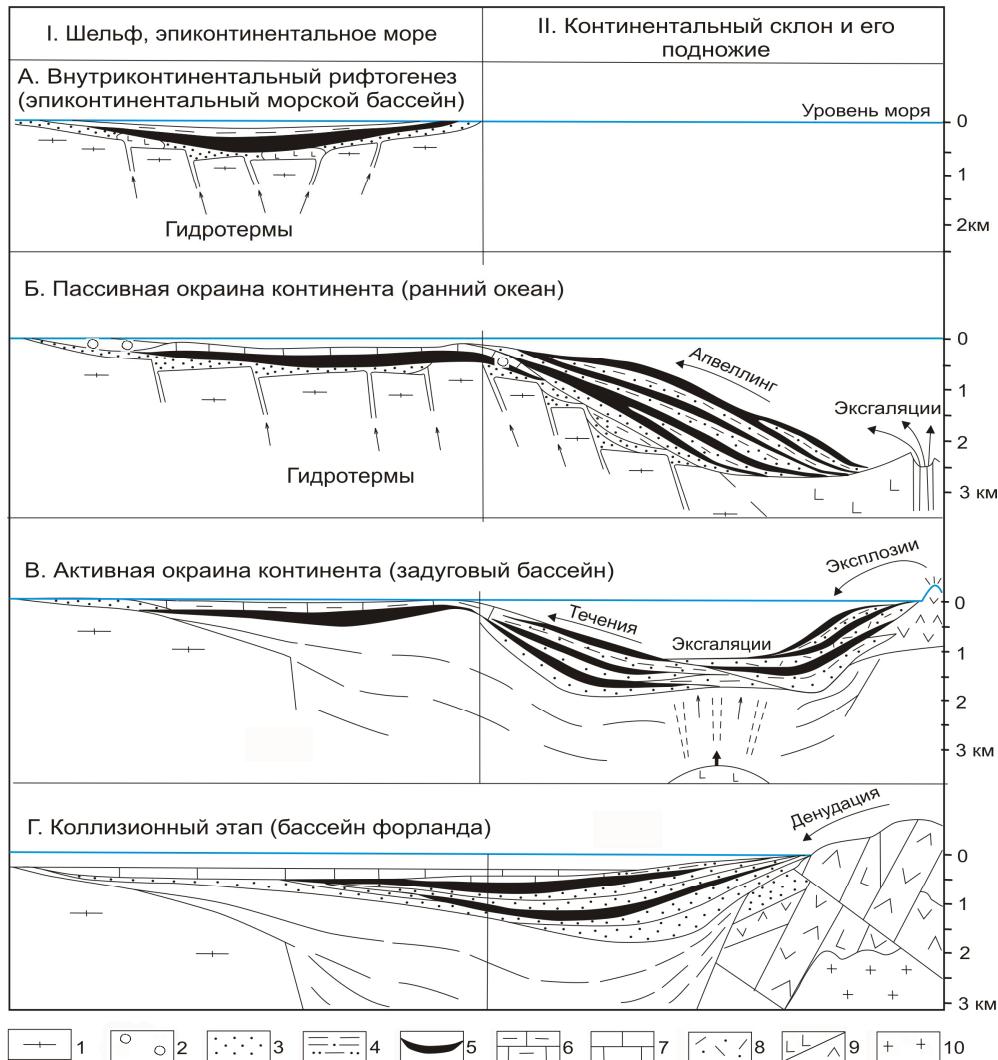


Рис. 57. Основные этапы осадконакопления в позднем докембрии Байкальской горной области. 1 – глыбовое строение дорифейского фундамента; 2-8 – осадочные образования: 2-3 – кластогенные: 2 – конгломераты, 3 – кварцевые, олигомиктовые и аркозовые песчаники, конгломераты; 4 – алевролиты; 5 – сланцы углеродистые; 6 – терригенно-карбонатные породы; 7 – карбонатные породы; 8 – осадочно-вулканогенные; 9 – вулканогенные породы: кислого, среднего состава / основного состава; 10 – граниты.

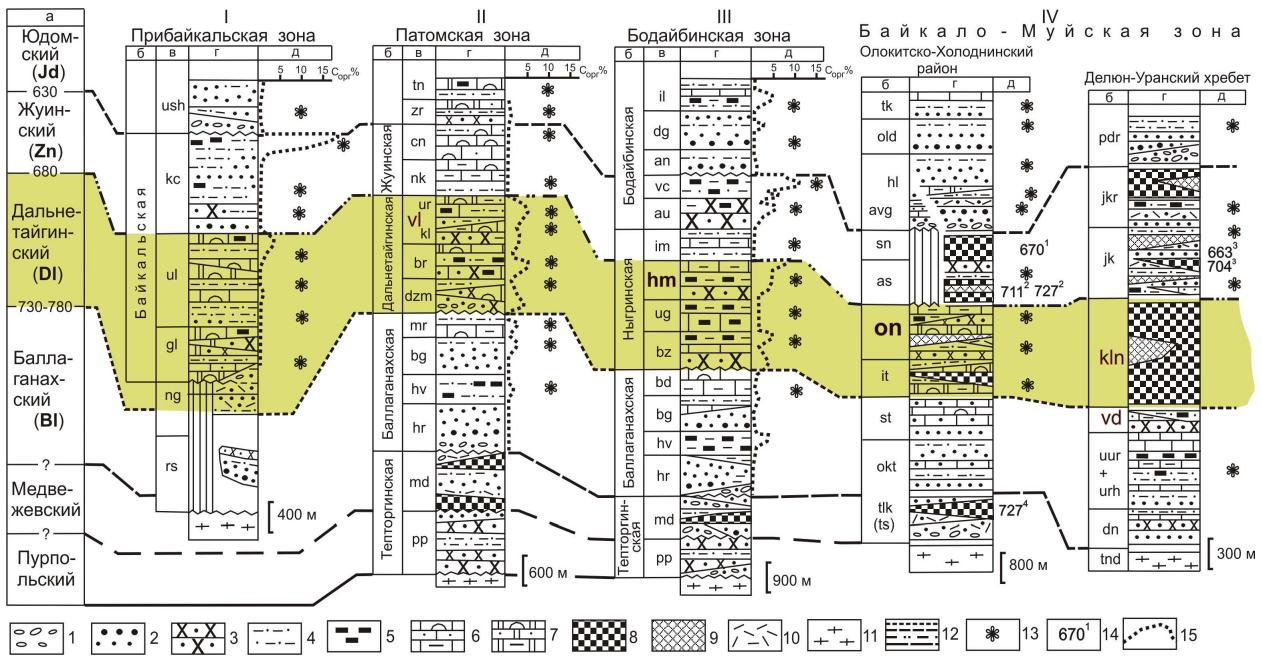


Рис. 58. Корреляция отложений позднего протерозоя Байкало-Патомского нагорья (БПК).

а – региональные горизонты [Решения..., 1983, Станевич и др., 2006¹⁶] и оценка возрастного положения границ между ними в млн лет [Станевич и др., 2007¹⁷]; б – серии; в – свиты, толщи; г – породные комплексы; д – содержания $C_{орг}$ [Немеров, 1988¹⁸], местонахождения микрофоссилий [Станевич и др., 2006¹⁷], радиохронологические данные (см. ниже). I – конгломераты; 2 – гравелиты, песчаники полимиктовые, аркозовые; 3 – песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые; 4 – алевропелитовые отложения; 5 – углеродсодержащие отложения; 6 – известняки фитолитовые (строматолитовые и микрофитолитовые), известняки песчаные, алевропелитовые, их переслаивание; 7 – доломиты фитолитовые (строматолитовые и микрофитолитовые), доломиты песчаные, алевропелитовые, их переслаивание; 8 – вулканические породы основного состава; 9 – вулканические породы кислого и среднего составов; 10 – туфы, туффиты; II – граниты, гнейсы, кристаллические сланцы нижнего докембрия; 12 – границы региональных горизонтов; 13 – местонахождения микрофоссилий; 14 – изотопные возрастные данные и опубликованные источники: (1) – 670 ± 65 (Rb-Sr изохронный) [Булдыгеров и др., 1988¹⁹]; (2) – 711 ± 6 , 727 ± 18 (U-Pb по цирконам) [Рыцк и др., 2000²⁰]; (3) – 663 ± 3 , 704 ± 71 (Sm-Nd минеральная изохрона и U-Pb по цирконам) [Рыцк и др., 1999²¹, 2001²²]; (4) – 927 ± 10 (Rb-Sr изохронный) [Макрыгина и др., 2005²³]; 15 – содержание $C_{орг}$. Обозначения свит и толщ: an – анангская; as – асектамурская; ai – аунакитская; avg – авгольская; bd – бодайбокская; bg – бугарихтинская; br – баракунская; bz – бужуихтинская; sp – ченчинская; dg – догалдынская; dig – джалагунская; dn – даннинская; dzm – джемкунканская; gl – голоустенская; hl – холоднинская; hm – хомолхинская; hr – харлухтахская; hv – хайвергинская; il – илигирская; im – имняхская; it – итыкитская; jk – якорная; jkr – якринская; kc – качергатская; kin – келянская; md – медвежьевская; mr – маринская; ng – нуганская; nk – Никольская; okt – октолахтинская; old – олдакитская; on – ондокская; pdr – падроканская; pp – пурпольская; rs – рассохинская; sn – сыннырская (иняптукский вулканический комплекс); st – стойбищная; tk – туколамийская; tk (ts) – тулуокитская; tn – тинновская; tnd – тунгус-дабанская; tr – турикская; ts – тыйская; ud – удинская; ug – угаханская; uk – устькелянская; ul – улунтуйская; ur – уринская; urh – уряхская; ush – ушаковская; uur – устьуряхская; vc – вачская; vd – водораздельная; vl – валухтинская; zr – жербинская.

¹⁶ Станевич А.М., Немеров В.К., Чатта Е.Н. Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация. Новосибирск: Гео, 2006. 204 с.

¹⁷ Станевич А.М. [и др. Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 60-79

¹⁸ Немеров В.К. Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья // Доклады АН СССР, 1988. Т. 298. № 6. С. 1446-1449.

¹⁹ Булдыгеров В.В. и др. Вулканогенные образования Олоkitского прогиба (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 8-17.

²⁰ Рыцк Е. Ю., Сальникова Е. Б. и др. О верхней возрастной границе окинской серии (Восточный Саян) // ДАН, 2000, Т. 374, № 1, С. 84-87.

²¹ Рыцк Е.Ю., Амелин Ю. В. и др. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) // В кн.: Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат-лы совещ.. М, 1999, Т. 2. С.93-95

²² Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9. № 4. С. 3-15.

²³ Макрыгина В. А., Петрова З. И., Сандимирова Г. П., Пахольченко Ю. А. Новые данные о возрасте толщ, обрамляющих Чуйское и Прибайкальское поднятие (Северное и Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2005, Т.46, №7, С. 714-722.

**№ 4.3. «Роль новейшего вулканизма и горообразования и процессы адаптации природной среды к изменениям климата в Центральной Азии»
(академик М.И. Кузьмин) –
руководители блока академик М.И. Кузьмин, к.г.-м.н А.Б. Перепелов**

• ***Вулканизм Камарского хребта***

Вариации величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ и Ba/Nb базальтоидов Камарского хребта совпадают с полем вариаций составов внутриплитных базальтов, проявленных в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в неогеновое – четвертичное время. Все эти типы базальтов характеризуются незначительными вариациями величины Ba/Nb при заметной изменчивости изотопного состава стронция, что связывается с процессом взаимодействия вещества деплетированных доменов мантии с обогащенным мантийным источником типа EM-I

Составы неогеновых субщелочных и щелочных базальтов Камарского хребта, также как и их вещественные и возрастные аналоги в Восточном Саяне, Северной и Центральной Монголии, находятся на линии смешения мантийных источников PREMA и EM-I.

• ***Вулканическое плато Хэвэн***

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ инструментального датирования нами получены 3 первых определения возраста лав из вулканогенных разрезов собственно плато Хэвэн. По данным этих датировок извержения плато Хэвэн происходили в диапазоне 20-15,5 млн лет, что соответствует завершающей стадии раннего и начальной стадии среднего миоцена.

Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ гавайитов плато Хэвэн соответствуют интервалам изотопных составов кайнозойских базальтов южной части Байкальской рифтовой зоны, в том числе неогеновых щелочно-базальтовых комплексов Прихубсугулья. Установлено, что величины изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для гавайитов плато Хэвэн, также, как и для кайнозойских базальтов Центральной Монголии и Восточного Саяна, принадлежат к области значений между резервуаром PREMA и обогащенным мантийным резервуаром EM I и не могут быть сопоставлены с резервуаром HIMU.

- ***Вулкан Тумусун***

В ходе выполнения работ по проекту получен первый результат $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования базанитов завершающей стадии развития вулкана Тумусун. Возраст формирования базанитовых магм составил 15,13 млн лет и совпадает с возрастам базанитового вулканизма плато Хэвэн.

- ***U-Pb датирование цирконов.***

Установлено, что цирконы из манзурского аллювия и дельты Селенги характеризуются сходными спектрами возрастов. Среди цирконов присутствует группа с раннемеловыми возрастными (~ 130-150 млн лет). Породы такого возраста (магматические или переотложенные осадочные) на северном берегу Байкала отсутствуют. Таким образом, получено однозначное свидетельство поступления материала в долину пра-Манзурки из дельты Селенги, т.е. подтвержден палеосток Байкала через долину пра-Манзурки.

Установлено, что в Забайкалье и/или Монголии должны быть достаточно широко распространены неидентифицированные ранее магматические породы раннего девона (~ 410 млн лет), а в районе Косой Степи – позднего девона–раннего карбона (~350 млн лет).

Подпрограмма «Проблемы опустынивания»

Проект № 4.16. Отклик ландшафтно-климатических систем Восточной Сибири на изменения атмосферной циркуляции: связь с процессами опустынивания в позднем кайнозое (по материалам озерных и торфяных отложений)» (академик М.И. Кузьмин) - руководитель блока д.г.н. Е.В. Безрукова

- Завершен изотопно-кислородный анализ керн донных отложений оз. Котокель. Получена первая для Восточной Сибири изотопно-кислородная запись изменения климата за последние 11,5 тысяч лет со средним временным разрешением около 150 лет. Такое временное разрешение делает эту запись уникальной для малых континентальных озер Евразии. Полученная запись, сравниваемая с палинологической и диатомовой записью из этого же озера, показала, что изменение температуры воздуха в бассейне оз. Котокель за исследованный интервал времени в целом следовало тренду, который имел

место в северном полушарии и содержит ясный сигнал похолодания при переходе от среднего к позднему голоцену около 2,7 тыс л.н. Ухудшение климатических условий, способствовавших резкому сокращению влажных темнохвойно-таежных ландшафтов и началу экспансии светлохвойно-таежных и степных, произошло около 6,5 тыс л.н., означая активизацию процесса опустынивания в средних широтах Восточной Сибири почти синхронно с таковыми в средних широтах Северного полушария.

- Завершена интерпретация данных сейсмопрофилирования и батиметрии донных отложений оз. Котокель для оптимизации выбора точки следующего бурения с максимальной мощностью осадочного чехла. Получены первые для этого озера данные о морфологии дна озерной котловины и ее сейсмостратиграфии.

- Завершено палинологическое и микологическое исследование с шагом в 0,5-1,0 см разреза торфяных отложений из Северо-Байкальского нагорья, разрез вблизи оз. Б. Иняптукское. Получены две ^{14}C даты, позволившие определить время начала формирования разреза более, чем в 9 тыс лет назад. Оптимум голоцена здесь имел место 8,0-4,5 тыс л.н., в целом хорошо согласуясь с его проявлением в северных районах Восточной Сибири и Дальнем Востоке. Ухудшение климатических условий и связанная с этим деградация влажных темнохвойно-таежных ландшафтов и начала экспансии светлохвойно-таежных и тундровых, произошли около 4,5 тыс л.н., означая активизацию процесса опустынивания в высоких широтах Восточной Сибири.

- Для определения содержания биогенного кремнезема в торфяных отложениях была адаптирована стандартная методика. С применением этой методики проанализированы первые 6 образцов из керна торфяника Выдринное в нескольких повторностях. Полученные результаты соответствуют тому порядку значений, которые были получены для других объектов. Адаптированная методика будет применена для получения первых высокоразрешающих записей изменения природной среды региона в голоцене.

Подготовлены пробы для РФА СИ – исследования: стандартные образцы (20 шт.), вмещающие породы пещер (30 шт.).

Проведено обобщение всех имеющихся аналитических данных, а также данных аналитической базы проекта Байкал-Хубсугул бурение. Сделано графическое отображение этого материала.

- В марте проведены буровые работы на озере Котокель. Совместно с коллегами из ИрГТУ вскрыт 15 метровый разрез донных отложений в точке, выбранной по результатам сейсмического профилирования в мае 2011 года.

**Проекты программы фундаментальных исследований
Отделения наук о Земле РАН**

**ОНЗ-2.1. «Платино-металльные месторождения Восточно-Сибирской
металлогенической провинции южного обрамления Сибирской платформы:
возрастные рубежи, геолого-генетические модели и физико-химические условия
формирования, оценка перспектив»**

(чл.-к. РАН Г.В. Поляков, д.г.-м.н. А.Э. Изох, к.г.-м.н. В.С. Приходько)

- руководитель блока к.г.-м.н. А.С. Механошин

- В ходе выполнения первого этапа проведено обобщение оригинальных, литературных и фондовых материалов по геологическому строению, петролого-геохимическому составу и формационной принадлежности базит-ультрабазитовых комплексов Алхадырского террейна. Результаты предшествующих исследований объединяются в единую базу данных, являющуюся составной частью информационной системы. В базе данных представлены как результаты площадного опробования базит-ультрабазитовых массивов Алхадырского террейна, так и имеющиеся сведения по глубинному строению отдельных тел. В настоящее время в ней объединены петрографические описания шлифов (750 описаний), концентрации редких элементов (4100 определений), петрохимический состав пород (2000 определений), результаты сцинтилляционного эмиссионного спектрального анализа на платину, палладий, золото, серебро, мышьяк (4100 определений), результаты ИСП-МС анализа на элементы платиновой группы (50 определений).

Созданный блок данных комплексной аналитической базы данных, как составная часть геоинформационной системы, и разработанные алгоритмы статистической обработки геолого-геохимической информации послужат в дальнейшем для анализа пространственно-временных связей проявления основного-ультраосновного магматизма в складчатом обрамлении Сибирского кратона, создания динамических моделей связанных с ним рудно-магматических систем, выяснения закономерностей локализации рудных компонентов и оценки перспектив обнаружения новых месторождений.

Кроме того, в результате изучения керн скважин установлено, что в Огнитском дунит-верлитовом массиве рудная зона мощностью 15-20 м располагается в полях распространения верлитов в апикальной части интрузии. При этом согласно структурно-геохимическим реконструкциям массив в настоящее время находится во вторичном залегании (Рис. 59).



Рис. 59.

ОНЗ-5.1. «Наноразмерные компоненты в геологических средах, процессах концентрирования благородных металлов и формирования алмаза (по экспериментальным и природным данным)» (академик Н.В. Соболев) – руководитель блока д. х. н. В.Л. Таусон

- Выполнено исследование методами сканирующей электронной микроскопии высокого разрешения, сканирующей зондовой микроскопии, электронной спектроскопии ассоциации «пирит-пирротин-магнетит», синтезированной в присутствии элементов-примесей Au, Cd, Mn. Подтверждено, что зависимость содержания микроэлемента (МЭ) от размера кристалла в пробе обусловлена, главным образом, присутствием на поверхности неавтономных наноразмерных фаз, поглощающих МЭ. Подтверждено явление соответствия форм нахождения химических компонентов на поверхности сосуществующих минералов, причем показано, что оно не связано с взаимной контаминацией фаз, а вызвано индуцированием

соответственных состояний химических форм компонентов в сосуществующих неавтономных фазах (НФ). Степень развития НФ зависит от химической обстановки в системе: при более высоком содержании Mn количество вещества в НФ уменьшается за счет снижения их размерных характеристик (пирит, пирротин), либо изменения морфологии и степени покрытия ими поверхности (магнетит) (Рис. 60). Таким образом, на примере рудных минералов показана возможность существенной модификации структуры поверхности, приводящей к резкому изменению абсорбирующей способности поверхностных неавтономных фаз в отношении микропримесей (Au, Cd).

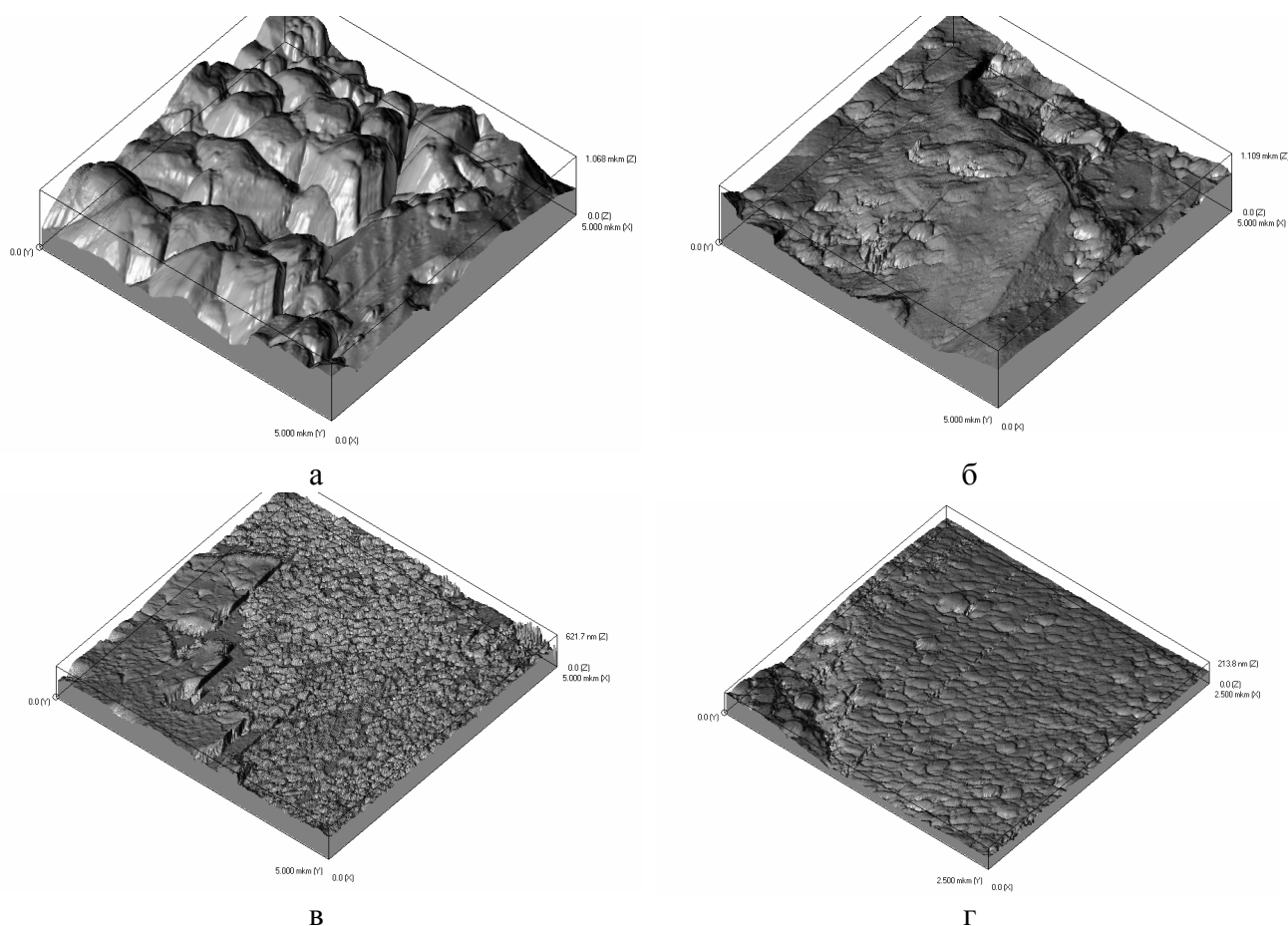


Рис. 60. а, б - 3D-изображения в АСМ поверхности кристаллов пирита из опыта с низкой (а) и высокой (б) концентрацией Mn в системе. Размеры сканов по XY 5×5 мкм, по Z \cong 1.1 мкм; в, г - изображения поверхности кристаллов магнетита из опыта с низкой (в) и высокой (г) концентрацией Mn. Размеры сканов 5×5×0.62 мкм (в), 2.5×2.5×0.21 мкм (г).

Показана возможность существенной модификации структуры поверхности, приводящей к резкому изменению абсорбирующей способности поверхностных неавтономных фаз в отношении микропримесей (Au, Cd).

- Исследовано образование наночастиц натрия в гамма-облученных кристаллах NaF при фотопреобразовании. Методами сканирующей зондовой микроскопии (мультимикроскоп СММ-2000) установлено 3 группы разноразмерных частиц: $n \times 100$ нм, $n \times 10$ нм, $n \times 1$ нм. Наряду с беспорядочно распределенными, отмечены группировки мелких частиц Na ($n \times 10$ нм, $n \times 1$ нм) вокруг крупных, демонстрируя механизм Оствальдова созревания в твердой фазе (Рис. 61). Образование металлических коллоидных наночастиц осуществляется через агрегацию электронных центров окраски.

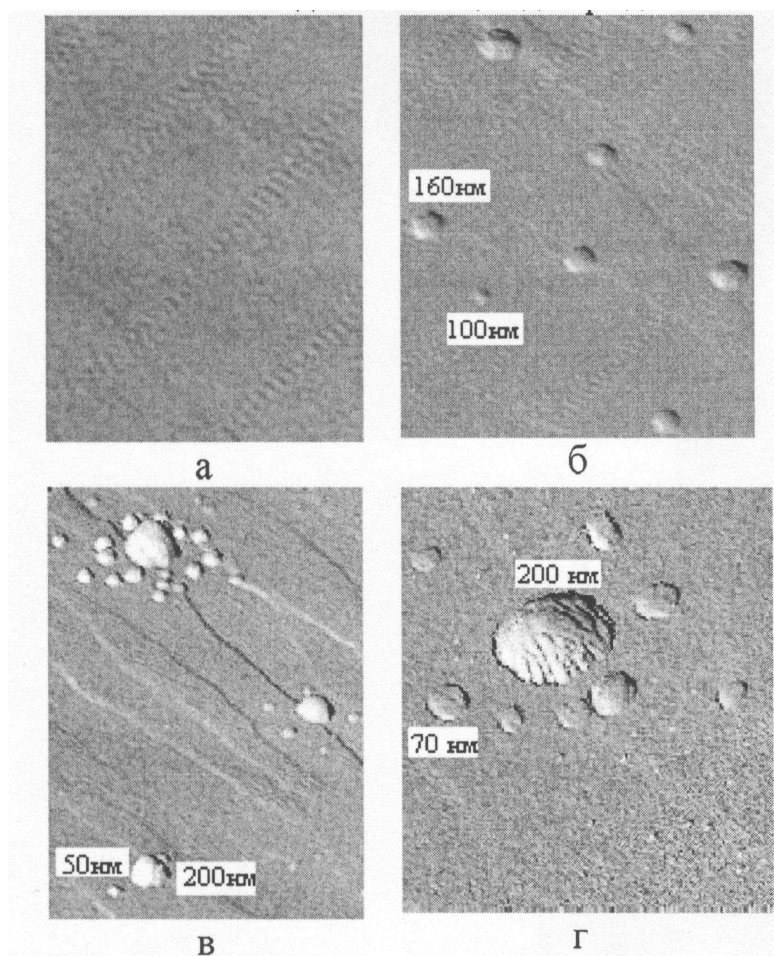


Рис. 61. АСМ свежих сколов гамма-облученных кристаллов NaF:Mg,OH.
а – исходный, б-г – обесцвеченный ксеноновой лампой.

- Измерены характеристики поверхности синтезированных кристаллов пирита, магнетита и манганомангнетита разного размера методом АСМ в контактной моде для различных топологических площадей поверхности (от 25 до 400 μm^2). Показано, что фактическая поверхность в 3-4 раза превышает топологическую. «Чистые» поверхности со слабым развитием неавтономных

фаз имеют нанодоменную структуру типа холм-долина, проявляющую мультифрактальные свойства. Полученные данные свидетельствуют о необходимости расширить размерный интервал, в котором обычно рассматривается влияние поверхности на процессы концентрирования микроэлементов.

**ОНЗ-9.3. «Индикаторы процессов крупномасштабного
внутриконтинентального тектогенеза» (чл.-к. РАН Е.В. Скляр) –
руководитель блока д.г.-м.н. А.А. Воронцов.**

- Минусинская котловина является одним из крупнейших элементов девонской Алтае-Саянской рифтовой области (АСРО). На основе геологических данных, геохимических и изотопных (Sr, Nd) параметров вулканических ассоциаций Минусинской котловины рассмотрены основные закономерности развития ее вулканизма, охарактеризован состав мантийных магматических источников и реконструированы геодинамические механизмы их вовлечения в рифтогенез. По результатам ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологических исследований установлены два этапа формирования вулканитов Минусинского прогиба (первый этап – активный магматизм: 405-386 млн лет, второй этап – затухающий магматизм: 385-364 млн лет). На этих этапах породы с содержанием SiO_2 от 43 до 53 мас. % обогащены редкими литофильными элементами и близки к составам внутриплитных базальтов типа OIB. В то же время они характеризуются положительными аномалиями Ba, (для некоторых пород Sr), резкими минимумами Nb, Ta и Ti, менее выраженными минимумами Rb, Th и слабым обогащением тяжелыми редкими землями ($7 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 17$), что является признаком флюидонасыщенных магм, образующихся в надсубдукционных условиях. В отличие от магматических ассоциаций других сегментов АСРО, в Минусинской котловине отсутствуют высокотитанистые (более 2 мас. % TiO_2) базиты, геохимическая их неоднородность выражена менее ярко. Изотопные составы Sr и Nd для этих базитов отклоняются от мантийного ряда в сторону составов с повышенными содержаниями радиогенного стронция. Предложена модель формирования первичных расплавов Минусинской котловины при одновременном участии источников магматизма двух типов: плюмовых и

водонасыщенных надсубдукционных, формирующихся под активной континентальной окраиной. В этой модели появление умереннотитанистых базитов Минусинского прогиба объяснимо уменьшением степени влияния мантийного плюма, формирующего высокотитанистые породы в тройной точке рифтов, которая соединяет две ветви Делюно-Юстыдского прогиба и Тувинский прогиб (Рис. 62).

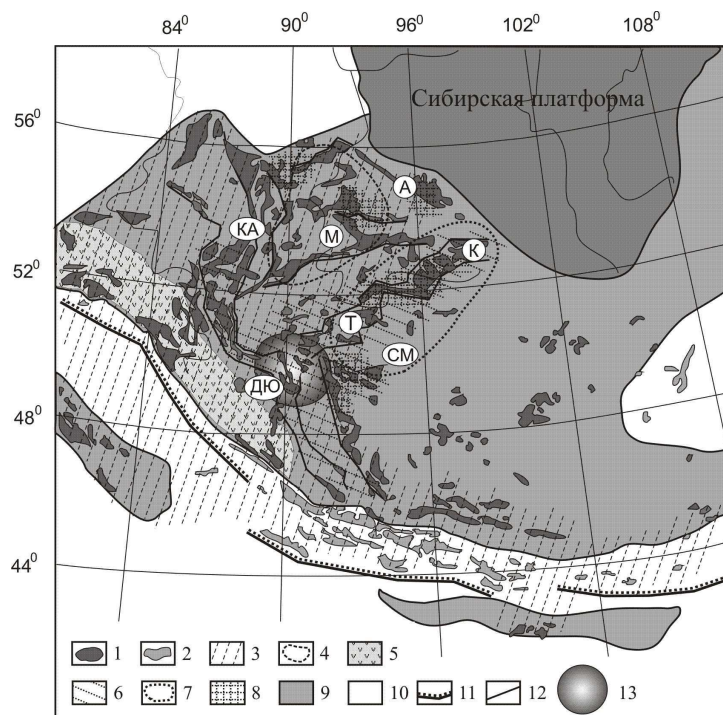


Рис. 62. Закономерности проявления девонского вулканизма и реконструкция активной континентальной окраины (на 390 млн. лет) в пределах юго-западного обрамления среднепалеозойского Сибирского палеоконтинента по данным [Гаврилова, Лувсанданзан, 1983²⁴; Яшина, 1982²⁵; Ярмолюк, Коваленко, 1991²⁶; Ярмолюк, Воронцов, 1993²⁷; Владимиров и др., 2001²⁸] с добавлениями.

1-2 – девонские вулканиды: 1 – континентальные, 2 – океанические; 3-5 – области распространения магматических ассоциаций, связанных с процессами субдукции: 3 – все ассоциации без расчленения, 4 – дифференцированные ассоциации полного спектра по кремнекислотности с участием умереннотитанистых базитов, 5 – андезитовые, риолит-дацитовые и базальт-риолитовые ассоциации Горно-Алтайского и Монгольско-Алтайского фрагментов активной континентальной окраины; 6-8 – области распространения магматических ассоциаций, связанных с плюмовыми источниками: 6 – все ассоциации без расчленения, 7 – бимодальные ассоциации с участием высокотитанистых базитов, 8 – ассоциации щелочных пород: щелочно-габброидная и сиенит-щелочногранитная; 9 – территория палеоконтинента; 10 – Палеоазиатский океан; 11 – предполагаемые зоны субдукции; 12 – разломы; 13 – проекция горячей точки мантии. М – Минусинская котловина. Прогибы: А – Агульский, Т – Тувинский, ДЮ – Делюно-Юстыдский. Системы палеограбенов: КА – Кузнецко-Алатауская, СМ – Северо-Монгольская, К – Кропоткинская.

²⁴ Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б. Девонский магматизм. Западная Монголия. В кн: Континентальный вулканизм Монголии. Москва: Наука. 1983. С. 6-9.

²⁵ Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы).- М.: Наука, 1982. 274 с.

²⁶ Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

²⁷ Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Петрогеохимические особенности базитов девонских грабенов северо-западной Монголии // Доклады РАН. 1993. Т. 328. № 4. С. 494-498.

²⁸ Владимиров А.Г. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геол. и геофиз. 2001, Т. 42, № 8, С. 1157-1178.

Междисциплинарные интеграционные проекты СО РАН

№ 5. Минеральные источники Байкало-Монгольского региона: гидрогеохимическая паспортизация и перспективы практического использования (бальнеология, геотермальное энергоснабжение, извлечение полезных компонентов) (руководитель к.г.-м.н. О.А Склярова)

- На примере Ингодинской системы малых озер (Забайкалье) сделана оценка роли двух ведущих процессов в концентрировании микроэлементов в небольших резервуарах: процесса взаимодействия вода-порода и эвапоритизации.

Показано, что накопление таких элементов, как U, As, Se, Sb, Ge не зависит от вида концентрирования. Увеличение их содержания имеет линейный характер по мере роста общего количества растворенных солей, как в озерных, так и в питающих эти озера водах. К элементам, накопление которых контролируется, главным образом, процессами эвапоритизации, а максимальная степень концентрирования составляет три-четыре порядка, относятся Sc, V, Y, Th, REE и W. Только уран, вольфрам и редкоземельные элементы, содержание которых в озерах достигает $n \times 100$ мкг/л потенциально представляют практический интерес.

- На основании унифицированной схемы гидрохимической информации, разработанной в программе Microsoft Excel с возможностью трансформации в файл базы данных Microsoft Access, заполнена база данных по подземным водам (родники, колодцы, водопункты) для Онон-Борзинского района и Баргузинской впадины. Предполагается дальнейшее заполнение этой базы с целью создания единого реестра по подземным водам Южной Сибири и прилегающих территорий Восточной Монголии.

- Выявлены основные закономерности химического состава подземных вод Онон-Борзинского района (Рис. 63) на основании изучения на обширной площади родников, колодцев и водопунктов. Подземные воды являются пресными (TDS варьирует от 0,19 г/дм³ до 0,96 г/дм³), по значению рН – околонейтральными и слабощелочными (рН от 6,5 до 8,5). Следует

подчеркнуть динамичный режим подземных вод: по соотношению Cl/SO_4 они являются водами выщелачивания (среднее значение $Cl/SO_4 = 0,2$, за исключением проб из колодцев 5, 16, 18 для которых $Cl/SO_4 > 1$, что свидетельствует о признаках засоления). Анионный состав подземных вод гидрокарбонатный, среди катионов в большинстве случаев преобладает Ca, а Mg и Na имеют подчиненное значение, в единичных случаях ведущее положение занимает Na. Содержание большинства элементов варьирует в пределах 1-2 порядков (Li, Sc, Cu – 1 порядок; B, Zn, Ge, As, Se, Mo, Ba, REE, Pb, U, Sr – 2 порядка), для Be, V, Zr, Cs, W, Th разброс значений достигает 3 порядков, а для Sb и Mn – 4 порядков. Максимальные содержания зафиксированы для Sr, B, Mn, Ba, Li, ($n \times 100$ мкг/дм³), концентрации V, Zn, As, Se, Mo, Sb, U достигают $n \times 10$ мкг/дм³, B, REE - единицы мкг/дм³, Ge, Zr, Cs, W – $0,1 \times n$ мкг/дм³, Be, Th – $n \times 0.01$ мкг/дм³. Основные закономерности формирования подземных вод в районе исследований объясняются существованием потоков рассеяния с рудных месторождений, в которых участвуют подземные воды различных гидрогеологических структур. Поток «чистых» трещинно-грунтовых вод фиксируется с юго-запада, с низкогорных хребтов Монголии, их состав может рассматриваться как результат взаимодействия подземных вод с корой выветривания вне влияния рудных тел и антропогенного воздействия. Именно с этим потоком и связаны водопроявления на южной границе Цасучеевского бассейна с фоновыми концентрациями практически всех элементов, а также и соленых озер, в которых аномально высокие значения элементов не зафиксированы, при TDS до 15 г/дм³. Не последнее место в формировании состава подземных вод занимают и процессы антропогенного воздействия. В районе широко развито сельское хозяйство и животноводство, что обуславливает высокие содержания NO_3 (до 200 мкг/дм³) в некоторых колодцах и источниках.

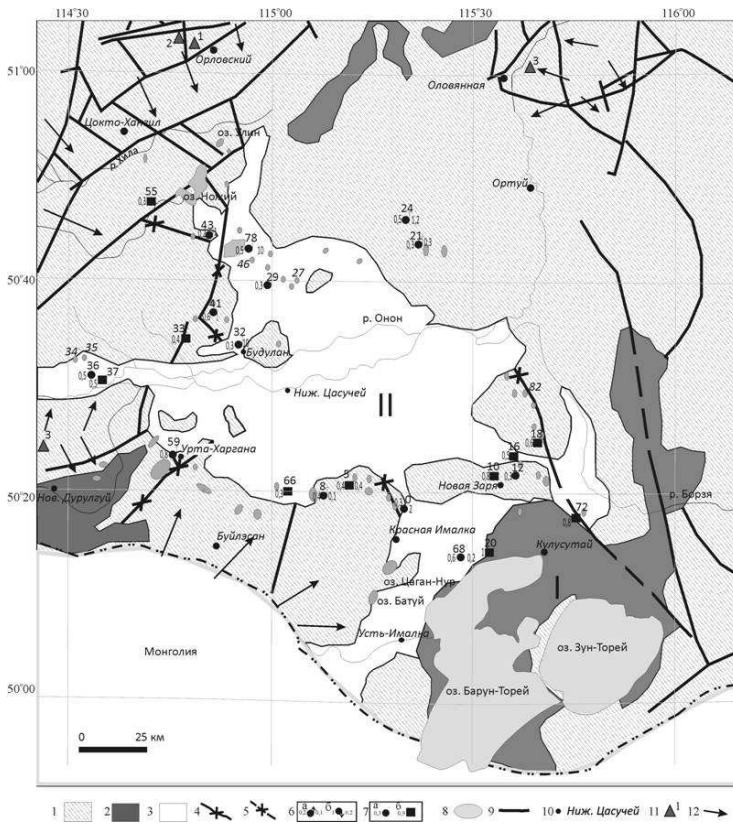


Рис. 63. Схематическая структурно-гидрогеологическая карта. Условные обозначения: Гидрогеологические структуры и подразделения: 1 – гидрогеологические массивы; 2 – гидрогеологические бассейны Торейского типа (I – Торейский); 3 – гидрогеологические бассейны Шилкинского типа (II – Цасучеевский); 4 – обводненные разломы, выходящие на поверхность; 5 – обводненные разломы, перекрытые рыхлыми отложениями. Водопункты: 6 – естественные водопоявления (а – родник восходящий; б – родник нисходящий). Цифры: слева – минерализация, г/дм³; справа – дебит, л/с; 7 – искусственные водопоявления (а – скважина; б – колодец). Цифра слева – минерализация, г/дм³; Прочие знаки: 8 – озера; 9 – разломы, гидрогеологическое значение которых не выяснено; 10 – населенный пункт; 11 – месторождения полезных ископаемых (1 – Орловское, 2 – Спокойнинское; 3 – Мало-Кулиндинское; 4 – Чалотское); 12 – направление движения подземных вод.

№ 28. Новые полифункциональные фторидные, оксифторидные и оксидные кристаллические материалы (руководитель д.ф.-м.н. А.И. Непомнящих)

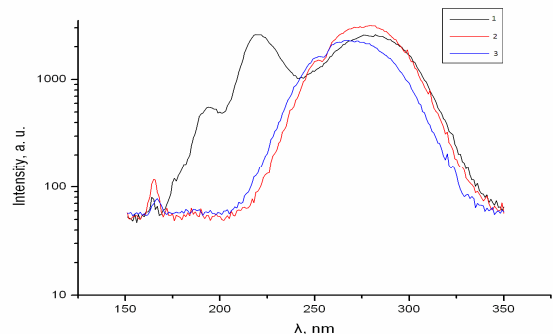
• D-Fпереходы в редкоземельных ионах (РЗИ) в кристаллах щелочноземельных фторидов.

Введение примеси в кристалл приводит к появлению в спектре рентгенолюминесценции полосы в области 165 нм (Рис. 64) (примесь Er^{3+}) и 181 нм (примесь Nd^{3+}). Положения этих полос сведены в Табл. 6. Эти полосы соответствуют *d-f* переходам РЗИ.

Таблица 1.
Положения интенсивных полос *d-f* переходов РЗИ в щелочноземельных фторидах

Кристалл	$Nd^{3+}(5d \rightarrow 4I_{9/2}),$ nm	$Er^{3+}(5d \rightarrow 4I_{15/2}),$ nm	$Tm^{3+}(5d \rightarrow 3H_6),$ nm
BaF_2	179.2	163.7	-
SrF_2	180.0	164.2	-
CaF_2	183.9	166.0	168.7

Рис. 64. Спектры рентгенолюминесценции кристаллов с примесью Er^{3+} . 1- $BaF_2-0,3\% ErF_3$; 2- $SrF_2-1\% ErF_3$; 3- $CaF_2-0,3\% ErF_3$



Полосы $d - f$ переходов в спектрах всех кристаллов чётко выделены и смещаются в сторону низких энергий в зависимости от матрицы кристалла: $BaF_2 \rightarrow SrF_2 \rightarrow CaF_2$.

Впервые были обнаружены полосы $d-f$ переходов для BaF_2-ErF_3 и SrF_2-NdF_3 . Сравнивая интенсивности $d-f$ полос между собой, можно выделить кристалл $BaF_2:NdF_3$, у которого эта полоса наиболее интенсивна. Однако интенсивность $d-f$ полос во всех кристаллах не превышает интенсивности их экситонной полосы.

Спектры свечения. Положения полос $d-f$ переходов РЗИ в спектрах свечения, записанных при возбуждении люминесценции ксеноновой лампой, соответствуют их положению в спектрах рентгенолюминесценции.

При увеличении концентрации примеси в спектрах свечения появляются новые полосы в области 175 нм, которая соответствует спин-запрещенным переходам РЗИ (примесь Er^{3+}) (Рис. 65).

Исследования спектров свечения кристалла CaF_2-TmF_3 показали, что при увеличении концентрации примеси две полосы, соответствующие $d-f$ переходам Tm^{3+} , сближаются (Рис. 66).

В спектрах свечения кристаллов с примесью Nd^{3+} изменений с увеличением концентрации примеси не было обнаружено.

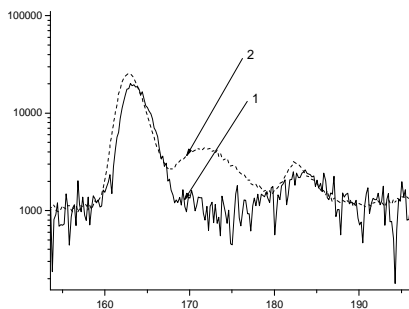


Рис. 65. Спектры свечения BaF_2-ErF_3 . 1 – $BaF_2-0,01\%ErF_3$, 2 – $BaF_2-0,3\%ErF_3$.

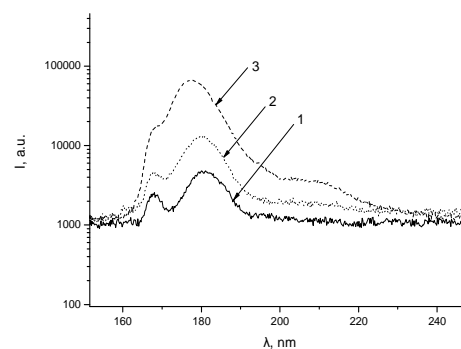


Рис. 66. 1 – $CaF_2-0,01\%TmF_3$; 2 – $CaF_2-0,03\%TmF_3$, 3 – $CaF_2-0,1\%TmF_3$

• Сцинтилляторы.

Для оценки светового выхода кристаллов CaF_2-Eu и SrF_2 , BaF_2 ,

активированных ионами Pr^{3+} и Ce^{3+} , проводились измерения амплитудных спектров при возбуждении источником гамма-излучения ^{137}Cs и спектров рентгенолюминесценции. Производилось сравнение световых выходов, полученных по спектрам, с известным световым выходом кристалла NaI-Tl. Эти измерения приведены в таблице 7.

Таблица 7.

Световой выход кристаллов кристаллов NaI-Tl, CaF_2 -Eu и SrF_2 , BaF_2 , активированных ионами Pr^{3+} и Ce^{3+} , измеренный при возбуждении рентгеновским и гамма-излучением.

Кристалл	Световой выход, полученный из спектров рентгенолюминесценции		Световой выход, полученный из амплитудных спектров импульсов	
	отн. ед.	фотон/МэВ	отн. ед.	фотон/МэВ
NaI-Tl	1	43000	1	44000
CaF_2 -0.1 mol.% Eu	0.5	21500	0.44	19360
BaF_2	0.24	10320	0.21	9240
BaF_2 -0.1 mol. % Pr^{3+}	0.23	9890	0.22	9680
BaF_2 -0.3 mol. Pr^{3+}	0.24	10320	0.15	6600
BaF_2 -0.1 mol. % Ce^{3+}	0.22	9460	0.22	9680
BaF_2 -0.3 mol. % Ce^{3+}	0.23	9890	0.17	7480
SrF_2	0.48	20640	0.42	18480
SrF_2 -0.3 mol. % Ce^{3+}	0.79	33970	0.32	14080
SrF_2 -1 mol. % Ce^{3+}	0.43	18490	0.2	8800
SrF_2 -0.1 mol. % Pr^{3+}	0.3	12900	0.27	11880
SrF_2 -0.3 mol.% Pr^{3+}	0.27	11610	0.17	7480

Световой выход кристаллов беспримесного фторида стронция составлял 40-48% от выхода NaI-Tl, а выход кристалла SrF_2 -0,3 мол.% Ce^{3+} оценивается, равным 71% от выхода кристаллов NaI-Tl. Если произвести коррекцию на спектральную чувствительность канала регистрации, то световой выход SrF_2 , с учетом коррекции, составляет 80-86% от NaI-Tl, а световой выход SrF_2 -0,3 мол.% Ce^{3+} порядка 130% от NaI-Tl. Таким образом, кристаллы фторида стронция и фторида стронция, активированные 0,3 мол. % ионов церия, могут являться перспективными сцинтилляторами, особенно учитывая высокую температурную стабильность светового выхода последнего (Рис. 67).

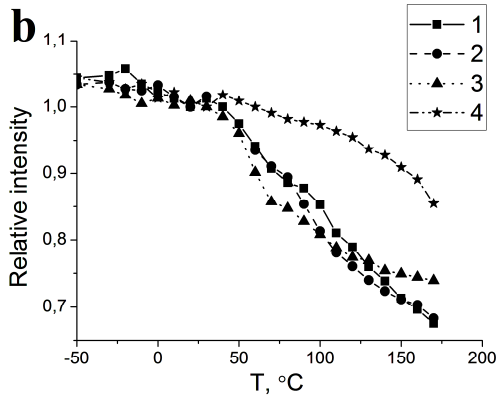


Рис. 67. Температурная зависимость светового выхода кристаллов SrF_2 , активированных 0,01 мол. % Ce^{3+} (кривая 1); 0,1 мол. % Ce^{3+} (кривая 2); 0,3 мол. % Ce^{3+} (кривая 3) и 1 мол. % Ce^{3+} (кривая 4).

• Были проведены измерения амплитудно-импульсных спектров (АИ) кристаллов NaI-Tl , SrF_2 и $\text{SrF}_2\text{-Ce}^{3+}$ (Рис. 68). Световой выход беспримесного кристалла SrF_2 близок к рассчитанному по спектрам РЛ и составляет порядка 40% от выхода NaI-Tl . А выход кристаллов, активированных церием, оказывается значительно ниже, чем измеренный по спектрам РЛ (32% от NaI-Tl)

Было установлено, что разница в световом выходе, полученном из спектров РЛ и АИ спектров, связана с тем, что в свечении ионов церия присутствуют интенсивные медленные компоненты (см. Рис. 69), которые дают большой вклад в световой выход (порядка 50%). При измерении АИ спектров время интегрирования составляет 10 μs , поэтому значительная доля света не регистрируется в АИ спектре. При измерении спектров РЛ время интегрирования составляет порядка 1 с, таким образом, величина светового выхода имеет большее значение.

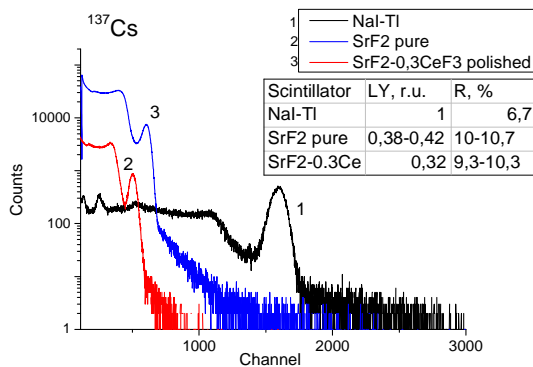


Рис. 68. Амплитудно-импульсные спектры кристаллов NaI-Tl (1), SrF_2 (2) и $\text{SrF}_2\text{-0,3 мол.}\% \text{Ce}^{3+}$ (3) при возбуждении ^{137}Cs (без коррекции на спектральную чувствительность канала регистрации).

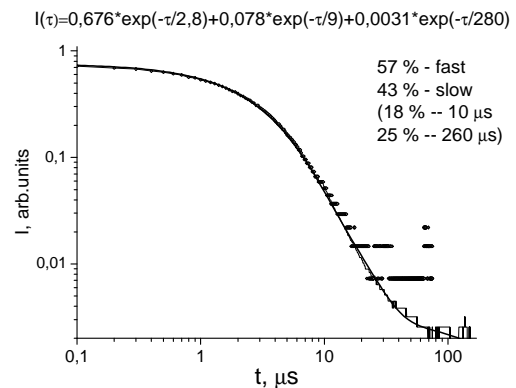


Рис. 69. Медленные компоненты свечения кристалла $\text{SrF}_2\text{-0,3 мол.}\% \text{Ce}^{3+}$ при возбуждении гамма-источником ^{137}Cs .

Для измерений светового выхода методом АИ спектроскопии был отмакетирован и собран интегрирующий предусилитель для корректной работы с усилителем Ortec 570 (линейность для сигналов длительностью >30 нс).

• **Выводы:**

Кристаллы SrF_2 при сравнимом световом выходе с NaI-Tl имеют более высокую стабильность светового выхода, плотность ($4,18 \text{ г/см}^3$) в сравнении с NaI-Tl , а также не гигроскопичны. Таким образом, SrF_2 и $\text{SrF}_2\text{-Ce}^{3+}$ являются перспективными кристаллами для сцинтилляционных применений.

Наличие медленных компонент в свечении ионов Ce^{3+} в кристаллах SrF_2 связано с переносом заряда от электронных ловушек на центры свечения. Наличие таких ловушек приводит к ухудшению сцинтилляционных свойств. Влияние таких ловушек, вероятно, можно уменьшить введением в кристалл $\text{SrF}_2\text{-Ce}^{3+}$ дополнительно примеси Cd , Ga или In .

№ 34. «Цикличность в биогеологических седиментационных системах Центральной Азии на абсолютной временной шкале голоцена: глобальный отклик солнечно-земных связей» руководитель к.г.-м.н. В.А. Бычинский

• Цель исследований – реконструкция отклика региональной растительности на изменения глобального климата с конца среднего голоцена. Объект исследования: болотные экосистемы Хандинской депрессии.

Получены результаты палинологического и радиоуглеродного анализов из керн торфяных отложений в долине р. Ханды. Результаты позволили реконструировать растительность, ландшафты и климат северо-западной части Байкальского региона, начиная с конца среднего голоцена. Соотнесение полученной записи изменения природной среды и климата Хандинской депрессии с таковыми в северном полушарии позволило сделать вывод о своеобразном ответе холодных бореальных экосистем на глобальные изменения климата.

Ранее было предположено, что снижение солнечной активности 2800-2710 л.н., полученное из ^{14}C калиброванной шкалы, вызвало широко распространенное ухудшение климата в обоих полушариях [напр., van Geel et

al., 1996²⁹; Geel et al., 1998³⁰; Speranza et al., 2000³¹, 2002³²; Blaauw et al., 2004³³; Mauquoy et al., 2004³⁴]. Более того, было показано, что ухудшение климата на границе среднего и позднего голоцена соотносится с аномалиями атмосферного ¹⁴C, позволяя предполагать, что незначительные изменения в солнечной активности могли оказывать значительное влияние на климат земли [Blaauw et al., 2004³³; Mauquoy et al., 2004³⁴]. Для северных районов Байкальского региона в доступной литературе мы не нашли результатов палеогеографических-палеоэкологических исследований, освещающих реакцию региональной природной среды на коротковременное событие ухудшения глобального климата 2800-2700 л.н. Поэтому, пыльцевая запись изменения растительности и климата последних 3200 л.н., полученная из болотного массива в Хандинской депрессии может рассматриваться как первая запись динамики природной среды северо-западной части Байкальского региона, показывающая особенности ответа региональной растительности и климата на его глобальные изменения с конца среднего голоцена.

Проведенные исследования иллюстрируют резкий сдвиг к более влажным/холодным климатическим условиям около 2600 л.н., когда в Хандинской депрессии распространились тундровые сообщества с максимумом развития около 200 л.н., свидетельствуя о возможном 100-200-летнем запаздывании ответа региональной растительности на глобальные изменения климата. Более того, это первое свидетельство в пользу пространственных вариаций региональных изменений природной среды в ответ на одно глобальное событие. Близкая по длительности задержка реакции

²⁹ Van Geel B., Buurman J. and Waterbolk H. T. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP // *Journal of Quaternary Science*, 1996, V. 11, № 6, P. 451-460.

³⁰ van Geel, B., et al. The sharp rise of $\Delta^{14}\text{C}$ c. 800 cal BC: possible causes, related climatic teleconnections and the impact on human environments. *Radiocarbon*, 1998, V. 40, P. 535-550.

³¹ Speranza A., Hanke J., van Geel B. and Fanta J. Late-Holocene human impact and peat development in the Černá Hora bog, Krkonoše Mountains, Czech Republic // *The Holocene*, 2000, V. 10, № 5, P. 575-585.

³² Speranza, A., van Geel, B. and van der Plicht, J. Evidence for solar forcing of climate change at ca. 850 cal BC from a Czech peat sequence // *Global and Planetary Change*, 2002, V. 35, P. 51-65.

³³ Blaauw M., van Geel B., and van der Plicht J. Solar forcing of climatic change during the mid-Holocene: indications from raised bogs in The Netherlands // *The Holocene* January, 2004, V. 14, № 1, P. 35-44.

³⁴ Mauquoy D., van Geel B., Blaauw M., Speranza A., and van der Plicht J. Changes in solar activity and Holocene climatic shifts derived from ¹⁴C wiggle-match dated peat deposits // *The Holocene* January, 2004, V. 14, № 1, P. 45-52.

растительности болотных экосистем установлена и для северных регионов Европы (напр., для Ирландии, Swindles et al., 2007).

Похолодание 2 не получило ясного ответа в региональной растительности и ландшафтах возможно из-за его кратковременности. Холодным бореальным экосистемам Хандинской депрессии, которые и в настоящее время существуют в условиях многолетней мерзлоты, могло не хватить времени, чтобы существенно измениться.

Похолодание 1 (малый ледниковый период), похоже, обусловил снижение роли пихтовых лесов, а их кратковременный расцвет около 1000 л.н. хорошо соотносится с известным потеплением (средневековая климатическая аномалия).

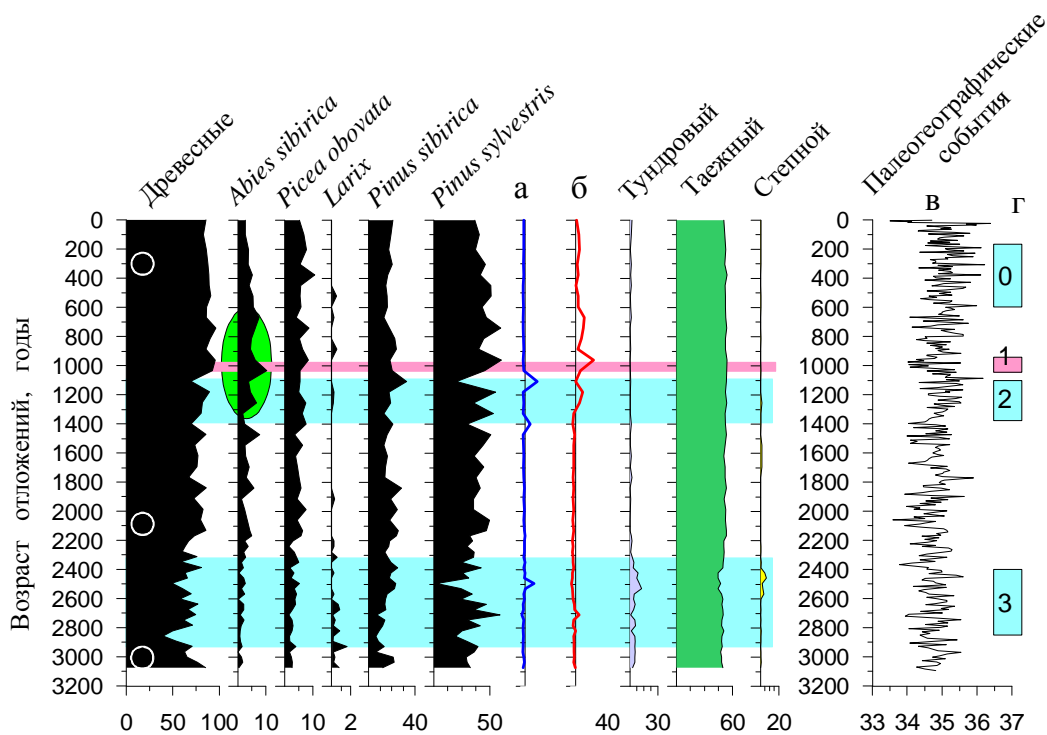


Рис. 70. Обобщающая диаграмма изменения общего участия древесных растений и их доминирующих видов, динамики пыльцевых индексов влаги (а), тепла (б), изменчивости преобладавших ландшафтов (тундровый, таежный, степной) в сравнении с вариабельностью $\delta^{18}\text{O}$ из Гренландского ледника (индикатор температуры воздуха в Северном полушарии, В, по *NGRIP dating group, 2005*) и тремя известными резкими климатическими событиями похолоданий (Г, по *Mayewski et al., 2004*). Белые кружки на шкале Древесные означают датированные уровни.

- Кроме палеоэкологических исследований, нами проведено сопоставление химического и минералогического состава байкальских осадков. Разработан способ, позволяющий оперативно оценивать минеральный состав, опираясь только на данные по содержанию биогенного кремнезема и силикатного

анализа.

Разработанный способ оценки условных кристаллохимических формул в сочетании с симплекс-методом позволяет оценить минеральный состав байкальских осадков, отлагавшихся в различных условиях климата и окружающей среды. В таблице 8 приведено сравнение результатов расчета минерального состава и аналитических определений. В данном примере разработанный метод использован для определения минерального состава тех горизонтов, где минералогический состав аналитически не определялся, а сопоставление проводится с теми пробами, где неизвестен химический состав.

Таблица 8.

Сравнение расчетного и аналитически определенного минералогического состава осадков оз. Байкал BDP-96.

Минер. состав	Солотчина	ИГХ	Солотчина	ИГХ
	430,5 см	538 см	502,5 см	446 см
SiO ₂ (bio)	0	0	22,05	22,06
Кварц	17,7	19,54	10,67	10,68
Кпш		0,56	5,14	5,14
Плагиоклаз	16,8	17,07	9,35	9,35
Иллит-сметит	31,8	29,43	10,21	10,21
Иллит	0	0,00	25,01	25,02
Мусковит	20,08	18,87	6,23	6,24
Хлорит	6,4	8,71	3,35	3,35
Хлорит-сметит	4,1	2,3	6,39	6,39
Каолинит	2,6	4,77	1,55	1,56
Итого	99,48	100	100	100

Единственным критерием сходства проб является содержание биогенного кремнезема. Как можно убедиться, полученное решение достаточно точно соответствует XRD-методу. Масштаб отличий определяется следующими факторами, список минеральных фаз, полученных XRD-методом, существенно отличается от химического состава, поскольку в нем не учитываются такие элементы как сера, марганец, титан, потери при прокаливании и ряд других. Поэтому по минеральному составу, полученному данным методом, невозможно точно определить химический состав данной пробы. Тем не менее, полученные нами результаты хорошо сопоставимы с данными

рентгенофазового анализа. Следовательно, используя данные подходы, мы можем качественно оценить весь объем накопленной химико-аналитической информации по байкальским донным осадкам и выбрать те короткие интервалы керна, исследование которых XRD-методом (или любым другим) даст наиболее ценные сведения о климатических изменениях.

Используя средние содержания осадков для всех интервалов скважины BDP-98, был рассчитан минеральный состав в донных осадках всего разреза скважины BDP-98. Исследовались теплые и холодные периоды (Табл. 9). Установлено, что полевые шпаты слабо реагируют на изменение климата, их содержание в теплые и холодные эпохи меняется не существенно: 0-100 м тепло – холод (18,75-22,29); 100-200 м (22,31-23,83); 300-450 м (21,39-18,53); 450-600 м (17,02-17,02). В то время как содержание глинистых минералов существенно возрастает в теплые эпизоды: 0-100 м (36,50-52,25); 100-200 м (35,75-58,48); 300-450 м (36,60-65,41); 450-600 м (66,40-66,40). Таким образом, наряду с биогенным кремнеземом, хорошим индикатором палеоклиматических изменений окружающей среды являются глинистые минералы. Однако для подробного описания отдельных климатических эпизодов необходимо исследовать отдельные относящиеся к этим эпизодам горизонты осадков.

Таблица 9.

Содержания минералов рассчитанные для средних составов осадков плейстоцена, плиоцена, миоцена и миоцена

Скважина BDP-98

Глубина, м	Кварц	Альбит	Анортит	КПШ	Сумма	Мусковит	Хлорит	Каолинит	Аппатит	Иллит	Иллит смектит	Хлорит смектит	Сумма
0-100 <17	6,41	13,05	1,98	0,85	22,29	24,83	8,59	7,33	0,46	0,00	32,77	3,73	36,50
0-100 >17	5,51	10,44	1,96	0,84	18,75	16,14	0,00	12,34	0,52	9,25	40,87	2,13	52,25
100-200 <17	13,95	8,16	1,43	0,29	23,83	18,55	1,79	19,47	0,60	0,00	27,10	8,65	35,75
100-200 >17	15,53	5,07	1,42	0,28	22,31	0,00	1,93	16,74	0,55	24,22	32,08	2,18	58,48
300-450 < 17	11,27	8,39	1,44	0,29	21,39	18,20	2,94	20,82	0,60	0,00	27,56	8,50	36,06
300-450 >17	10,30	6,51	1,43	0,29	18,53		0,29	15,35	0,42	25,99	34,89	4,54	65,41
450-600 <13	6,08	9,25	1,41	0,28	17,02	0,00	0,00	15,90	0,61	26,76	34,68	4,96	66,40
450-600 >13	6,08	9,25	1,41	0,28	17,02	0,07	0,00	15,90	0,61	26,76	34,68	4,96	66,40

Скважина BDP-96

0-100 >17	13,35	8,23	2,00	0,86	24,44	19,22	0,00	11,51	0,51	0,00	44,32	0,00	44,32
0-100 <17	10,01	11,78	1,98	0,85	24,62	23,69	7,24	6,60	0,54	0,00	33,53	3,78	37,32
100-200 >17	16,01	5,03	2,01	0,86	23,91	7,93	0,00	17,08	0,52	12,08	38,42	0,06	50,56
100-200 <17	14,18	7,09	1,99	0,85	24,12	17,79	6,49	19,15	0,58	0,00	30,77	1,10	31,87

№ 53. «Эволюция природной среды и климата в четвертичном периоде Сибири, реконструируемая на основе синтеза геологических, археологических, дендроклиматических данных, ее влияние на развитие человека, его культуру и региональный прогноз природно-климатических изменений на ближайшее будущее»

руководитель академик М.И. Кузьмин

Цель исследований: реконструкция состава растительности, динамики ландшафтов и климата позднего ледникового и голоцена для одного из важнейших в археологическом отношении районов Байкальского региона – Приольхонья.

• Комплексные записи изменения природной среды в районе мелкого и небольшого оз. Халльское показали значительные перестройки в растительности района в ответ на изменения климата. В полученных записях не было найдено очевидных доказательств антропогенной деятельности, несмотря на длительную историю скотоводства. Геохимические записи свидетельствуют об изменениях солености озера за последние 5100 лет. Реконструкции ландшафтов и климата с использованием пыльцевых данных (Рис. 71) и моделирование регионального климата [White and Bush, 2010] показали, что в

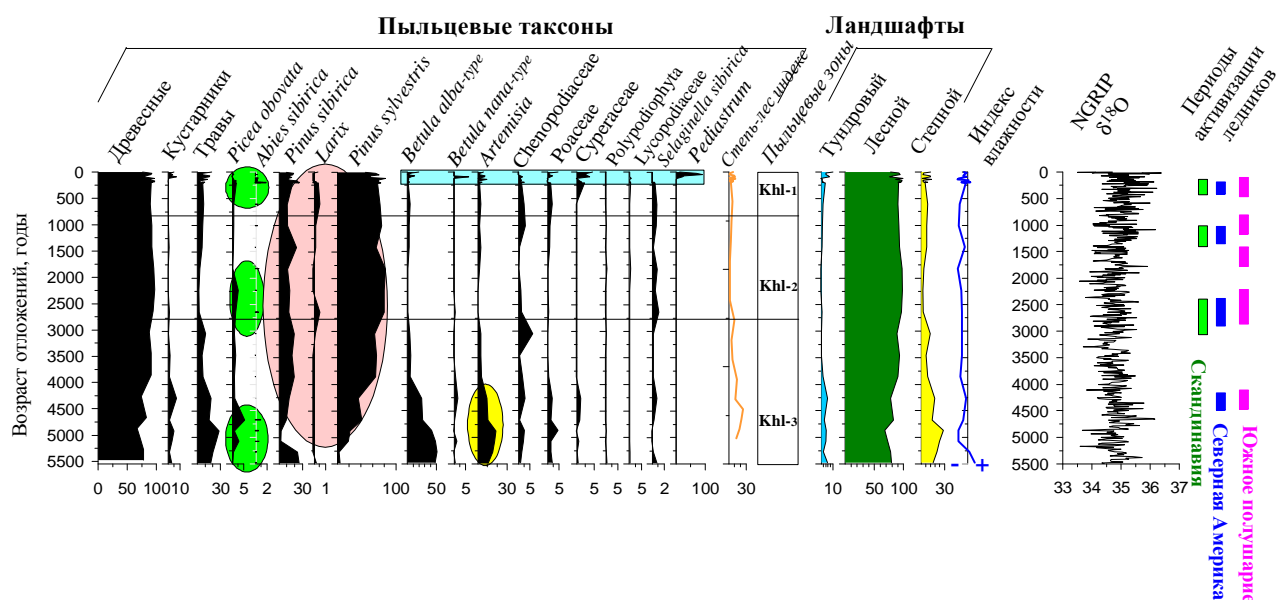


Рис. 71. Изменение растительности и ландшафтов вокруг оз. Халл за последние более, чем 5000 лет.

Зелеными овалами выделены короткие периоды расширения ели, означающих повышение увлажнения, розовым цветом – время экспансии сосны обыкновенной и сибирской, желтым – локальное расширение степной растительности. Шкала NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ отражает изменение температуры в Северном полушарии (по Svensson et al., 2008³⁵).

³⁵ Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // Clim. Past. – 2008, V. 4, P. 47-57.

районе оз. Халл существовал тренд развития природной среды, аналогичный региональному – снижение атмосферного увлажнения и повышение континентальности. Реконструированные умеренно-холодные и влажные условия в Малом ледниковом периоде аналогичны с его проявлением в других региональных записях. Однако, хотя ясного сигнала антропогенного влияния на природу района не выявлено, предполагается, что развитие колоний водорослей рода *Pediastrum* в последние 150 лет (верхние 5 образцов с разрешением в 30 лет), может быть индикатором постоянного присутствия здесь человека.

№ 82. «Глубинная биота осадочной толщи Байкала в зонах разгрузок углеводородов» руководитель к.х.н. Г.В. Калмычков

- В 2012 году проведено изучение изотопных характеристик углеводородных газов в районе газопроявления Голоустное (оз. Байкал). Установлено, что значение $\delta^{13}\text{C}$ метана из осадков варьирует от -65,5‰ до -58,8‰, а $\delta^{13}\text{C}$ этана от -26,7‰ до -28,1‰. Значение C_1/C_2 находится в интервале 27÷305. В рамках современных схем генетической типизации такой газ можно классифицировать как смешанный (термогенный + бактериальный).

Метан смешанного типа достаточно широко распространен на Байкале. Отличительной особенностью байкальского метана смешанного типа является высокая примесь этана (на газопроявлении Голоустное она достигает 3,5%), при практически полном отсутствии более тяжелых гомологов.

На основании результатов, полученных при изучении изотопного состава углерода пропана, установлено, что низкие концентрации этого гомолога метана связаны с его биodeградацией.

№ 87. «Формирование крупных магматических провинций Сибири в результате плюм-литосферных взаимодействий (на основе изотопно-геохимических данных, геодинамического и теплофизического моделирования)» руководитель к.г.-м.н. С.И. Дриль

- Для обеспечения хранения и обработки данных по вещественному составу эталонных магматических объектов внутриплитовой природы Центрально-Азиатского кратона и его складчатого обрамления в уже существующей базе

данных ИГХ СО РАН, использующей свою собственную объектно-реляционную систему управления Базами данных PostgreSQL с расширением PostGIS, был создан специальный отдельный проект или блок, включающий более 700 записей, содержащих данные о петрохимическом, микроэлементном и изотопном (Sr, Nd, Pb) составе преимущественно базальтоидов позднепалеозойского и мезозойского возраста: разрез траппов Восточной Сибири, рифтогенных вулканитов Западной Сибири, рифтогенных впадин Восточного и Западного Забайкалья.

Анализ накопленных литературных данных по изотопному составу Sr, Nd, Pb в разновозрастных продуктах магматической деятельности Исландского плюма, включая полученные оригинальные результаты, позволил заключить, что на начальном этапе развития магматического процесса система мантийных источников была гетерогенной и включала в себя DM, HIMU и EM II в разных пропорциях. В настоящее время доминирующим мантийным источником под Исландией является источник DM.

Показано, что вулканиты трахибазальтовой серии Восточного Забайкалья (Александрово-Заводская впадина) характеризуются высокими значениями Th/Ub относительно тренда мантийной последовательности, что может свидетельствовать о двух процессах при эволюции исходного расплава – субдукционного обогащения и коровой контаминации. Полученные величины $\epsilon Nd(t)$ в вулканитах шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий изменяются в крайне узких пределах: $-0,5 - (-2,0)$, свидетельствуя о близости изотопного состава Nd в источнике пород и исключая существенные вариации в степени контаминации мантийных расплавов коровым веществом.

Получены локальные U-Pb (SHRIMP-II) датировки цирконов из гранитоидов Солзанского массива Хамар-Дабана, показавшие следующее: 1) чисто магматические цирконы гранитных выплавов в Солзанском массиве начали кристаллизоваться 516-515 млн лет назад, и завершился этот процесс после декомпрессии 505-490 млн лет назад; 2) ксеногенные цирконы не переработаны полностью процессом анатексиса и представлены: а) метамиктными, по-

видимому, древними черными цирконами, богатыми ураном; б) ксеногенными цирконами с возрастaми от 530 до 780 млн лет, в разной мере переработанными флюидами и остаточными расплавами.

№ 110 «Гидроминеральные ресурсы Сибири и сопредельных территорий: рудогенерирующий потенциал, новые технологии комплексной переработки, экологическая безопасность» руководитель к.г.-м.н. О.А Склярова

• Выявлены закономерности локализации и состава вод малых озер Ульдза-Торейской равнины (Восточное Забайкалье).

Все исследованные озера в пределах Улдза-Торейской высокой равнины относятся к Онон-Борзинской и Восточно-Монгольской системе озер и условно объединены в отдельные группы (Рис. 72а, б). Расположение озер контролируется тектонической структурой региона: большинство озер приурочено либо к зонам разломов, либо формируется на границах геологических структур. Приуроченность озер к зонам разломов объясняется существованием постоянного источника питания для озерных вод – разгрузкой подземных вод. Закономерности распределения микрокомпонентов в озерах определяются, преимущественно,

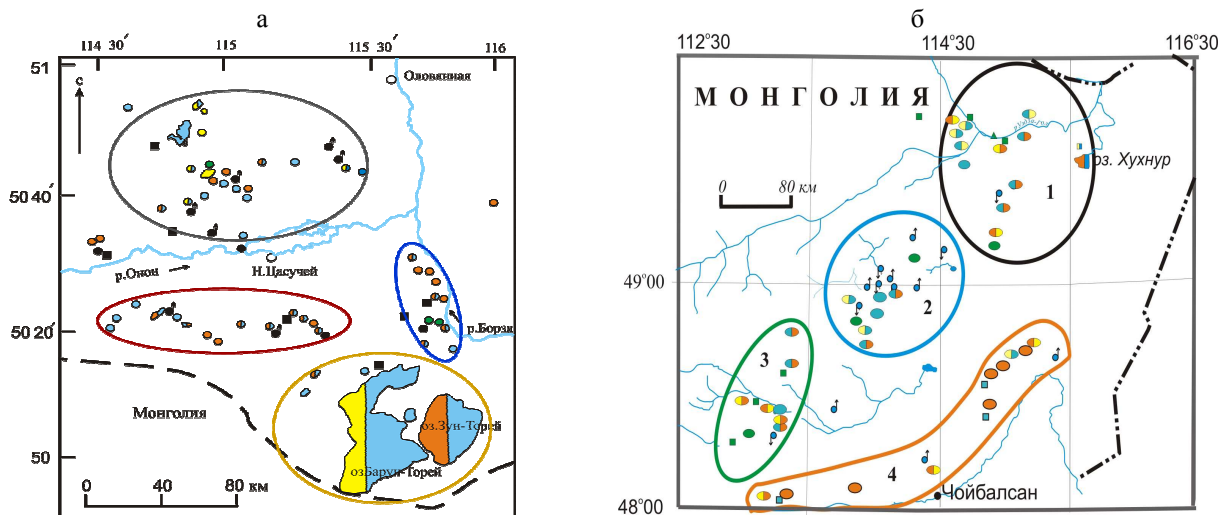


Рис. 72. Схема распространения озер и источников Улдза-Торейской высокой равнины: а - Забайкалье; б – Северо-Восточная Монголия.

процессами испарительного концентрирования. Для Восточно-Монгольской системы озер характерно накопление Li, B, Br, Sr, Mo и U, для Онон-Борзинской системы As, Se, REE и W. Выделенные аномалии микрокомпонентов в подземных водах не находят отражения в воде озер,

получающих питание этими подземными водами.

№ 115. «Кимберлиты среднепалеозойского возраста, их алмазы, особенности строения литосферы вмещающих террейнов Сибирской платформы и причины различий дисперсии их продуктивности в разных полях» руководитель д.г.-м.н. С.И. Костровицкий

- Изучен петрографический, химический и микроэлементный состав разных структурно-текстурных разновидностей кимберлитов, слагающих месторождения Интернациональная и Мир.

Трубка Мир является многофазной, в строении которой участвуют по данным разных исследователей 3-6 структурно-текстурных разновидностей. Основной объем трубки выполнен кимберлитовыми брекчиями разных фаз внедрения. На глубине 760-810 м скважинами был обнаружен блок слабо серпентинизированных кимберлитов массивной текстуры, содержащих шортит. На глубине 880 м. Г.В. Зольниковым описана дайка мелкопорфирового кимберлита.

Кимберлиты трубки охарактеризованы 33 химическими анализами, которые выполнялись в ИГХ СО РАН. Сравнение усредненных химических составов кимберлитов разных фаз показало наличие устойчивых различий между ними. Кимберлиты начальных массивных фаз внедрения овоидофировой структуры отличаются от поздних спорадофировой и дейтеропорфировой структур повышенными содержаниями TiO_2 и FeO , Fe_2O_3 и относительно повышенной щелочностью. В этом же направлении (от начальных к конечным фазам) происходит постепенное возрастание количества карбонатной составляющей. Кимберлиты автолитовых обособлений заметно обогащены, по сравнению с вмещающим кимберлитом, TiO_2 , P_2O_5 и карбонатной составляющей.

График кластер-анализа R-типа корреляционных соотношений между пороодообразующими окислами разбивает последние на 3 группы: 1) SiO_2 , MgO , H_2O , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 ; 2) K_2O , Al_2O_3 , Na_2O ; 3) CaO , CO_2 , P_2O_5 , MnO , которые, в основном, соответствуют компонентам следующих минералов: 1) серпентин, пикроильменит; 2) флогопит, 3) кальцит, апатит. Петрохимической

особенностью кимберлитов, слагающих трубку Мир, является наличие тесной положительной корреляционной связи между силикатно-магнезиальными и железистыми компонентами, что является отражением подмеченной ранее [Классификация кимберлитов и ..., 1981³⁶] минералогической закономерности – прямой связи между насыщенностью вкрапленниками оливина и количеством пикроильменита в разновидностях кимберлита. Содержание CaCO_3 и P_2O_5 находится в обратной корреляции со щелочностью породы, а также с количеством магнезиально-железисто-силикатной составляющей кимберлитов. Таким образом, можно заключить для трубки Мир, что карбонатизация кимберлитов в ней сопровождалась существенным выносом большинства породообразующих окислов, в том числе и так называемых «показательных».

• **Трубка Интернациональная** в верхних горизонтах представлена двумя типами пород: кимберлитовыми брекчиями (доминировали, составляя около 99 % объема трубки) и массивными кимберлитами. Кимберлитовые породы состоят из псевдоморфоз серпентина и кальцита по оливину, единичных зерен пирропа, хромшпинелида и пикроильменита, сцементированных карбонат-серпентиновым агрегатом. Из ксенолитов распространены обломки карбонатных пород нижнего палеозоя (5-15 %, редко 30 %), в небольших количествах присутствуют траппы, обнаружены единичные обломки кристаллических сланцев фундамента платформы. Повышенное количество ксенолитов карбонатных пород (40-60 %) зафиксировано в приконтактной зоне, особенно на участках пологого залегания контактов. Характерной особенностью кимберлитовых пород верхних горизонтов трубки (до глубины 370 м) является высокое содержание примеси терригенного материала вмещающих пород. Последний представлен песчанистой, алевритистой и глинистой фракциями и состоит из кварца, полевого шпата, плагиоклаза, турмалина, альмандина, сфена, ставролита. Глубже 370 м количество перечисленных минералов резко снижается, а начиная с глубины 500 м, они

³⁶ Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. М., Наука, 1981, 136с.

фактически исчезают [Харьков и др., 1991³⁷]. Массивные порфиновые разновидности кимберлитов сохранились, в основном, в виде отдельных, иногда крупных блоков. Включения типа «кимберлит в кимберлите» встречаются довольно часто, их количество с глубиной увеличивается, достигая 16,2 % в интервале 300-525 м.

С глубиной строение кимберлитового тела усложняется; здесь выделены кимберлиты трех фаз внедрения. Значительный объем на глубине выполняют автолитовые кимберлитовые брекчии, сложенные округлыми, овальными выделениями кимберлита ранней генерации. Автолиты обычно имеют более мелкопорфировую структуру, чем вмещающие их кимберлиты; доля оливина в них значительней ниже, чем в цементе [Харьков и др., 1991³⁷].

На глубине трубки более 600 м встречаются блоки кимберлита с высокой насыщенностью свежего оливина. Как правило, вмещающими породами трубки служит эвапоритовая толща с мощными слоями солей.

Проведено петрографическое описание шлифов разных структурно-текстурных разновидностей кимберлитов.

- Изучен состав минералов основной массы кимберлитов разных структурно-текстурных разновидностей кимберлитов. Одним из таких примеров является обр. 00-288. Брекчированный порфиновый кимберлит (Рис. 73 и 74).

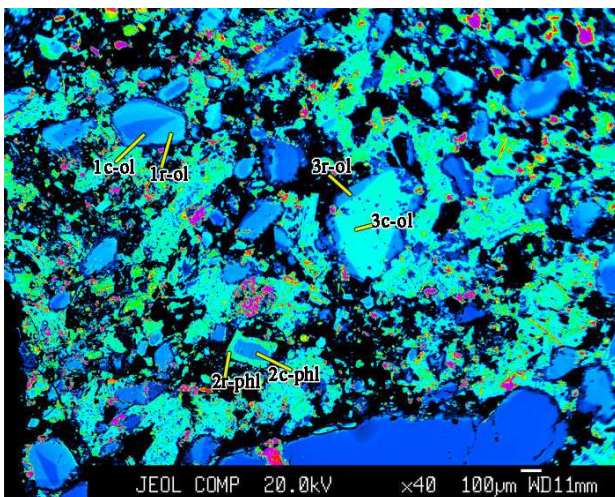


Рис. 73. Шлиф обр. 00-288. Брекчированный порфиновый кимберлит

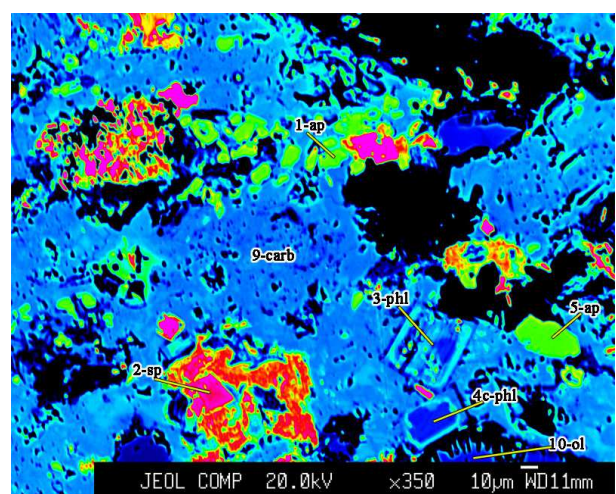


Рис. 74. Шлиф обр. 00-288. Брекчированный порфиновый кимберлит

³⁷ Петрохимия кимберлитов / сост.: А. Д. Харьков и др., М.: Недра, 1991, 304 с

Основная масса состоит из мелких (50-150 мкм) зерен свежего оливина овальной и реже субидиоморфной формы, которые в свою очередь цементируются существенно гранобластовым карбонатным агрегатом с размером зерен неправильной формы. Кроме карбоната в матрице встречается рудный минерал (около 2-3%) в виде тонких пластинок. Количество флогопита не превышает 2-3%. Нередко пластинки флогопита деформированы. Самые крупные кристаллы флогопита не более 500 мкм, мелкие 50 мкм. Апатит в карбонатной матрице находится в виде отдельных округлых зерен (обычно от 20 до 50 мкм), а также в виде скоплений мелких агрегатов (от 5 до 25 мкм). Перовскит и пикроильменит отмечается только в единичных акцессорных кристаллах. Серпентина 5-8 %, карбоната 45-50%, оливина 30-35 %, флогопита 2-3 %, шпинелидов 2-3%.

№ 123. «Элементы - примеси в редкометалльных и полиметаллических рудно-магматических системах: минералогия и микроминералогия, новые технологии механохимической переработки руд, переоценка редкоэлементного потенциала месторождений» руководитель д.г.-м.н. В.Е.Загорский

Создана базовая эталонная коллекция рудных минералов Завитинского и Этыкинского месторождений. Показано, что касситерит этих месторождений не является концентратором индия. Проведено исследование содержания элементов-примесей в касситеритах месторождений Восточно-Саянского пояса. Как видно из таблицы 10, касситериты изученных пегматитов отличаются высокими содержаниями Nb и Ta, при этом поздние комплексы, а также комплексные пегматиты с поллуцитом характеризуются преобладанием Ta над Nb в этом минерале. Содержания Zr и Hf при их значительной величине изменяются слабо, а количество W колеблется в широких пределах. Концентрации Pb и Sc незначительны.

Изучение касситеритов методом рентгеноспектрального электронно-зондового анализа показало, что Ta и Nb находятся в касситеритах как в изоморфной форме, так и в виде микровключений тантало-ниобатов, основная часть которых представлена группой колумбита (колумбит, танталит). Кроме

того, встречаются включения микролита и тантало-ниобатов кальция – ферсмита и ринерсонита. В матрице касситеритов Та значительно преобладает над Nb. В касситерите из альбит-мусковитового комплекса Гольцового месторождения установлено аномально высокое содержание Sc, а в касситерите из позднего слюдяного комплекса Малореченского месторождения – W.

Таблица 10.
Содержания элементов-примесей в касситеритах сподуменовых пегматитов
Восточно-Саянского пояса

Поле	Тип	Минеральный комплекс	Nb	Ta	W	Zr	Hf	Pb	Sc
Гольцовое	Комплексный	альбит-микроклиновый	0,84	0,70	5	780	150	4	400
		мусковит-кварцевый (с поллуцитом)	0,82	1,43	25	680	190	7	<3
Бельское	Тантал-олово-литиевый	мусковит-кварцевый	1,35	1,05	7	600	150	3	11
		альбит-мусковит-кварцевый	0,80	1,50	9	580	110	3	14
			1,80	1,20	26	300	210	44	<3
		кальцит-микроклин-альбитовый (с флюоритом)	0,83	0,65	6	710	125	7	17
Калгинское		сподумен-альбитовый	0,87	1,5	-	800	200	-	-
Калгинское	Литиевый	мусковит-кварцевый	1,30	1,00	18	1600	100	4	-
Малореченское		Поздний слюдяный	0,48	1,90	180	800	200	8	<3

Примечание. Содержания Nb и Ta – мас. %, других элементов – г/т. Прочерк – не определялось.

Интеграционные проекты партнерских фундаментальных исследований

№ 12. «Континентальный рифтовый и коллизионный метаморфизм орогенных поясов и палеозон перехода океан-континент (на примере Урала, Енисейского кряжа и Джугджуро-Становой складчатой области)» руководитель д.г.-м.н. К.В. Чудненко

- В последние годы создано несколько моделей, учитывающих содержание в биотите Ti и Fe³⁺. Нами на основе реальные минеральные ассоциации в конкретных и хорошо изученных образцах метаморфических пород [Авченко, 1990³⁸; Авченко и др., 2010³⁹] проведена калибровка моделей твердого раствора биотита. При проведении термодинамического моделирования использовалась база термодинамических данных Т. Холланда и Р. Пауэлла [Holland & Powell, 1998⁴⁰]. Результаты моделирования

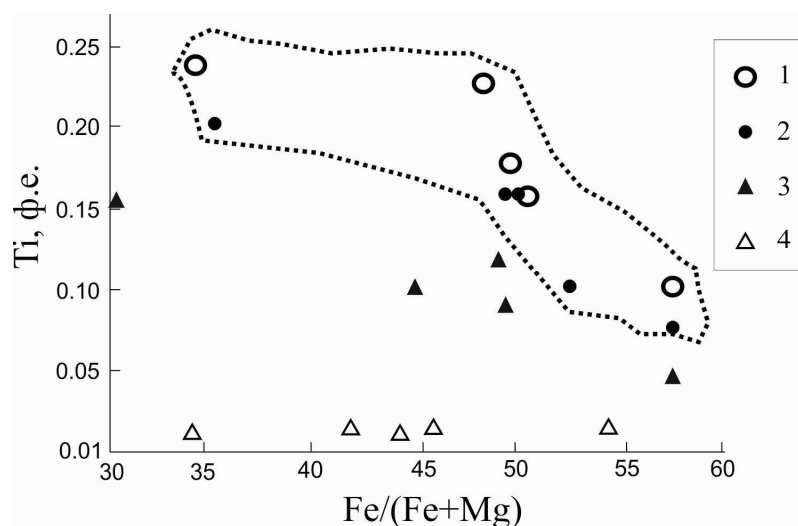
³⁸ Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии» (М.: Наука. 1990, 181 с.

³⁹ Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем, Владивосток, Дальнаука, 2010, 229 с.

⁴⁰ Holland, TJB, & Powell, R, An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology, 1998, V. 16, № 3, P. 309–343

показывают, что модель биотита [White et al., 2005] некорректно описывает состав биотита по содержанию титана и немного занижает величину общей железистости биотита. Более поздняя модель [White et al., 2007] в этом отношении значительно точнее. Но ближе всего к природным биотитам оказалась модель биотита [Tajcmanova et al., 2009⁴¹]. Причем последняя модель дает не только содержание трехвалентного железа и титана в биотите, но и распределение компонентов Mg и Fe по двум позициям M1, M2 или степень его упорядочения. Таким образом, на основе метода минимизации, с помощью моделирования реальных минеральных парагенезисов была решена задача выбора наиболее корректной модели твердого раствора биотита, которая была использована в дальнейшем при проведении моделирования минеральных ассоциаций метаморфических пород.

Предложенные термодинамические модели бинарного раствора сфена CaTiOSiO_4 - CaAlFSiO_4 имели ряд опечаток в оригинальной работе авторов [Troitzsch U., Ellis, 2002⁴²], связанных с размерностями используемых параметров. Это потребовало провести серию контрольных расчетов по уточнению предложенных моделей и выбора из них оптимальной с учетом термодинамических свойств флюорита, взятых из разных термодинамических баз [Robie R.A., Hemingway, 1995⁴³; Yokokawa, 1988⁴⁴].



⁴¹ Tajcmanova L., Konopasek J., Košler J. The mobility of zinc and its role in stabilization of spinel-bearing mineral assemblages in high-grade felsic rocks of the Moldanubian domain, Bohemian Massif // European Journal of Mineralogy, 2009? V. 21, P. 407-418.

⁴² Troitzsch U. and Ellis D. J. () Thermodynamic properties and stability of AIF-bearing titanite CaTiOSiO_4 - CaAlFSiO_4 // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002, V. 142, P. 543-563.

⁴³ Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15 K and 1 Bar (10^5 Pascals) pressure and at high temperatures // U.S. Geological. Survey Bulletin 2131. 1995.

⁴⁴ Yokokawa H. Tables of Thermodynamic Functions for Inorganic Compounds // J. National Chemical Laboratory for Industry 1988, V. 83, Special Issue, P. 27-121.

Рис. 75. Сопоставление содержания титана (ф.е.) и железистости в биотитах.

1 – природные биотиты; 2-4 – рассчитанные по моделям: 2 – (Тажманова et al., 2009), 3 – (White et al., 2007), 4 – (White et al., 2005). Пунктирная линия – контур поля составов природных биотитов и биотитов, рассчитанных по модели (Тажманова et al., 2009).

На основе термодинамической модели бинарного раствора сфена и привлеченных экспериментальных данных по минеральному равновесию – Al-F сфен-флюорит-анортит разработан сфеновый фториметр для оценки фтористости флюида по парагенезису фтор-глиноземистый сфен-рутил-плагиоклаз-кварц. Рассчитана представительная серия задач (>600) соответствующих термодинамических равновесий в широкой области TP: T=450-700°C, P= 3-7 кбар. С помощью регрессионного анализа выведено уравнение, оценивающее в первом приближении фтористость флюида по парагенезису рутил–кварц–плагиоклаз–фтор-глиноземистый сфен при данных P и T.

Уравнение выглядит следующим образом:

$$F = X_{al} \cdot (-14306.5 - 69.237 \cdot N_{an} + 29.37417 \cdot t + 20965.93 \cdot X_{al} - 3.5103 \cdot X_{al} \cdot P + 0.001855 \cdot t \cdot P),$$

где F – фтористость флюида в миллиграммах на литр, N_{an} – номер плагиоклаза, P – давление (бар), t – температура (°C), X_{al} – мольная доля фтор-глиноземистого минала в сфене.

Проведенная оценка фтористости флюида в метаморфических породах Камчатки, метасоматитах Березитового месторождения и восточного домена Джугджуро-Становой складчатой области показала, что минеральные парагенезисы, содержащие фтор-глиноземистый сфен, могут служить показателем величины фтористости водного и водно-углекислого флюида (Рис. 75). При метаморфизме пород Джугджуро-Становой области, оценка уровня концентрации фтора во флюиде могла достигать 1 г/кг флюида. Величина концентрации фтора во флюиде при образовании наиболее богатого фтором Al-F сфена в условиях температур и давлений образования метасоматических пород Березитового месторождения определяется в интервале 300-500 мг/кг водного раствора. Уровень фтористости флюида при образовании Al-F сфена на изученном месторождении вполне сопоставим с фтористостью флюида при образовании грейзенов и редкометалльных пегматитов, однако, его

максимальные значения достигались только на самых заключительных стадиях формирования месторождения.

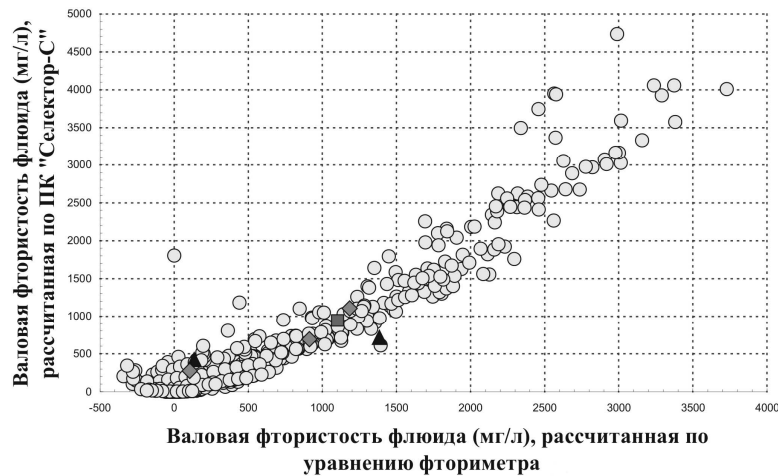


Рис. 76. Корреляция оценок фтористости флюида, рассчитанных по «Селектору-С» ($F1$) и предложенному уравнению ($F2$). Треугольниками отмечены образцы месторождения Березитовое, ромбами – срединного хребта Камчатки, квадратом – порода из восточного домена Джугджуро-Становой складчатой области.

Al-F сфен (гротит), определенный в рудно-метасоматических породах и измененных гранитоидах Березитового месторождения, встречается в минеральной ассоциации – гротит-хлорит-ильменит-магнетит. Эта гротит-хлоритовая минерализация является более поздней и наложенной по отношению к первичным гранат-биотит-мусковитовым минеральным парагенезисам. Определение температуры по гранат-хлоритовому термометру Л.Л. Перчука дают диапазон температур от 430°C до 490°C . С учетом этих данных и ранее произведенной оценки P - T условий образования метасоматических пород Березитового месторождения [Авченко и др, 2010] определены примерные P - T условия образования гротита: $T = 400\text{--}500^{\circ}\text{C}$ при давлении $3000\text{--}3500$ бар.

№ 17. «Субсинхронное формирование разнотипных гранитоидов: петрогенезис, природа источников магм, геодинамика» руководитель д.г.-м.н. В.С. Антипин

• **Определение геологических, геохимических и генетических связей разнотипных гранитоидов и их соотношений с вмещающими образованиями (Западное Прибайкалье, Ольхон).**

Формирование структуры исследуемого региона Центрально-Азиатского

складчатого пояса связано с раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными событиями, следствием которых стало развитие зональных метаморфических поясов и сопровождавших их автохтонных и аллохтонных гранитоидных комплексов. Наиболее типичными представителями коллизийного магматизма в Прибайкалье являются раннепалеозойские гранитоиды хребта Хамар-Дабан (Солзанский массив) и острова Ольхон (шаранурский комплекс). Установлено, что они имеют сходство изотопно-геохимических особенностей и наиболее близки к среднему составу континентальной коры.

Гранитоиды Солзанского массива представлены автохтонной и аллохтонной фациями: гранитогнейсами, плагиогранитогнейсами, мигматитами и лейкогранитами. Последние U-Pb датировки (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) показали средний возраст магматических цирконов в солзанских лейкогранитах 513-516 млн лет. Механизмом образования массива является частичное плавление в условиях температур высокой амфиболитовой фации при снижении давления с незначительным перемещением не полностью гомогенизированного расплава, что подтверждается включениями ксеногенного циркона с возрастом 529 и 779 млн лет. По полученным значениям возраста, особенностям состава и взаимоотношений с гнейсами хамардабанской серии гранитоиды Солзанского массива формировались при плавлении корового субстрата, и их происхождение могло быть обусловлено процессами каледонской коллизии в регионе. В этом отношении они близки к раннепалеозойским гранитоидам Ольхонского региона (шаранурский комплекс).

Шаранурский комплекс гранитоидов представлен гранитогнейсами, мигматитами, автохтонными гранитами, жилами гранитов и гранит-пегматитов. Комплекс гранитогнейсов, мигматитов и автохтонных гранитов ярко выражен в структуре Приольхонья и острова Ольхон своеобразными купольными зонами или валами. Возраст гранитоидов шаранурского комплекса определен $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ методами и составляет $475,9 \pm 4,4$ и 476 ± 9 млн лет

[Федоровский и др., 1993⁴⁵; Gladkochub et al., 2008⁴⁶]. По данным, полученным на SHRIMP-II, возраст гранитов равен 477 ± 3 млн лет.

Судя по закономерностям распределения редких элементов на приведенных спайдердиаграммах (Рис. 76), геохимические особенности вмещающих гранитоиды гнейсов обоих регионов заметно различаются. При достаточно близких в них к среднему составу континентальной коры содержаниях литофильных элементов в метаморфических толщах Хамар-Дабана существенно выше уровень средних содержаний высокозарядных элементов и тяжелых редких земель. В то же время концентрации этих групп редких элементов в гнейсах Ольхонского региона значительно ниже. По-видимому, состав и геохимические особенности вмещающих субстратов могли играть определяющую роль при анатектическом выплавлении гранитоидных магм. Эта закономерность отчетливо проявляется на примере Солзанского массива, где особенности распределения почти всех элементов во вмещающих гнейсах практически повторяются в мигматитах-плагиогранитах (Рис. 77а). При этом в последних уровень содержаний высокозарядных элементов и тяжелых редких земель заметно уменьшается. Эта геохимическая тенденция еще более отчетливо выражена на примере К-На гранитов Солзанского массива, что подчеркивает единство процессов гранитообразования всей исследуемой серии. Уровень концентраций литофильных элементов в Солзанских гранитах (К, Rb, Ba, Li, Pb, Th, Sn, Be) либо близок к среднему составу континентальной коры, либо несколько выше их средних концентраций. В то же время средние содержания в исследуемых гранитах бора и фтора заметно понижены.

Исследуемые граниты шаранурского комплекса формировались при анатектическом плавлении древнего гнейсового субстрата Ольхонского региона, поэтому гранитоиды заметно обогащены К, Rb, Ba и Pb (Рис. 77б). Изученные гранитоиды Прибайкалья, как и коллизионные гранитоиды Высоких Гималаев, характеризуются повышенными содержаниями К, Rb, Ba,

⁴⁵ Федоровский В.С., Добржинская Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.В. Новый тип меланжа // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30-45.

⁴⁶ Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. // Journal of the Geological Society. London. 2008. V. 165. P. 235-246.

Pb по отношению к составу континентальной коры.

Спектры распределения элементов в плагиогранитах и мигматитах шаранурского комплекса о.Ольхон практически повторяют характер распределения элементов в гранитах, но на более низком уровне концентраций элементов. По этим геохимическим закономерностям можно сделать вывод о близком анатектическом происхождении гранитоидов обоих типов, но из разных по вещественному составу коровых субстратов. Граниты формируются в пределах гнейсовых куполов, а плагиограниты тяготеют к сланцево-амфиболитовым слоям свит. Аномальными геохимическими особенностями обладают выявленные впервые на Ольхоне жильные пегматоидные редкометалльные граниты, которые резко обогащены многими литофильными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, W, Ga, Y и, вероятно, образовались из глубоко дифференцированного остаточного расплава [Антипин и др., 2012⁴⁷]. К-На гранитоиды хр.Хамар-Дабан и о-ва Ольхон Прибайкалья имеют геохимическое сходство и наиболее близки к среднему составу континентальной коры, что еще раз подтверждает существование Ольхон-Хамардабанского блока Прибайкалья как единого террейна.

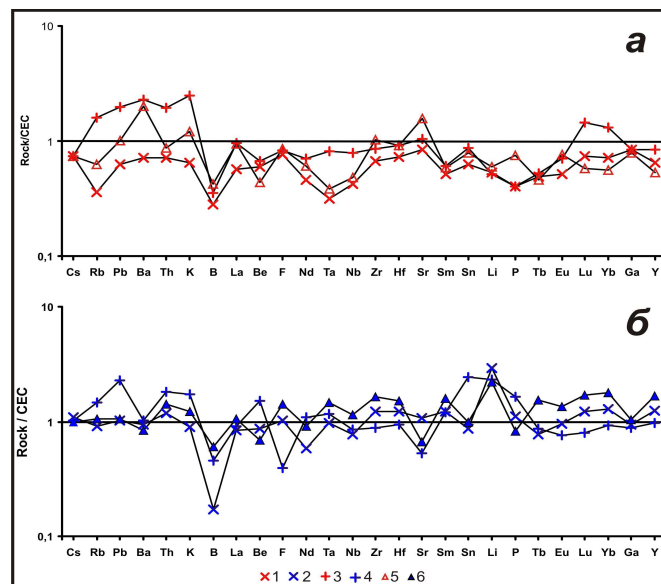


Рис. 77. Спайдердиаграмма распределения редких элементов в мигматитах, гранитах и гнейсах Прибайкалья (нормировано по среднему составу континентальной коры Китая).
 а) хр.Хамар-Дабан: граниты (3), плагиограниты, плагиомигматиты (1), гнейсы (5).
 б) о.Ольхон: граниты (4), плагиограниты, плагиомигматиты (2), гнейсы (6).

⁴⁷ Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А., Куц Л.В. Состав и геохимическая типизация гранитоидов острова Ольхон: (Шаранурский комплекс) // ДАН, 2012, Т. 445, № 1, с. 174-178.

№ 31. «Создание и сравнительный анализ геолого-геофизических моделей золоторудных провинций, узлов, полей и месторождений Сибири и Северо-Востока России» руководители д.г.-м.н. А.М. Спиридонов, к.г.-м.н. А. Е. Будяк

- Основной целью исследований в отчетный период являлось выяснение природы и возможных источников благороднометалльной (в том числе и платиноидной) специализации углеродсодержащих пород Байкало-Патомского палеобассейна (БПП).

Аномальное концентрирование рудных элементов в осадках морских бассейнов возможно только в случае наличия дополнительных, кроме морской воды, источников (гидротермы, вулканическая деятельность, апвеллинг).

Наиболее рудопродуктивные горизонты в разрезе неопротерозойских углеродсодержащих толщ юга Сибирского кратона приурочены к узкому возрастному интервалу неопротерозоя в 730–680 млн лет (дальнетайгинский и жуинский региональные горизонты). К ним приурочено также подавляющее большинство (более 90 %) всех известных в пределах БПП месторождений и рудопроявлений золота, полиметаллов, марганца и фосфора, среди которых гигантские, уникальные месторождения: Холоднинское и Сухой Лог.

Повышенные концентрации металлов увязываются с островодужным этапом развития палеобассейна, на котором формируется последовательный ряд обстановок осадконакопления, соответствующих задуговому бассейну, а южнее (Муйская зона) – островодужной системе.

Наиболее доступной для исследований влияния подводной гидротермальной деятельности на геохимические особенности рифейских углеродсодержащих осадков БПП является Олокитская зона, которая является отчетливо проявленным фрагментом спрединговой зоны задугового бассейна.

Для выяснения масштабов распространения ореола подводной гидротермальной деятельности, его геохимической зональности и влияния на формирование геохимических особенностей углеродсодержащих отложений, нами было осуществлено опробование рудовмещающей ондокской свиты, а также подстилающих отложений итыкитской свиты имеющей выход на

дневную поверхность в виде незначительной по мощности чешуи .

Исследования показали, что отложения ондокской свиты уверенно попадают в область осадконакопления палеобассейнов дальнетайгинского и жуинского времени в разрезе верхнепротерозойских толщ БГО и отличаются от подстилающих отложений итыкитской свиты повышенной общей «меланократовостью» пород и халько-сидерофильной геохимической специализацией.

Геохимические характеристики REE также показали сходимость спектра пород хомолхинской и ондокской свит являющихся вмещающими соответственно для месторождений Сухой Лог и Холоднинское, независимо от контрастного расхождения спектров рудных тел месторождений (Рис. 78).

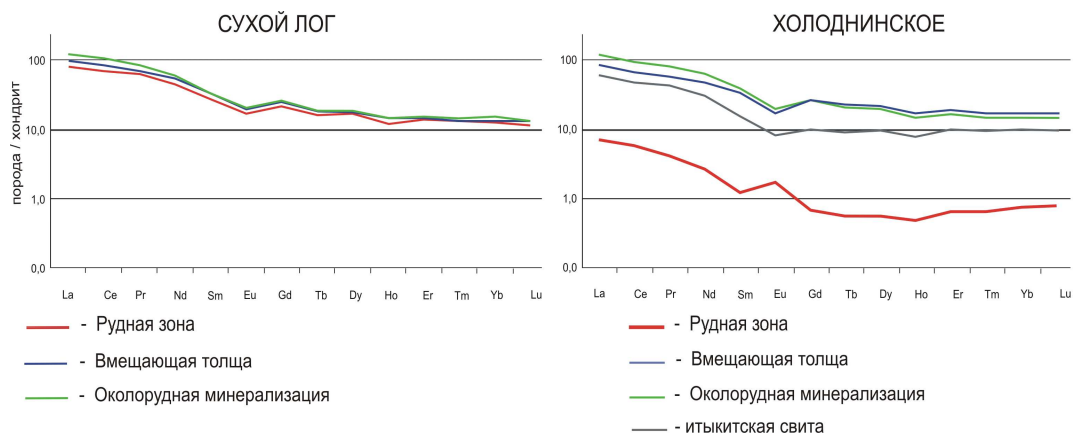


Рис. 78. Спектры распределения REE во вмещающих породах и рудах месторождений Сухой Лог и Холоднинское.

Данный факт подтверждает предположение осадконакопления терригенно-карбонатных отложений Байкало-Патомского бассейна в неопротерозойский этап в условиях зоны спрединга задугового бассейна. При дальнейшей эволюции специализированных углеродистых осадков произошла их постседиментационная трансформация с перераспределением и концентрированием рудных компонентов.

№ 33. «Фундаментальные проблемы условий формирования и технологий обогащения кварцевого сырья различных генетических типов для наплава кварцевого стекла, изготовления кварцевых тиглей и получения кремния для солнечной энергетики» руководитель д.ф.-м.н. А.И. Непомнящих

Основной целью проекта является проведение экспериментальных работ по разработке принципиальной схемы обогащения кварцевого сырья различных генетических типов и получения кварцевой крупки для наплава кварцевого стекла и кварцевой керамики.

- Проведены работы по региональному геологическому дообследованию известных проявлений кварцевого сырья, развитых в пределах Восточно-Саянской кварцитоносной зоны, западного Хамар-Дабана, хребта Морского (Западное Забайкалье) с отбором представительной коллекции экспериментальных технологических проб.

- В результате проведенных минералого-петрографических исследований пород месторождения кварцитов **Бурал-Сарьдаг** установлено, что на месторождении имеется сопоставимый набор разновидностей, связанных постепенными переходами от исходных слабометаморфизованных кварцитов – «силицитов», черных и темно-серых микрокварцитов до «суперкварцитов». Основной геохимической характеристикой месторождения является увеличение суммы элементов-примесей в процессе метасоматических преобразований кварцитов от «суперкварцитов» и осветленных микрокварцитов к темно-серым и черным микрокварцитам. Полученные новые данные подтверждают, что слабоизмененные микрокварциты представляют собой изначально химически чистую хемогенно-осадочную толщу, в которой содержания элементов-примесей в кремнистом компоненте не превышает 100 ppm. Для кварцитов месторождения Бурал-Сарьдаг доминирующими примесями являются углеродистое вещество, серицит и карбонаты. При этом наблюдается четкая корреляция между интенсивностью осветления и количеством минеральных примесей.

Кварциты **Быстринского проявления** (западный Хамар-Дабан) представляют собой пачку существенно кремнистых (апатит-диопсид-кварцевых) пород перевальной свиты архейского возраста. Пачка кварцитов мощностью более 50 м выходит на дневную поверхность в виде линейного, вытянутого в широтном направлении хребта на протяжении более 500 метров в вершине водораздела между рр. Б. Быстрая и Б. Бурутуй. Содержание кварца в породе может достигать

95 %, диопсида до 40 % и апатита до 5 %, иногда встречаются вторичные карбонаты и тремолит. Крупные зерна кварца часто удлинённой, вытянутой формы с извилистыми, зубчатыми границами ориентированы в одном направлении и достигают размеров 16×4 мм. Распределение зёрен кварца, диопсида и апатита неравномерное. Диопсид чаще концентрируется в мелкозернистых участках, образуя полосообразные скопления, или отмечается в единичных мелких зёрнах на стыке крупных зёрен кварца, отчасти как бы «вдавливаясь» в них. Зерна кварца могут содержать включения диопсида и апатита от очень редких, единичных до 3-5 %. Размеры зёрен диопсида, в основном, мелкие от 0,1×0,08 до 1,2×0,4 мм, апатит от 0,03×0,02 до 0,3×0,15 мм.

В пределах хребта Морского (Западное Забайкалье) изучены несколько участков (Гурулевский, Сенной и Медведкина падь)

На **участке Гурулевский** выделяются две разновидности кварца – темно-серый ранний и светло-серый поздний, более чистый, прозрачный среднезернистый. В темно-сером кварце отмечаются чешуйки тонкораспыленного серицита, по трещинам охры, примазки, гнезда и неправильные скопления лимонитизированных агрегатов. Контактные воздействия интрузии гранитов витимканского комплекса выражены в пиритизации на западном фланге и в скарнировании – на восточном. Экзоконтактные зоны имеют мощность порядка 100-150 метров. Мощность пласта кварцитов составляет около 1 км, протяженность – 2,5 км, масштабы и запасы кварцевого сырья – крупные.

Участок Сенной. Масштабы и чистота кварцитового сырья значительно уступают кварцитам Гурулевского проявления. И в то же время геолого-структурная ситуация близка – те же граниты их интродуцируют и метаморфизуют. Контакты тектонизированы, в эндоконтактных зонах идет привнос железа, лимонита. Отмечены более высокие концентрации серицита. В целом, простирание пласта кварцитов субширотное, на обоих бортах руч. Сенного есть коренные выходы, препарированные в рельефе. По ним хорошо видна структура пласта, простирание и элементы залегания. Мощность пласта около 500 м, протяженность – около 5 км, запасы кварцевого сырья – крупные.

- Обработка кварцевой крупки из «суперкварцитов» месторождения Бурал-Сарьдаг в минеральных кислотах понижает суммарное содержание 10 основных примесных компонентов в 5-6 раз относительно исходного (до 8-10 ppm). Это соответствует сорту кварцевого концентрата немного лучше, чем КГО-6 (где эта сумма составляет 11,45 ppm), либо высшей категории – ТУ 6-09-3379-73 квалификации ОСЧ 12-4. Проведен эксперимент по влиянию получения и обработки кварцевой крупки (количество термодроблений, наличие или отсутствие химического обогащения, температурные режимы/атмосфера прокалок и просушиваний) на исходное сырье. Предполагалось, что для исследуемого сырья, кроме необходимой стадии химической очистки, положительную роль сыграют предварительные температурные обработки. Эффективность той или иной процедуры для цели работы выявлялась путем сравнения результатов плавок разного сырья в одном и том же режиме по степени прозрачности стекла, качественно оцениваемому количеству пузырей.

- В рамках изучения влияния фазового перехода кварц–кристобалит проводилась оценка термической стойкости кварцита месторождения Бурал-Сарьдаг. Полученные результаты указывают на высокую термостойкость материала на интервале температур до 1300 °С.

- Для исследования возможности получения кварцевой керамики без этапа получения стекла были проведены оценочные работы по получению шликера из кристаллического диоксида кремния. Полученные результаты указывают на предпочтительность применения технологии получения шликера из аморфного диоксида кремния, однако за счет повышения влажности шликера можно будет получить необходимый фракционный состав из кристаллического диоксида кремния. В свою очередь повышение влажности значительно повлияет на этап отжига керамики.

Температурные интервалы фазовых состояний кварцита при нагреве до 1900 °С оказывают значительное влияние на физико-химические характеристики. Основными фазовыми переходами первого рода при нагреве диоксида кремния являются: переход из кварца в кристобалит,

тридимит или расплав, переход из тридимита в кристобалит или расплав и переход из кристобалита в расплав. Схема температурных интервалов основывается на сопоставлении результатов рентгенофазового анализа и данных температурных режимов плавки. Основными полученными фазами в кварците месторождения Бурал-Сарьдаг являлись: кварц, в интервале температур до 1300 °С он сохраняет свой цвет и форму, при температуре выше 1450 °С и выдержке в течение 30 минут кварц переходит в кристобалит, кристобалит сохраняет свою форму вплоть до 1500 °С, при более высокой температуре крупка кристобалита начинает спекаться, переходя в расплав при 1650 °С. При увеличении скорости нагрева в интервале температуры до температуры плавления кварца образуется расплав переменной вязкости, без перехода в фазу кристобалита. Дальнейшие работы будут направлены на исследования кинетики протекания фазовых переходов и ее влияния на вскрытие газовой жидких включений.

**№ 47. «Флюидный режим, мантийные источники, вещественные характеристики и возраст щелочных комплексов обрамления платформ, щитов и складчатых зон в связи с их рудоносностью»
руководитель д. г.-м.н. Н.В. Владыкин**

- Получены первые данные по флюидному режиму пород чароит-карбонатитового комплекса Мурунского массива методом термобарогеохимии. По составу включений выделено 4 ассоциации минералов, характеризующиеся своим химизмом: Ba-Sr карбонатитовый, кальцит карбонатитовый- чароитовый, кварц-карбонатитовый и кварцевый- гидротермальный. Начало кристаллизации пород 900 °С и окончание 320 °С. Обобщены геохимические и изотопные данные по Вишневогорскому и Четласскому комплексам Урало-Тиманской системы рифтовых зон. Получены геохимические данные по щелочным комплексам Кеткапско-Юнской провинции (Вост. Алдан) и уточнен возраст Улканского щелочногранитного плутона (Приамурье). Получен возраст по цирконам для Катугинского массива.

**№ 48. «Типоморфизм, типохимизм и условия образования самородного золота месторождений Северо-Востока России»
руководитель д.г.-м.н. Р.Г. Кравцова**

• Пересмотрены представления о рудно-формационной принадлежности месторождения Дорожного (Приколымье), ранее относимого к Au-кварцевой формации. Новые данные говорят о его приуроченности к выступу кровли крупного гранитного плутона. Данные по РЗЭ в рудах указывают на гранитоидный источник флюидов. На это же указывает минеральный состав. Наряду с Au-кварцевыми, выявлены кварц-молибденитовые и кварц-касситеритовые жилы (Рис. 79). По минералогическим данным руды месторождения впервые были отнесены к золото-порфировой формации по А.А. Сидорову [2000⁴⁸].

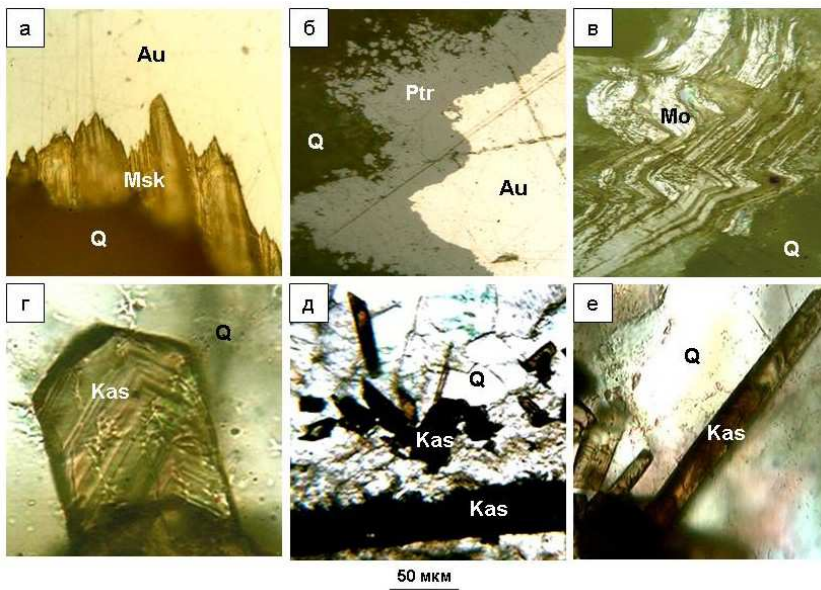


Рис. 79. Золото-кварцевые (а, б), кварц-молибденитовые (в) и кварц-касситеритовые (г-е) жилы. Месторождение Дорожное: а – сростание самородного золота с мусковитом в кварце; б – кайма петровскаита на самородном золоте; в – молибденит в кварце. Рудопроявление Надежда: г-е: сростания касситерита с кварцем. Условные обозначения минералов: самородное золото (Au), мусковит (Msk), петровскаит (Ptr), молибденит (Mo), касситерит (Kas), кварц (Q).

• Получены новые данные по минеральному и геохимическому составу вмещающих пород и руд Ag-Ag месторождения Роговик (Приохотье). Выявлено около 20 ранее не известных рудных минералов. Впервые установлено два типа руд – Au-Ag и «преимущественно Ag». В Au-Ag рудах пробность Au изменяется, в основном, в интервале от 600 ‰ до 680 ‰, содержание Hg не превышает 1-2 ‰. В «преимущественно Ag»,

⁴⁸ Сидоров А. А., Гончаров В. И. О гидротермально измененных породах на эпitherмальных месторождениях и в районах современной гидротермальной деятельности // Вулканология и сейсмология, 2000, № 3, С. 35-39.

содержание Hg в золотилах достигает 14 % и выше, образуется ртутистое Au. Пробность изменяется от 550 ‰ до 720 ‰ (Рис. 80, таблица 11). В виде примеси часто присутствуют Se.

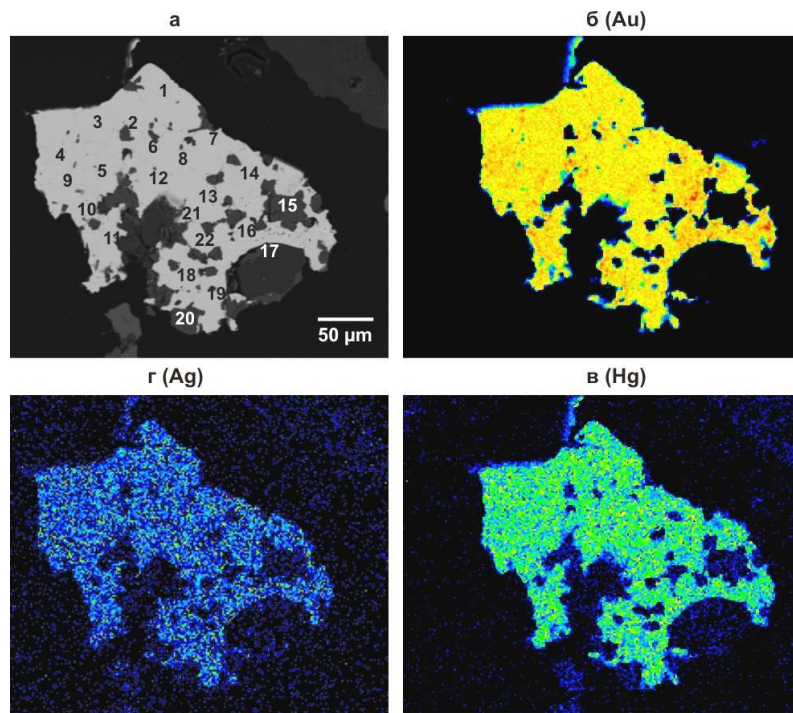


Рис. 80. Зерно ртутистого электрума с большим количеством нерудными трещинок и полостей, заполненных минералами. Изображение дано: а – в обратно-рассеянных электронах; б (Au), в (Ag) и г (Hg) – в рентгеновских лучах. 1-22 на рис. 2 а – номера точек замера содержаний элементов, указанных в таблице.

Таблица 11.

Номера точек замер	S	Ag	Hg	Si	Au	Fe	Сумма
1	–	29.05	10.69	–	61.83	–	101.56
2	–	29.59	9.29	–	60.40	0.32	99.59
3	–	28.83	11.31	–	60.56	–	100.70
4	–	29.11	9.83	–	61.81	–	100.76
5	–	30.40	6.11	–	63.18	–	99.68
6	–	28.96	7.36	–	61.87	–	98.19
7	–	28.55	10.04	–	60.77	–	99.36
8	–	29.65	7.83	–	61.10	–	98.57
9	–	28.75	8.27	–	62.76	–	99.77
10	–	28.67	8.28	–	63.40	–	100.36
11	–	28.93	10.83	–	60.92	–	100.67
12	–	28.72	8.45	–	60.67	–	97.84
13	–	28.66	9.53	–	61.49	–	99.69
14	–	28.81	10.79	–	62.98	–	101.58
16	–	26.87	2.33	–	72.41	–	101.61
18	–	27.51	10.46	–	63.46	–	101.42
19	–	29.25	8.31	–	62.29	–	99.84
21	–	29.02	14.10	–	58.06	–	101.18
22	1.11	26.16	13.57	–	55.86	2.10	99.44

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения. Исследования проводились с методом РСМА. Расчеты концентраций проведены с помощью программного обеспечения прибора. Точки 15, 17, 20 – матрица

№ 59. «Эволюция состава перидотитов нижних частей литосферной мантии Сибирской платформы: геохимические аспекты и связь с этапами тектоно-магматической активизации платформы»
руководители д.г.-м.н. С.И. Костровицкий, д. г.-м.н. Н.В. Владыкин

- Изучен химический и редкоэлементный состав мантийных ксенолитов из представительной коллекции двух трубок Удачная-восточная и Обнаженная. Коллекция из трубки Обнаженная представлена 35 образцами (5 – шпинелевые гарцбургиты и дуниты; 8 – шпинелевые и гранат-шпинелевые лерцолиты; 5 – гранатовые вебстериты и оливиновые вебстериты; 8 – гранатовые пироксениты; 5 – эклогиты; 4 – Plm-Phl -содержащие метасоматиты). Коллекция из трубки Удачная включает 45 образцов (4 – дуниты-гарцбургиты; 18 – деформированные гранатовые лерцолиты; 9 – гранатовые зернистые лерцолиты; 8 – шпинель-гранатовые зернистые лерцолиты; 3 – гранатовые пироксениты; 2 – эклогиты; 2 – Phl -содержащие метасоматиты).

Большинство ксенолитов отобранной коллекции из трубок Удачная-восточная (из блока неизменного кимберлита) и Обнаженная в целом характеризуется относительной неизменностью породообразующих минералов. Однако, судя по содержанию H_2O и CO_2 в породах, ряд образцов испытал заметное изменение за счет вторичных процессов серпентинизации и карбонатизации. Максимальная степень серпентинизации установлена для ксенолитов из трубки Обнаженная (содержание H_2O варьирует в интервале 0,7-8,0 %, в среднем составляя 3,34 %). Высокий уровень концентрации H_2O , обнаруживаемый во метасоматитах, в значительной мере обязан высокой насыщенности пород флогопитом. Половина изученных ксенолитов из трубки Удачная-восточная являются свежими, содержание H_2O в них не превышает 1 %; в другой половине образцов содержание H_2O достигает 3,8 %. Ксенолиты из трубки Обнаженная оказываются более карбонатизированными, содержание CO_2 варьирует в пределах 0,04-3,99, в среднем составляя 1,16 %. Содержание CO_2 в ксенолитах из трубки Удачная-восточная варьирует в пределах 0,08-2,7, в среднем составляя 0,47 %.

Мантийные ксенолиты из обеих трубок образуют две группы, четко

различающиеся по особенностям распределения петрогенных оксидов. Первая группа, представленная серией ксенолитов обедненного типа – шпинелевыми, гранат-шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами, условно названная высокомагнезиальной (высоко-Mg), представляет собой достаточно однородную по составу группу, которая характеризуется относительно узким диапазоном вариации основных петрогенных оксидов, в том числе, в (масс.%): SiO_2 (39,4-46,1), TiO_2 (0,03-0,35), Al_2O_3 (0,75-2,81), Na_2O (0,05-0,43), CaO (1,19-6,79), #Mg (0,83-0,85). На бинарных графиках составы этих ксенолитов образуют компактные группы фигуративных точек, не проявляющих, как правило, значимых корреляций между разными оксидами. Исключением является наличие тренда обратной корреляции на графиках $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$, отражающего обратную связь между содержанием высокомагнезиального оливина и насыщенностью пород глиноземистыми минералами – гранатом и шпинелидами.

Вторая, менее однородная группа, условно названная низкомагнезиальной (низко-Mg), представлена серией ксенолитов обогащенного типа – вебстеритами, пироксенитами, эклогитами и Phl-содержащие метасоматитами. Для нее характерны широкие вариации практически всех породообразующих оксидов, но особенно Al_2O_3 (3,2-21,5 %), CaO (1,7-15,6 %) и K_2O (0,15-4,5 %). Самый высокий уровень содержания этих оксидов установлен в ксенолитах из трубки Обнаженная. Вторая группа ксенолитов существенным образом отличается от первой более высоким содержанием практически всех оксидов, кроме MgO и летучих. Каждый из парагенетических типов пород 2-й группы отличается друг от друга определенным составом. Для эклогитов характерны максимальные содержания Al_2O_3 и самые низкие содержания MgO . Phl метасоматиты характеризуются максимальным содержанием TiO_2 и K_2O (соответственно до 4,0 и 4,5 %). Очень близки между собой составы вебстеритов и пироксенитов, первые отличаются только более высоким средним содержанием SiO_2 . И вебстериты, и пироксениты из трубки Обнаженная неоднородны по составу и образуют две самостоятельные группы,

отличающиеся модальным составом минералов. Ксенолиты с высоким содержанием гранатов характеризуются относительно низким содержанием SiO_2 и более высоким содержанием $\text{FeO}_{\text{total}}$.

Деформированные лерцолиты по сравнению с зернистыми отличаются в целом более высоким содержанием $\text{FeO}_{\text{total}}$, TiO_2 , Al_2O_3 , CaO .

Оценивая состав глубинных ксенолитов из трубки Обнаженная в целом, можно сказать, что они по сравнению с ксенолитами из трубки Удачная отличаются более высоким содержанием TiO_2 , CaO , K_2O , Na_2O . В основном, эти различия связаны с более широким развитием в литосферной мантии под трубкой Обнаженная пироксенитов и Phl-Plm метасоматитов, что отражает проявление более интенсивного процесса метасоматоза под северной частью кратона. Особенностью состава литосферной мантии под трубкой Обнаженная является отсутствие деформированных разностей лерцолитов (в трубке Удачная они составляют более 50 %). Следует заметить, что на графиках составов Grt- и Sp-содержащие ксенолиты из трубки Удачная располагаются, в основном, компактной группой, демонстрируя, таким образом, независимость содержания петрогенных оксидов от катаклаза пород.

Микроэлементный состав мантийных ксенолитов из трубок Удачная-восточная и Обнаженная определен методом ICP-MS. 1-я группа высоко-Mg перидотитов (гарцбургиты и лерцолиты) отличается от 2-й группы более высоким содержанием Ni и Co и заметно низким содержанием V, Cu. По уровню содержания этих элементов ксенолиты из обеих трубок близки. Примечательной особенностью состава мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная является более высокое содержание в них хрома по сравнению с ксенолитами из трубки Удачная-восточная.

Для низко-Mg ксенолитов из трубки Обнаженная значения коэффициента фракционирования содержания REE находятся в прямой зависимости от содержания MgO и в обратной зависимости от содержания CaO. Высоко-Mg ксенолиты из трубки Удачная-восточная, среди которых доминируют деформированные разновидности, обнаруживают слабую обратную корреляцию

между значением коэффициента фракционирования REE и содержанием CaO.

Проведено сопоставление спайдер-диаграмм распределения несовместимых элементов для ксенолитов разных парагенезисов. Наиболее истощенными породами по содержанию несовместимых элементов являются дунит-гарцбургиты и шпинелевые лерцолиты, максимально обогащенными – гранатовые лерцолиты и Phl-Plm метасоматиты.

Общей особенностью распределения спектров редкоэлементного состава для всех разновидностей мантийных ксенолитов из трубки Обнаженная является наличие четко выраженного минимума для Ti, Nb, Ta, что может служить аргументом их определенной генетической общности. Кривые распределения редких элементов для Phl-содержащих ксенолитов из трубки Удачная демонстрируют сходство с линиями других разновидностей ксенолитов и повторяют их основные особенности – пики Pb, Rb, повышенные содержания Nb-Ta-La и HREE.

Кривые распределения REE на спайдерграммах для большинства изученных ксенолитов независимо от парагенезиса (исключая пироксениты) имеют очень близкую форму, характеризующуюся одним и тем же углом наклона от La до Gd (Dy) с последующим постепенным выполаживанием до Yb. Эта особенность распределения LREE может свидетельствовать либо о генетической близости разных парагенезисов, либо о едином источнике метасоматического воздействия на породы литосферной мантии (или только на ксенолиты?). (д.г.-м.н. С.И. Костровицкий)

№ 79. «Магматизм и рудогенез на границах скольжения океанических и континентальных плит: причины разнообразия, эволюция в пространстве и во времени» руководители к.г.-м.н. А.Б. Перепелов, к.г.-м.н. С.И. Дриль

- Определен спектр магматических ассоциаций, формирующихся на трансформных окраинах континентов и проведен поиск критериев выделения литосферных блоков на примере Камчатки.

Основой для анализа и систематизации изотопно-геохимических данных по магматизму различных литосферных блоков Камчатки послужили

литературные и оригинальные данные по петрогенному, редкоэлементному и изотопному составу пород Южно-Камчатского, Восточно-Камчатского вулканических поясов, вулканического пояса Срединного хребта Камчатки, Центральной Камчатской Депрессии и Западной Камчатки.

Анализ вариаций составов, выполненный на данном этапе исследований, показывает, что составы базальтоидов Южно-Камчатского пояса отличаются от таковых для базальтов Восточного пояса, но имеют значительное сходство с базальтами Срединного хребта. Для базальтоидов Южной Камчатки и Срединного хребта характерны более высокие содержания LREE и LILE. Здесь, также распространены высококалиевые типы пород, тогда, как среди базальтов Восточной Камчатки разновидности высококалиевого типа не обнаруживаются. Выводом из этого факта может служить то, что помимо глубины положения или дегазации субдуцируемой плиты под вулканическими центрами контроль за особенностями вещественного состава базальтовых магм связан также и с другими параметрами островодужной структуры, в частности со строением и мощностью различных литосферных блоков. В своей модели мы полагаем, что первичный контроль вариаций редкоэлементного состава базальтоидных магм осуществляется литосферными структурами в результате или процессов взаимодействия вещества литосферы с астеносферным веществом, или посредством контроля глубины магмообразования в зависимости от мощности и строения литосферы. В качестве рабочей гипотезы необходимо рассматривать модель, согласно которой магмообразование в районах с более мощной литосферой континентального типа происходит на большей глубине. Глубина магмообразования контролирует специфические особенности составов магм в пределах различных литосферных блоков, а широкие вариации в распределении многих литофильных элементов для различных по калиевой щелочности серий базальтоидов контролируются степенью частичного плавления магмообразующего субстрата.

Вариации изотопного состава Sr и Nd в породах интрузий хребта Тополового, горы Глиняной, верховьев р. Паратунки, типоморфными для

Малко-Петропавловской поперечной разломной зоны (МППЗ), в ряду от габбро до гранодиоритов лежат в пределах: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7032-0,7036$ и $\epsilon\text{Nd} = +7,6-+9,8$, что характерно для вулканитов островодужной системы Камчатки. Исходным источником вещества серий этих пород можно считать типичные островодужные основные магмы, испытавшие затем глубокую дифференциацию в промежуточных очагах на ниже-среднекоровых уровнях глубинности без какого-либо существенного взаимодействия с породами коры. Этот вывод подтверждается и характером зависимости эволюции изотопного состава Nd от возраста интрузивных пород. Изотопный состав Sr и Nd в диоритах интрузии г. Начикинское Зеркальце существенно отличен от других интрузий МППЗ. Он характеризуется менее деплетированным составом неодима ($\epsilon\text{Nd} = 1,07$) и более радиогенным составом стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704696$). Подобным образом изотопный состав расплава мог быть изменен в результате его контаминации веществом вмещающих осадочных пород. Петрографические признаки такого процесса многочисленны в апикальной части интрузивного тела. Аналогичные изотопные характеристики имеют палингенные гнейсовидные гранитоиды Срединнокамчатского массива [Тарарин и др., 2012], исходным субстратом которых являются вулканогенно-осадочные толщи мелового кристаллического фундамента Камчатки.

Сопоставление Sm-Nd изотопных характеристик гранитоидов Срединнокамчатского массива и метаморфитов Хавывенской возвышенности позволяет наметить среди позднемеловых образований кристаллического фундамента Камчатки две дискретные группы пород, составы которых, возможно, отражают региональную изотопную неоднородность коры региона. Метаморфические породы нижней толщи Хавывенской возвышенности имеют ярко выраженные эpsilon-положительные характеристики изотопного состава Nd, сопоставимые с таковыми в четвертичных вулканитах Камчатки. Последнее может указывать на доминирование в протолите метаморфитов этой толщи ювенильного мантийного материала, сходного по своим изотопным характеристикам с современными островодужными вулканитами. Изотопный

состав Nd в гранитоидах крутогоровского и кольского комплексов Срединнокамчатского массива свидетельствует о том, что источник этих пород содержал материал с изотопными характеристиками зрелой континентальной коры, сохраненными в метаосадочной составляющей протолита. Дискретность изотопных характеристик Nd в породах позднемелового кристаллического основания Камчатки находит свое отражение и в различных величинах модельных изотопных возрастов: метаморфиты Хавывенской возвышенности имеют величины модельного возраста $T_{Nd(DM)}=260-440$ млн лет, в гранитоидах крутогоровского и кольского комплексов величины $T_{Nd(DM-2)}$ лежат в пределах 735-962 млн лет.

**№ 89. «Минералогия, геохимия, механизмы формирования и металлогения флюидогенных углеродистых систем» (д.г.-м.н. Жмодик С.М., чл.-корр. РАН Пашков Г.Л., ак. Ханчук А.И. д.г.-м.н. Шумилова Т.Г.)
руководитель блока д.г.-м.н. А.М. Спиридонов**

- Детализирована методика извлечения нерастворимого углеродистого вещества (НУВ) применительно к Вернинскому золоторудному месторождению с кварц-арсенопиритовой минерализацией – расположенному на территории Байкало-Патомского нагорья (БПН). Установлено, что концентрат НУВ представляет собой ассоциацию углерода, сульфидов, золота и является устойчивой смесью минеральных фаз, которая не разлагается методами, принятыми в аналитической химии. Высокоуглеродистые концентраты (от 33,3 до 43% С) из руд Вернинского месторождения оказались химически прочными «соединениями» углерода, пирита и золота, содержание которого не превышает 0,68-2 г/т. Вероятно, эти «неделимые» соединения представляют собой минеральные «ассоциаты» типа фромбоидов, требующие специальной технологии извлечения золота.

**№ 99. «Рудно-магматические системы Монголо-Охотского пояса: хронология процессов магматизма и рудообразования, флюидный режим, факторы рудопродуктивности» (д.г.-м.н. Томиленко А.А., чл.-корр. РАН Горячев Н.А.)
– руководитель д.г.-м.н. А.М. Спиридонов**

- Изучен изотопный состав свинца золотых и золото-полиметаллических руд

Карийской и Широкинской рудно-магматических систем (РМС). Установлено, что фигуративные точки изотопного состава свинца пиритов Карийской РМС лежат между трендами изотопной эволюции свинца в истощённой мантии (DM) и средним составом континентальной коры (Рис. 81), что даёт основание считать в качестве «корового» источника свинца руд породы аккреционного клина Монголо-Охотского пояса (МОП), а в качестве «мантийного» источника – базальтоиды трахибазальтовой серии Восточного Забайкалья.

Что касается Широкинской РМС, то фигуративные точки составов галенитов располагаются вблизи линии эволюции Pb в истощённой мантии, подчёркивая тем самым тесную связь рудного вещества с истощённым мантийным источником. Это отличает Широкинскую РМС от Карийской, для которой характерен более радиогенный состав Pb сульфидных руд.

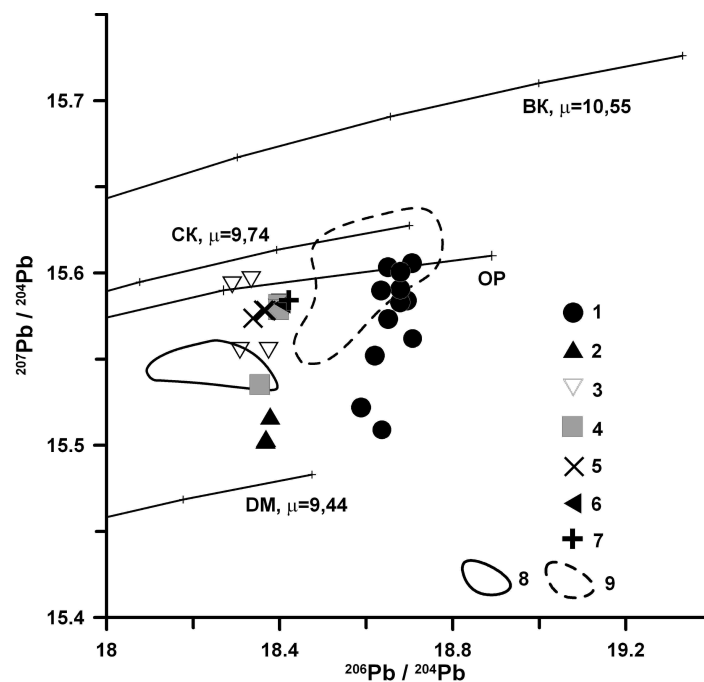


Рис. 81. Диаграмма зависимости $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для сульфидных минералов некоторых полиметаллических и золоторудных месторождений Восточного Забайкалья: 1 – Мыльниково-Хоркинского, Почкуевского Кличкинской РМС и Акагуевского месторождений; 2 – Широкинского; месторождений Карийской группы: 3 – Амурская дайка, 4 – Сульфидного, 5 – Дмитриевского, 6 – Богоча, 7 – Пильного. Контурами показаны области составов пород: 8 – трахибазальтов и 9 – шшонит-латитов одноименных серий Восточного Забайкалья. Линия эволюции изотопного состава Pb для истощенной мантии (DM) дана по [Zartman, Haines, 1988⁴⁹], а для «орогена» - по [Доу, Стейси, 1982⁵⁰]; СК и ВК – линии изотопной эволюции свинца в средней и верхней континентальной коре даны по модели Стейси-Крамерса.

⁴⁹ Zartman, R.E. and Haines, S.M. The Plumbotectonic Model for Pb Isotopic Systematics among Major Terrestrial Reservoirs - a Case for Bi-Directional Transport // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1988, V. 52, № 6, P. 1327-1339.

⁵⁰ Доу Б.Р., Зартман Р.Е. Плюмботектоника фанерозоя // *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. – М.: Мир. 1982. С.28-70.

**Проекты фундаментальных исследований, выполняемые СО РАН
совместно с организациями Тайваня**

№ 11. «Роль эндогенных и экзогенных процессов в формировании вулканогенно-осадочных комплексов рифтовых структур Центральной Азии» (координатор академик М.И. Кузьмин, К.Л. Ванг, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica (Taiwan)) – руководители блока академик М.И. Кузьмин, к.г.-м.н А.Б. Перепелов

- Проведены совместные экспедиционные работы на вулканическом плато Удокан, расположенном на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны. В лавах начального среднемиоценового этапа вулканизма собрана представительная коллекция включений шпинелевых лерцолитов и клинопироксеновых мегакристов.

- Проведены минералого-геохимические исследования пород неогеновых вулканических плато Тумусун, Агуйтын-Нуру и Хэвэн в Юго-Байкальской вулканической области (ЮБВО) Байкальской рифтовой зоны. С использованием эмпирических геотермометров и геобарометров рассчитаны температуры и давления равновесия ОI-расплав для базанитов, гавайитов и муджиеритов и РТ условий формирования модельных исходных базальтоидных расплавов. Установлено, что гавайитовые расплавы формировались в Sp фации глубинности мантии в интервале 45-65 км (в среднем 55 км), базанитовые магмы - более высоких давлениях ($T = 1380-1420^{\circ}\text{C}$, $P = 21-24$ кбар) на глубине 65-70 км в области гранат-шпинелевого фазового перехода в мантии. Соотношения Nb/Y-Zr/Nb подтверждают проведенные РТ расчеты условий формирования магм и демонстрируют, что точки составов пород изученных вулканических плато лежат между модельными кривыми плавления Grt-содержащего и Sp-содержащего перидотитов (Рис. 82). При этом базанитовые магмы могут удовлетворять условиям ~1% плавления Grt-содержащего мантийного источника.

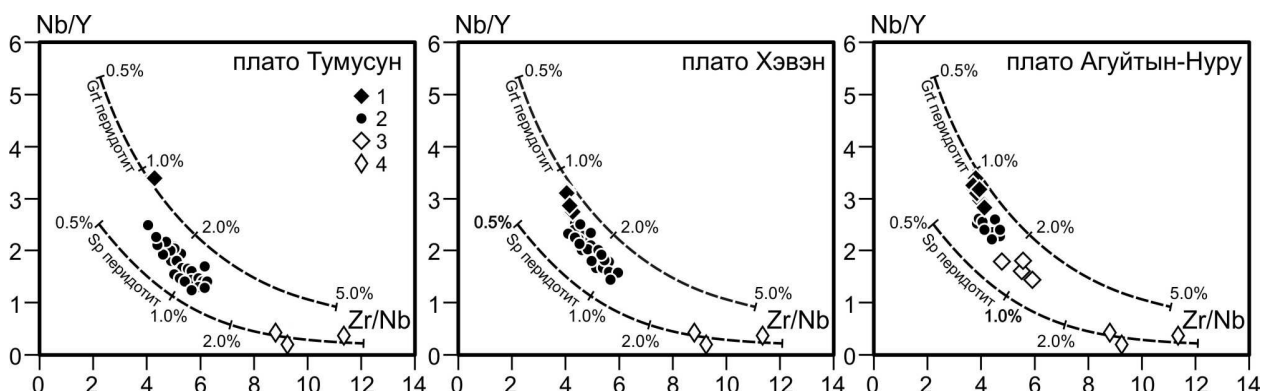


Рис. 82. Диаграмма Nb/Y - Zr/Nb для базальтоидов неогеновых вулканических плато ЮБВО.

Составы пород: 1 – базаниты; 2 – щелочные оливиновые базальты и гавайиты; 3 – трахибазальты и муджиериты, 4 – ксеногенные включения лерцолитов и пироксенитов (плато Тумусун). На графиках показаны расчетные кривые изменения состава мантийного магмообразующего субстрата (Sp- и Grt-содержащего

перидотита) в зависимости от величины степени плавления, по [Harangi, 2001⁵¹].

• Изучены микроструктуры, состав породообразующих минералов (Superprobe JXA-8200), распределение редких элементов в клинопироксенах (SIMS) и шпинелевых лерцолитах (ICP-MS) включений из щелочных базальтов вулкана Тумусун (Хамар-Дабан). Установлено, что образование новых минералов в реакционных зонах вокруг пироксенов (оливин, клинопироксен, полевой шпат) происходило без привноса петрогенных (за исключением K_2O и Na_2O) и REE элементов и, по – видимому, обусловлено распадом пироксенов, индуцированным повышением T или понижением P при транспортировке перидотитов в базальтах. Часть лерцолитов имеет клинопироксены с «нормальным» распределением REE, характерным для реститовых пород (Рис. 83А). В остальных – клинопироксены обогащены LREE (Рис. 83Б), что свидетельствует о метасоматическом изменении пород. Корреляция между типом распределения REE и размером ксенолита или расстоянием клинопироксена от контакта отсутствует, следовательно, метасоматическое изменение пород не является результатом реакции перидотитов с вмещающими

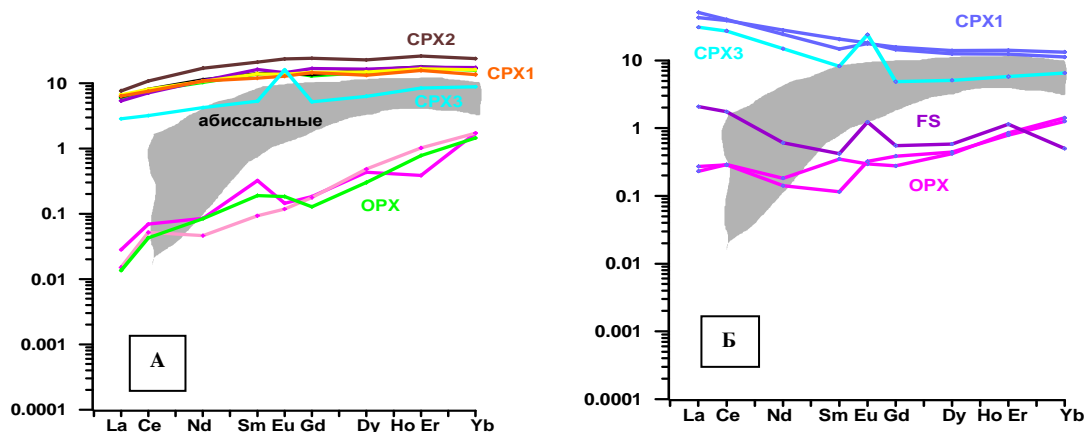


Рис. 83. Распределение REE в минералах шпинелевых лерцолитов вулкана Тумусун.

Срх1 – центр первичного клинопироксена, Срх2- оторочка первичного клинопироксена, Срх3- новообразованный клинопироксен, Опх- ортопироксен, Фс- полевой шпат. Поле – составы клинопироксенов абиссальных перидотитов срединно-океанических хребтов, по [Johnson et al., 1990⁵²].

базальтами, а обусловлено более ранним их взаимодействием с расплавами в условиях литосферной мантии. Перидотиты, клинопироксены которых

⁵¹ Harangi S. Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone- a model for melt generation in a complex geodynamic setting // Acta Vulcanologica. 2001. V. 13. P. 25-39.

⁵² Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the jceanic upper mantle - an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // Journal of geophysical research-solid earth and planets, 1990, V. 95, № B3, P. 2661-2678.

обогащены LREE, имеют состав минералов, соответствующий модели фракционного плавления в шпинелевой фации: соотношения хромистость шпинели – Mg# оливина и хромистость шпинели – содержание Yb в клинопироксене отвечают степени плавления ~ 5 %. Лерцолиты с нормальным распределением REE в клинопироксенах по сравнению с наименее деплетированными абиссальными перидотитами имеют более низкие хромистость шпинелей, магнезиальность оливинов и пироксенов, более высокие концентрации в Crх Al₂O₃, Cr₂O₃, REE, Ti, Zr, Sr, Ba. Все это свидетельствует об обогащенном составе субконтинентальной мантии под вулканом Тумусун по сравнению с океанической. По сравнению со средними составами континентальной литосферной мантии она также обогащена Cs, Rb, Ba, K, Pb, HREE, но обеднена Nb, Ta, Ti и Th.

- Проведено изучение Re-Os изотопной системы в сульфидах мантийных ксенолитов. Сульфиды Хамар Дабана характеризуются более узким диапазоном вариаций с более низкими значениями отношений ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os, чем сульфиды других районов Байкальской Рифтовой зоны. Для перидотитов Хамар Дабана полученные модельные возраста, как T_{МА} из менее нарушенных сульфидов (¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os < 0.07), так и T_{RD} из сульфидов с более высоким Re/Os отношением, находятся в пределах 0,7-3,0 млрд лет с пиком в 2,0 и 1,2-1,0 млрд лет. Эти возраста предполагают, что субконтинентальная литосферная мантия в районе Хамар Дабана сформировалась как минимум к протерозою, а некоторые участки имеют архейский возраст. Сульфиды Витимских перидотитов имеют более молодые модельные возраста, варьирующие от 0,6 до 1,8 млрд лет, с пиками в 1,2-1,0 и 0,6 млрд лет. Эти возраста свидетельствуют, что некоторые участки субконтинентальной литосферной мантии под Витимом были сформированы к мезопротерозою. Os возраста в сульфидах согласуются с событиями формирования коры. Более молодые Os возраста (1,2-1,0 и 0,6 млрд лет) могут маркировать начало орогенических процессов в Центрально-Азиатском пояса в неопротерозое. Впервые получены данные, показывающие наличие древней литосферы в районе Хамар Дабана, что согласуется с

данными по цирконам из этого региона, имеющим возраст 2,9 млрд лет [Ковач и др., 2011]. Учитывая мезопротерозойские Os модельные возраста по Витимскому району (до 2,0 млрд лет), можно утверждать, что участки древней литосферной мантии доминируют в Центрально-Азиатском орогенном поясе, что говорит об уменьшении роста ювенильной коры, как и предполагалось ранее.

- Начато изучение стабильных изотопов металлов Fe, Zn, Mo, и Cd в аутигенной части осадков скважины GC-99 озера Байкал. Цель этих работ - выявление источников поступления металлов в озеро. Для выделения аутигенной составляющей осадка использовалось не затрагивающее терригенную часть выщелачивание. Для измерения изотопного состава металлов разработана методика двойного изотопного разбавления. Предварительные результаты показали, что во всех 4 изотопных системах наблюдаются значительные вариации изотопного состава, который в целом не совпадает с BSE. $\delta^{56}\text{Fe}$ варьируют от 0 до $-1,5\text{‰}$, а большинство образцов показывают величину $\sim -0,7\text{‰}$. $\delta^{66}\text{Zn}$ значительно легче чем BSE, варьирует от $-0,6$ до 0‰ в верхних 50 см и далее на протяжении всего керна имеет колебание от $-0,3$ до $+0,1\text{‰}$. Общий тренд изменения $\epsilon^{114}\text{Cd}$ похож на изотопную систему Zn. В верхних 50 см осадка $\epsilon^{114}\text{Cd}$ варьирует от $+1$ до $+6\text{‰}$, в нижней части керна от -2 до $+4\text{‰}$. Для верхних 50 см керна наблюдается положительная корреляция изотопных отношений Fe, Zn, и Cd, по-видимому, обусловленная протекающими в осадке биологическими процессами. Ниже - корреляция пропадает. Необходимы дополнительные данные по всему керну осадка, биологическим индикаторам и минералогическому составу осадков для построения гипотезы. В отличие от других металлов изотопные отношения Mo являются, скорее всего, индикаторами окислительно-восстановительных условий осадкообразования. Первые полученные результаты свидетельствуют о высокой роли биологических процессов в формировании изотопного состава Fe, Zn, Mo, и Cd.

**Проекты фундаментальных исследований, выполняемые Сибирским
отделением РАН, Академией наук Монголии и
Министерством образования, культуры и науки Монголии**

**«Эволюция литосферы, магматизм, металлогения и изменения
окружающей среды и климата монголии» (координаторы академик М.И.
Кузьмин, Томуртогоо Ононгийн, академик АНМ) –
руководители блока академик М.И. Кузьмин, к.г.-м.н А.Б. Перепелов**

- Проведено изучение неогенового вулканизма Дархатской вулканогенно-осадочной впадины в Северной Монголии, создана коллекция вулканических пород и образцов в объеме около 150 единиц, установлено наличие магмомодводящих трещинных зон субмеридионального простираия, выделены этапы вулканической деятельности, характеризующие магматическое развитие структуры от трахибазальтового вулканизма к гавайитовому и в завершение – к базанитовому.
- Проведены экспедиционные работы на одном из наиболее труднодоступных и слабо изученных проявлений гранитоидного магматизма Северной Монголии (Бага-Хэнтейский батолит), выполнено геологическое картирование района и представительное опробование всех типов гранитоидов, включая их редкометалльные разновидности; проведенные геологические исследования указывают на развитие в данном регионе многофазной интрузии редкометалльных Li-F гранитов, что не свойственно центральным частям ареалов гранитоидного магматизма, представленных крупными батолитами (Хангайский, Ангаро-Витимский и др.).
- Отобраны пробы воды в оз. Хубсугул и определен элементный состав в водах органического вещества (С, N и P), установлено низкое содержание нитратного азота в водах озера Хубсугул (4-11 мкгN/л), а концентрация органических форм фосфора и азота выше минерального (4-27 мкгP/л и 2-6 мкгP/л; 17-258 мкгN/л и 10-42 мкгN/л, соответственно), сделано заключение, что широкий размах величин отношений C:N и C:P в органическом веществе (ОВ) свидетельствует о том, что ОВ в исследуемом районе имеет как автохтонное (планктонное), так и аллохтонное (терригенное) происхождение.

Установлено, что почвенный покров Прихубсугуля представлен почвами различного генезиса – в почве на севере озера величины атомных отношений $N:P = 7$, $C:N = 42$, $C:P = 276$, а на юге они соответственно 17-32, 21-25 и 416-665. Получены данные о распределении СОЗ в почвах бассейна озера и донных отложениях оз. Хубсугул. Суммарное содержание ПХБ и их относительный конгенерный состав в поверхностном слое донных отложений предполагает преимущественно атмосферный путь поступления ПХБ в экосистему озера Хубсугул, как от выбросов локальных источников, так и в результате трансграничного переноса. Продолжены сезонные исследования содержания СОЗ в атмосферном воздухе в северном Прихубсугулье, обнаружена сезонность в распределении ПХБ и ДДТ в атмосферном воздухе – наименьшие концентрации найдены в зимнее время, наибольшие – в летнее.

- Выполнены эколого-геохимические исследования по оценке техногенного загрязнения почв г. Улан-Батор, отобраны пробы почв и растений в районах города с различной степенью техногенной нагрузки, определены валовые содержания 33 элементов в 310 пробах почв и содержания подвижных форм 26 элементов в 100 пробах почв разными аналитическими методами: РФА, АЭС-ДР, АЭС-ИСП, ПАЭС; установлен региональный фон для токсичных и биофильных элементов по пробам почв, отобранных в заповеднике Богд-Уул, построены карты распределения валовых содержаний элементов и выполнена оценка степени загрязнения почвенного покрова города Улан-Батор тяжёлыми металлами; результаты обсуждены на монголо-российском семинаре, проведённом в июле 2012 года в ИФиТ АН Монголии (г. Улан-Батор) с участием городской администрации, и опубликованы в трудах трёх конференций.

- Изучен изотопный состав углерода метана в осадках северной части оз. Хубсугул, установлено, что осадки в этом районе озера характеризуются невысоким содержанием CH_4 , которое не превышает 5 мл/л осадка) и метан здесь содержит наиболее легкий, относительно других района озера, углерод.

Среднее значение $\delta^{13}\text{C-C1}$ составляет $-94,0 \text{ ‰}$ (мин. = $-81,5 \text{ ‰}$; макс. = $-103,6 \text{ ‰}$), что определенно указывает на его бактериальное происхождение. На севере Хубсугула мощность осадка не превышает 2 м, и это обстоятельство определяет, на наш взгляд, очень низкие значения $\delta^{13}\text{C-C}$, поскольку здесь по сути дела отсутствует поток газа снизу и в осадках присутствует лишь метан, который образован в приповерхностных (0-80 см) слоях осадка. Возраст этих осадков не превышает 10-11 тыс. лет.