

Отчет по программам НИР ИГМ СО РАН за 2010 год

Программа VII.54.1. Глубинная геодинамика, геодинамическая эволюция литосферы, концепция геодинамической истории Земли

Проект VII.54.1.1. Экспериментальное изучение петрологических систем и моделирование гидродинамической и тепловой структуры мантийных плюмов в коре и мантии Земли

1. Проведено исследование влияния добавки серы в металл-углеродные расплавы на особенности кристаллизации алмазов. Сульфиды достаточно часто встречаются в виде включений в природных алмазах и факт такого присутствия вызвал интерес к сульфидному расплаву как возможной алмазообразующей среде. Выполненные нами эксперименты на многопуансонном аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) при 5,5 ГПа и 1300°C в системах Fe-Co-S-C и Fe-Ni-S-C показали следующее (табл. 1). В экспериментах, где содержание серы в расплаве было 14 и менее мас.%, наблюдался синтез алмаза из графита и рост алмаза на затравочный кристалл (рис. 1). При более высоком содержании серы в системе (16,3 и более масс.%) при этих P-T параметрах синтез алмаза из графита и рост алмаза на затравку не наблюдались, а кристаллизовался только графит. В металле, окружающем синтезированные алмазы были обнаружены следующие сульфиды: в системе Fe-Ni-S-C моносulfидный твердый раствор и высокотемпературный пентландит (рис. 2); в системе Fe-Co-S-C – кобальтовый пентландит Co_9S_8 . Указанные P-T параметры отражают вероятные температуры и давления природного процесса алмазообразования на глубинах около 150 км в верхней мантии Земли. Таким образом, системы Me(Fe, Ni, Co и др.)-C-S (доэвтектические расплавы с содержанием серы до 14 мас.%) являются возможными алмазообразующими системами, а средой кристаллизации природных алмазов перидотитовой ассоциации был металл-углеродный расплав, содержащий серу в присутствии силикатной матрицы в древней восстановленной мантии Земли (д.г.-м.н. А.И. Ченуров, д.г.-м.н. В.М. Сонин, к.г.-м.н. Е.И. Жимулёв, к.г.-м.н. А.А. Ченуров).

Табл. 1. Условия и результаты опытов по синтезу и росту кристаллов алмаза в металл-сульфидных расплавах (5.5±0.2 ГПа; 1300±25°C)

№ п/п	№ опыта	Содержание серы, мас.%	Геттер азота	Время, час	Синтез алмаза из графита	Рост алмаза на затравку
<i>Система Fe-Co-S-C</i>						
1	2-39-08	2.5	Ti	47.5	+	+
2	2-40-08	6.1	Ti	51	+	+
3	2-41-08	7.6	Ti	48	+	+
4	2-2-09	16.9	Ti	5	-	-
5	2-3-09	24.8	Ti	24	-	-
6	2-5-09	14.0	Ti	24	+	+
7	2-6-09	13.5	Ti	25	+	+
<i>Система Fe-Ni-S-C</i>						
8	2-10-09	5.5	нет	24	+	+
9	2-11-09	9.9	нет	22.5	+	+
10	2-12-09	15.6	нет	25.5	-	-
11	2-13-09	25.0	нет	21	-	-
12	2-14-09	20.2	нет	20	-	-
13	2-17-09	7.3	нет	44	+	+

Примечание: + есть синтез и рост алмаза на затравку; - нет синтеза и роста алмаза на затравку

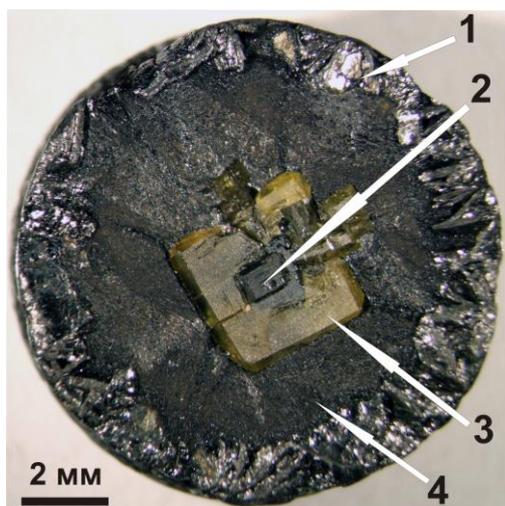


Рис. 1. Образец металл-сульфидного сплава с кристаллом алмаза (система Fe-Ni-S-C, опыт № 2-10-09)

- 1 - перекристаллизованный графит;
- 2 - затравочный кристалл;
- 3 - выросший кристалл алмаза;
- 4 - металл-сульфидная шихта (5.5 вес.% S)

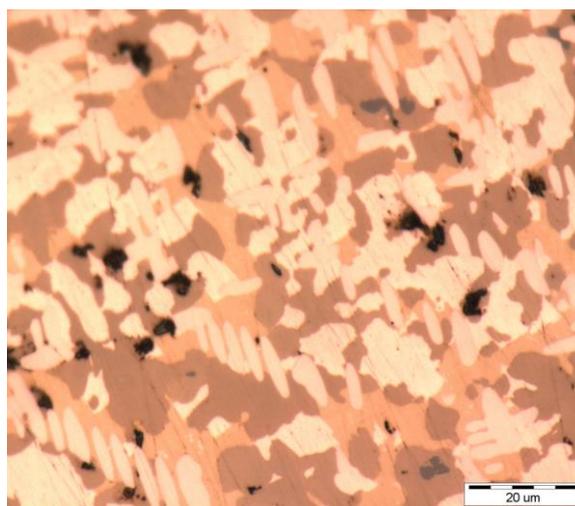


Рис. 2. Характерная микроструктура образцов системы Fe-Ni-S-C (опыт № 2-12-09)

Mss – моносльфидный твердый раствор (темно-коричневый)
 hpn – высокотемпературный пентландит (светло-коричневый)

2. Анализ режимов теплообмена между каналом плюма и окружающей мантией, оценка размеров и тепловой мощности источника плюмов на основе экспериментальных и теоретических исследований устойчивости канала плюма и режимов течения расплава в канале плюма.

Экспериментальные исследования конфигурации канала теплового плюма, выплавляющегося в парафиновом массиве (рис. 3), позволили определить величину относительной тепловой мощности, при которой модельный плюм выходит на поверхность ($Ka = 1.12 - 1.17$) и при которой возникает грибообразная голова такого плюма ($Ka > 1.6$). Относительная мощность плюма $Ka = N/N_1$ представляет собой отношение мощности источника плюма к мощности, передаваемой каналом плюма в окружающий массив путем теплопроводности. На основе экспериментальных исследований определена предельная мощность источника плюма, при которой плюм выходит на дневную поверхность ($N_{пр1} = (1.35 - 1.60) \cdot 10^{10}$ Вт), и мощность, при которой возникает грибообразная голова плюма у подошвы “тугоплавкого” слоя ($N_{пр2} = (1.78 - 1.90) \cdot 10^{10}$ Вт) в отсутствие горизонтальных мантийных течений. Определена зависимость диаметра подошвы плюма от числа Ka (рис. 4). Величины критерия Ka и диаметры подошвы плюмов оценены для Гавайского и Исландского плюмов и для крупнейших магматических провинций. Полученные значения критерия Ka показывают, что для плюмов, представленных на рисунке, отвод тепла от канала плюма в окружающую мантию происходит в условиях горизонтальных мантийных конвективных течений (д.т.н. А.Г. Кирдяшкин, к.г.-м.н. А.А. Кирдяшкин, н.с. И.Н. Гладков, к.г.-м.н. В.Э. Дистанов).



Рис. 3. Объемная форма канала плюма: гипсовый слепок канала плюма в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях

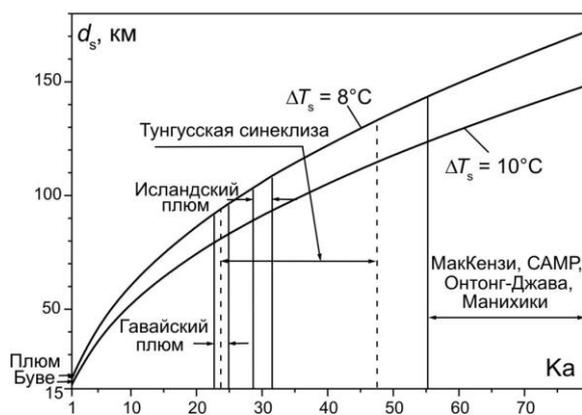


Рис. 4. Зависимость диаметра подошвы плюма от критерия Ka .

3. Проведено экспериментальное исследование фазообразования в системах $Na_2O - SiO_2 - H_2O$ и $Na_2O (K_2O) - SiO_2 - Al_2O_3 - H_2O$ при $T \sim 600^\circ C$, $P \sim 1.5$ кбар и массовом соотношении «твердые фазы : вода» $\sim 1 : 1$. Показано, что при условиях эксперимента в этих системах образуются жидкие среды с мольным отношением $SiO_2 / H_2O \sim 1$, сосуществующие с твердыми фазами и водным флюидом, названные нами из-за специфики состава и агрегатного состояния водносиликатными жидкостями (ВСЖ).

Доказано, что образование ВСЖ происходит в две параллельно-последовательных стадии. Первая стадия - SiO_2 (и Al_2O_3) растворяются в щелочном надкритическом флюиде. Вторая стадия - растворенные SiO_2 и Al_2O_3 полимеризуются с образованием ВСЖ; по завершении полимеризации основное количество этих компонентов локализовано именно в ВСЖ, флюид ими обеднен. Если в системе присутствуют примеси F, Ta, Sn, Zn, Mo, W, происходит их перераспределение между ВСЖ и надкритическим водно-щелочным флюидом: первые четыре переходят в ВСЖ практически полностью, тогда как Mo и W перераспределяются между этими двумя фазами примерно поровну. Полимеризация SiO_2 и Al_2O_3 продолжается и в уже образованной ВСЖ. Этот процесс сопровождается ростом скелетных кристаллов кварца, альбита и (при наличии примеси фтора в системе) виллиомита, взвешенных в толще ВСЖ (рис. 5).

Обнаружено, что при условиях, близких к нормальным, ВСЖ преобразуется в твердую ультрадисперсную среду, способную к обратимому обмену содержащимися в ней примесями и водой с окружающей средой. Интересно, что с понижением температуры до комнатной система «ВСЖ + находящийся над ней раствор» становится неустойчивой - ВСЖ постепенно разрушается с образованием цеолитов и каолинита (к.г.-м.н. В.Г. Томас, к.г.-м.н. Д.А. Фурсенко, П.Н. Гаврюшкин, к.г.-м.н. С.З. Смирнов, О.А. Козьменко).

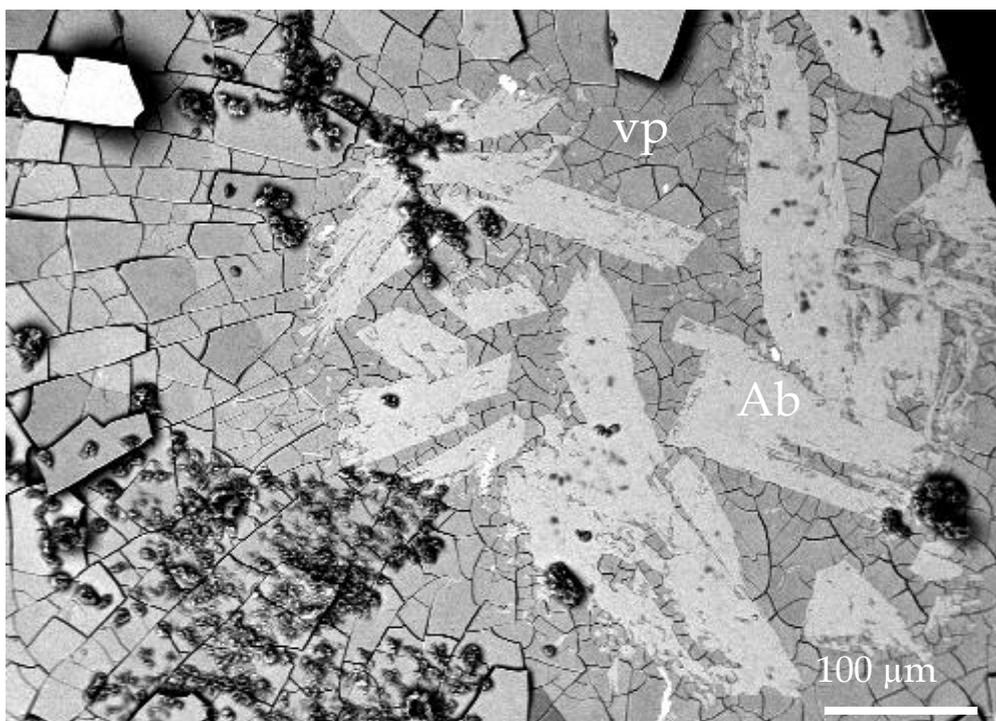


Рис. 5. Новообразованные кристаллы альбита (А), взвешенные в толще ВСЖ (v), застекловавшейся при понижении температуры.

4. Выполнено изучение процессов трансформации оливина и пироксена при воздействии субмегабарных давлений при ударно-волновой нагрузке в лабораторных условиях.

Проведены работы по совершенствованию методики эксплуатации созданного в лаборатории нового аппарата высокого давления «поршень-цилиндр» с увеличенным рабочим объемом. Аппарат позволяет синтезировать высокоплотные таблетки из силикатных фаз с диаметром до 20 мм. Такой размер достаточен для использования их в качестве исходного материала как в ударно-волновых экспериментах по измерению скоростей распространения волн в кристаллических средах, так и в опытах со специальными ампулами сохранения образца для последующего изучения фазовых переходов, вызванных в нем взрывной нагрузкой.

Выполнена серия ударных экспериментов при 50 ГПа с природными пикритом и прироксенитом, со смесью оксидов, отвечающей стехиометрии форстерита, с кристаллическим форстеритом. В ряде опытов к исходному образцу добавлялись порошки металлов – Cu, W, Pb. Это увеличивало пиковую температуру образца с последующим быстрым охлаждением. Сохраненные образцы исследованы методом рентгенофазового анализа в Институте гидродинамики СО РАН на установке D8Advance фирмы Bruker. В опыте со смесью $2\text{MgO}+\text{SiO}_2$ (аморфный) образовался форстерит – Mg_2SiO_4 . Прореагировало около 30 об.% исходного материала. На рис. 6 представлены дифрактограммы образца до и после нагружения. В опытах с исходным кристаллическим форстеритом появление высобарических фаз не зафиксировано (к.г.-м.н. А.И. Туркин).

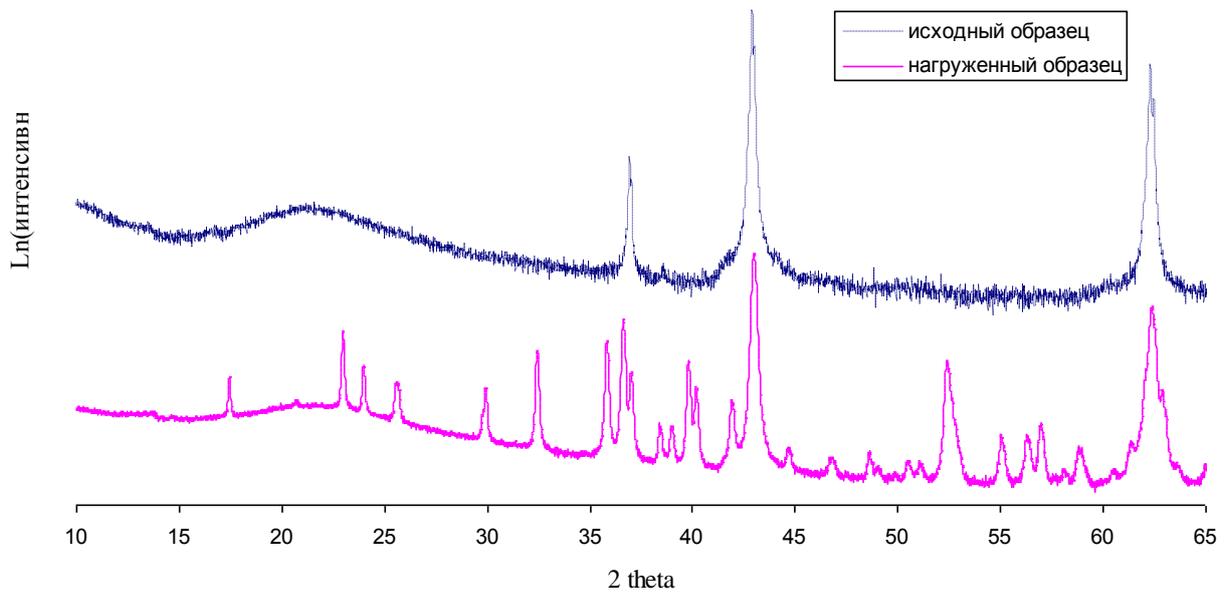


Рис. 6. Дифрактограммы образца $2\text{MgO}+\text{SiO}_2$ (аморфный) до (сверху) и после (внизу) ударного воздействия 50 ГПа.

5. Проведен анализ фазовых взаимоотношений в анортитнормативной части системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ и экспериментальное исследование эвтектических реакций плавления с участием анортита, клинопироксена, кианита, граната и кварца при давлении до 30 кбар.

В рамках разработки физико-химических моделей происхождения кристаллических горных пород, проведены экспериментальные исследования области высокоглинозёмистых составов системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. В результате установлены фазовые взаимоотношения между An, Sp, Crx, Cor, Ga и L, определен наклон лучей моновариантных реакций $\text{An}+\text{Sp}=\text{Crx}+\text{Cor}+(\text{Ga})$, $\text{L}=\text{Crx}+\text{Ga}+\text{Cor}+\text{Sp}$, положение нонвариантной точки (An,Sp,Crx,Cor,Ga,L) и составы фаз участвующих в этих реакциях.

На основе топологического анализа (рис. 7) исследованного участка системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ приведено необходимое и достаточное обоснование положения о том, что вид "реакции эклогитизации" должен быть $\text{Crx}+\text{Ga}=\text{Orx}+\text{An}+\text{Sp}$. Прослежена непрерывная серия эвтектических моновариантных равновесий: $\text{L}=\text{Crx}+\text{Orx}+\text{Fo}+\text{An}$, $\text{L}=\text{Crx}+\text{Orx}+\text{An}+\text{Sp}$, $\text{L}=\text{Crx}+(\text{Ga})+\text{An}+\text{Sp}$, $\text{L}=\text{Crx}+\text{Cor}+(\text{Ga})+\text{An}$, $\text{L}=\text{Crx}+\text{Ga}+\text{Ky}+\text{An}$ и $\text{L}=\text{Crx}+\text{Ga}+\text{Ky}+\text{Qz}$. Эта серия эвтектик контролирует образование алюмосиликатных расплавов для областей составов близких к анортиту от атмосферного до давлений по крайней мере не ниже 100-120 кбар.

Изменение состава алюмосиликатного расплава на этой серии эвтектических равновесий соответствует составам пород щёлочноземельной серии. Минералогический состав куммулятов и фенокristы, встречаемые в эффузивных и дайковых разновидностях пород щелочноземельной серии, соответствуют субсолидусным фазам в установленной фундаментальной последовательной серии эвтектик. Таким образом, наличие подобных включений в эффузивных и дайковых разновидностях магматических пород является парагенетическим признаком для отнесения их к породам щелочноземельной серии (к.г.-м.н. Н.В. Сурков).

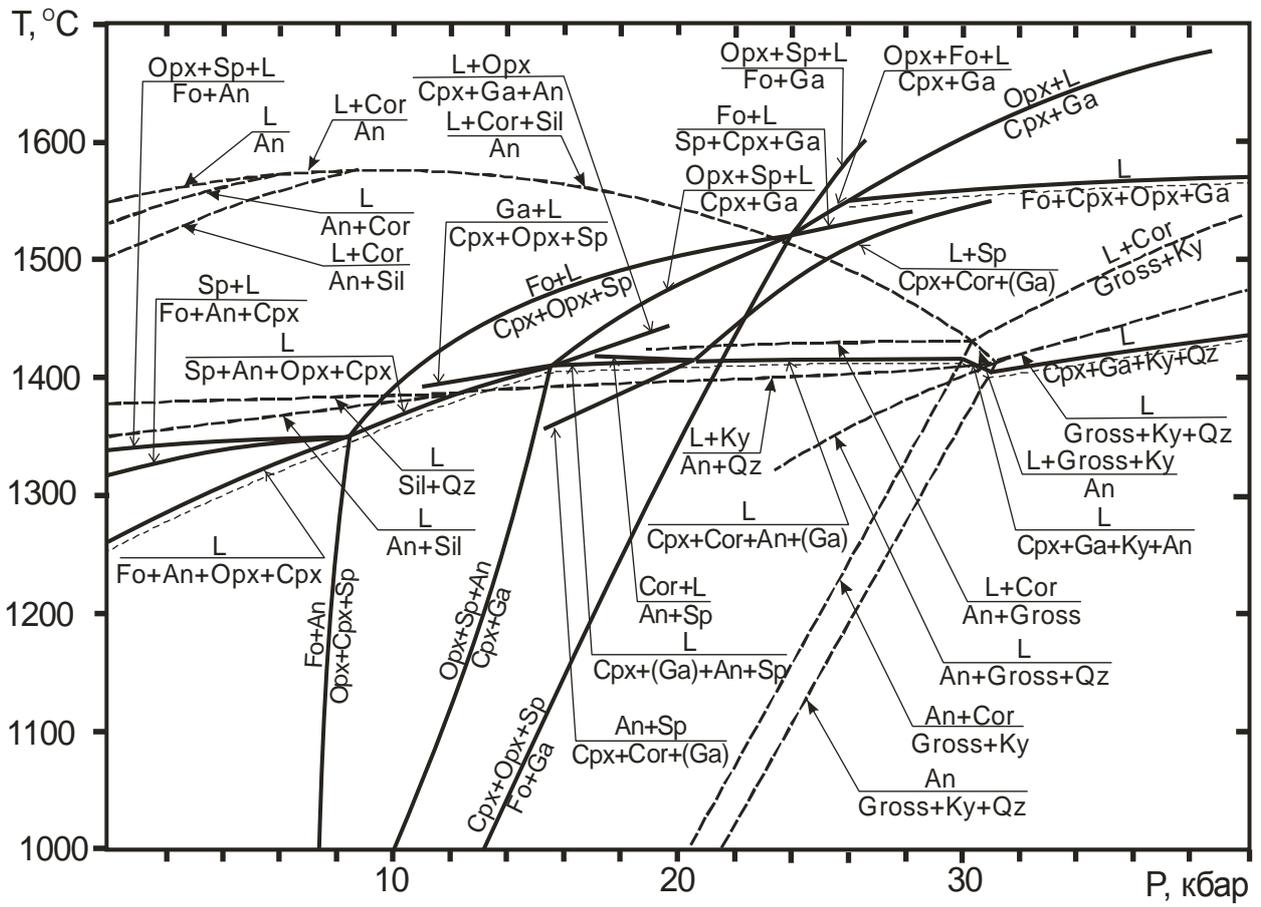


Рис. 7. Топология моновариантных реакций участка анортитнормативного объема фазовой диаграммы системы CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. Пунктиром выделена эвтектическая серия реакций: L=Cpx+Opx+Fo+An), L=Cpx+Opx+An+Sp, L=Cpx+(Ga)+An+Sp, L=Cpx+Cor+(Ga)+An, L=Cpx+Ga+Ky+An и L=Cpx+Ga+Ky+Qz.

Программа VII.54.1. Глубинная геодинамика, геодинамическая эволюция литосферы, концепция геодинамической истории Земли

Проект VII.54.1.3. Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса и юго-запада Сибирской платформы: роль и взаимосвязи проявления аккреционно-коллизийных процессов и мантийных плюмов (Алтае-Саянская область, Прибайкалье, Казахстан, Кыргызстан)

6. Обобщение геолого-геохронологических данных показало, что формирование кембро-ордовикской орогении Центрально-Азиатского складчатого пояса коррелируется со временем открытия Уральского и Монголо-Охотского (Туркистанского) океанов, что может быть связано с проявлением плюмовой активности, приведшей к ускорению амальгамации континентальных блоков Гондваны к островным дугам и росту аккреционно-коллизийного орогена. Это событие зафиксировано в северном Казахстане, где субдукция Кокчетавского микроконтинента происходила в позднем кембрии - раннем ордовике и привела к формированию коллизийной покровно-складчатой структуры аккреционного клина с выдавливанием его и Кокчетавского метаморфического комплекса в сторону Степнякской островной дуги в раннем ордовике.

К южному обрамлению Кокчетавского метаморфического комплекса, содержащего породы сверхвысоких и высоких давлений, в пограничной зоне с фрагментом Кокчетавского микроконтинента датированы андалузит-кордиерит-гранат-биотитовые сланцы даулетской «свиты», погружающиеся на север. Новые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки свидетельствуют о их формировании в позднем кембрии- раннем ордовике (515-465 млн лет) (рис. 8).

По северному обрамлению Кокчетавского метаморфического пояса выявлена сложно деформированная раннеордовикская Северо-Кочетавская аккреционно-коллизийная зона, фрагмент которой отображен на рис. 9. Она состоит из серии тектонических пластин, ограничения которых выполнены гранат-слюдистыми породами, милонитами и бластомилонитами, и располагается под мощным тектоническим покровом, сложенным Кокчетавским метаморфическим комплексом. Совместно с ним тектонические пластины аккреционно- коллизийной зоны надвинуты на север на ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякской палеостроводужной системы. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки динамометаморфических пород аккреционно - коллизийной зоны соответствуют интервалу 489—474 млн лет (ранний ордовик) (*академик Н.Л. Добрецов, д.г.-м.н. М.М. Буслов, к.г.-м.н. Ф.И. Жимулев, к.г.-м.н. А.В. Травин*).

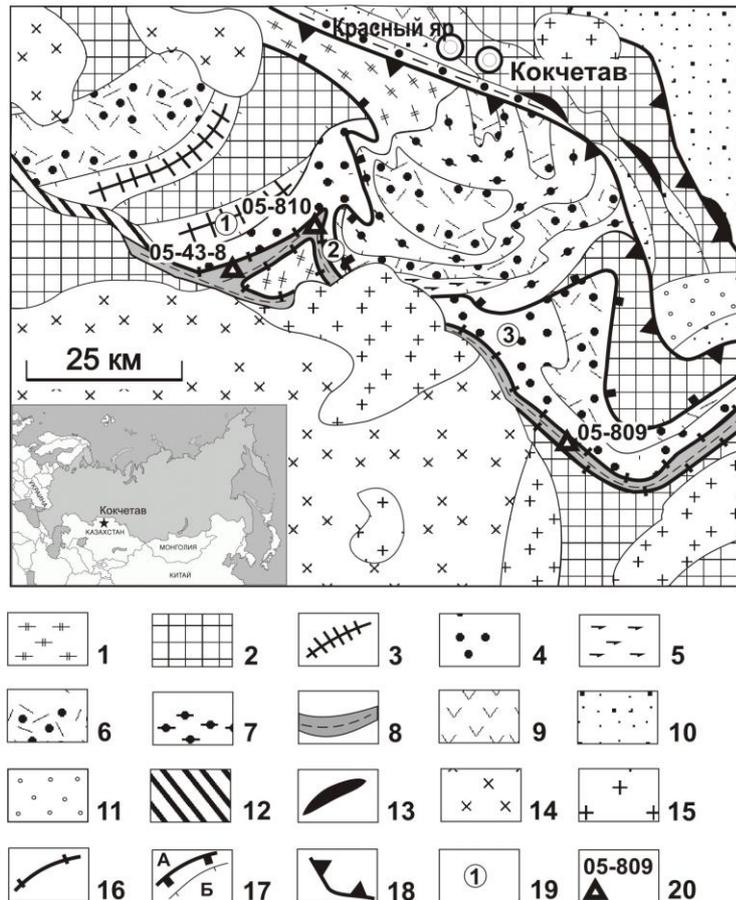


Рис. 8. Геологическая схема Кокчетавского метаморфического пояса и обрамляющих структур.

1—докембрийские гранито-гнейсы фундамента Кокчетавского микроконтинента; 2 - нерасчлененные докембрийские карбонатно-песчано-сланцевые и песчано-сланцевые породы, соответственно, шарыкской и кокчетавской свит чехла Кокчетавского микроконтинента; 3 - 8 -Кокчетавский УНР- НР метаморфический пояс: 3 - коэсит –алмазсодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты, 4 - коэситовые эклогиты, эклогиты и гранатовые амфиболиты в слюдястых сланцах, 5 - гранатовые перидотиты, эклогиты, амфиболиты, 6 - гранито-гнейсы с будинами эклогитов, 7 - гранат-кианитовые сланцы (милониты и бластомилониты) с будинами гранатовых амфиболитов (берлыкская свита); 8 - андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы (даулетская свита); 9- докембрийские (?) дациты и риолиты; 10 - ордовикские кремнистые, терригенные и вулканогенные осадочные породы Степнякской палеоостроводужной зоны; 11 – средне-позднеордовикская моласса; 12 – щелочные сиениты, пироксениты, карбонатиты Красномайского щелочно-ультраосновного комплекса; 13 – серпентинизированные гипербазиты Щучинского офиолитового пояса; 14 – ордовикские граниты; 15 – девонские граниты; 16 - кембрийские надвиги, в зоне динамического воздействия которых развиты андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы даулетской свиты; 17– а) фронтальный надвиг раннеордовикского тектонического покрова, б) надвиги между тектоническими платинами; 18- ордовикские надвиги, ограничивающие Северо-Кокчетавскую тектоническую зону; 19- местоположение рассматриваемых в работе террейнов Кокчетавского метаморфического пояса: 1- Кумдыкульского, 2- Сулу-Тюбе, 3- Кулетского; 20 – места отбора и номера образцов даулетской свиты, датированных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом.

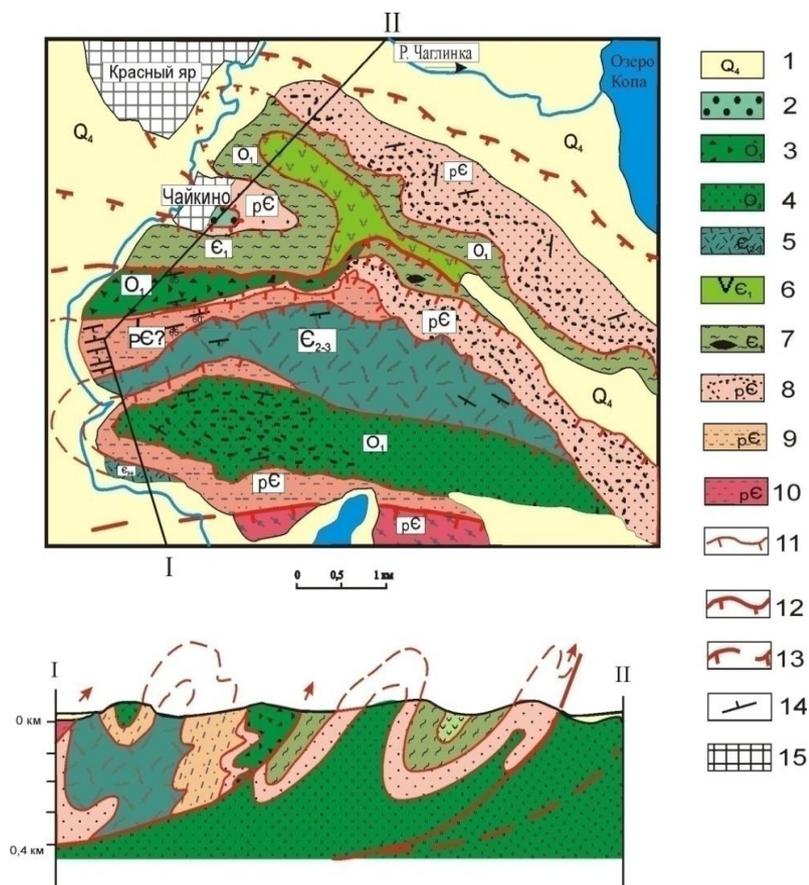


Рис. 9. Геологическая схема Северо-Кокчетавской аккреционно- коллизонной зоны в районе п.Красный яр. 1- четвертичные отложения, 2-4- ордовикские осадочные и вулканогенные породы: 2- плагиоклазовые порфириды, песчаники, конгломераты, 3- аренигские кремнисто-терригенные отложения с линзами олистостром, 4- преимущественно кремнистые ордовикские отложения с линзами мелкообломочных брекчий и песчаников, 5- предположительно ранне- среднекембрийские вулканогенно-осадочные образования, 6- предположительно раннекембрийские средне- основные вулканогенные образования, 7- миланитизированные гранито-гнейсы с линзами эглогитов и гранатовых амфиболитов, 8-10- Кокчетавский микроконтинент: 8- кварц-серицитовые сланцы с редкими линзами доломитов, чехольные образования микроконтинента (илектинская серия), поздний протерозой, 9- кварцевые и полевошпатовые порфиры, средний протерозой, 10- метаморфические породы фундамента Кокчетавского микроконтинента, в том числе испытавшие палеозойский метаморфизм, 12- надвижки, ограничивающие тектонические пластины, 13- предполагаемые надвижки, 14- элементы слоистости.

7. В результате комплекса стратиграфических, седиментологических, палеомагнитных и геохронологических исследований Тувино-Монгольского, Дзабханского и Малокаратауского микроконтинентов Центральной Азии установлена их палеогеографическая и палеотектоническая связь в позднем рифее, венде и кембрии с Южнокитайской, Таримской и Индийской «Северо-Родинийскими» плитами

Об этом свидетельствуют: 1) одновозрастность проявления бимодального вулканизма в интервале 830 – 760 млн лет; 2) идентичная литостратиграфическая последовательность разреза и возраст венд-кембрийского чехла (тиллиты, мелководные карбонаты, фосфориты, карбонатно-терригенные формации), а также однотипная хеостратиграфическая и биостратиграфическая характеристика, свидетельствующие о едином бассейне осадконакопления (рис. 10); 3) близкое палеоширотное положение микроконтинентов и ряда плит (рис. 11) (к.г.-м.н. А.С. Гибшер).

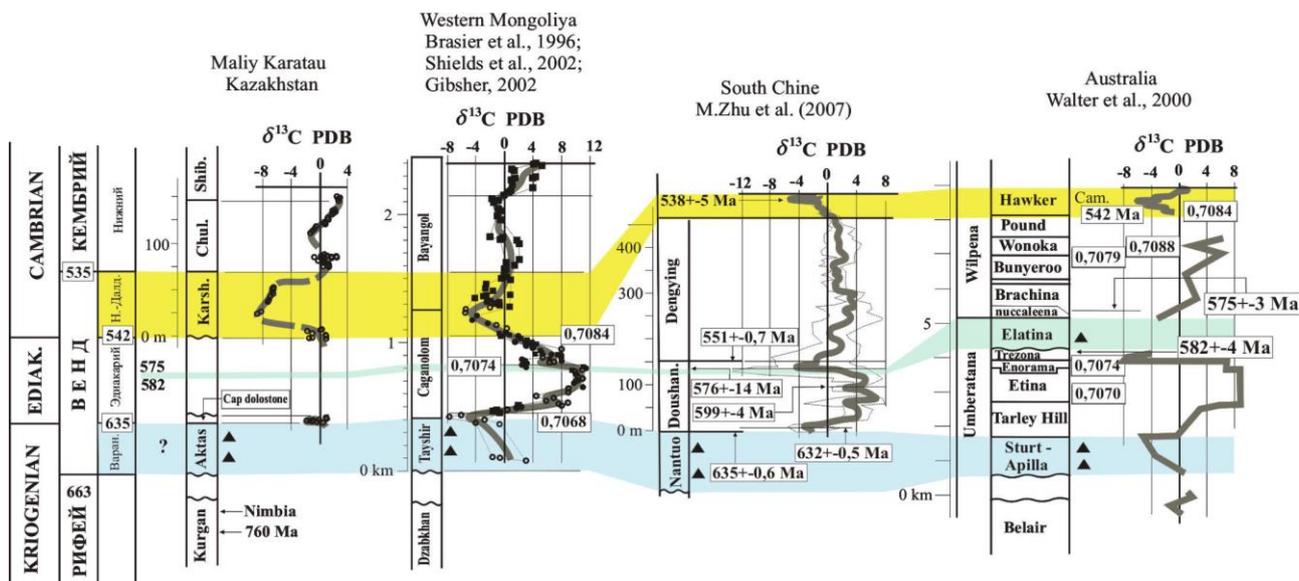
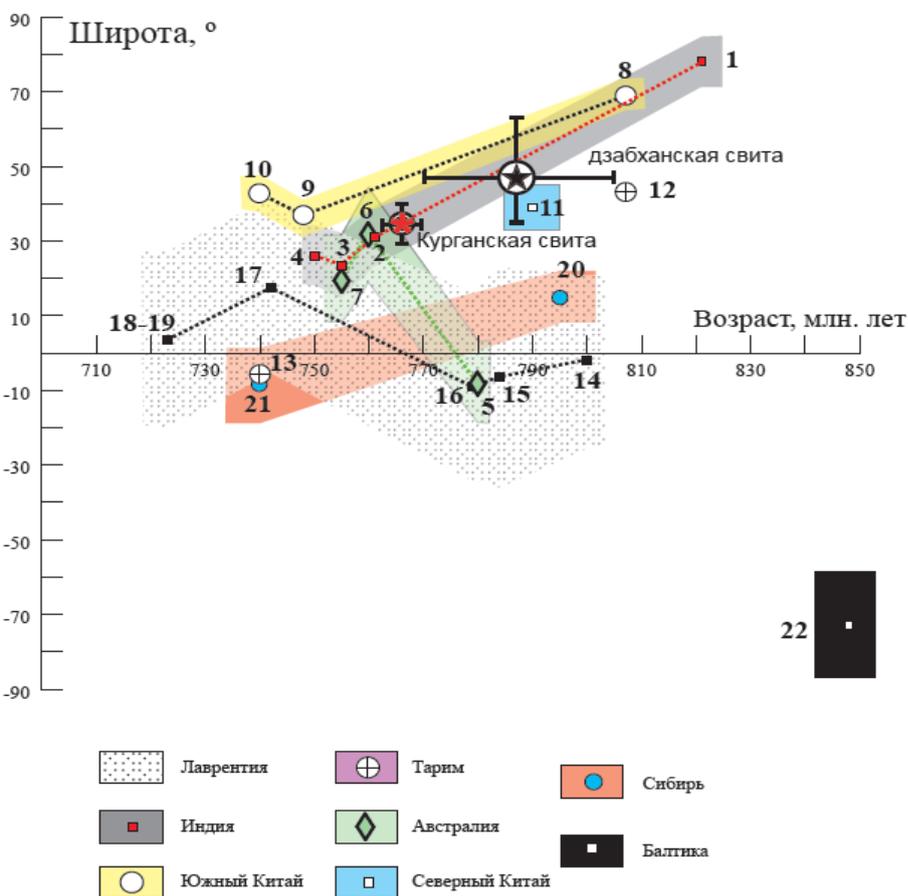


Рис. 10. Хемостратиграфическая корреляция сводных разрезов Малого Каратау (Казахстан), Западной Монголии, Южного Китая и Австралии. Черные треугольники – тиллиты; [0,7068] – отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; [635±0,6 Ma] – U-Pb геохронологические даты.

Рис. 11. Отношение палеошироты к возрасту основных кратонов. Знаками обозначено положение центральной части кратонов, цветной полосой показан широтный интервал, который занимал кратон (без доверительных интервалов). Красная звездочка - палеоширота по курганской свите Малого Каратау. Черная звездочка - палеоширота по дзабханской свите Дзабханского микроконтинента. Результаты по микроконтинентам даны с доверительными интервалами. Пунктирной линией соединены полюсы кратонов во временном интервале 830-720 млн. лет.



8. Поведено картирование пространственной позиции пирогенных комплексов центральной части Кузбасса в пределах Присалаирской складчатой зоны. Рассмотренная территория (рис. 12), включает полностью или частично Ленинский, Беловский, Центральный, Бачастский, Прокопьевско-Киселевский, Ускатский и Ерунаковский геолого-экономические районы Кузбасса. Из всех перечисленных районов Кузбасса только Центральный и Ускатский не содержат значительных по площади пирогенных комплексов.

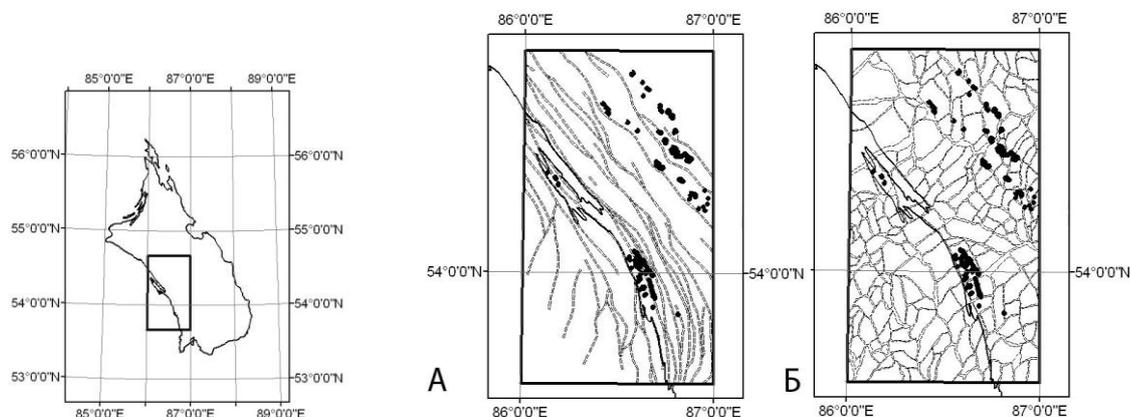


Рис. 12. Схема расположения изученной территории относительно границы Кузбасса и схемы соотношения пространственной позиции пирогенных комплексов центральной части Кузбасса с системами разрывных нарушений мезозойского (А) и кайнозойского (Б) возраста.

В ходе полевых исследований и анализа имеющихся архивных материалов в пределах рассматриваемой территории были установлены границы и осуществлена территориальная привязка более 150 пирогенных комплексов. Проведен пространственный анализ размещения пирогенных комплексов и их соотношения с блоковой структурой территории, сформировавшейся на мезозойском и кайнозском этапах ее развития (рис. 12 А, Б). Более 99% выявленных комплексов расположены в пределах Прокопьевско-Киселевского, Ленинского и Ерунаковского районов. Общее пространственное размещение комплексов связано с дислокациями мезозойского возраста, обусловившими разобщенный вывод на поверхность основных углей разных циклов угленакопления Кузбасса – Балахонского в Прокопьевско-Киселевском районе и Кольчугинского в Ленинском и Ерунаковском районах. Локализация пирогенных комплексов контролируется новейшей блоковой делимостью. Характер ее различен. В прокопьевско-Киселевском районе пирогенные комплексы тяготеют к центральным частям новейших блоков, а в Ленинском и Ерунаковском к их границам.

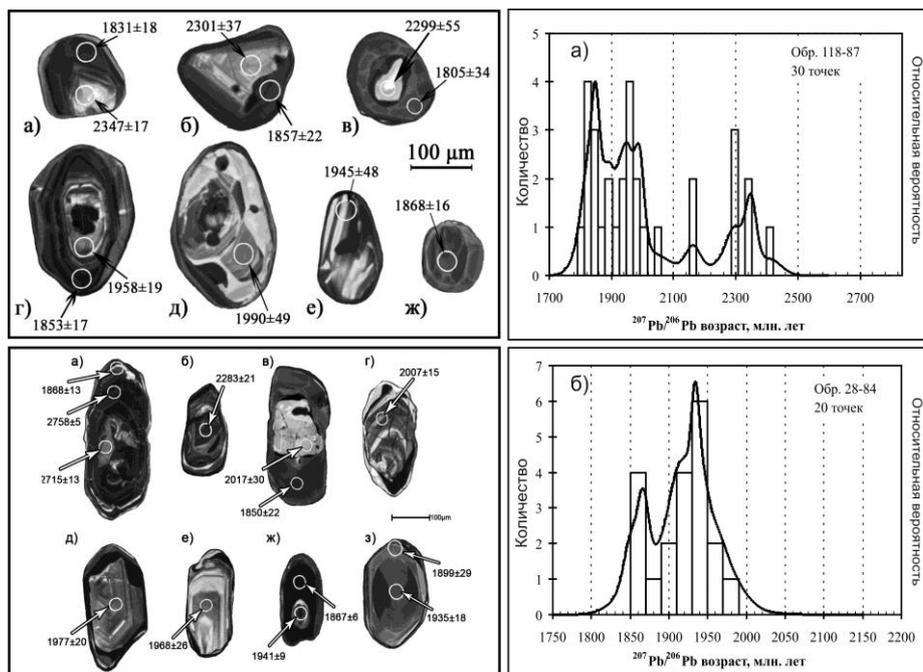
Продолжая программу отбора образцов пирогенных комплексов с целью использования их в качестве индикаторов новейшего орогенеза для определения его хронологических рубежей методом, разработанным в ИГМ СО РАН (Новиков, Сокол, 2010), начатую ранее опробованием пирогенных комплексов Прокопьевско-Киселевского района, были отобраны образцы из пирогенных комплексов Ленинского и Ерунаковского районов (рис. 13). Проведенное предварительный петрологическое изучение установило их пригодность для датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (д.г.-м.н. И.С. Новиков, асп. Г.М. Мамедов).



Рис. 13. Внешний вид высокотемпературных разностей пирогенных пород Кузбасса, Ленинского и Ерунаковского районов.

9. Впервые установлено, что накопление терригенных осадков на юго-западе Сибирского кратона происходило во временном интервале от 1,95 до 1,85 млрд лет и непосредственно предшествовало палеопротерозойскому коллизионному метаморфизму и гранитообразованию. Время седиментации и метаморфизма метасадочных пород (гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и кордиеритсодержащих гнейсов) Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирского кратона) определено на основании изотопных Sm-Nd характеристик пород и датирования циркона U-Pb методом (SHRIMP II). Протолиты метаморфизованных в гранулитовой фации терригенных осадков соответствуют ряду пород от алевролитов и граувакк до пелитов. Модельный Nd-возраст парагнейсов составляет 2,4-3,1 млрд лет. Возраст детритовых ядер циркона (2,7, ~2,3 и 1,95-2,0 млрд лет) и метаморфогенных оболочек (1,85-1,86 млрд лет) определяет время седиментации в интервале 1,85-1,95 млрд лет (рис. 14). Потенциальными источниками сноса детритовых цирконов архейского возраста могли служить породы гранулитогнейсовых комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона. Возраст (1,95-2,0 млрд лет) доминирующих детритовых ядер в сочетании с минимальными значениями $T_{Nd}(DM)$ свидетельствует в пользу участия в седиментации ювенильной палеопротерозойской коры. Анализ изотопных Sm-Nd данных показывает, что метаседиментогенные породы позднепалеопротерозойского возраста развиты не только в Шарыжалгайском выступе, но и на Алданском и Анабарском щитах Сибирского кратона (д.г.-м.н. О.М.Туркина, асп. Л.Н.Урманцева).

Рис. 14. Католюминисцентное изображение и возраст циркона (млн. лет) (слева) и гистограммы частоты встречаемости и кривые относительной вероятности возрастных значений циркона из кордиеритсодержащего (а) и гиперстен-биотитового (б) гнейсов (справа).



10. В пределах ЮЗ окраины Сибирского кратона (Енисейский кряж) выделены четыре эпохи формирования рифтогенных структур, сопровождавшихся внутриплитным магматизмом на рубежах 780, 750, 700 и 650-670 млн лет. Наиболее многократно магматизм проявился в зоне Татарско-Ишимбинской системы глубинных разломов. В этой же зоне сосредоточены проявления мезопротерозойского пикробазальт- базальтового и гранитоидного магматизма, все золоторудные, золото-урановые, урановые и редкометалльные месторождения (рис. 15). Установлено, что продукты магматизма неопротерозойских эпох представлены соответственно плагиориодацит-базальтовой, риолит-базальтовой, трахибазальт-трахитовой и щелочно-пикритовой ассоциациями.

Проявление магматизма происходило синхронно с накоплением соответствующих серий терригенных отложений в приразломных прогибах, несущих явные признаки

рифтогенных структур. На обрамляющих поднятиях одновременно с процессами рифтогенеза и внутриплитного магматизма происходило становление гранитоидных, щелочных и пикритоидных интрузий. Геохимические характеристики базальтов и щелочных пород позволяют считать, что внутриплитный магматизм связан с проявлением плюмовой активности, обусловившей распад суперконтинента Родиния. Устанавливаются определенные черты зональности в размещении оруденения. Урановое и золото-урановое оруденение размещено в грабенах, выполненных поздненеопротерозойскими отложениями или в подстилающих комплексах зон структурно-стратиграфических несогласий (рис. 15). Основные золоторудные месторождения размещены в углеродистых сланцах нижних свит мезопротерозоя, характеризующихся повышенной (5-10 до 60 мг/т) фоновой золотоносностью. На основе геохронологических исследований выявлена корреляция рубежей золотого и золото-уранового рудообразования с основными тектоно-магматическими событиями в регионе в позднем неопротерозое. Установлена пространственная, временная и парагенетическая связь оруденения с вышеуказанными тектоно-магматическими процессами. Эти процессы могли сыграть решающую роль в зарождении, формировании и эволюции рудообразующих и рудоконцентрирующих систем. (д.г.-м.н. А.Д. Ножкин, д.г.-м.н. А.С. Борисенко, к.г.-м.н. П.А. Неволько).

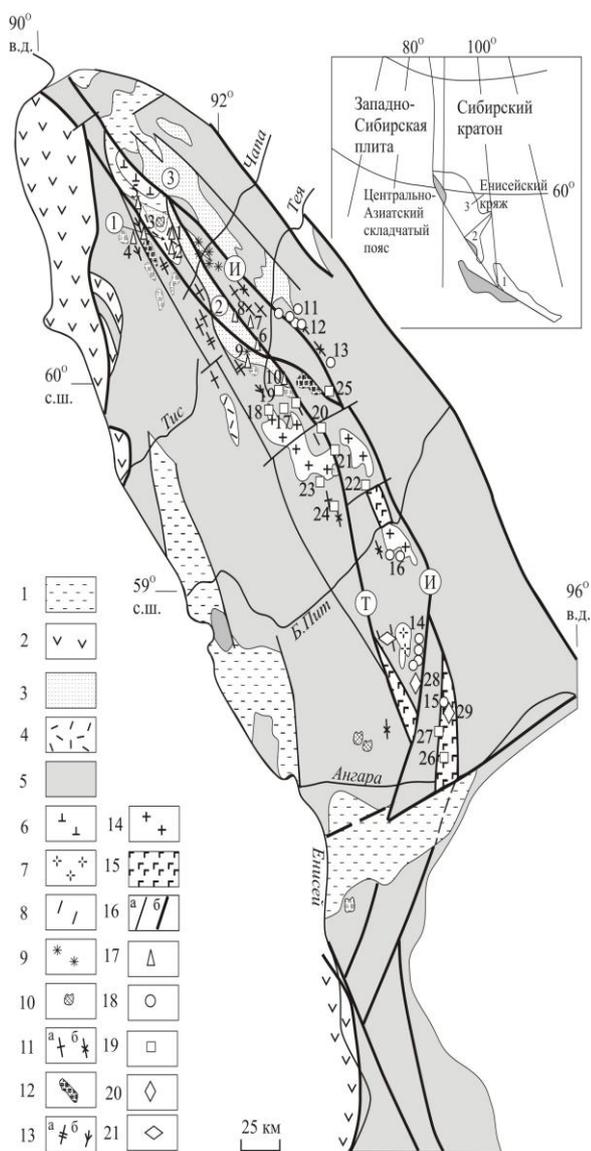


Рис. 15. Неопротерозойских рифтогенные и внутриплитные комплексы, золоторудные, золото-урановые и редкометалльные месторождения Енисейского края.

1 – чехол (PZ-KZ); 2 – офиолиты и островодужные комплексы (NP); 3-4 – рифтогенные (NP) комплексы чингасанской (3) и верхневороговской серий (4); 5 – нерасчлененные комплексы докембрия (канская, енисейская, тейская, сухопитская, тунгусикская, чапская серии); 6-12 – рифтогенные и внутриплитные комплексы: 6 – вороговский – траппы (Т); 7 – татарский – граниты, субщелочные лейкограниты (~630 млн. лет); 8 – приразломные карбонатиты (~650 млн. лет); 9 – чапинский комплекс – щелочные пикриты (~670 млн. лет); 10 – среднетатарский – фойиты, ийолиты и захребетнинский – тешениты, нефелиновые сиениты (700 млн. лет); 11 – захребетнинский – дайки щелочных сиенит-порфиров (а) и трахидолеритов (б) (700 млн. лет); 12 – кутукасский – субщелочные лейкограниты (700-690 млн. лет), гурахтинский – лейкограниты, сиениты (~700 млн. лет); 13 – ковригинский – дайки риолит-порфиров (а) и габбро-долеритов (б) (~750 млн. лет); 14 – аяхтинский – граниты, лейкограниты (760-750 млн. лет); 15 – вулканогенные породы Рыбинско-Панимбинского пояса: мезопротерозойская пикробазальт-базальтовая ассоциация (>1100 млн. лет) и плагиориодацит-базальтовая ассоциация (780 млн. лет); 16 – разломы (а), зоны разломов (б): И – Ишимбинская, Т – Татарская. 17 – урановые и золото-урановые месторождения и рудопроявления (1-10); 18 – золоторудные узлы и месторождения золото-кварцевого типа (11-16); 19 – золоторудные узлы и месторождения золото-сульфидного типа (17-27); 20 – сурьмяные месторождения (28-29). Цифры в кружках: 1- Верхневороговская грабен-синклиналь, 2- Уволжский грабен, 3- Тейско- Чапский прогиб. 21 – редкометалльные месторождения. На врезке: 1 – Присянский, 2 – Ангаро-Канский выступы фундамента; 3 – протерозойская окраино-континентальная область Енисейского края; заштриховано – офиолиты и островодужные комплексы поздненеопротерозойского аккреционного пояса.

11. Сделана Sr-хемотратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. Сопоставление Sr-изотопных характеристик со стандартными кривыми вариаций отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде для рифея, венда и кембрия показывают, что карбонатные отложения иркутской свиты древнее 1250 млн лет, а известняки агарингольской и забитской свит отлагались после 630-600 млн лет

Среди карбонатных отложений Тувино-Монгольского микроконтинента выделяются протоплатформенная иркутская свита и субплатформенные шельфовые боксонская и хубсугальская серии, а в юго-западной агарингольская и муренская свиты. Иркутская свита содержит только строматолиты, не являющиеся руководящими органическими формами. В верхних горизонтах хубсугульской и боксонской серий обнаружены остатки раннепалеозойской фауны. В отличие от этого, проблематичные находки позволяют трактовать начало седиментации боксонских осадков в широком интервале – от позднего рифея до силура. Карбонатные породы агарингольской и муренской свит лишены находок органических остатков. Таким образом, в современных стратиграфических схемах названные карбонатные отложения, отражающие платформенные этапы развития в истории микроконтинента, не имеют строгих возрастных ограничений. Для решения этого вопроса были применены методы хемотратиграфии.

Sr-хемотратиграфическая характеристика карбонатных отложений Тувино-Монгольского микроконтинента (иркутская свита, забитская свита боксонской серии и агарингольская свита) серии определена на основании отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных образцах (рис.16).

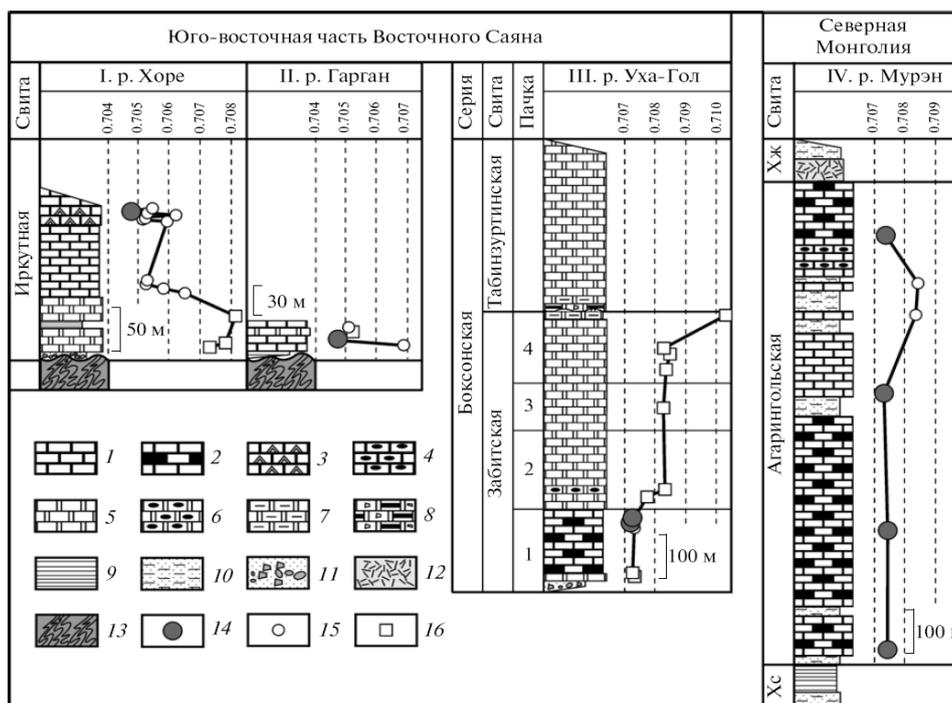
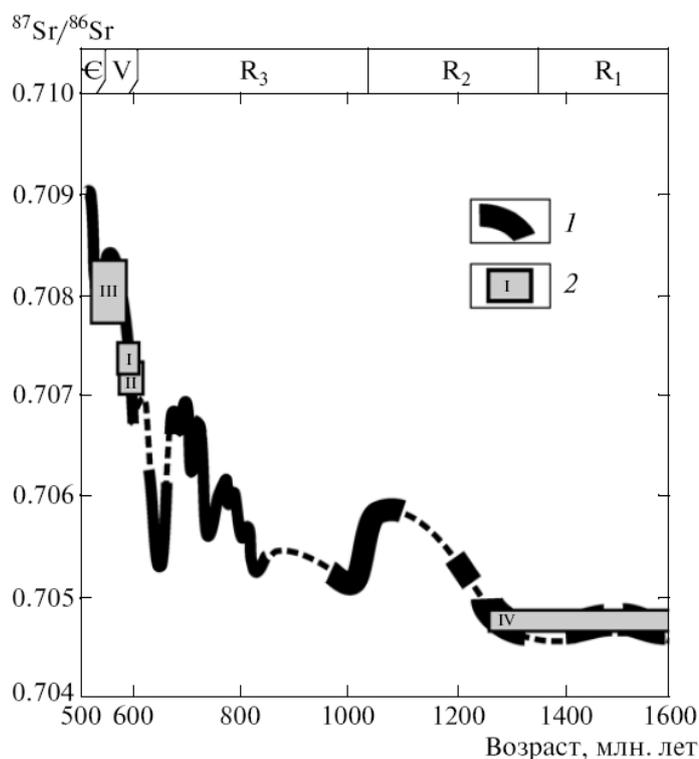


Рис. 16. Стрoение карбонатных формаций в изученных районах Тувино-Монгольского микроконтинента и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в образцах. 1-4 – известняки: 1 – слоистые, 2 – битцмиозные, 3 – строматолитовые с *Soporfyton* sp., 4 – с линзами кремней; 5-8 – доломиты: 5 – слоистые, 6 – с линзами кремней, 7- глинистые пестроцветные, 8 – брекчиевые и бокситовые; 9 – глинистые сланцы; 10 – алевропесчаники; 11 – конгломераты; 12 – вулканогенные породы; 13 – гранито-гнейсы Гарганской глыбы; 14-16 – образцы пород: 14 – известняки, удовлетворяющие критериям $\text{Mg}/\text{Ca}<0,024$, $\text{Mn}/\text{Sr}<0,2$ и $\text{Fe}/\text{Sr}<5$, 15 – известняки не удовлетворяющие геохимическим критериям, 16 доломиты. Сокращение свит: Хс – хайсуинская, Хж – хужиртуинская.

Проведенное изотопно-геохимическое позволило ограничить возрастные интервалы формирования карбонатных чехлов и на основании этого установить особенности двух этапов шельфовой седиментации. Сопоставление выявленных Sr-изотопных характеристик со стандартными кривыми вариаций отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде для рифея, венда и кембрия показаны на рис. 17.

Возраст верхних доломитов забитской свиты на основе C-изотопных характеристик может быть заключен в интервал 560-540 млн лет. Таким образом, установлены временные интервалы карбонатной шельфовой седиментации в пределах шельфа Гарганской глыбы как ранне-среднерифейский и начало этого процесса в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента в ранневендское время (д.г.-м.н. Е.Ф. Летникова, асп. И.А. Вишневецкая, асп. А.И. Прошенкин).

Рис. 17. Вариации изотопного состава Sr в позднепротерозойском и раннекембрийском океане и сравнение с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных отложениях осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента. 1 – кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в древнем океане; 2 – отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных образцах карбонатных пород: I – агарингольская свита; II – известняки и доломиты пачки 1 забитской свиты; III – доломиты пачек 2, 3, 4 забитской свиты, IV – иркутская свита.



12. Проведенные исследования клинопироксенов и расплавных включений показали, что при формировании раннекембрийских базальтовых комплексов из Катунской аккреционной зоны северной части Горного Алтая и перекрывающих их среднекембрийских вулканогенно-осадочных образований действовали разные магматические системы, соответственно, горячих точек и известково-щелочных серий.

Полученные данные по составам клинопироксенов и расплавных включений из раннекембрийских базальтов свидетельствуют о сходстве с магматизмом бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава (Тихий океан). Среднекембрийские базальты усть-семиинской свиты по составам клинопироксенов и расплавных включений с одной стороны показывают явно островодужные свойства, а с другой – располагаются в океанических полях. Исследования базальтов показали, что по соотношению суммы щелочей, FeO/MgO и SiO₂, составы расплавных включений из раннекембрийских клинопироксенов располагаются в области пород нормальной щелочности и в поле толеитов, хотя часть данных по пироксенам приурочена к известково-щелочным сериям. На диаграмме TiO₂ – FeO/MgO расплавные включения в пироксенах находятся в полях базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и пород внутриплитных океанических островов (OIB), перекрываясь, в целом, с данными по включениям Курайского поздневендского палеосимаунта. Включения в

клинопироксенах усть-семиной свиты содержат до 0.77 мас.% TiO_2 и приурочены к островодужному тренду (рис. 18). Отличия магматических систем двух рассмотренных участков хорошо видны на диаграмме $TiO_2 - K_2O$. Здесь точки составов высокотитанистых включений кембрийских базальтов присутствуют частично в полях базальтов типа MORB и плато Онтонг Джава (Тихий океан), находятся в тесной ассоциации с включениями в минералах Курайского палеосимаунта и бассейна Науру. Другая часть включений с максимальными значениями титана (более 2 мас.%) соответствует плюмовым внутриплитным расплавам типа ОИВ. Низкотитанистые включения в среднекембрийских базальтах, обладая широкими вариациями повышенных значений калия (от 0.9 до 1.7 мас.%), показывают характеристики, переходные от островодужных толеитов к известково-щелочным сериям.

Расчетное моделирование по методу (Schilling et al., 1995) на основе составов включений показало, что первичные расплавы кембрийских базальтов формировались на глубинах 65-100 км при температурах 1400-1550°C. Эти параметры совпадают с данными для магматических систем Сибирской платформы и района плато Онтонг Джава (Симонов и др., 2005) (д.г.-м.н. В.А. Симонов, к.г.-м.н. И.Ю. Сафонова, к.г.-м.н. А.В. Котляров, асп. Е.В. Курганская).

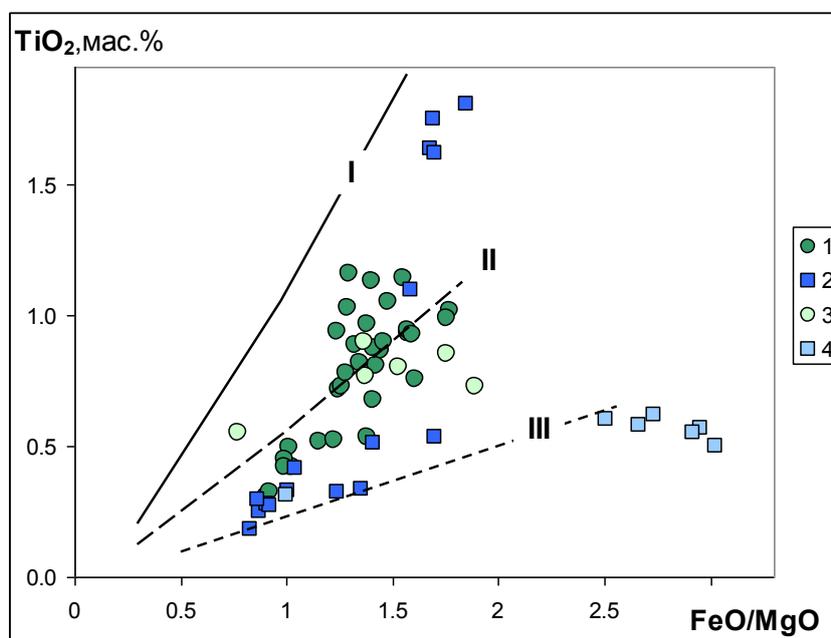


Рис. 18. Диаграмма $TiO_2 - FeO/MgO$ для расплавных включений в клинопироксенах.

1,2 – расплавные включения в клинопироксенах из пород Чепошского (1) и Чергинского (2) участков; 3,4 – базальтоиды Чепошского (3, Кат-55-07) и Чергинского (4, Alt-99-08 участков); 5,6 – расплавные включения в клинопироксенах из базальтов Курайского палеосимаунта, Горный Алтай (5) и бассейна Науру, район плато Онтонг Джава в Тихом океане (6). Поля базальтов: срединно-океанических хребтов (MORB), внутриплитных океанических островов (ОИВ), плато Онтонг Джава (ОИВ). Пунктиром показан тренд магматических комплексов развитых островных дуг. Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов (Симонов и др., 2005; Mahoney et al., 1993).

Проект VII.54.2.2. Процессы метаморфизма внутриплитных и субдукционно-коллизийных обстановок: геохимические, термомеханические и кристаллохимические аспекты

13. С целью реконструкции этапов и длительности метаморфизма выполнены изотопные определения возрастов плагиогранитогнейсов по данным $U-Pb$ датирования цирконов и зональных метаморфических комплексов умеренных давлений Чапского, Гаревского и Ангарского районов Енисейского кряжа по данным $Ar-Ar$ датировок слюд. Представлены первые геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства проявления мезопротерозойского рифтогенного гранитоидного магматизма в западном обрамлении Сибирского кратона. $U-Pb$ датированием по цирконам (SHRIMP-II) определен возраст 1360–1380 млн лет, соответствующий времени формирования плагиогнейсогранитов немтихинского комплекса в заангарской части Енисейского кряжа (рис. 19, верх). По данным $Sm-Nd$ изотопных исследований образование протолита этих пород происходило за счет корового источника, представленного породами нижнепротерозойских комплексов Сибирского кратона с модельным возрастом 2441 млн лет. Рифтогенная природа для изученных гранитоидов Заангарья Енисейского кряжа подтверждается, наряду с мезопротерозойским возрастом, главным образом, тем, что: (1) они картируются в виде узких линейных зон, трассирующих разломы, иногда полностью слагают небольшие тектонические пластины и клинья, (2) бимодальным составом продуктов магматизма и (3) петролого-геохимическими характеристиками вулканитов, характерными для рифтогенных вплоть до спрединговых обстановок (рис. 19, низ) Активизация магматической активности и сопутствующий рифтогенез на рубеже нижнего и среднего рифея на юго-западной окраине Сибирского кратона согласуются со временем проявления внутриплитных рифтогенных комплексов в других континентальных блоках, входивших в состав суперконтинента Пангеи I, и с геологической историей развития Енисейского кряжа в докембрии. Полученные результаты существенно уточняют ранние представления о геологическом развитии Енисейского кряжа в докембрии (Попов и др., 2010) (д.г.-м.н. И.И. Лиханов, академик В.В. Реввердатто, к.г.-м.н. А.Е. Вершинин).

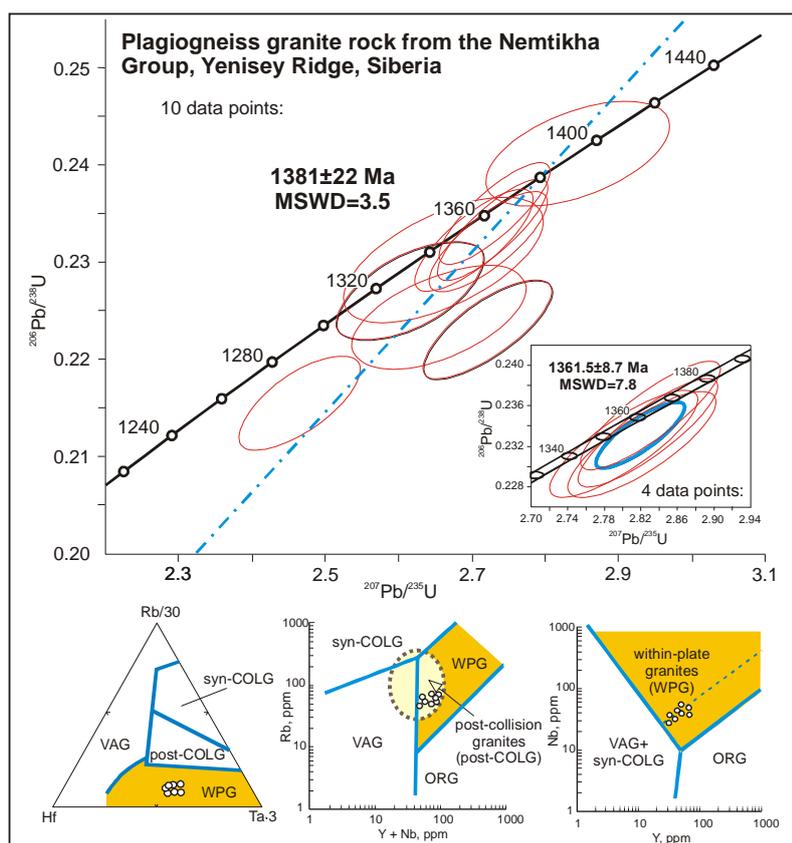


Рис. 19. Диаграммы с конкордией для цирконов из плагиогнейсогранита немтихинского комплекса (верх) и положение составов пород на дискриминационных диаграммах $Rb-Hf-Ta$, $Rb-(Yb+Nb)$ и $Nb-Y$ для определения геодинамических обстановок формирования гранитоидов (низ).

14. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки слюд из 4 равномерно удаленных от надвига проб метapelитов коллизионного метаморфизма в районе г. Гаревский Полкан позволили получить оценки возрастов: 772.9 ± 8.3 млн лет (обр. 284), 782.6 ± 8.4 млн лет (обр. 252), 786.8 ± 8.2 (обр. 250) и 794.8 ± 8.8 (обр. 244), соответствующие этапу охлаждения пород до температур ниже $\sim 360^\circ\text{C}$. На основании этих данных и результатов геотермобарометрии в рамках построенной тектоно-термальной модели метаморфической эволюции региона (рис. 20а) рассчитана скорость эксгумации пород, равная 0.368 мм/год. Возраст кульминационной стадии коллизионного метаморфизма, определенный с учетом скорости эксгумации пород, составляет $798\text{-}802$ млн лет (рис. 20b-e). В отличие от более древних продуктов коллизионного метаморфизма, сформированных в процессе надвигания на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона в зоне Татарского глубинного разлома, эти породы образовались в результате встречных движений в зоне опережающих разломов более высокого порядка, подтвержденных геофизическими данными. В региональном плане, это может быть связано с аккрецией и коллизией микроконтинента, отколовшегося от кратона на рубеже раннего-среднего рифея, к Центрально-Ангарскому террейну (~ 800 млн лет назад) с последующим надвигом Центрально-Ангарского террейна на Сибирский кратон (760 млн лет назад), что не противоречит модели формирования аккреционно-коллизионных комплексов Енисейского кряжа в неопротерозое. Дополнительным аргументом в пользу надвига восточного направления в эту эпоху является положение Рыбинско-Панимбинских офиолитов в структуре Центрально-Ангарского террейна, пластины и чешуи которых были обдуцированы и вошли в состав этого террейна значительно раньше его коллизии с Сибирским кратоном (д.г.-м.н. И.И. Лиханов, академик В.В. Ревердатто, к.г.-м.н. А.Е. Вершинин).

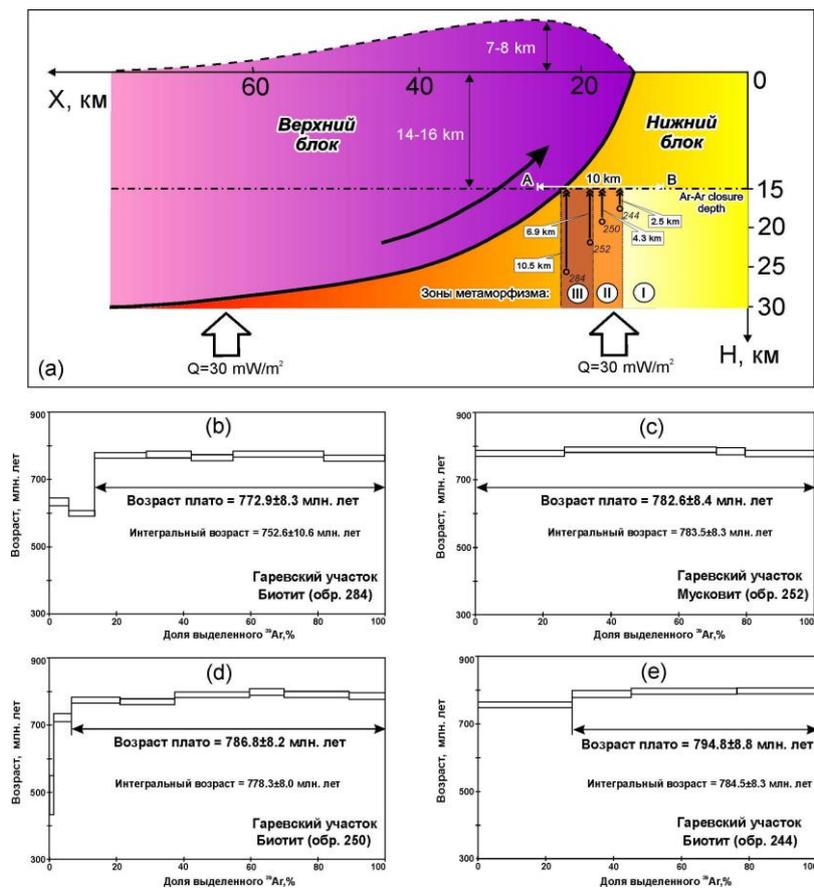


Рис. 20. Схематическая модель тектонического утолщения земной коры вблизи надвига (а) и результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений для слюд из пород коллизионного метаморфизма Гаревского участка Енисейского кряжа (b-e).

15. Выполнено U-Pb изотопное датирование цирконов (SHRIMP) гранулитов Ольхонского региона (Западное Прибайкалье). В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского проведено U-Pb (SHRIMP) датирование цирконов из основного (обр. 06-120: Орх+Срх+Pl+Grt+Bt±Qtz) и кислого (обр. Т-52-06: Qtz+Pl₂₄₋₂₆+Fsp+Grt₅₅₋₆₀+Орх₄₂₋₄₆+Bt₁₈₋₂₀) гранулитов Чернорудской зоны Ольхонского региона Западного Прибайкалья (рис. 21). Ядра цирконов из двупироксенового гнейса дают значение возраста 624 ± 11 млн лет, что отражает время формирования океанических базальтов, слагающих основание Ольхонской окраинноморско-островодужной системы.

Морфологические (конволютная зональность, или отсутствие какой-либо зональности) и геохимические (пониженные по сравнению с основным гранулитом Th/U отношения) особенности детритовых ядер цирконов из кислого гранулита свидетельствуют о сильной перекристаллизации в U-Th-Pb радиогенной системе, не достигшей равновесия на время ~530 млн лет. Для U-Pb изотопных анализов метаморфогенных оболочек изученных цирконов отмечается так называемое «сползание» их фигуративных точек по конкордии, что фиксирует достаточно широкий временной интервал, по-видимому, отражающий многоэтапность метаморфических событий в Ольхонском регионе. Для обр. 06-120 этот интервал составляет от 516 до 459 млн лет, а для обр. Т-52-06 – от 513 до 464 млн лет. Средневзвешенные возрасты, полученные для основного (470.5 ± 8.3 млн лет) и кислого (477.0 ± 7.9 млн лет) гранулитов, оказались моложе времени проявления гранулитового метаморфизма в Чернорудской зоне и совпадающие с возрастом амфиболитового метаморфизма в соседней зоне Анга-Сахюрты – 475-465 млн лет. Таким образом, U-Pb изотопные возрасты, полученные по оболочкам рассматриваемых цирконов, отражают метаморфические события, связанные не только с гранулитовым метаморфизмом, но и с регрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации, который наложился на все породы Приольхонья, включая и Чернорудскую зону (к.г.-м.н. Н.И. Волкова, к.г.-м.н. А.В. Травин, д.г.-м.н. А.Г. Владимиров, к.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. Д.С. Юдин; д.г.-м.н. А.С. Мехоношин, ГЕОХИ СО РАН).

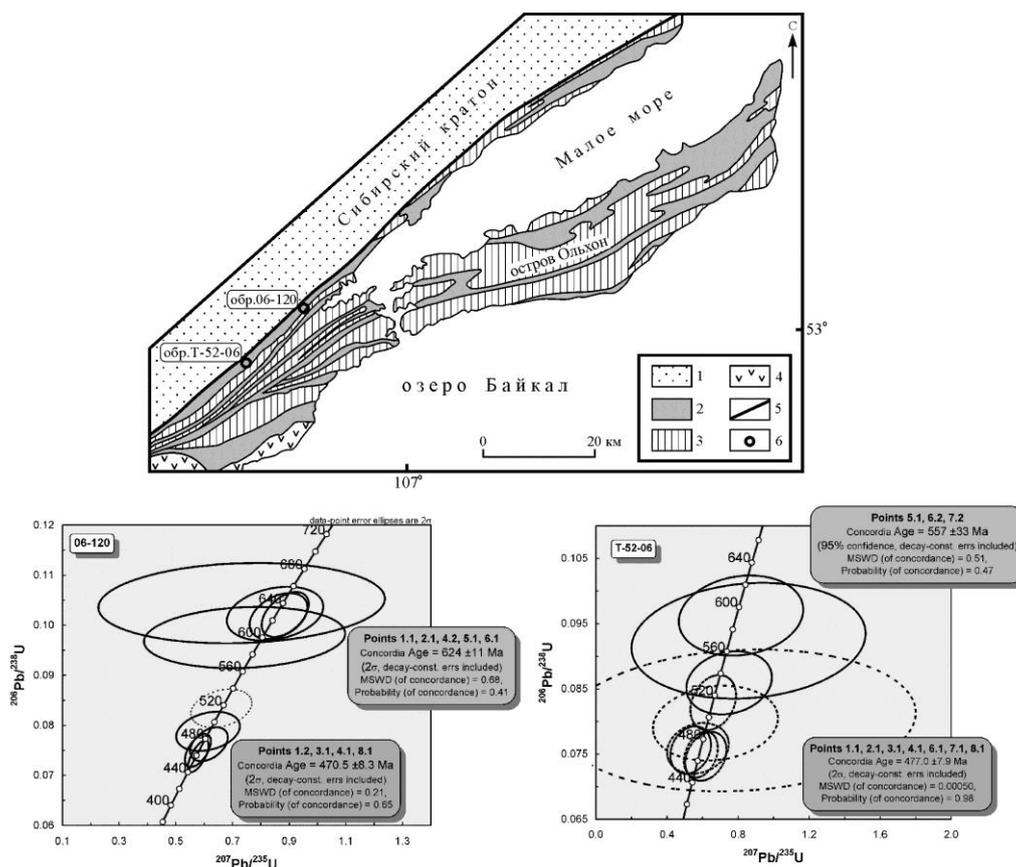


Рис. 21. Положение точек отбора образцов на структурной схеме Ольхонского региона (по Гладкоуб и др., 2008) и диаграммы с конкордией для цирконов из двупироксенового гнейса (обр. 06-120) и гранат-биотитового гнейса (обр. T-52-06).

1 – Сибирский кратон; 2-4 – раннепалеозойские структурно-вещественные комплексы Ольхонского региона: 2 – аллохтоны, сложенные в основном метавулканитами основного состава с подчиненным количеством метапелитов, мраморов и кварцитов, 3 – аллохтоны, сложенные в основном гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами, 4 – субщелочные и щелочные габброиды и диориты; 5 – «коллизонный шов» (граница Сибирского кратона); 6 – точка отбора пробы для U-Pb изотопного датирования.

16. Проведено петролого-геохимическое изучение глаукофановых сланцев Хэйлунцзянского комплекса северо-восточного Китая. Глаукофановые сланцы сложены эпидотом, хлоритом, альбитом, натровым амфиболом, фенгитом, кварцем и небольшими количествами сфена, ильменита и стильпномелана. Натровые амфиболы представлены глаукофаном и магнезиорибекитом. Оценки P-T условий метаморфизма составляют 400-425°C и 6.9-8.6 кбар. Геохимия пород позволяет предположить, что протолитами для них служили океанические базальты, сопоставимые с OIB или некоторыми типами E-MORB базальтов (рис. 22), формировавшимися из обогащенного источника в условиях симаунтов или океанических поднятий. Присутствие глаукофановых сланцев с геохимическими характеристиками базальтов океанических островов, а также обогащенных Mn метачерт, мраморов, метаграувакк и чешуй офиолитов свидетельствуют о том, что Хэйлунцзянский комплекс представляет собой субдукционно-аккреционный комплекс, содержащий фрагменты деформированной океанической коры и породы аккреционного клина. Формирование глаукофановых сланцев Хэйлунцзянского комплекса связано с юрской субдукцией океанической коры Палеоокеана под западную окраину переработанного докембрийского массива Цзямуси (к.г.-м.н. Н.И. Волкова).

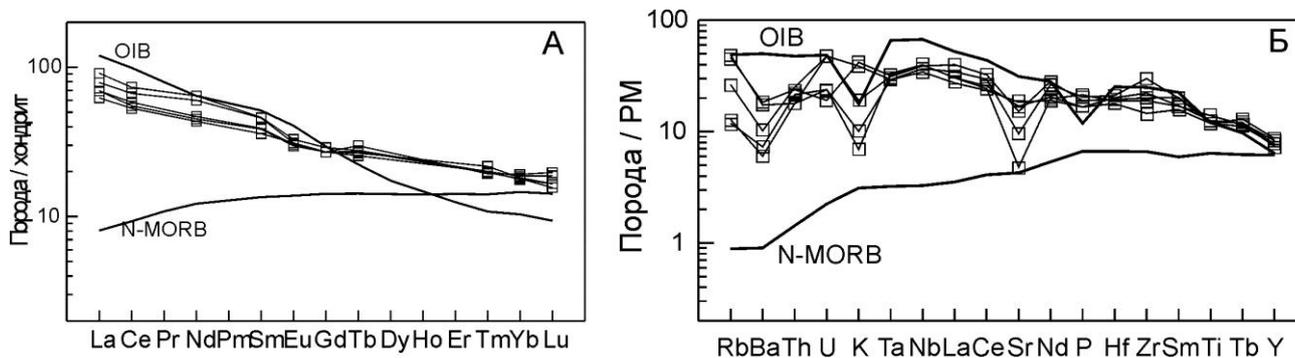


Рис. 22. Спектры РЗЭ (А) и спайдерграммы (Б) глаукофановых сланцев Хэйлуанцзянского комплекса, СВ Китай.

17. Выполнена детальная документация разрезов и минералого-геохимическое опробование наиболее крупных полей горелых пород Кузбасса. На базе минералого-петрографического анализа реконструирован температурный режим и окислительно-восстановительные условия формирования горелых пород, оценена вероятная глубина древних эндогенных пожаров.

На территории Кузбасса осадочная толща дислоцирована по периферии бассейна и слабо нарушена в его центре. Физико-химические характеристики углей существенно меняются по площади бассейна. Как следствие здесь угольные пожары возникали в разных геологических обстановках, определивших режимы плавления осадков и кристаллизации расплавов. В качестве типовых пирогенных комплексов, возникших в контрастных геологических условиях, были рассмотрены горельники западной окраины бассейна (Присалаирская зона) и его центральной части (Ерунаковский район).

Высокая калорийность углей, их значительная мощность и теплоизоляция подземных очагов горения обусловили формирование протяженных зон плавления осадков. В эродированном разрезе преобладают сплошные горизонты клинкеров и возникшие на их основе брекчии обрушения, наряду с которым широко развиты паралавы, ассимилирующие фрагменты остеклованных клинкеров. Среди паралав преобладают кислые высокоглиноземистые (15.6-20.6 мас.% Al_2O_3) разности с умеренными содержаниями Fe_2O_3 (5.6-14.2 мас.%) и K_2O (1.7-3.6 мас.%). Клинкеры отличаются более кислыми составами и низкими концентрациями Fe_2O_3 (1.2-6.4 мас.%). Высокая вязкость всех вышеназванных сухих расплавов (в Па/с): клинкеры – $10^{7.0-9.8}$, их стекла – $10^{6.2-9.7}$; паралавы – $10^{5.1-7.0}$, их стекла – $10^{5.5-9.7}$) исключила появление здесь форм течения. Клинкеры сложены кислым Al-K-стеклом, муллитом, тридимитом, секанинаитом, кристобалитом, железистыми шпинелидами, ильменитом, зернами обломочного кварца, зачастую оплавленного (рис. 23). Паралавы состоят из K-секанинаита (f до 95 %, K_2O до 0.8 мас.%), тридимита (до 3.4 мас.% Al_2O_3), железистых шпинелидов, фаялита, кристобалита, Al-клиноферросилита (1.8-5.1 мас.% Al_2O_3), гематита, ильменита, кислого Al-K стекла, присутствуют оплавленные зерна обломочного кварца.

Для паралав, клинкеров и стекол были оценены температуры ликвидуса (T_{liq}) (при $P_{общ} = 1$ бар, буфер QFM, программа MELTS) (рис. 24). Оценки T_{liq} , составили 1050-1130°C для сухих паралав, что хорошо согласуется с результатами предварительных экспериментов по их плавлению, показавших, что уже при 950°C появились первые пленки расплава, а при температуре 1000°C - многочисленные участки точечного плавления. Температуры, при которых равновесно сосуществовали с расплавом поздние фаялит и клиноферросилит и фаялит+магнетит были оценены с применением геотермометра (Beattie, 1993) и QUILF (Anderson et al. 1993) и составили 1057°C, 1052°C и 1119°C соответственно (при $f_{O_2} = -9.35$, $\Delta QFM = -0.06$, $P_{общ} = 1$ бар, $\alpha_{SiO_2} = 1$). Для стекол T_{liq} отвечает интервалу 920-1120°C. Для

сухих клинкеров T_{liq} составила $920-1050^{\circ}\text{C}$, а для их стекол $-T_{liq} = 920-960^{\circ}\text{C}$ (д.г.-м.н. Э.В. Сокол, к.г.-м.н. С.А. Коржова, асп. С.Н. Кох).

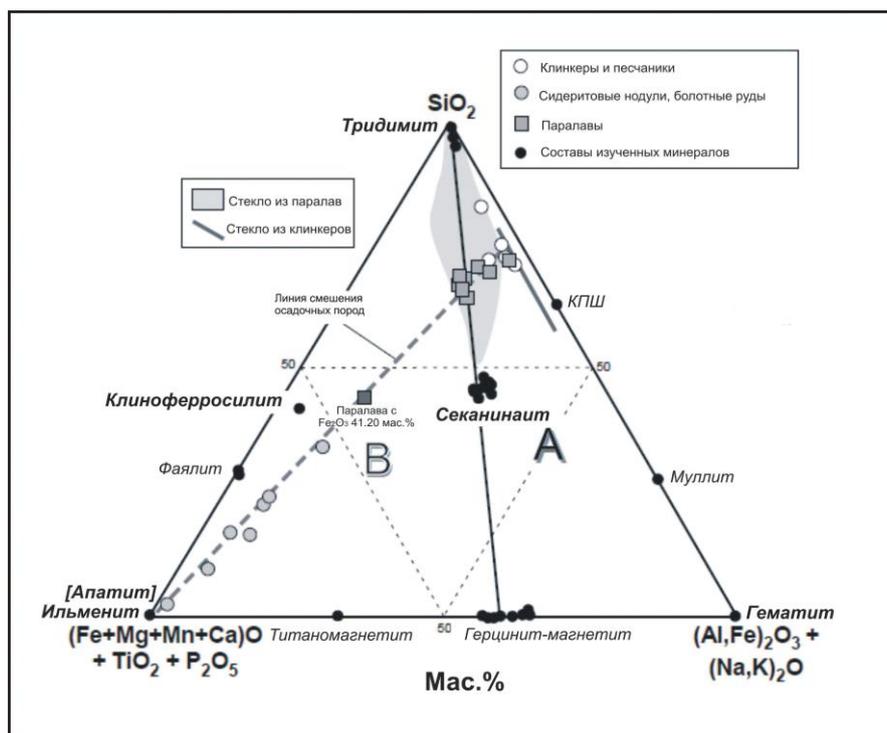


Рис. 23. Валовые составы паралав, клинкеров и пород протолита; составы минералов и стекол пирогенных пород в координатах $\text{SiO}_2 - [(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{O} + \text{TiO}_2 + \text{P}_2\text{O}_5] - [(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3 + (\text{Na}, \text{K})_2\text{O}]$ (мас. %). Для пород и стекол все железо пересчитано на FeO .

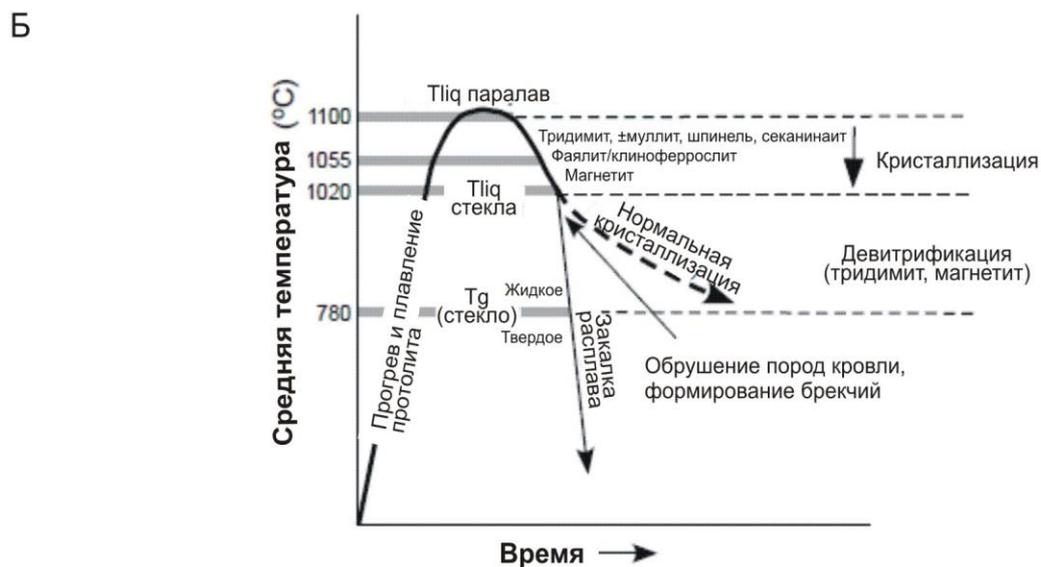
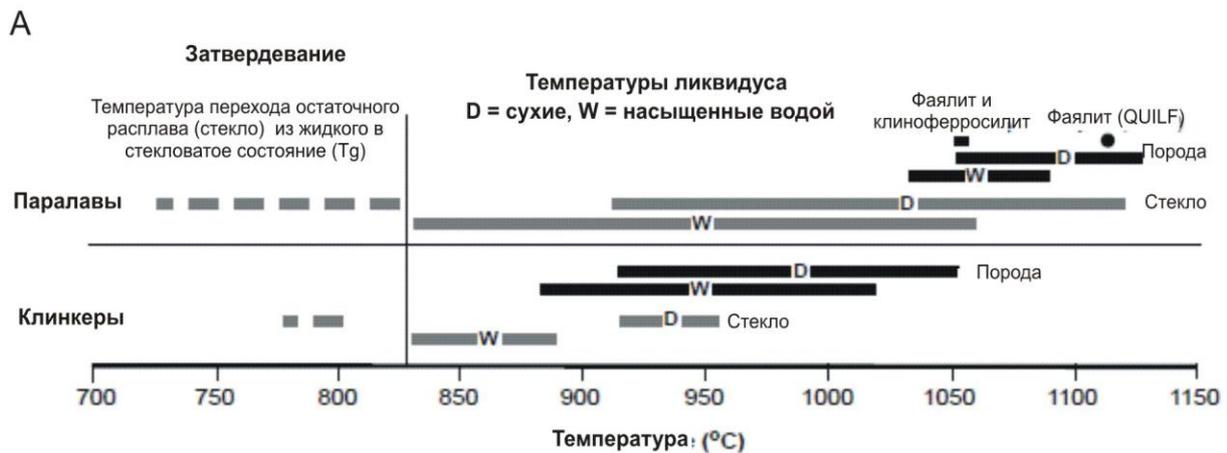


Рис. 24. А – сводная диаграмма кристаллизации паралав и клинкеров. Расчетные температуры ликвидуса сухих и водонасыщенных расплавов и стекол; температуры полного затвердевания (Tg) остаточных расплавов. Б – реконструированный T-t тренд кристаллизации паралав.

18. На основе высокоточных аналитических методов охарактеризованы минеральные ассоциации высококальциевых пирогенных плавленых пород из природных комплексов; определены структуры природных пирогенных волластонита и псевдоволластонита.

На основе проведенных 40 экспериментов по моделированию захвата минералом-хозяином включений разработана методика генерации синтетических флюидных и расплавных включений в кварце и топазе в диапазоне температур 400-750°C, давления 30-250 МПа, в условиях Cu-CuO-, Ni-NiO-, Fe-FeO-кислородных буферов (рис. 25). Методика позволяет изучить перенос рудных элементов из базитовых и гранитоидных пород в газовую и водно-солевую фазы, отвечающих по составу природным магматогенным флюидам, а с применением инструментального метода LA ICP MS определить и распределение рудных и петрогенных элементов в гетерофазной системе силикатный расплав – водно-солевой раствор – газовая фаза.

Исследовано распределение Au, Sb, Te, As и Bi в окисленных хлоридных гетерофазных флюидах (газ – водно-солевой раствор) при 700°C и давлении 109-124 МПа (Боровиков и др., 2010). Установлено, что давление оказывает большое влияние на металлоносность отдельных фаз гетерофазного флюида. Наиболее высокими концентрациями рудообразующих элементов (As, Sb, Te, Au и Bi) водно-солевая фаза обладает при давлениях близких к субкритическим, понижение давления приводит к образованию высокометаллоносных газообразных флюидов благодаря происходящему радикальному перераспределению As, Sb, Te, Au и Bi между водно-солевой и газовой фазами. Данные исследования подтверждают высокую металлоносность окисленных флюидов и важную роль процесса гетерогенизации магматического флюида в определении геохимической специализации его отдельных фаз, что установлено ранее на примере изучения рудообразующих флюидов Cu-Mo-Au порфировых, некоторых типах Cu-Ni-Pt (Бушвельд, Стиллуотер), Au-скарновых (Au-Cu-Te тип), пегматитовых (Ермаковское Веместорождение) и карбонатитовых месторождениях (к.г.-м.н. Т.А. Бульбак).

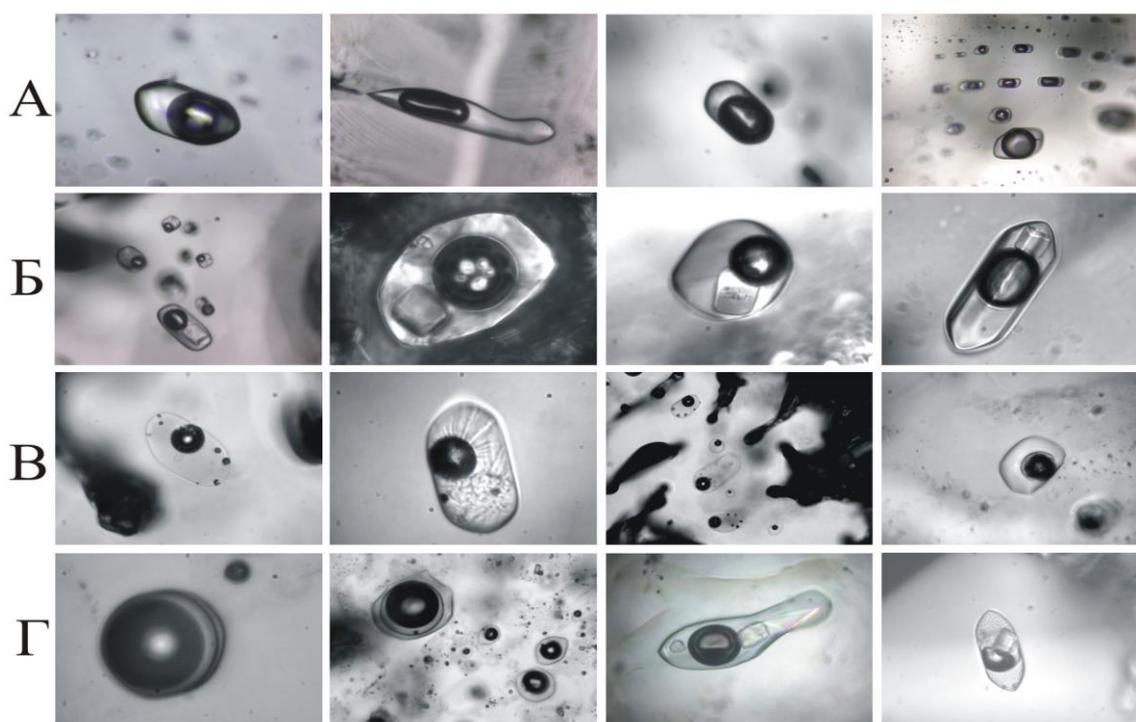


Рис. 25. Включения в кварце, синтезированные в ходе экспериментов: А) двухфазные включения (газ-раствор); Б) трехфазные включения (газ-раствор-галит), содержащие пузырек газа, водно-солевой раствор и кубик NaCl; В) расплавные включения, содержащие частично раскристаллизованное силикатное стекло без признаков его гидролиза; Г) включения гетерофазного захвата (многофазные газовые, водно-солевые включения комбинированного захвата, содержащие гидролизованное силикатное стекло, а так же газ, водно-солевой раствор и кристалл NaCl).

Программа VII.58.1. Минералообразование в условиях высоких давлений в континентальной литосфере; условия образования и локализации месторождений алмазов

Проект VII.58.1.1. Эволюция процессов минералообразования при P-T параметрах коэситовой и алмаз-пироповой фаций в континентальной литосфере; критерии локализации алмазных месторождений на основе анализа условий их образования и экзогенной эволюции

19. В уникально неизменном кимберлите трубки Удачная-Восточная, Якутия впервые во вкрапленниках оливина из кимберлитов с повышенной примесью Ti (> 200 г/т) установлена высокобарическая ассоциация пироба, содержащего от 1,41 до 6,67 мас.% Cr_2O_3 и хромдиопсида (Са# 43,3 – 46,2) с содержанием 0,05 – 0,1 мас.% K_2O . Указанная ассоциация отличается от всех известных парагенезисов ксенолитов перидотитов и включений в алмазах (рис. 26) и представляет собой убедительное доказательство ранней высокобарической стадии образования кимберлитов и принадлежности абсолютного большинства вкрапленников оливина с частично сохранившейся каймой к продуктам кристаллизации кимберлитов, а не к фрагментам дезинтегрированных ксенолитов перидотитов (акад. Н.В. Соболев, чл.-корр. РАН А.В. Соболев, д.г.-м.н. А.А. Томиленко).

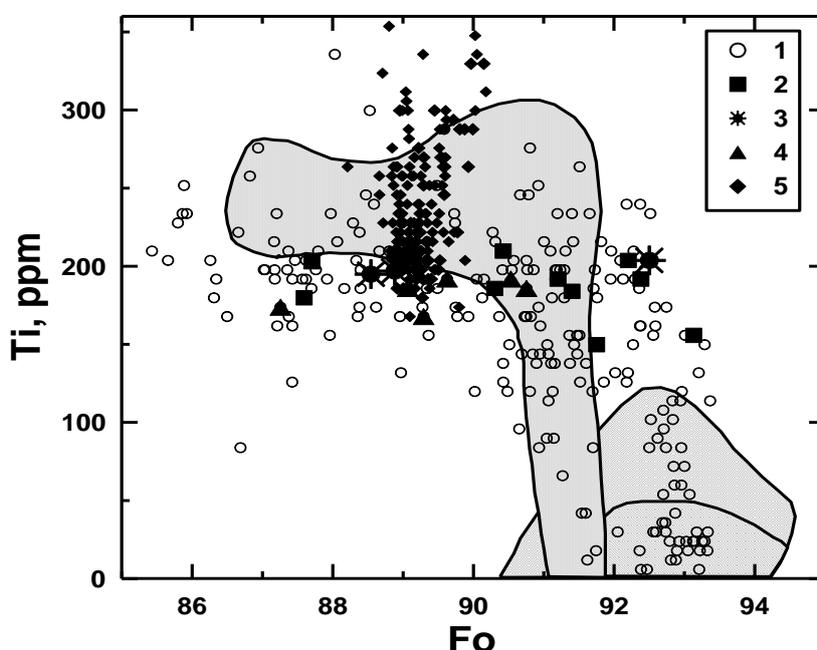


Рис. 26. Соотношение содержания примеси Ti и форстерита (Fo) в оливинах из кимберлитов, ксенолитов трубки Удачная и алмазов разных месторождений мира.

Примечание: центральные зоны вкрапленников оливина II (1); то же с включениями хромдиопсида (2); пироба (3); типичные незональные микрофенокристаллы оливина (4); кайма вкрапленников оливина (5). Область состава оливина из деформированных лерцолитов (сплошная штриховка); из зернистых перидотитов (нижняя область, левая штриховка); из алмазов (промежуточная область).

20. Впервые в эклогитах установлен Nb-рутил, содержащий до 8,25 мас.% Nb_2O_5 (рис. 27). Включения рутила, содержащего переменную примесь Nb_2O_5 (5,25 - 8,25 мас.%) выявлены в микроксенолите эклогита в парагенезисе с гранатом (Mg# 51,6, Са-комп. = 31,2%) и клинопироксеном, содержащим 60 мол.% жадеита из кимберлитовой трубки Загадочная, Якутия. В отличие от известных находок Nb-рутилов в виде изолированных ксенокристов в кимберлитах ЮАР, изученный рутил практически не содержит примеси Сг, что еще больше подчеркивает уникальность его состава. Для изученных зерен рутила характерен широкий диапазон суперхондритовых отношений Nb/Ta (8,5 – 257,5) и устойчивый характер отношения Zr/Hf (33 – 35). Неоднородность зерен рутила по сравнению

с однородным составом граната и пироксена и уникально высокое содержание Nb свидетельствуют об интенсивных проявлениях глубинного метасоматоза, что подтверждает результаты предыдущих исследований вкрапленников хромдиопсида и его сростков из трубки Загадочная, выполненных совместно с группой итальянских ученых (Nimis et al., 2009, Lithos, v. 112, p. 397-412) (академик Н.В. Соболев, к.г.-м.н. А.М. Логвинова, д.т.н. Ю.Г. Лаврентьев).

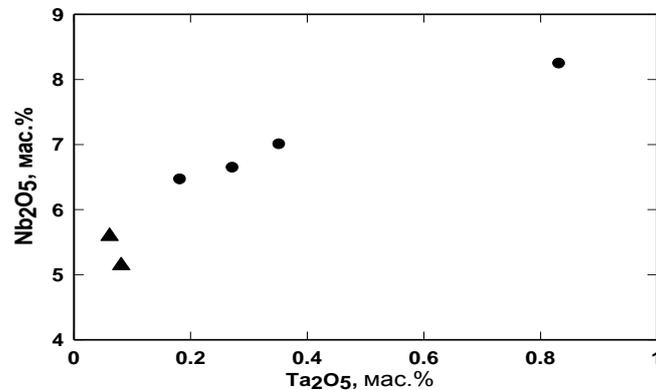


Рис. 27. Соотношение содержания Nb₂O₅ и Ta₂O₅ в рутиле из эклогита (обр. Zgd-1) тр. Загадочная в основном объеме двух зерен (треугольник) и в отдельных обогащенных участках этих же зерен (залитые кружки)

21. Результаты проведенных в 2010 году комплексных исследований коллекции уникально свежих деформированных перидотитов трубки Удачная, Якутия, свидетельствует о сложной геохимической эволюции пород основания литосферы Сибирской платформы. Вначале эти породы были образованы как тугоплавкие остатки при процессах экстракции расплавов высокой степени частичного плавления первичного мантийного субстрата. Затем они были обогащены несовместимыми элементами при взаимодействии с расплавами сублитосферного происхождения. Основной этап их вторичного метасоматического обогащения произошел незадолго до выплавки кимберлитового расплава, захватившего фрагменты деформированных перидотитов при движении к поверхности Земли (к.г.-м.н. А.М. Агашев, чл.-корр. РАН Н.П. Похиленко).

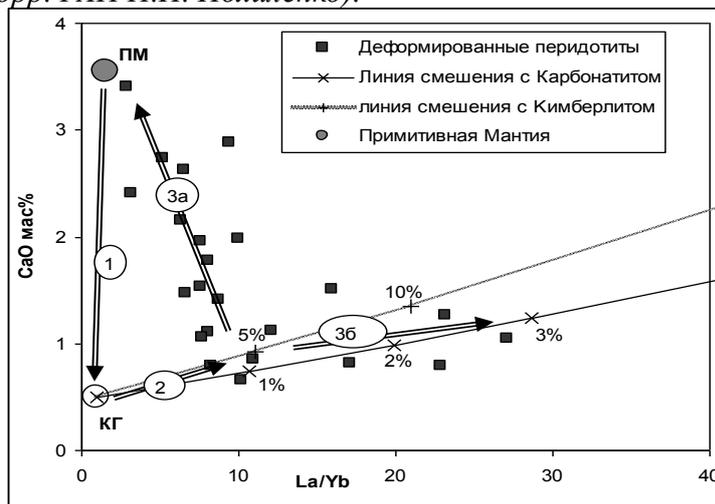


Рис. 28. Схематическая модель эволюции химического состава перидотитов основания литосферной мантии. Стрелками обозначены направления эволюции. 1. Экстракция расплавов высокой степени частичного плавления и образование деплетированных гарцбургитов. 2. Карбонатитовый метасоматоз. 3. Силикатный метасоматоз. 3а - модальный метасоматоз с кристаллизацией граната и клинопироксена. 3б - скрытый метасоматоз посредством остаточных расплавов и флюидов после кристаллизации на этапе 3а? ПМ-Примитивная мантия, КГ- Кратонные гарбургиты.

22. Детальное изучение минералогии основной массы относительно свежих кимберлитов трубок Обнаженная и Второгодница (Куойское поле, Якутия) показало присутствие в них калиевого хлорсодержащего сульфида джерфшерита (рис. 29), являющегося индикатором высоких концентраций хлора в исходных кимберлитовых расплавах. Куойское кимберлитовое поле располагается за пределами распространения протерозойско-кембрийских соленосных отложений и рассолов на территории Сибирской платформы (рис. 30), что свидетельствует в пользу мантийного происхождения хлора в кимберлитовых расплавах (к.г.-м.н. А.В. Головин, чл.-корр. РАН Н.П. Похиленко, м.н.с. И.С. Шарыгин).

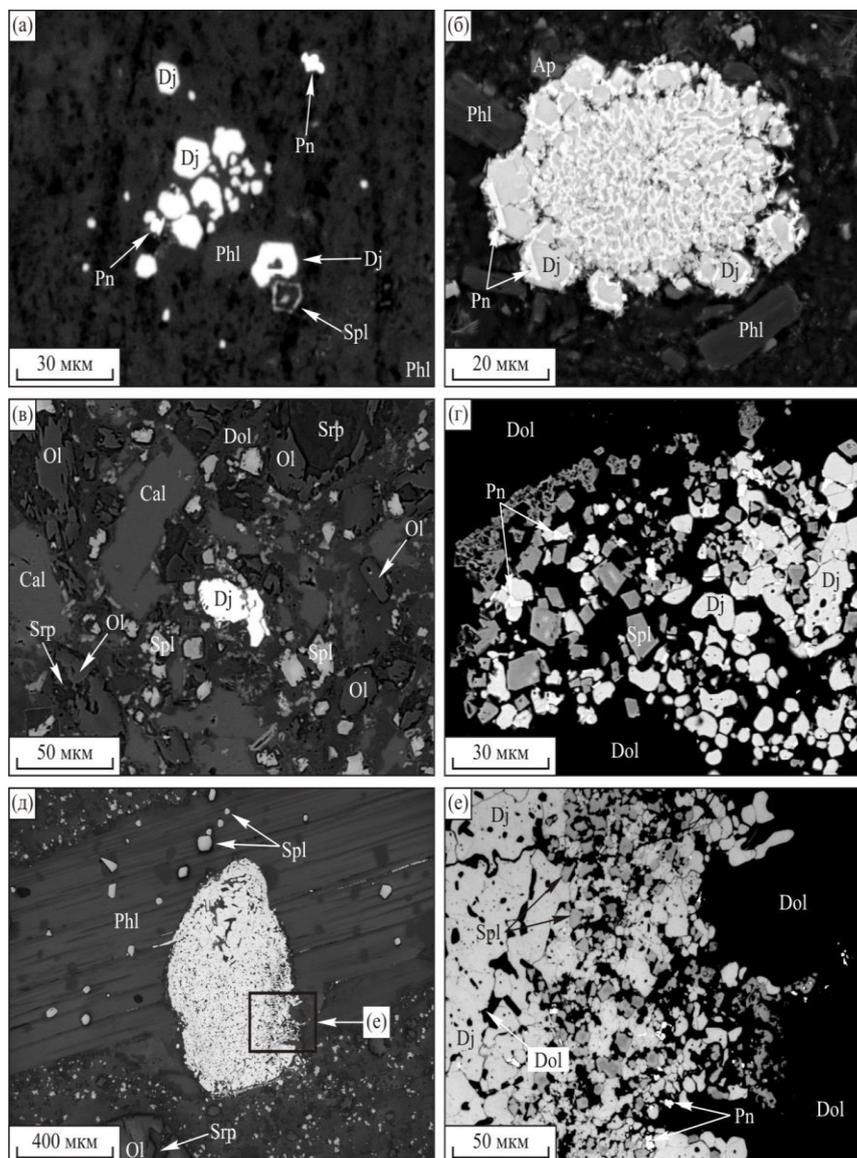


Рис. 29. Джерфшерит в кимберлитах Куойского поля. а, б – трубка Обнаженная: а – ограниченные и полуограниченные зерна джерфшерита в основной массе кимберлита (основная масса: флогопит, кальцит, серпентин, шпинель, пентландит); б – срастания джерфшерита и пентландита, имеющее кристаллографические очертания (возможно, поочередный рост, отражающий изменение активностей К и/или Cl в расплаве, либо замещение пентландита джерфшеритом). в-е – трубка Второгодница: в – округлое/ксеноморфное зерно джерфшерита в основной массе кимберлита; г – локальные участки в породах, состоящие из джерфшерита, пентландита и шпинели; д – полифазная «глобула», которую обрастает флогопит; е – джерфшерит в ассоциации с пентландитом и шпинелью. б-г – сканирующая микроскопия, а, д, е – отраженный свет. Dj – джерфшерит; Pn – пентландит; Ol – оливин; Srp – серпентин; Phl – флогопит; Spl – шпинель (хромит, Ti-магнетит, магнетит); Ap – апатит; Cal – кальцит; Dol – доломит.

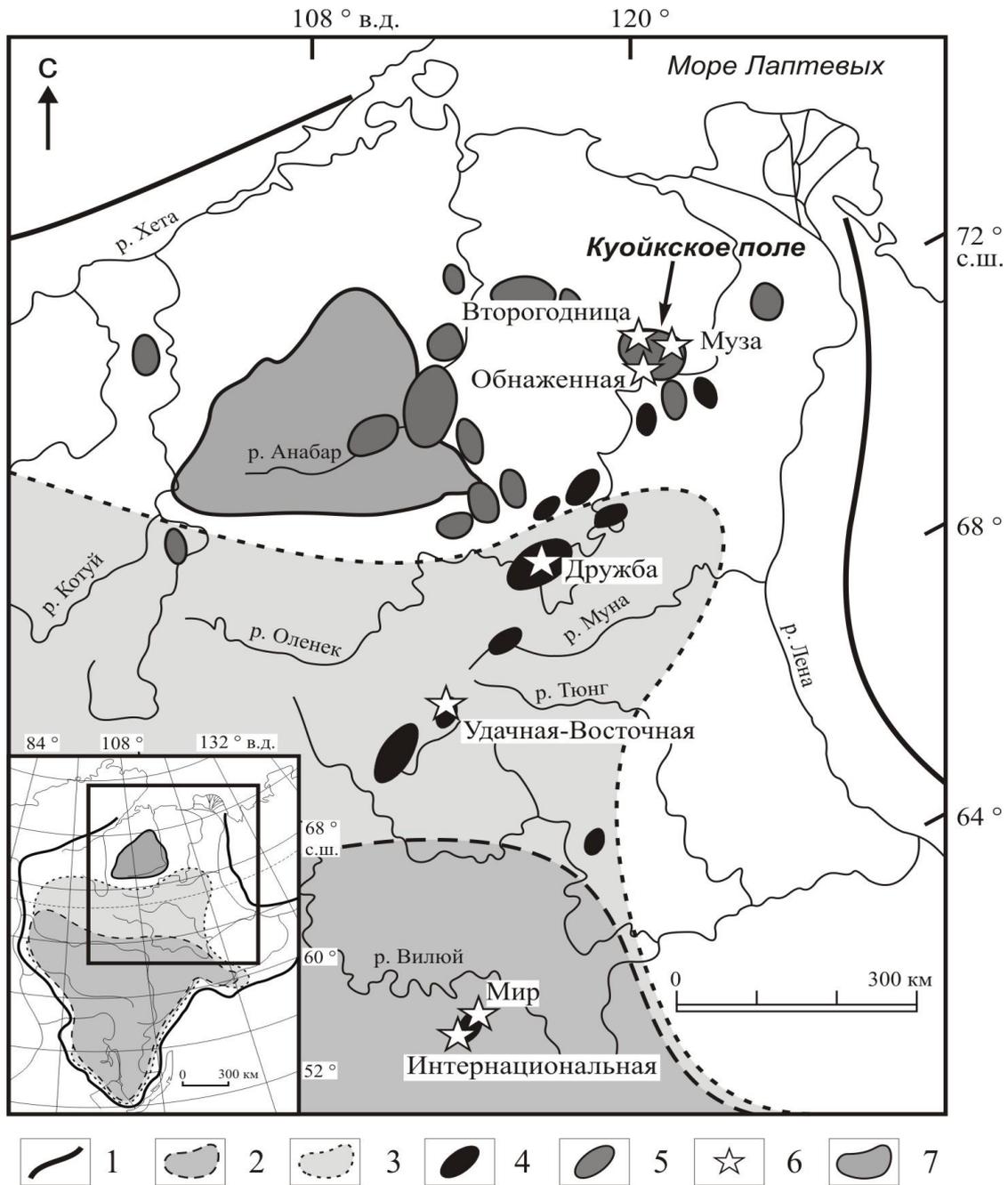


Рис.30. Схема расположения кимберлитовых полей Сибирской платформы и контуры распространения соленосных кембрийских отложений и современных рассолов. Условные обозначения: 1 - границы Сибирской Платформы; 2 - область распространения кембрийских соленосных отложений (по [13] с упрощениями); 3 - область сплошного распространения рассолов (по [13] с упрощениями); 4 - поля кимберлитов палеозойского возраста; 5 - поля кимберлитов мезозойского возраста; 6 - кимберлитовые трубки, в кимберлитах и/или мантийных ксенолитах из которых определен джерфшерит (см. табл. 2); 7 - Анабарский щит.

Программа VII.58.1. Минералообразование в условиях высоких давлений в континентальной литосфере; условия образования и локализации месторождений алмазов

Проект VII.58.1.2. Физико-химические параметры кристаллизации щелочно-ультраосновных, кимберлитовых и гранитоидных магм и эволюция мантийно-коровых флюидно-магматических систем континентальной литосферы по данным изучения флюидных и расплавных включений в минералах

23. На основании комплексного изучения с помощью оптической и сканирующей микроскопии, микротермометрии, КР- и ИК- спектроскопии, электронного и ионного микрозондовых анализов, ICP MS и LA ICP MS расплавных и флюидных включений и минералов из кимберлитов тр. Удачная-Восточная, Якутия, сделан вывод о том, что составы первичных силикатно-карбонатно-солевых (хлоридных) включений (рис. 31) в регенерированных кристаллах оливина и новообразованных фенокристаллах оливина и флогопита, скорее всего, отражают состав «производного» кимберлитового расплава, который в той или иной степени был «засорен» материалом дезинтеграции мантийных ксенолитов, в том числе и ксенокристаллами оливина. Вероятно, это могли быть оливины из полностью дезинтегрированных зернистых пироповых лерцолитов с повышенным содержанием примеси титана, для которых отсутствуют аналоги среди ксенолитов, известных в кимберлитах. Неравновесный характер множественных включений клинопироксена в одном регенерированном кристалле оливина, а также их низкотемпературный характер свидетельствуют в пользу участия высокобарической генерации оливина, кристаллизовавшейся, частично, совместно с пироксенами и пиропом в ранние стадии становления кимберлитов. Зональность, присущая им, скорее всего, связана со сменой физико-химических условий при транспортировке их кимберлитовым расплавом к поверхности. Причем, на первых этапах подъема сначала происходило частичное растворение кристаллов оливина в кимберлитовом расплаве, а впоследствии в условиях верхней мантии или нижней коры при температуре выше 1100 °С и давлении более 10 кбар регенерация мегакристаллов оливина - «оливина первой генерации» и кристаллизация новообразованных фенокристаллов оливина – «оливина второй генерации». Установлено, что изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) свежих (неизмененных) регенерированных мегакристаллов оливина из кимберлитов трубки Удачная-Восточная варьирует от 5.02 до 5.28 ‰V-SMOW, а новообразованных фенокристаллов оливина и регенерированных кристаллов оливина, для которых доля новообразованного оливина составляет не менее 70-80 %, составляет 4.95 ‰V-SMOW, т.е. находятся в пределах мантийных значений. Изотопный состав углерода карбонатов расплавных включений из фенокристаллов и регенерированных кристаллов оливина находится также в пределах мантийных значений ($\delta^{13}\text{C} = -5.05$ ‰V-PDB). По данным КР- и ИК спектроскопии и газовой хроматографии основными компонентами в составе летучих кимберлитового расплава были CO_2 и H_2O . Согласно результатам ионного микрозондового анализа содержание воды в «изотропной силикатной фазе (стекле?)» и дочерних флогопитах из силикатно-карбонатно-солевых(хлоридных) включений составляет 2.9 и 2.1 мас. %. Показано, что в составе «производного» кимберлитового расплава существенную играют хлориды натрия и калия ($\text{Na/K}=0.8-2.1$) и он существенно обогащен легкими редкоземельными элементами ($(\text{La/Yb})_n=48-110$). Одновременно с регенерацией мегакристаллов оливина и кристаллизацией фенокристаллов оливина происходит так же кристаллизация флогопита, перовскита, хромистой шпинели, апатита, монтичеллита и некоторых сульфидов. Причем, согласно результатам ионного микрозондового анализа, содержания редких и редкоземельных элементов и воды в дочерних флогопитах из расплавных включений в новообразованных фенокристаллах оливина и в фенокристаллах

флогопита из кимберлитов достаточно близки (рис. 32).

На заключительной (позднемагматической) стадии формирования трубки Удачная-Восточная при температуре 880-900°C происходила кристаллизация карбонатов и магнетита из «остаточных» кимберлитовых расплавов преимущественно карбонатно-хлоридного состава. Состав расплавных включений представлен в основном хлоридами натрия и калия (отношения Na/K меняется от 1.3 до 0.3) и интерстициальной флюидной фазой. В некоторых из них может присутствовать титансодержащий флогопит, но только как ксеногенная фаза. По данным ICP MS расплавные включения в кальците обогащены тяжелыми редкоземельными элементами в сравнении с расплавными включениям в регенерированных мегакристаллах оливина и кимберлитами ((La/Yb)_n = 31-39; 48-110 и 100-148 соответственно). Установлено, что в процессе кристаллизации происходит закономерное утяжеление изотопного состава углерода и кислорода магматического кальцита ($\delta^{13}\text{C}$ от -2.5 до -1.0 ‰ V-PDB и $\delta^{18}\text{O}$ от 15.0 до 18.2 ‰ V-SMOW), обусловленное коровой контаминацией. Исключив оливин и другой ксеногенный материал, можно предположить, что состав исходного («примитивного») кимберлитового расплава был, скорее всего, близок карбонатитовому (д.г.-м.н. А.А. Томиленко, н.с. С.В. Ковязин, к.г.-м.н. Л.Н. Похиленко, к.ф.-м.н. А.П. Шебанин).

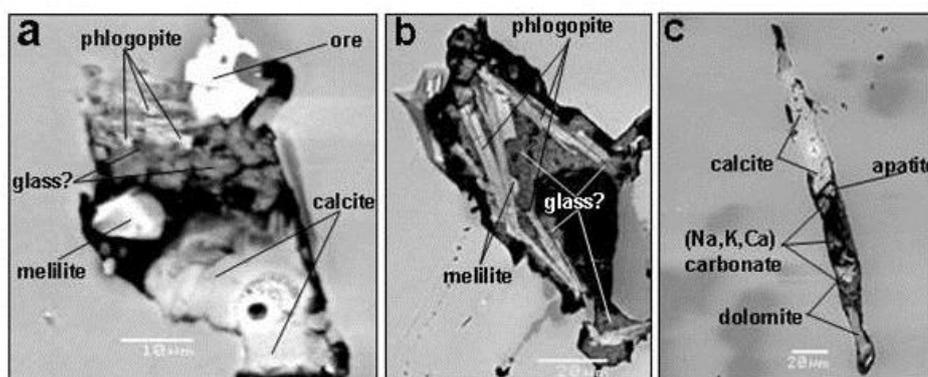


Рис. 31. Первичные расплавные включения в новообразованных фенокристаллах оливина и регенерированных мегакристаллах оливина из кимберлитов тр. Удачная-Восточная, Якутия. а – силикатно-карбонатно-солевое (хлоридное); б – силикатное; с – карбонатно-солевое (хлоридное).

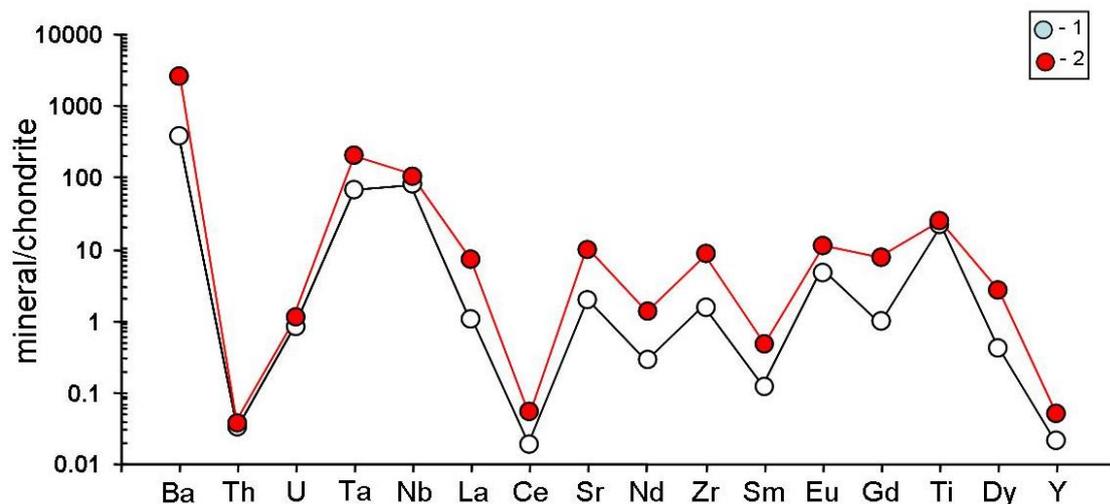
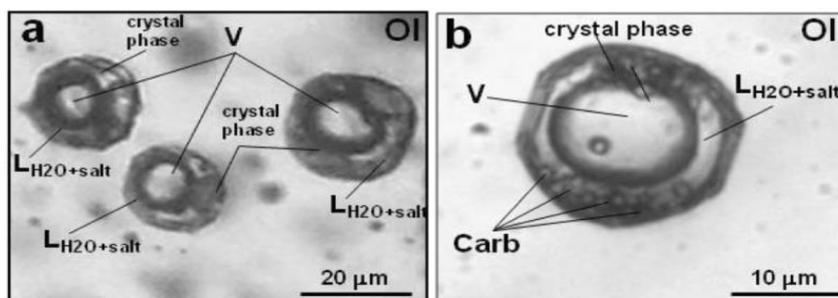


Рис. 32. Распределение редких и редкоземельных элементов, нормированных на примитивную мантию, в дочернем флогопите из первичного силикатно-карбонатно-солевого (хлоридного) расплавного включении в новообразованном фенокристалле оливина (1) и фенокристалле флогопита (2) из кимберлита тр. Удачная-Восточная.

24. На основании изучения первичных флюидных и расплавных включений в минералах из ксенолитов ультраосновных пород надсубдукционного клина под Авачинским вулканом, Камчатка, установлено, что все преобразования ксенолитов ультраосновных пород произошли до попадания их в андезитовый расплав. В наблюдаемой последовательности изменения минеральных фаз в ходе преобразования ксенолитов «первичных» гарцбургитов можно выделить два основных этапа. Во-первых, интенсивную метасоматическую переработку при активной роли высокотемпературных и высококонцентрированных карбонатно-водно-хлоридных флюидов. Для перекристаллизованных гарцбургитов характерно увеличение зернистости и закономерное изменение железистости оливинов (SiO_2 39.2-40.5; FeO 10.4-16.6; MgO 45.3-42.6; MnO 0.25-0.29; CaO 0.09-0.13; NiO 0.2-0.3) и ортопироксенов (в мас. %: SiO_2 55.7; Al_2O_3 1.7; FeO 8.8; MgO 31.7; CaO 1.1), а также уменьшение глиноземистости шпинели, сопровождающее повышением их хромистости, (в мас. %: Al_2O_3 14.97; FeO 19.33; Cr_2O_3 51.95; MgO 12.83). Первичные флюидные включения были обнаружены только в минералах метасоматически перекристаллизованных гарцбургитов. Фазовый состав их представлен газовым пузырьком, карбонатно-водно-солевым(хлоридным) раствором и несколькими дочерними кристаллическими фазами (кварцем, флюоритом, кальцитом, ангидритом, альбитом и др.) (рис. 33). Частичная гомогенизация флюидных включений происходит при температурах 330-350 °С в жидкость. Полная гомогенизация осуществляется при температурах около 1000 °С в результате растворения последней кристаллической фазы. По мере увеличения степени перекристаллизации «первичного» гарцбургита растет количество ортопироксена и появляются клинопироксен (в мас. %: SiO_2 53.7; Al_2O_3 1.2; FeO 4.5; MgO 17.2; CaO 22.4; Na_2O 0.3) и амфибол (в мас. %: SiO_2 46.2-48.3; TiO_2 0.5; Al_2O_3 11.6-9.4; FeO 3.8-6.6; MgO 2.9-1.4; CaO 11.8-4.4; Na_2O 3.08-4.5; K_2O 0.5-1.4).

Во вторых, частичное плавление метасоматизированных гарцбургитов с образованием силикатных расплавов, из которых кристаллизовались новообразованные клино- и ортопироксены, шпинель, оливин и амфибол, в которых были обнаружены первичные включения силикатного расплава (рис. 34). Фазовый состав нормальных первичных расплавных включений в оливине и клинопироксене: стекло, газовый пузырек и одна или несколько дочерних кристаллических фаз (амфибол). Температуры гомогенизации для расплавных включений в клинопироксенах составляют интервал 1040-1170 °С. По данным микрозондового анализа состав стекол в прогретых и закаленных расплавных включениях в оливине (в мас. %): SiO_2 55.1; TiO_2 0.7; Al_2O_3 17.7; FeO 7.5; MgO 3.8; CaO 7.8; Na_2O 5.1; K_2O 0.6, а в клинопироксене SiO_2 60.1-59.0; TiO_2 0.5-0.12; Al_2O_3 19.6-16.4; FeO 3.3-1.2; MgO 2.8-0.6; CaO 3.8-5.1; Na_2O 1.7-3.1; K_2O 0.9-1.1. Плавлению гарцбургитов предшествует привнос таких компонентов как Si, Al, Ti, Ca, Fe, Na, K, S, P и др. Мы полагаем, что метасоматоз и плавление «первичных» гарцбургитов надсубдукционного клина под Авачинским вулканом могли привести к образованию таких пород, как пироксениты, верлиты, вебстериты и появлению андезитовых расплавов (д.г.-м.н. А.А. Томиленко, С.В. Ковязин, к.г.-м.н. Т.Ю. Тимина, к.г.-м.н. Д.В. Кузьмин, д.г.-м.н. В.Н. Шаранов).

Рис. 33. Первичные карбонатно-водно-хлоридные включения в оливине из метасоматически перекристаллизованных ксенолитов гарцбургитов из Авачинского вулкана, Камчатка. V – газовая фаза; $\text{LH}_2\text{O}+\text{salt}$ – жидкая фаза; crystal phase – кристаллическая фаза; Carb - карбонат.



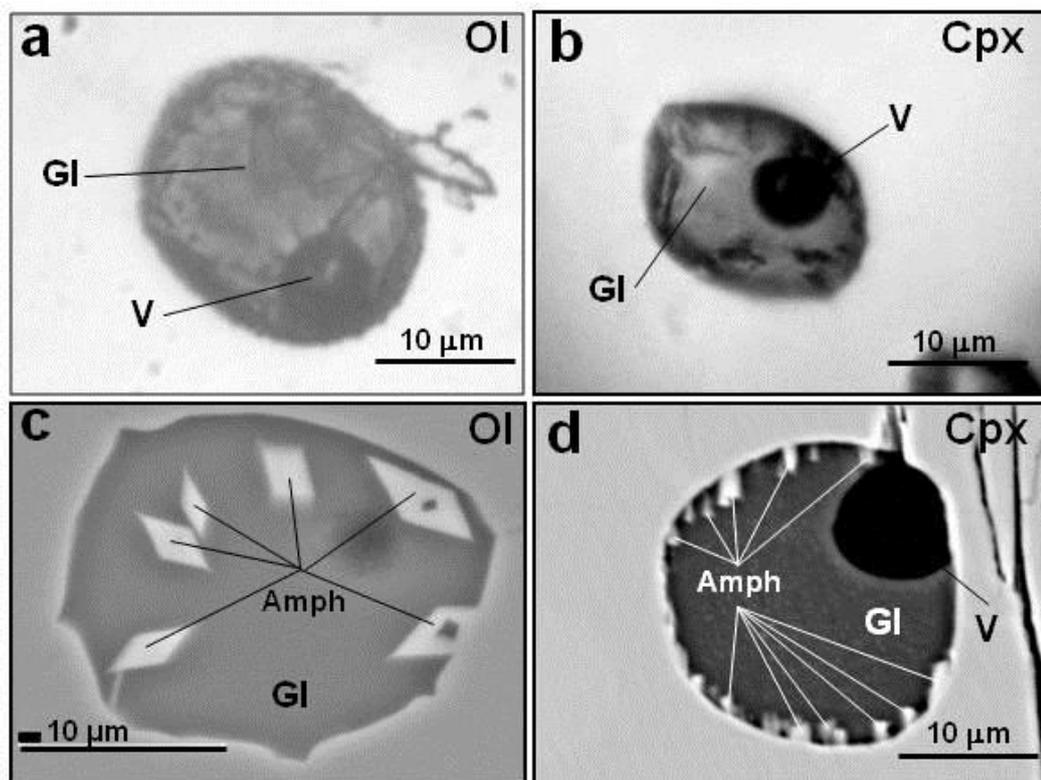


Рис. 34. Первичные включения силикатного расплава в оливине (a,c) и клинопироксене (b,d) из перекристаллизованных ксенолитов гарцбургитов из Авачинского вулкана, Камчатка. Gl – стекловатая фаза; V – газовая фаза; Amph – дочерний амфибол.

25. Комплексное изучение ультрабазитов Гулинского плутона, их минералов и расплавных включений при привлечении опубликованных данных позволило сделать вывод о том, что меймечиты и породы группы щелочных пикритов – оливиновых меланефелинитов кристаллизовались при разных термодинамических параметрах, на разных глубинах, из разных родоначальных магм, выплавляемых из разных мантийных источников, расположенных на разных уровнях литосферы, при разных степенях их плавления.

В меймечитах оливин кристаллизовался при температурах около 1600-1450°C, вероятно, на глубинах более 100 км, при ориентировочном давлении не менее 40 кбар. Кристаллизация клинопироксена осуществлялась при 1230-1170°C на более высоком уровне литосферы и при более низком давлении. При подъеме расплава к поверхности оливин претерпел перекристаллизацию. Состав родоначальной магмы был высокомагнезиальный ультраосновной, нормальной щелочности, присущий для пород семейства меймечитов-коматиитов. Он был незначительно обогащен щелочами и некоторыми некогерентными компонентами и содержал до 1.6-0.6 мас.% H₂O. Родоначальная магма выплавлялась из мантийных источников, скорее всего, гарцбургит-лерцолитового состава, располагавшихся на больших глубинах в астеносфере и претерпевших высокую степень плавления.

В щелочных пикритах кристаллизация оливина происходила при 1280-1340°C, клинопироксена – при 1200-1230°C. Образование клинопироксена в оливиновых меланефелинитах осуществлялось примерно при тех же температурах. Состав родоначальной магмы был щелочно-ультраосновной, близкий к составу мафуритов – меланефелинитов, содержал 0.15 мас.% H₂O и 0.13 мас.% F. При кристаллизации магма эволюционировала в сторону мелилититов – нефелинитов-трахибазальтов и тефритов. Магма

изначально была существенно обогащена некогерентными элементами – на 1,5-2 порядка выше мантийной нормы (рис. 35). Ее мантийный источник по сравнению с источником меймечитовых расплавов располагался на более высоком уровне в литосфере, претерпел низкие степени плавления и, возможно, соответствовал составу верлитов (к.г.-м.н. Л.И. Панина; к.г.-м.н. В.В. Шарыгин, асп. Е.Ю. Рокосова, асп. А.Т. Николаева).

Рис. 35. Расположение стекол прогретых включений из минералов ультрабазитов Гулинского плутона на диаграмме Zr/Nb - Y/Nb. Стекла включений в минералах: 1 – меймечиты; 2 – щелочных пикритов; 3,4 – оливиновых меланефеленитов.

26. На основе исследования расплавных и флюидных включений в кварце проведено определение флюидного режима кристаллизации расплавов, сформировавших породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса и получены сведения о составе, температуре и давлении при кристаллизации вкрапленников эльванов и онгонитов. Расплавные включения во вкрапленниках кварца полностью раскристаллизованы, зачастую содержат газовый пузырек, многие крупные включения окружены радиальными трещинами, содержащими флюидные включения. Это свидетельствует, во-первых, о достаточно больших глубинах образования вкрапленников кварца и длительном их остывании, во-вторых, о том, что кварц кристаллизовался при высоком флюидном давлении. Установлено, что кристаллический агрегат расплавных включений в основном сложен кварцем, мусковитом и полевыми шпатами. Среди дочерних минералов встречается апатит, реже монацит.

Проведены эксперименты по гомогенизации расплавных включений в термокамере при атмосферном давлении и в автоклаве при давлении воды 1 кбар. С учетом поправки на высокое флюидное давление, температура захвата расплавных включений во вкрапленниках кварца редкометальных эльванов и онгонитов составила 620-680°С, а в кварце ультраредкометальных пород - 600-620°С. Стекла гомогенных РВ были проанализированы на содержание петрогенных компонентов. Захваченные расплавы в среднем содержали (в мас.%): SiO₂ 71.9, TiO₂ 0.06, Al₂O₃ 12.5, FeO 0.62, MnO 0.13, MgO 0.16, CaO 0.24, Na₂O 2.80, K₂O 3.43, P₂O₅ 0.27, F 0.36. Показано, что на треугольной диаграмме ортоклаз-кварц-альбит для системы гранит-H₂O нормативные составы некоторых расплавных включений соответствуют гранитным котектикам при давлениях до 5-7 кбар (рис. 36).

В расплавных включениях, так же как и в породах, наблюдается повышенное содержание фосфора. Расплавы во включениях в среднем содержат меньшее количество P₂O₅, чем породы тех же самых даек (рис. 37). Это может свидетельствовать о накопления фосфора по мере эволюции расплава в процессе его кристаллизации.

При комнатной температуре флюидные включения, сингенетичные с расплавными, содержат водно-солевой раствор и газовый пузырек. Крио-термометрия флюидных включений показала, что замерзший агрегат в большинстве включений начинает плавиться при $-24..-19^{\circ}\text{C}$. Этот диапазон близок к T эвтектики растворов, где среди солевых компонентов доминирует хлорид Na. $T_{\text{пл}}$ льда во флюидных включениях составила $-5..-2^{\circ}\text{C}$, что соответствует концентрации соли в 4-8 мас.% NaCl-эquiv. Флюидные включения всех исследованных образцов гомогенизируются в жидкую фазу. $T_{\text{гом}}$ их в кварце разных даек изменяются в широких пределах: от 140 до 200°C .

Проведена оценка давления на стадии кристаллизации вкрапленников кварца с использованием полученных температур гомогенизации расплавных и флюидных включений, а также солености растворов во флюидных включениях, на основании анализа фазовой диаграммы для системы NaCl-H₂O (по Roedder, Bodnar, 1980). Диапазон давлений при кристаллизации вкрапленников кварца составил 4-6 кбар (к.г.-м.н. С.З. Смирнов, к.г.-м.н. В.П. Чупин, асп. Е.Н. Соколова).

Рис. 36. Нормативные составы стекол расплавных включений в породах Восточно-Калгутинского пояса на диаграмме ортоклаз-кварц-альбит-H₂O. Линии котектики при различном давлении воды проведены по данным Huang W.-L., Wyllie P.J., 1975.

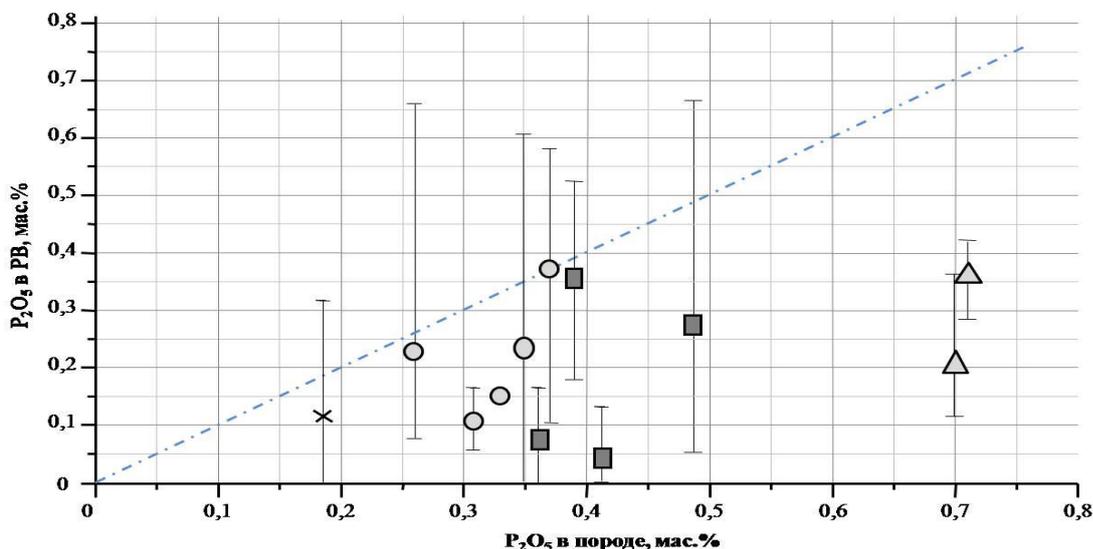
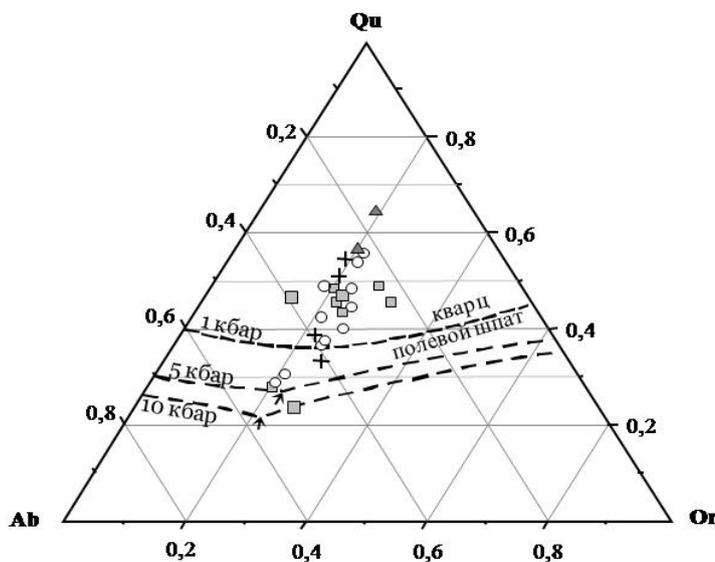


Рис. 37. Усредненное содержание P_2O_5 в стеклах гомогенизированных расплавных включений и сравнение с содержанием P_2O_5 в валовом составе тех же пород. Пунктирной линией показано равное содержания P_2O_5 в породах и расплавных включений. Условные обозначения: кружок - эльваны и стекла расплавных включений в кварце эльванов, квадрат - онгониты и стекла расплавных включений в кварце онгонитов, треугольник - ультраредкометалльные онгониты и стекла расплавных включений в кварце ультраредкометалльных онгонитов; крестик - граниты главной фазы и стекла расплавных включений в гранитах. (Валовые составы пород по Анниковой, 2003).

27. Изучены флюидные включения в молочно-белом «незолотоносном» и сером «золотоносном» кварцах Васильковского золоторудного месторождения с запасами золота более 380 тонн. Установлено, что формирование молочно-белого «незолотоносного» кварца происходило в интервале температур от 175 до 325°С и давлений от 0.2 до 1.0 кбар флюидами с соленостью от 2.0 до 11.0 мас. % (NaCl-экв.). В газовой составляющей флюидов содержание CO₂ не превышало 5.7 мол.%; отношение CO₂/CO₂+H₂O колебалось от 0.02 до 0.06; флюидонасыщенность в среднем составила 996 ppm.

Формирование серого «золотоносного» кварца происходило при более высоких температурах в интервале от 155 до 490°С и давлении от 0.5 до 2.5 кбар. Соленость менялась в интервале от 6.2 до 22.5 мас. % и в отдельных случаях вплоть до 30-40 мас. %. Флюидонасыщенность золотоносного кварца в 1.5-2 раза была выше, чем незолотоносного. В составе флюидов золотоносных кварцев существенно увеличивалось содержание CO₂, которое в два раза и более было выше, чем в незолотоносном кварце. Соответственно, отношение CO₂/CO₂+H₂O во флюидах золотоносного кварца (с содержанием Au от 10 г/т и выше) также было на порядок выше (до 0.2) в сравнении с флюидами из незолотоносного кварца (рис. 38). Но при этом отношение CH₄/CO₂ для флюидов из золотоносных кварцев существенно выше в сравнении с флюидами незолотоносного кварца, 18-57 и 5-18, соответственно, что может свидетельствовать об изменении окислительно-восстановительных условий кристаллизации в процессе формирования кварцевых штокверков.

Показано, что флюиды золотоносного штокверка обогащены легкими редкоземельными элементами и характеризуются как положительной, так и отрицательной европиевой аномалией, что может свидетельствовать о коровом источнике минералообразующих растворов. Характерной особенностью развития флюидной системы при формировании золотоносного штокверка Васильковского месторождения является волнообразный характер изменения температур, давлений, солености, окислительно-восстановительной обстановки и содержания золота с глубиной (к.г.-м.н. Н.А. Гибшер, д.г.-м.н. А.А. Томиленко, асп. А.Л. Тимкина).

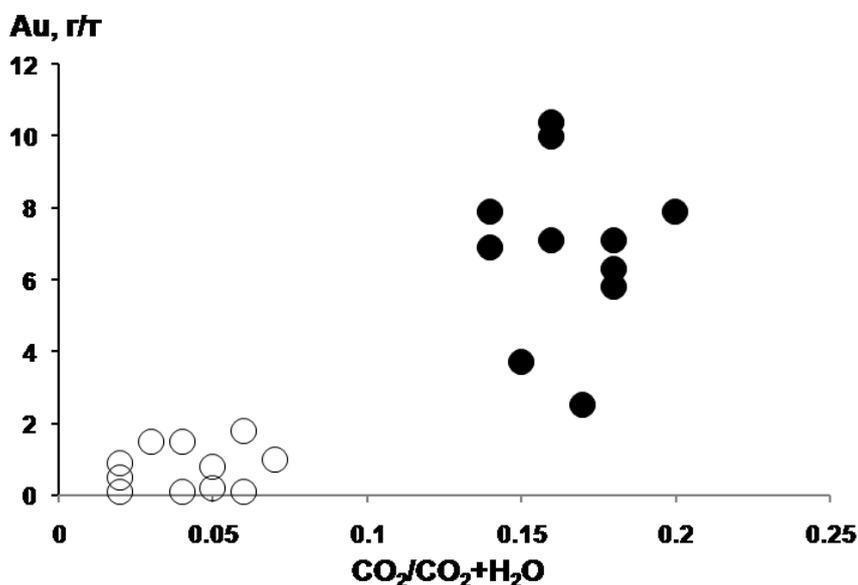
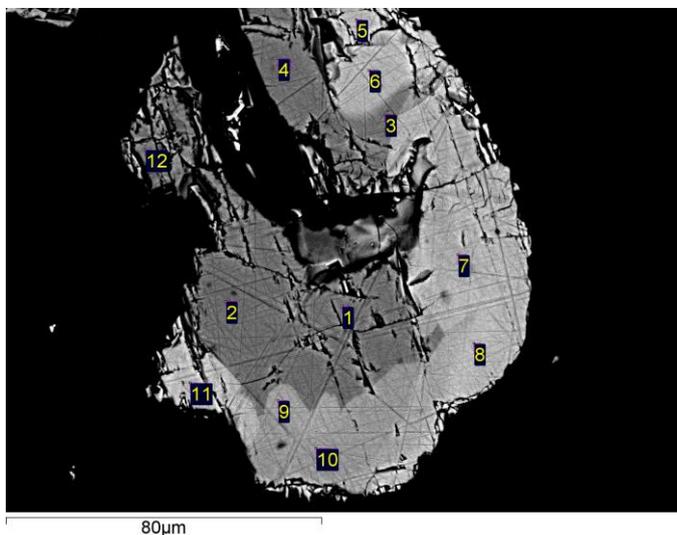


Рис. 38. Содержание золота в кварце и отношение CO₂/CO₂+H₂O во флюидах серого «золотоносного» (залитые кружки) и молочно-белого «незолотоносного» (пустые кружки) кварца Васильковского золото-сульфидно-кварцевого месторождения, Северный Казахстан.

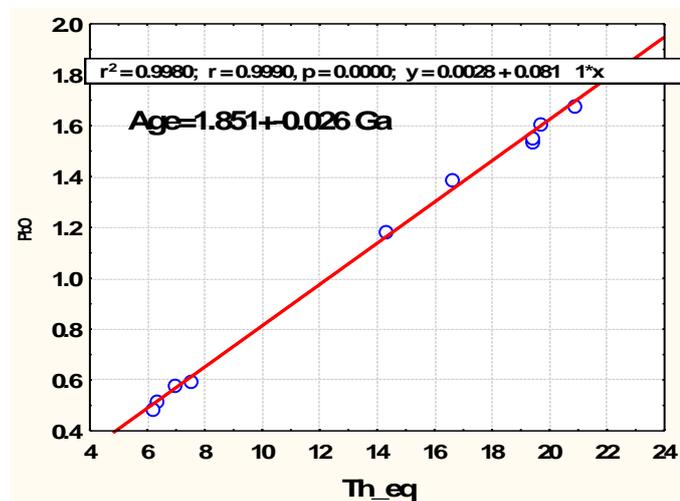
Программа VII.58.1. Минералообразование в условиях высоких давлений в континентальной литосфере; условия образования и локализации месторождений алмазов

Проект VII.58.1.4. Развитие рентгеноспектральных методов анализа и методов технологической минералогии для решения минералогических задач по проблемам эволюции континентальной литосферы и совершенствования прогнозно-поисковых методов

28. Проведена сравнительная оценка двух способов нахождения фона при определении Pb, Th, U электронно-зондовым методом в монаците: классического - путем непосредственного измерения интенсивности рентгеновского излучения с двух сторон от линии, и расчетного – основанного на измерении интенсивности рентгеновского излучения на стандартных фоновых образцах и не требующего проведения дополнительных измерений на исследуемых образцах. Достигнутая величина погрешности расчетной оценки интенсивности фона (~1 %) позволяет применять расчетный способ при определении низких (~100 ppm и выше) концентраций Pb и U с точностью, достаточной для определения возраста по химическому составу. Для расчета интенсивности фона в качестве фоновой эталона нами был выбран металлический германий, так как его атомный номер (32) близок по величине к среднему атомному номеру природных монацитов (29-34), а спектр не содержит линий, совпадающих с аналитическими линиями анализируемых элементов. Расчетный способ учета фон позволит без потери точности, примерно в 2 раза по сравнению с традиционным методом, сократить время анализа при определении низких концентраций свинца и урана в монаците. На рис. 39 представлено изображение неоднородного по составу зерна монацита из породы Шарьжалгайского метаморфического комплекса в отраженных электронах; содержание ThO колеблется от 5 до 20.5 %, а PbO – от 0.5 до 1.8 %. «Изохронный» возраст зерна составляет 1.851 ± 0.026 млрд. лет, содержание нерадиогенного свинца (28 ppm) ниже предела обнаружения (60 ppm) (к.г.-м.н. Н.С. Карманов, д.т.н. Ю.Г. Лаврентьев).



А



Б

Рис. 39. А - Зерна монацита из породы Шарьжалгайского метаморфического комплекса в отраженных электронах. Б - «Изохронный» возраст зерен монацита

29. С применением функции, моделирующей «хвост» с низкоэнергетической стороны пика линии, разработана методика учета артефактов формы спектральных линий на основе электронно-зондовых энергодисперсионных рентгеновских спектров К-серий чистых элементов или простых соединений. Применение предлагаемой методики позволяет использовать параметры аппроксимирующей функции для учета отклонения формы спектральных линий от гауссиана для конкретного, а не для «усредненного» спектрометра. Учет артефактов дает возможность повысить достоверность информации о малых примесях (наличие или отсутствие, концентрация, предел обнаружения и погрешность), характеристические линии которых расположены вблизи интенсивных линий макрокомпонентов. Новизна предлагаемого подхода состоит в том, что он позволяет избежать применения малодоступных и дорогостоящих радиоактивных или синхротронных источников излучения, обычно используемых для этой цели (рис. 40) (к.г.-м.н. Н.С. Карманов, С.В. Канакин).

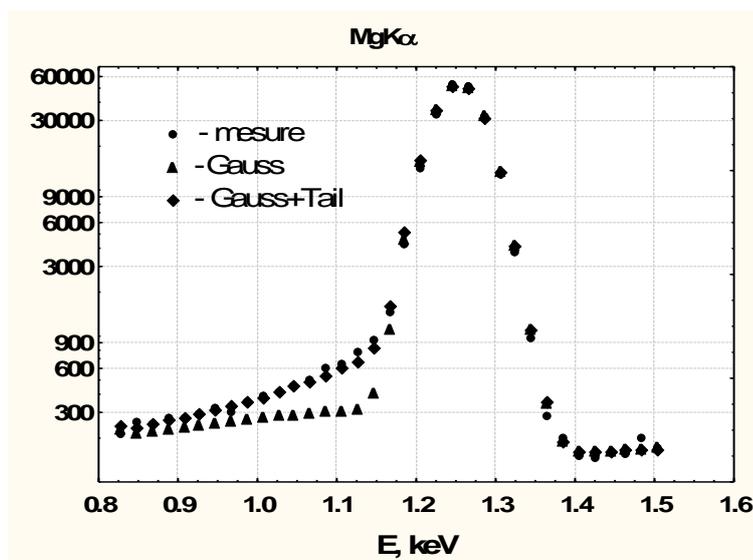


Рис. 40. Профиль интенсивности характеристической линии Mg Kα и его аппроксимация гауссианом, а также суммой гауссиана и «хвоста».

30. Совместно с Институтом экспериментальной минералогии РАН синтезированы и испытаны на однородность и на стехиометрию кристаллы 15 фосфатов РЗЭ. Испытание подтвердило надежность синтезированных фосфатов и их пригодность для использования в качестве образцов состава при рентгеноспектральном микроанализе редкоземельных минералов (д.т.н. Ю.Г. Лаврентьев, к.т.н. И.М. Романенко).

31. Подобраны оптимальные параметры подготовки плавленных и прессованных излучателей с применением индукционной печи Lifumat 2.0 Ох и гидравлического пресса STP-40 для силикатного анализа горных пород рентгенофлуоресцентным методом. При подготовке плавленных излучателей для снижения величины матричных эффектов выбрано разбавление пробы флюсом в соотношении 1:9. В качестве флюса использована смесь метабората и тетрабората лития (1:2) с добавкой бромида лития в качестве антиадгезивного средства (фирма Claisse). Использование подготовленных таким образом излучателей позволяет выполнять силикатный анализ по второму классу точности. Для изготовления прессованных излучателей выбраны связующая добавка (полистирол или крахмал), степень разбавления пробы (5:1) и параметры прессования. Для силикатных пород с содержанием SiO₂ > 55 % статистическими методами получены уравнения регрессии для коррекции результатов измерений, применение которых позволяет снизить относительную ошибку силикатного анализа с применением прессованных препаратов до 5 % при содержании компонентов выше 3-5 % (к.т.н. Н.Г. Карманова, к.г.-м.н. Н.С. Карманов).

32. Разработаны новые методы повышения селективности измельчения горных пород и руд с использованием поверхностно-активных веществ (ПАВ). Установлен эффект снижения переизмельчения минеральных веществ, что увеличивает извлекаемость ценных минералов для минералогических исследований. Действие ПАВ в наибольшей степени проявляется при измельчении в мельницах повышенной энергонапряженности – центробежных, планетарных и других. Уменьшение шламообразования и управление гранулометрическим составом геоматериалов основаны на смазочных свойствах ПАВ, снижающих механо-деформационные воздействия при измельчении. Выявлены и изучены процессы дефектообразования в минералах при измельчении. Обосновано и экспериментально показано, что не менее важным достоинством действия ПАВ, наряду с эффектом снижения переизмельчения, является возможность уменьшения образования дефектов в минеральных структурах. Действие ПАВ при диспергировании исследовано применительно к силикатной матрице полиметаллических руд и показана перспективность предложенных подходов и решений при пробоподготовке и сепарации минералов. Задачей дальнейших исследований является расширение круга изучаемых минеральных объектов, видов используемых ПАВ и режимов энергонапряженности измельчения (*д.т.н. Т.С. Юсупов*).

33. Выполнены экспериментальные исследования степени разделения органо-минеральных ассоциаций с использованием различных видов измельчения с целью получения малозольных концентратов и сверхчистых угольных продуктов. Изучено влияние дезинтеграторной обработки углей на разделимость органо-минеральных комплексов в зависимости от степени метаморфизма. В лабораторных условиях получены сверхчистые концентраты с зольностью 0.9 % из высокометаморфизованного тощего угля. Показано повышение химической активности топлива в процессах термоокислительной деструкции углей различной стадии метаморфизма методами активационного измельчения в режимах высокоэнергонапряженных мельниц. Анализ интенсификации процесса горения на основе направленного изменения свойств угольной массы позволил установить, что изменение кинетики окисления: снижение параметров термоокислительной деструкции, уменьшение энергии активации и, следовательно, повышение реакционной способности достигается примерно в равной мере, как в результате глубокой деминерализации угля, так и активационного измельчения в дезинтеграторе. Снижение энергии активации процесса термоокислительной деструкции на основе механической активации по сравнению с исходным топливом свидетельствует о повышении реакционной способности и уменьшении степени экологического риска как сырья для энергетики (*д.т.н. Т.С. Юсупов*).

Программа VII.58.2. Мантийно-коровые рудно-магматические системы крупных изверженных провинций и факторы их рудопродуктивности

Проект VII.58.2.1. Магматогенные флюиды мантийно-коровых рудно-магматических систем (Sn-Ag, Cu-Mo-Au, Ni-Co-Ag, TR редкоземельные), условия их генерации и факторы металлоносности

35. Получены новые данные о составе и металлоносности окисленных магматогенных сульфатных флюидов Инаглинского и Мурунского щелочных массивов (Якутия). Методами LA-ICP-MS анализа, КР-спектроскопии, термо-, криометрии исследованы кристаллофлюидные и флюидные включения в хромдиопсиде Инаглинского массива и в кварце из кварц-анатаз-брукитовых жил Мурунского массива (рис. 41, 42). Исследование методом КР-спектроскопии показывает, что основными солевыми компонентами растворов многофазных включений являются Na_2SO_4 и NaHCO_3 , а хлориды Na и K содержатся в незначительном количестве. По данным LA-ICP-MS анализа в многофазных флюидных включениях обнаружены в качестве главных элементов Na, K, в качестве микрокомпонентов Rb, Sr, Sb, Cs, W, Th и U. Кристалло-флюидные включения по данным LA-ICP-MS содержат в качестве главных элементов K, Na, в качестве микроэлементов присутствуют Rb, Cs, W, U, As, Mo, Sn, Sb, Th (рис. 43). Магматогенные флюиды Инаглинского и Мурунского массивов имели высокий окислительно-восстановительный потенциал, близкий сульфат-сульфидному равновесию, о чем говорит присутствие сульфатов и сульфидов в качестве дочерних фаз, а также анионов SO_4^{2-} , HS^- в растворах включений и наличие H_2S в их газовой фазе и характеризовались повышенными концентрациями рудных элементов, в частности Th и U (д.г.-м.н. А.С. Борисенко, к.г.-м.н. А.А. Боровиков, асп. Е.А. Васюкова, к.г.-м.н. Г.Г. Павлова, А.Л. Рогозин, асп. И.Р. Прокопьев, к.г.-м.н. Н.В. Владыкин).

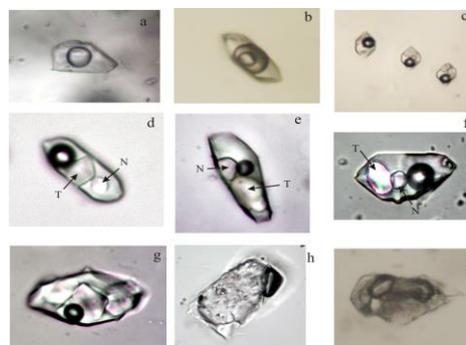


Рис 41. Флюидные включения в кварце кварц-брукитовых жил Мурунского массива. Двухфазное включение раствор+газ (a), и двухфазное с жидкой CO_2 (b). Многофазные включения (c, d, e, f, g), содержат тенардит (Т) и нахколит (N). Кристалло-флюидные включения (h, I).

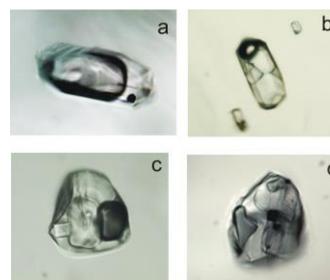


Рис. 42. Флюидные и кристалло-флюидные включения в хромдиопсиде Инаглинского массива. Существенно газовое включение, содержащие мелкие твердые фазы (a), многофазные включения, содержащие четыре и более твердых фаз (b, c), кристалло-флюидное включение (d).

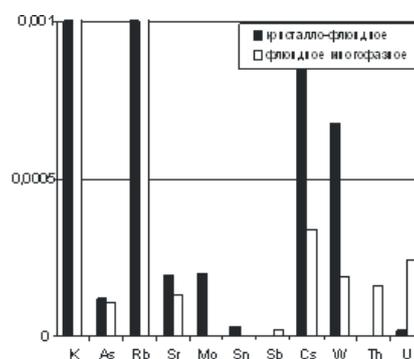


Рис. 43. Соотношение количеств элементов нормированных по Na в многофазном и кристалло-флюидном включениях (Мурунский массив).

36. Изучены минералообразующие флюиды на Fe-F-TR- карбонатитовых месторождениях Центральной Тувы и в лампрофирах чуйского комплекса с Sn-сульфидным, Sn-Ag, Ag-Sb, Sb и Sb-Hg, Ag-Ni-Co, Au-As, Ag-Pb-Zn оруденением, равных в рудных районах ЮВ Алтая и СЗ Монголии. По данным изучения включений в карбонатитах (рис. 44) установлено, что рудообразующие флюиды месторождений Карасугского и Улай-Чезского рудных полей представлены высококонцентрированными (более 78 мас.%) водно-солевыми растворами-расплавами карбонатно-сульфатно-хлоридного состава. Основными солевыми компонентами являются NaCl и KCl, второстепенными карбонаты, сульфаты Fe, Ca, Na и редких земель. Присутствие сульфатных (ангидрит и Fe-копиапит) дочерних фаз и преобладание в составе газовой фазы включений CO₂ и N₂ при отсутствии восстановленных газов свидетельствует об окисленном состоянии флюидов, принимавших участие в формировании карбонатитовых руд. Анализ многофазных включений в карбонатитах методом LA-ICP-MS (рис. 45) выявил в них высокие концентрации Fe, Sr, Ba, Mn, Pb, Zn от п 1% до п 0,1%. В количествах от п 100 ppm до п 1 ppm установлено присутствие в значимых содержаниях Cu, Mo, As, Sb, Hg, Bi, а также редкоземельных элементов Y, Cs, La, Ce, Nd. Особенно следует отметить аномально высокие концентрации в таких флюидах петрогенных (Fe – 3,86-3,66 %, Mn – 0,13-0,11%, Ba – 0,8-0,7 % и Sr до 0,7 %), рудных (Zn – 2300-1300 ppm, Pb – 760-200 ppm и Hg 50 ppm) и редкоземельных элементов (Ce, La, Nd и Y).



Рис. 44. Флюидные и расплавные включения в апатите лампрофиров: двухфазное (раствор+газ) (а), двухфазное включение с жидкой CO₂ (b), трехфазное с галитом (с), многофазное (d), кристалло-флюидные (е, g), расплавные (f, h, i, j, l), кристаллы ангидрита в расплавном включении (k). Расплавные включения в апатите (m, o), фаза водного флюида в расплавном включении в виде двухфазного включения (n).

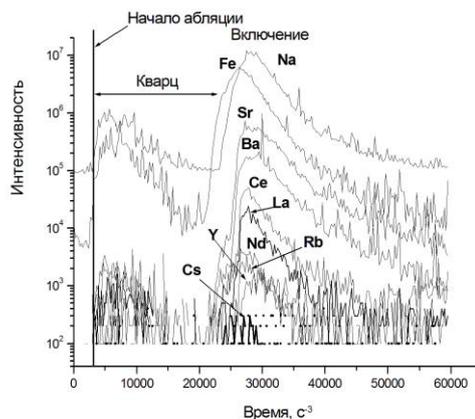


Рис. 45. LA-ICP-MS сигнал от многофазного включения в кварце с месторождения Карасуг.

В магматогенных флюидах, связанных со щелочными базитами чуйского комплекса, в значимых для рудообразования концентрациях установлены лишь Sb, As, и Hg, содержания других компонентов, в том числе и Ag, Cu, Pb и Bi явно недостаточно для формирования богатых Ag-Sb-Bi-Cu-Pb руд серебро-сурьмяных месторождений. Их источником могли

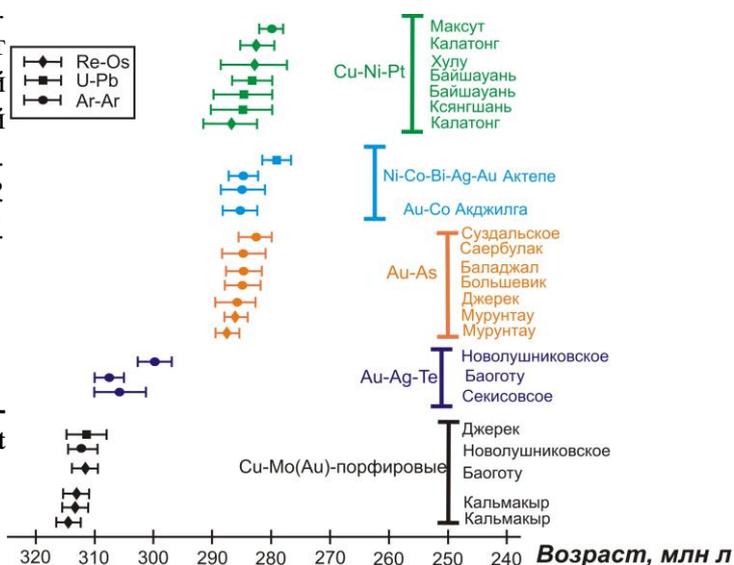
служить, вероятно, вмещающие оруденение породы. В кристалло-флюидных и флюидных включениях в апатитах методом LA-ICP-MS были установлены повышенные содержания целого ряда рудных элементов: Fe, Mn, Ba, Sr, Cs, Rb, Pb, Zn, Cu, Sb, As, Th, U, Mo, W, Ag, Hg и Bi. Металлы (K, Fe, Mn, Rb, Cu, Co) в большей мере накапливаются в высококонцентрированных расплавах-рассолах (кристалло-флюидные включения), другие (Na, Sr, Ba, Cs, Pb, Zn, Sb, As, Hg, Th, U, W – в концентрированных растворах (газово-жидкие включения). В таких растворах в аномальных количествах присутствуют лишь Hg, Sb, и As – профилирующие элементы для Ag-Sb и Sb-Hg оруденения, концентрация которых в 150-350 раз превышает их содержания в лампрофирах. Другие компоненты – Pb, Zn, W и отчасти Ag отмечаются в повышенных количествах, в 5-10 раз превышающих лампрофировые. Остальные элементы, хотя и уверенно устанавливаются методом LA-ICP-MS в растворах включений, но их концентрация сопоставима или даже ниже чем в лампрофирах. Таким образом в магматогенных флюидах, связанных со щелочными базитами чуйского комплекса, в значимых для рудообразования концентрациях установлены лишь Sb, As, и Hg, содержания других компонентов, в том числе и Ag, Cu, Pb и Bi явно недостаточно для формирования богатых Ag-Sb-Bi-Cu-Pb руд серебро-сурьмяных месторождений. Их источником могли служить, вероятно, вмещающие оруденение породы (д.г.-м.н. А.С. Борисенко, к.г.-м.н. А.А. Боровиков, к.г.-м.н. Г.Г. Павлова, асп. Е.А. Васюкова, асп. И.Р. Прокопьев).

36. Проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование серицита из руд разных типов золоторудных месторождений и U-Pb (SHRIMP) датирование цирконов из магматических образований, ассоциирующих с оруденением разных формационных типов, локализованного в структурах сочленения каледонид и герцинид Западной Сибири и Восточного Казахстана, ранее выделенных в качестве единой Обь-Зайсанской складчатой зоны. В результате исследований установлено, что в Восточном Казахстане выделяются три основных возрастных рубежа формирования золотого оруденения: позднекарбонный (Au-Te), раннепермский (Au-As) и раннетриасовый (Au-Sb-Hg) (рис. 46). С последним связана регенерация первичных Au-As руд. Сходная последовательность и близкий возраст образования золотого оруденения устанавливается и в Приобско-Салаирском золоторудном районе, где оно локализуется в раннепалеозойских структурах СЗ Салаира, активизированных в среднем палеозое, и герцинидах Колывань-Томской складчатой зоны. В этом регионе проявлены базитовые и гранитоидные комплексы, позднегерцинского (C₂₋₃-P₁) и позднепермско-раннетриасового этапов внутриплитного магматизма.

Полученные данные свидетельствуют о сходстве металлогении Восточно-Казахстанского и Приобско-Салаирского золоторудных районов и единонаправленности эволюции процессов магматизма и рудообразования. Следует отметить, что в возрастном отношении, по магматизму и металлогении эти районы четко коррелируются с аналогичными структурами СЗ Китая и Средней Азии.

Характерно, что в этих районах возраст всех крупных Au-As месторождений укладывается в довольно узкий временной интервал - 285 ± 5 млн лет (к.г.-м.н. Е.А. Наумов, д.г.-м.н. А.С. Борисенко, д.г.-м.н. К.Р. Ковалев, д.г.-м.н. Ю.А. Калинин, к.г.-м.н. Г.С. Федосеев).

Рис. 46. Этапы формирования Cu-Mo(Au)-порфировых, Au-Ag-Te, Au-As, Au-Co и Cu-Ni-Pt оруденения Центральной Азии



37. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование золоторудной минерализации на медно-скарновых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области (Тарданское, Мурзинское, Синюхинское, Чойское) и (U-Pb, SHRIMP) определение возраста магматических образований, с которыми ассоциируют месторождения, позволило выявить сложное многостадийное формирование золотого оруденения на этих месторождениях, охватывающее период в 3-6 млн лет (рис. 47). Формирование рудообразующих систем тесно связано с коровыми очагами гранитоидного магматизма, а образование золоторудной минерализации разных стадий происходит в постмагматический период в связи со становлением как крупных гранитоидных массивов, так малах дайковых тел. В целом образование золоторудной минерализации происходило в широком интервале температур (400 – 150 °С), что определило многообразие минеральных ассоциаций её проявления. Золотосульфидная минерализация ранних стадий тесно ассоциирует с магнетитовыми телами и магнезиально-известковыми скарнами, а поздняя золото-сульфидно-теллуридная минерализация, проявленная обычно после внедрения дайковых тел, развивается как правило в наложенных зонах дробления и вдоль швов разломов в ассоциации с пропилитами, березитами и аргиллизитами. На разных месторождениях отдельные стадии проявились с различной интенсивностью. Формирование промышленного золотого оруденения обязано совмещению разностадийной золоторудной минерализации, проявившейся в связи со становлением сложных по составу магматических комплексов (д.г.-м.н. И.В. Гаськов, д.г.-м.н. А.С. Борисенко, к.г.-м.н. В.В. Бабич).

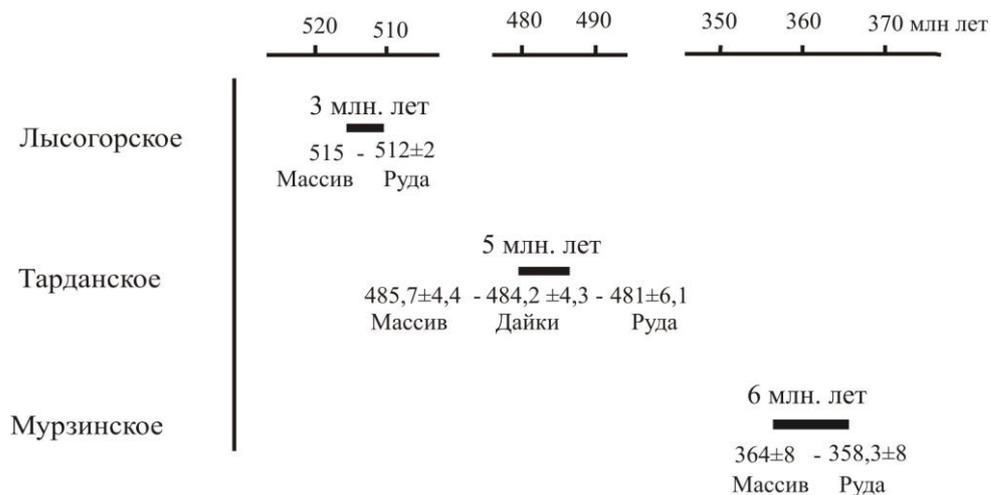


Рис. 47. Длительность формирования золоторудной минерализации на Au-Cu-скарновых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области.

48. Анализ полученных новых данных по изотопному составу Pb, Sr и S в минералах пород и руд из двух локальных ареалов развития лампрофиров чуйского комплекса: Юстыдского и Южно-Чуйского, ассоциирующих с раннемезозойским оруденением Ag-Sb, Sb-Hg, Ni-Co-As, Pb-Zn состава позволил показать полигенность источников рудного вещества. Главным источником рудного Pb служили вмещающие породы (рис. 48). Однако, часть рудных свинцов в обоих ареалах отвечают составам «мантийных» свинцов, что, вероятно, связано, с частичным его привнесом в зону рудоотложения, магматогенными флюидами щелочно-базитовых очагов.

Широкий интервал значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0,7053 до 0,720 также указывает на полигенный его источник. Сера сульфидов Ag-Sb руд Юстыдского рудного узла обогащена тяжелым изотопом и близка по составу к сере сульфидов вмещающих это оруденение черносланцевых толщ (рис. 49), что может указывать на ее заимствованный характер. В Южно-Чуйском ареале серебро-сурьмяное и ассоциирующие с ним другие типы оруденения характеризуются

мантийными значениями изотопного состава S. Полученные данные свидетельствуют с одной стороны о генетической связи оруденения со щелочными базитами, на что указывают высокая доля мантийного He в рудообразующих растворах и присутствие высоких концентраций Hg, As и Sb в магматогенных флюидах, а с другой стороны геохимические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о заимствовании другой части рудных компонентов (Cu, Pb, Co, Ni, Ag) из вмещающих пород. Такая полигенность источников рудного вещества во многом и определила комплексный характер руд Ag-Sb и Ni-Co-As месторождений ЮВ Алтая и СЗ Монголии (к.г.-м.н. Г.Г. Павлова, асп. И.Г. Третьякова, асп. Е.А. Васюкова).

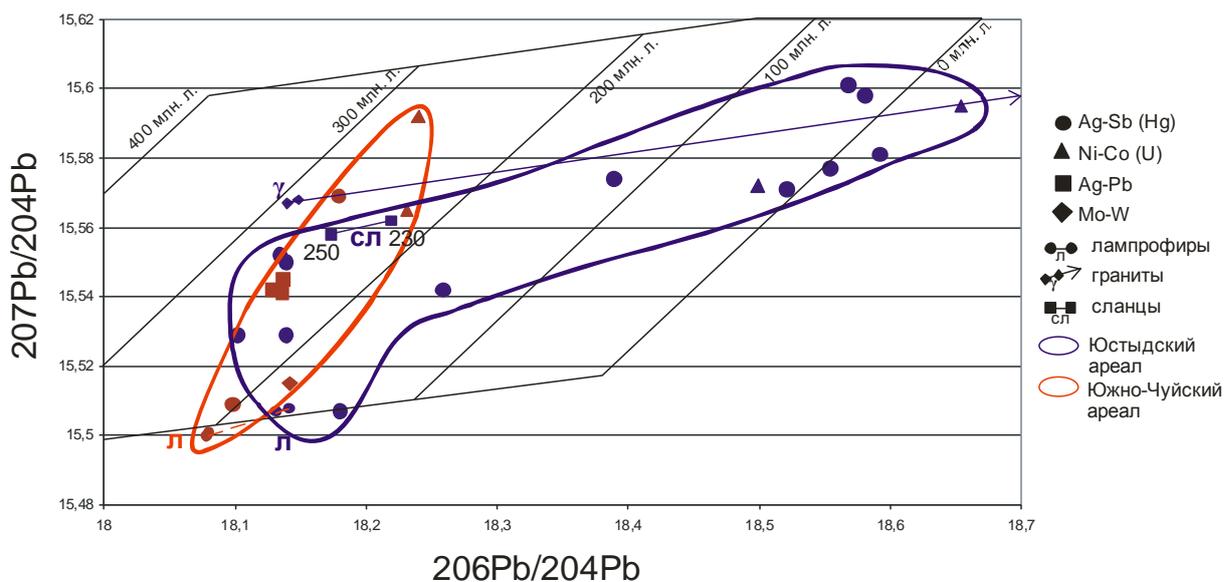


Рис. 48. Изотопный состав породного (лампрофиры, граниты, углистые сланцы) и рудного (серебро-сурьмяное, никель-кобальтовое арсенидное, серебро-полиметаллическое и молибден-вольфрамовое грейзеновое оруденение) свинца Юстыдского (синее) и Южно-Чуйского ареалов

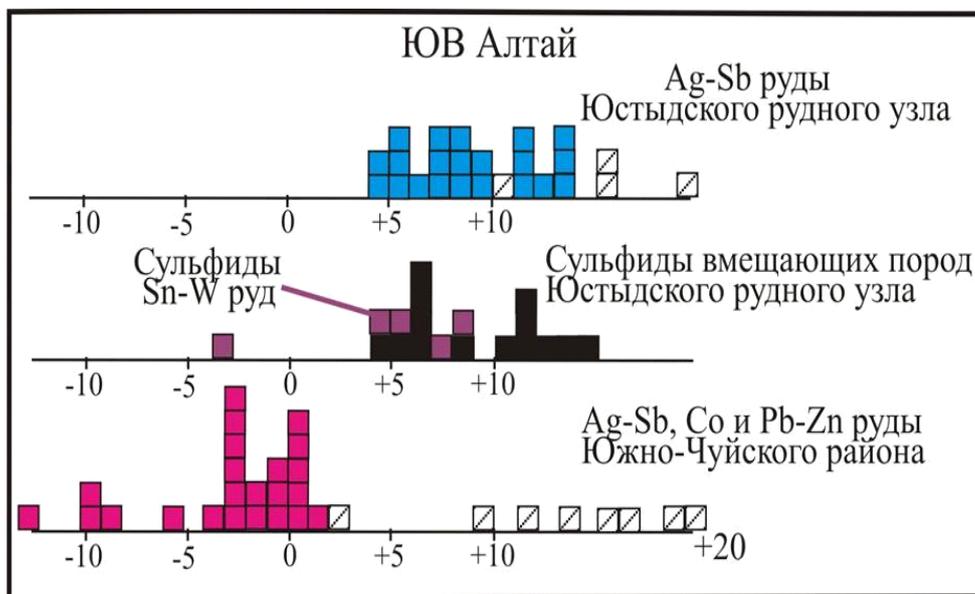


Рис. 49. Изотопный состав серы сульфатов (залитое) и барита Ag-Sb месторождений и сульфидов из черносланцевых отложений Юстыдского рудного узла, а также сульфидов и барита из рудопроявлений Южно-Чуйского ареала

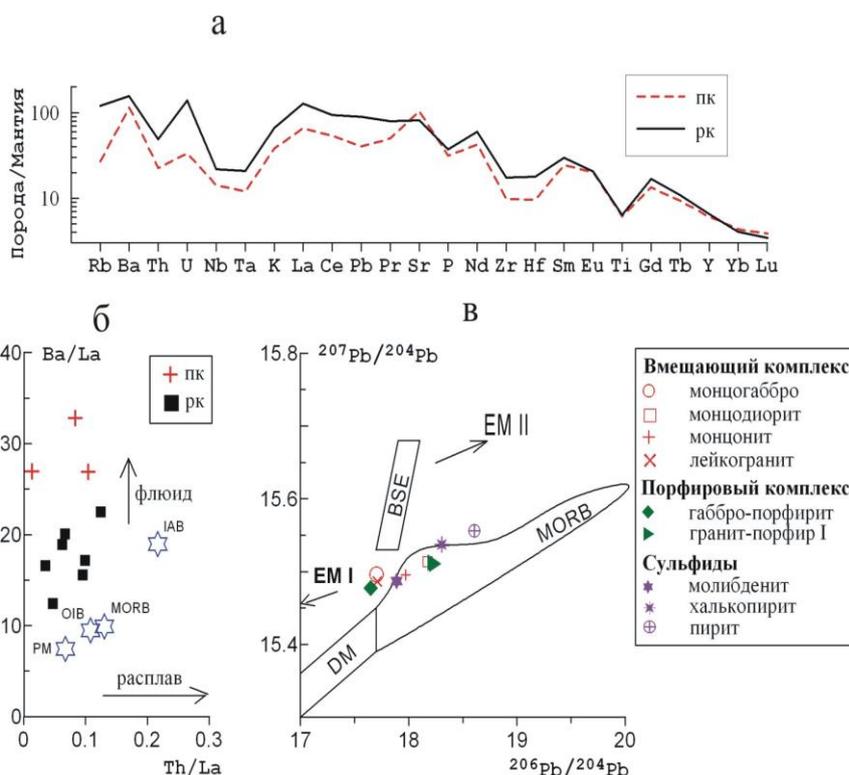
39. По данным геохимических и изотопно-геохимических исследований, установлена природа флюидов Cu-Mo-порфировой рудно-магматической системы на примере Сорского месторождения (Кузнецкий Алатау) (рис. 50). Геохимические (а также Sr- и Nd-изотопные) характеристики базитовых пород позволяют предполагать в качестве первичного источника рудно-магматической системы мантию, метасоматизированную перед заложением рудно-магматической системы. Мантия метасоматизируется под воздействием на нее флюидов и/или расплавов, отделяющихся при плавлении слэба во время субдукции, о чем свидетельствуют высокие отношения Ba/La в породах месторождения относительно Th/La (рис. 50б). Эти данные указывают также, что субдукционные флюиды доминировали в процессе метасоматоза мантии.

Изотопные исследования свинца полевых шпатов и рудных минералов выявили корреляционные взаимоотношения между параметрами $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 50в), а также между $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, что предполагает участие, по крайней мере, двух источников свинца в магматическом и рудообразующем процессах. Базиты плутоногенного и порфирового комплексов обеднены радиогенным свинцом; их фигуративные точки расположены вблизи DM и PM. Свинец гранитоидов более радиогенный относительно базитов. Фигуративные точки гранитоидов следуют вдоль тренда изотопных составов MORB, что согласуется с геохимическими данными об участии субдукционной компоненты в развитии рудно-магматической системы.

Молибденит брекчиевых руд месторождения обеднен радиогенным свинцом, что предполагает его отложение из флюидов мантийной природы. Халькопирит напротив обогащен радиогенным изотопом, что свидетельствует о существенной роли коровой составляющей во флюидах, вызвавших развитие медной минерализации.

Также о существенной роли субдукционной компоненты в образовании руд месторождения свидетельствует распределение микроэлементов в породах плутоногенного и рудоносного порфирового комплексов месторождения. На спектре микроэлементов, нормированных по примитивной мантии (рис. 50а), в габброидах и гранитоидах магматических комплексов отмечаются высокие содержания LILE (Rb, Ba, K, Sr), LREE (La, Ce) и низкие содержания HREE (Gd, Tb, Yb, Lu); выделяются аномалии: положительные - Ba, Sr, Pb и отрицательные - Ta, Nb, Ti (к.г.-м.н. А.П. Берзина, к.г.-м.н. А.Н. Берзина, н.с. В.О. Гимон).

Рис. 50: а. Мультиэлементные спектры базитов. Комплексы: пк – плутоногенный, рк – рудоносный порфировый. б. Th/La - Ba/La - для магматических пород IAB, MORB по (Kelemen et al., 2003), OIB по (Sun, McDonough, 1989) PM по (White, 1997). в. Pb-изотопные составы полевых шпатов и рудных минералов. Мантия: BSE – недифференцированная, DM – деплетированная, EM I - обогащенной неодимом, EM II - обогащенной стронцием; MORB - базальты срединно-океанических хребтов по [Zindler, Hart, 1986].



40. В результате термодинамического моделирования природных процессов установлено: при взаимодействии окисленного магматогенного флюида с вмещающими девонскими черносланцевыми породами Юстыдского прогиба магматогенный флюид переходит в восстановленное состояние, в основном, за счет повышения соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в жидкой фазе и повышения концентраций метана в газовой фазе магматогенного флюида (рис. 51). Окисленный и восстановленный флюиды характеризуются разными свойствами, металлоносностью.

Анализ распределения РЗЭ между флюоритом, монацитом, фторапатитом и флюидом в условиях охлаждающегося хлоридно-карбонатно-фторидного раствора показал, что при температуре 500°C в равновесии с кислым флюидом устойчив только монацит (0,0005 моля по левой шкале) при символическом присутствии РЗЭ-апатита и ксенотима. Понижение Т до 400°C приводит к резкому растворению почти трети монацита и появлению РЗЭ-флюорита в количестве выше 0,009 моля на 1 кг флюида (правая шкала) и небольшого количества апатита (рис. 52). Дальнейшее охлаждение системы ведет сначала к быстрому, а затем к замедленному нарастанию количества флюорита, тогда как ниже 300°C количество монацита уменьшается почти до нуля.

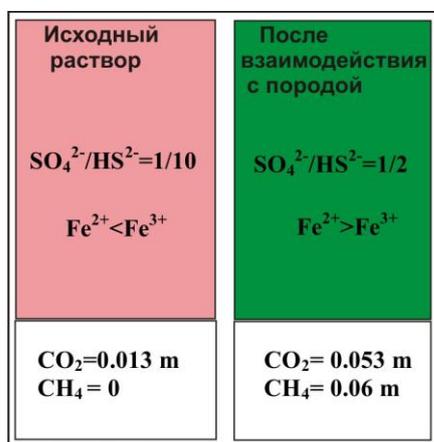


Рис. 51. Изменение соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в жидкой фазе и концентраций метана в газовой фазе магматогенного флюида

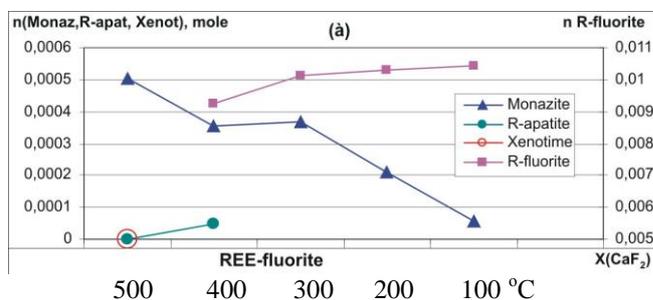
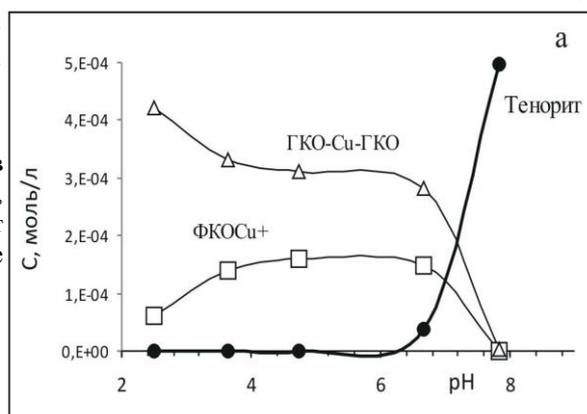


Рис. 52. Изменение количеств (в г-молях) монацита, РЗЭ-апатита, ксенотима (левая ось абсцисс) и РЗЭ-флюорита (правая ось абсцисс)

Выполнена количественная термодинамическая оценка перераспределения ряда макро- и микроэлементов между раствором и твердой фазой в различных природных и природно-техногенных системах. При процессах образования рудных месторождений в так называемых «черных сланцах», при моделировании процессов миграции элементов должно учитываться наличие органического вещества. При этом необходимо учитывать присутствие в растворах фульвокислоты (ФК), увеличивающие миграцию металлов за счет комплексообразования в растворе ($ФКОСu^+$), и гуминовые (ГК), являющиеся мощным геохимическим барьером (медь выводится в осадок за счет образования прочных комплексов хелатного типа по механизму ионного обмена $ГКО-Cu-ГКО$) (рис. 53) (к.г.-м.н. Л.В. Гущина, д.г.-м.н. Г.Р. Колонин, к.г.-м.н. Г.П. Широнова, д.г.-м.н. О.Л. Гаськова).

Рис. 53. Рассчитанные формы нахождения $Cu(II)$ в системе, где присутствуют фульвокислоты (ФК), увеличивающие миграцию металлов за счет комплексообразования в растворе ($ФКОСu^+$), и гуминовые (ГК), являющиеся мощным геохимическим барьером



41. В результате проведенного изучения особенностей и закономерностей размещения Ag-Sb, Sn-сульфидного Ag-содержащего и Sn-W оруденения в Юстыдском, Депутатском, Таласском, Базардаринском и других рудных узлах и районах Азии установлены главные геологические факторы, определяющие размещение Ag-Sb оруденения:

- 1) локализация оруденения в черносланцевых или обогащенных углеродом терригенных и терригенно-карбонатных толщах;
- 2) приуроченность к оловорудным районам, где проявлен пост-коллизийный гранитоидный магматизм;
- 3) пространственная и временная связь с ареалами щелочно-базитового магматизма в областях внутриплитного рифтогенеза;
- 4) контроль оруденения опережающими структурами крупных региональных разломов.

Разработан комплекс поисковых критериев (геологические, магматические, металлогенические, литологические, структурные и геохимические) для Ag-Sb месторождений. Впервые для типичных рудных узлов с Ag-Sb оруденением (Юстыдский, Депутатский, Базардаринский) установлены причины эндогенной латеральной и вертикальной зональности оруденения, хронология развития процессов магматизма и рудообразования, определена роль длительности и этапности их формирования как фактора появления крупных промышленных месторождений этого формационного типа. Изотопно-геохимическими методами (Pb, Sr, He, C, S) показана полигенность источников рудного вещества Ag-Sb месторождений (рис. 54), таких как очаги щелочно-базитовых и гранитоидных расплавов, вмещающие граниты и контактово-метаморфизованные породы вокруг оловоносных гранитоидных интрузий, а также вмещающие черносланцевые породы (к.г.-м.н. Г.Г. Павлова, д.г.-м.н. А.С. Борисенко).

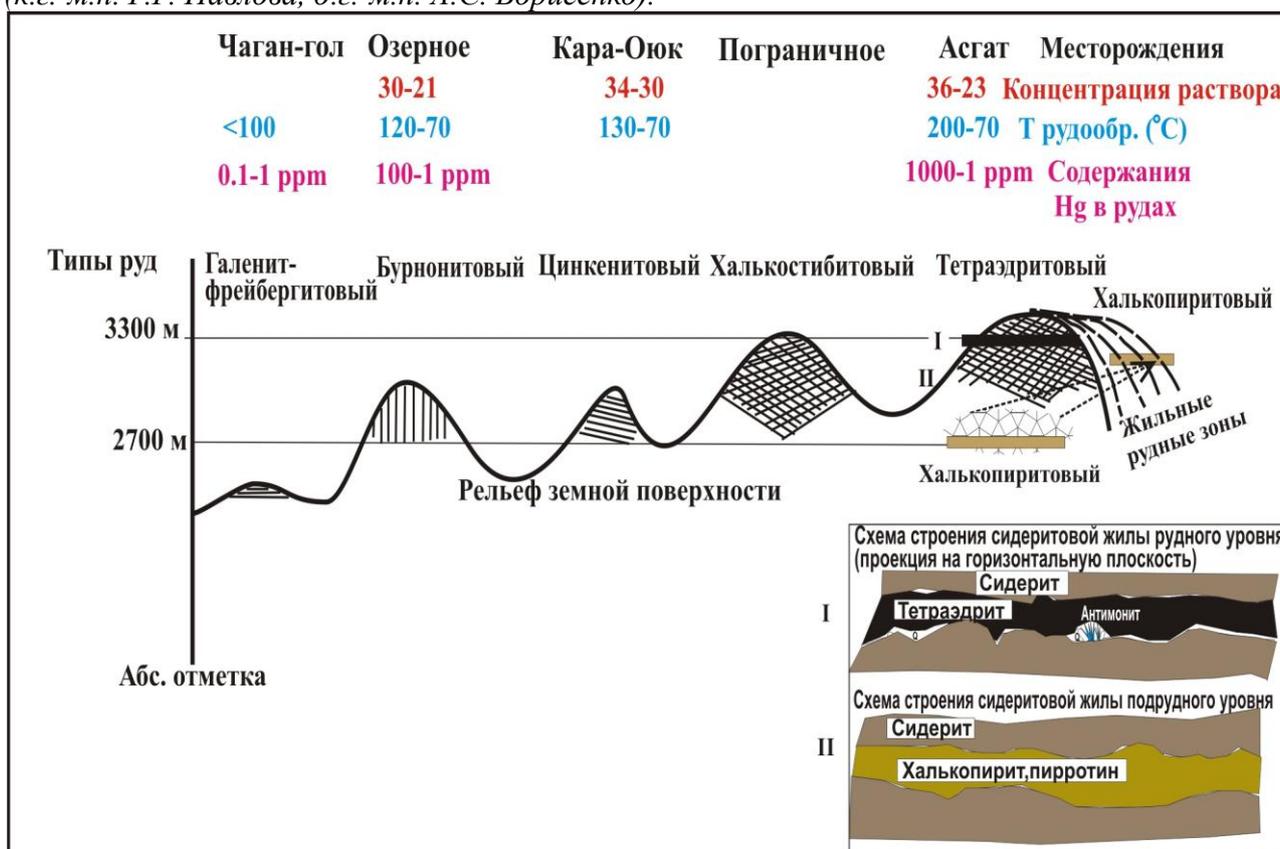


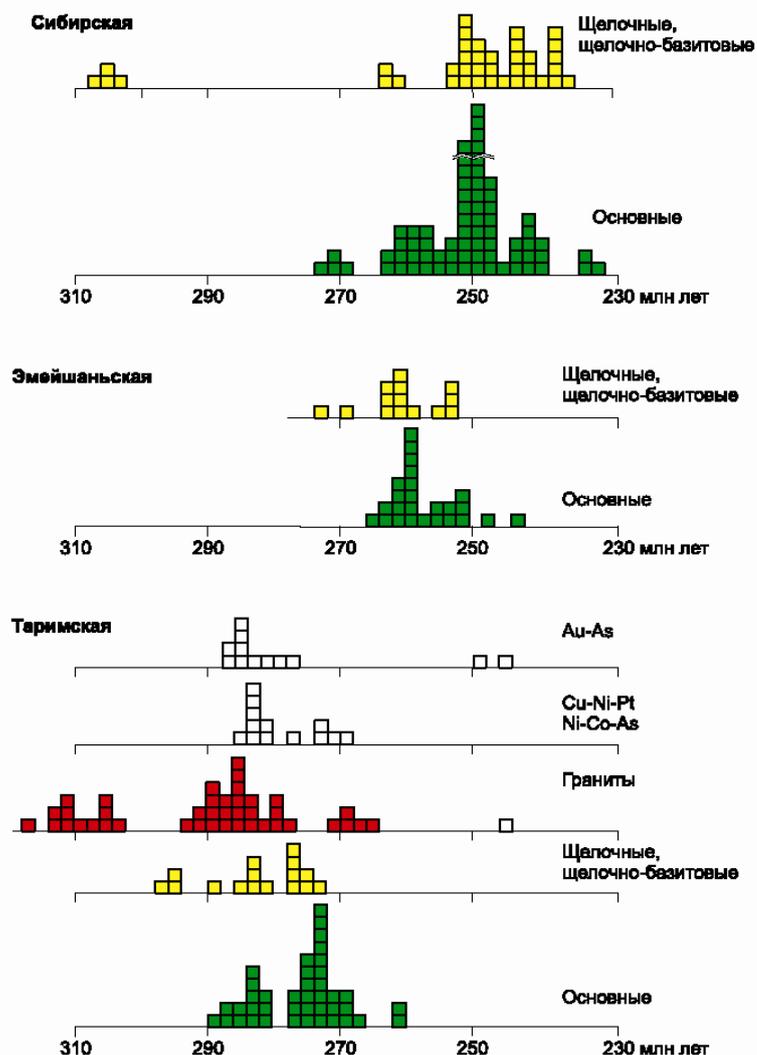
Рис. 54. Латеральная и вертикальная зональность Ag-Sb оруденения в Асгат-Озерной рудной зоне (ЮВ Алтай – СЗ Монголия).

Программа VII.58.2. Мантийно-коровые рудно-магматические системы крупных изверженных провинций и факторы их рудопродуктивности

Проект VII.58.2.2. Ультрабазит-базитовые и гранитоидные ассоциации крупных изверженных провинций Азии и связанные с ними магматогенные месторождения (Cu-Ni, ЭПГ, Mo-W, Li-Rb-Cs) как производные мантийно-коровых магмо- и рудообразующих процессов

42. В эволюции мантийного магматизма LIP, связанных с Сибирским, Таримским и Эмейшаньским суперплюмами, выявлена закономерная последовательность мантийного магматизма. 1. Воздымание земной коры при подходе головы глубинного плюма к границе литосферы, что сопровождается формированием рифтовых зон с щелочнобазитовым и карбонатитовым магматизмом. 2. Растекание плюма вдоль границы литосферы, излияние траппов и формирование структур с бимодальным щелочнобазальт-риолитовым магматизмом по периферии LIP. На этом этапе широко развиты платиноносные ультрамафит-мафитовые интрузивы. 3. Прогрев коры, который сопровождается активным мантийно-коровым взаимодействием с формированием габбро-гранитных серий, габбро-монцодиоритовых и габбро-сиенитовых ассоциаций, гранитоидных батолитов, синплутонических базитовых даек и минглинг даек. 4. Регрессивный этап остывания плюма, фиксирующийся дайковыми поясами высококалиевых лампрофиров (рис. 55). Общая длительность развития процессов магматизма в LIP составляет около 30 млн. лет, а разрыв между вторым и третьим этапами достигает 10 млн лет (д.г.-м.н. А.Э. Изох, академик Н.Л. Добрецов, чл.-корр. РАН Г.В. Поляков, д.г.-м.н. А.С. Борисенко).

Рис. 55. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений //Геология и Геофизика, 2010, т.51, №9, С. 1159-1187). Н.Л. Добрецов, А.С. Борисенко, А.Э. Изох, С.М. Жмодик



43. Результаты геологического и геохронологического изучения гранитоидных батолитов Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и Западной Монголии показали, что они имеют полихронное строение и формировались в возрастном диапазоне от 570 до 440 млн лет (рис. 56). В этом интервале выделяется несколько рубежей гранитоидного и базитового магматизма, отвечающих островодужному (570–520 млн лет) и аккреционно-коллизийному (510–440 млн лет) геодинамическим режимам. Граница островодужного и аккреционно-коллизийного этапов маркируется резкой сменой характера вулканической активности, широким проявлением процессов покрово- сдвигаобразования, деформацией осадочных бассейнов и образованием орогенных моласс.

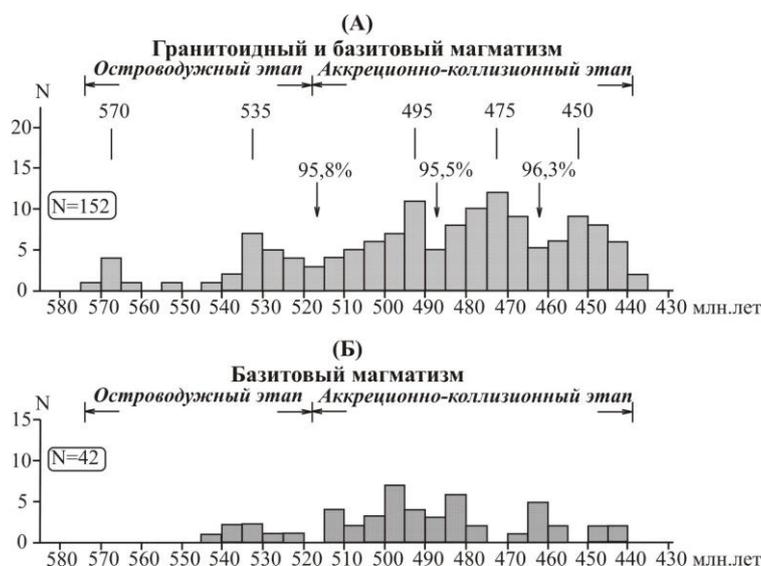


Рис. 56. Рубежи венд-раннепалеозойского интрузивного магматизма в АССО и Западной Монголии [Руднев, 2010].

А - периодичность формирования раннепалеозойских гранитоидных батолитов.

N - количество аналитических данных, цифрами над стрелками показан процент доверительного уровня значимости минимумов, рассчитанных по критерию проверки на унимодальность;

Б - периодичность формирования раннепалеозойского базитового (ультрамафит-мафитового, щелочного и щелочно-габброидного) магматизма АССО и Западной Монголии.

Интрузивный магматизм островодужного этапа приурочен к венд-раннекембрийским вулканическим поясам и проявлен на двух возрастных рубежах: 570–560 млн лет (мелкие интрузии) и 550–520 млн лет (крупные плутоны). Главный (более 90%) объем гранитоидов был сформирован на аккреционно-коллизийном этапе (510–440 млн лет). Интрузивы имеют «сшивающий» характер, проявляясь в блоках разной природы (островных дугах, задуговых бассейнах, океанических поднятиях и микроконтинентах). При этом на всех этапах проявления базитового магматизма (ультрабазит-базитовые, монцонитоидные и щелочно-габброидные карбонатитсодержащие ассоциации) близодновременны с гранитоидами, опережая их на 5-10 млн лет (к.г.-м.н. С.Н. Руднев, к.г.-м.н. Н.Н. Крук, д.г.-м.н. А.Э. Изох; д.г.-м.н. В.И. Лебедев, к.г.-м.н. А.А. Монгуш, к.г.-м.н. А.М. Сугоракова, ТувИКОПР СО РАН).

44. Построена геодинамическая модель Ольхонского региона (Западное Прибайкалье), представляющего собой эталонный геодинамический полигон для изучения эндогенных процессов взаимодействия Сибирской платформы и Палеоазиатского океана на разноглубинных срезах земной коры (Федоровский и др., 2010; Гладкочуб и др., 2010; Волкова и др., 2010; Владимиров и др., 2010). Эта модель основана на структурно-петрологическом, петрогеохимическом изучении и мультисистемном изотопном датировании (U/Pb, Ar/Ar) горных пород (Юдин, 2008; Травин и др., 2009). Основные результаты отражены на рис. 57, табл. 2 (Владимиров и др., 2010).

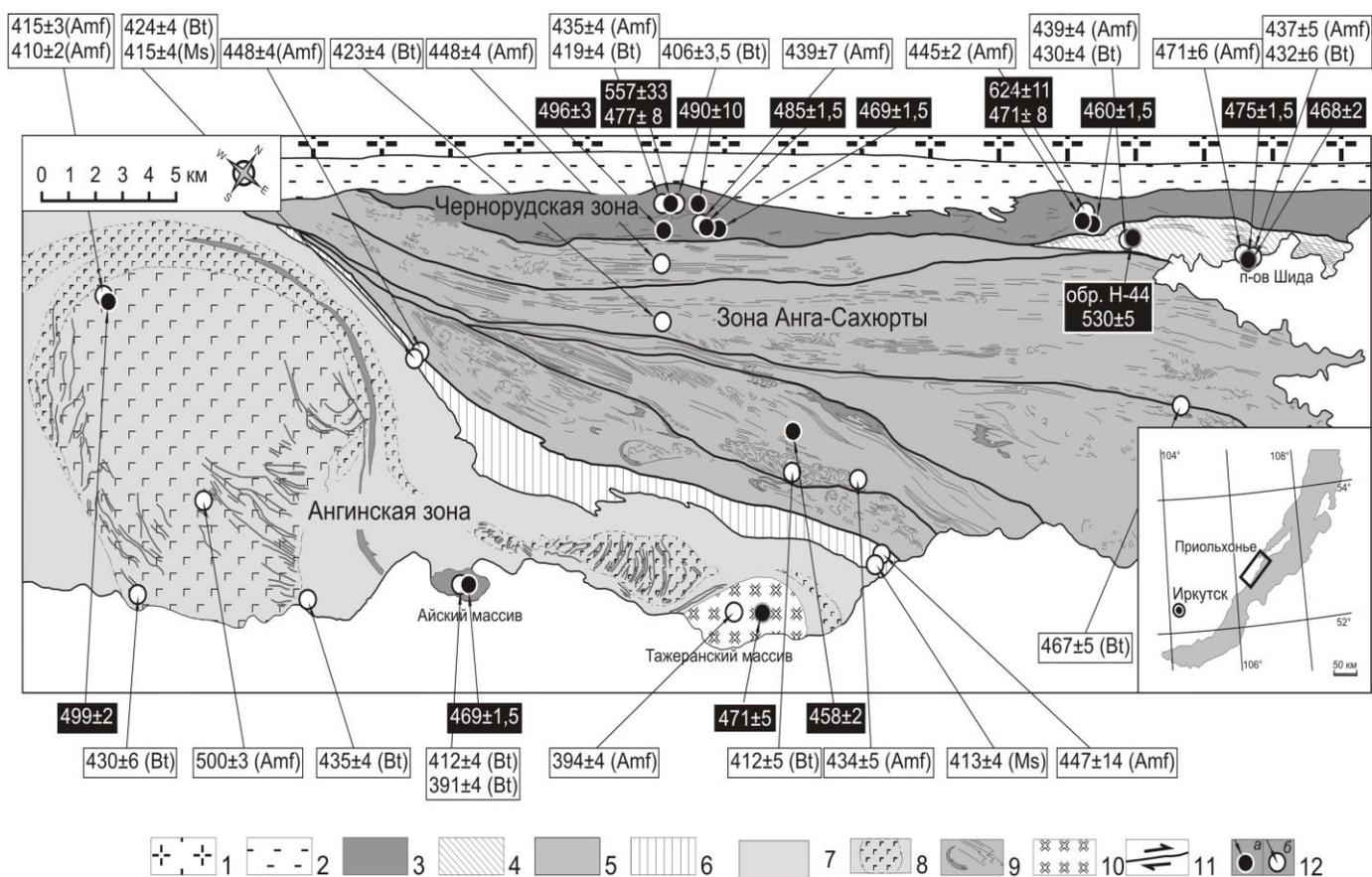


Рис. 57. Схема тектонического районирования и изотопно-геохронологических U/Pb , $^{40}Ar/^{39}Ar$ данных (млн лет) по метаморфическим и магматическим комплексам Ольхонского региона.

Выделены следующие этапы: $\geq 0,62 - 0,53$ млрд лет – протолит двупироксеновых гнейсов, отвечающих толеитовым метабазальтам задугового бассейна и фрагментам мигматизированных метапелитов (амфиболитовая фация), отражающих финальную стадию надсубдукционного тектогенеза 495 ± 5 млн лет – гранулитовый метаморфизм и внедрение крупных объемов габброидной магмы, кульминация коллизионного сжатия, связанного с закрытием «Ольхонской» окраинноморско-островодужной системы; 470 ± 5 млн лет – коллапс коллизионной системы, смена кинематики тектонических движений от правосторонних сдвиго-взбросовых на левосторонние, внедрение синметаморфических и одновременно синкинематических стресс-гранитов и минглинг-даек (релаксация и формирование «Ольхонской» коллизионно-сдвиговой системы, как внутриконтинентальной зоны скольжения литосферных плит). С этим возрастным рубежом коррелируется плюмовый магматизм, представленный субщелочными микрогаббро, сиенитами, нефелиновыми сиенитами и редкометальными гранитами, внедрение и становление которых контролировалось позднеколлизионными сдвиговыми вязко- и хрупкопластичными деформациями (Федоровский и др., 2010). Амагматические импульсы внутриплитной активности (435 ± 10 и 415 ± 5 млн лет) отражают масштабную милонитизацию и бластомилонитизацию толщ при относительно низких РТ-условиях (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации) (к.г.-м.н. Н.И. Волкова, д.г.-м.н. А.Г. Владимиров, к.г.-м.н. А.В. Травин, к.г.-м.н. С.В. Хромых, к.г.-м.н. Д.С. Юдин, д.г.-м.н. С.Н. Руднев, к.г.-м.н. В.Г. Владимиров; д.г.-м.н. А.С. Мехоношин, к.г.-м.н. Т. Б. Колотилина, ГЕОХИ СО РАН).

Табл. 2.

Таблица

Корреляция U-Pb, Ar-Ar изотопных данных, P-T параметров метаморфизма, состава магматических пород и структурных деформаций Приольхонья (Западное Прибайкалье)

Возраст, млн лет	Методы датирования	Литопластина Черноруд	Литопластина Анга-Сахюрты	Литопластина Анга	Этапы тектогенеза
415±5	Ar/Ar (Bt, Ms)	Магматизм отсутствует.	Магматизм отсутствует.	Магматизм отсутствует.	Сдвиговые деформации и внутриплитная активность, связанные с эволюцией Приморского разлома и комплекса Орсо
435±10	U/Pb (Zrn) Ar/Ar (Ms, Amf)	Милониты и бластомилониты в сдвиговых зонах.	Милониты и бластомилониты в сдвиговых зонах.	Милониты и бластомилониты в сдвиговых зонах.	
470±5	U/Pb (Zrn) Ar/Ar (Amf)	Синметаморфические граниты шаранурского комплекса.	Минглинг-дайки. Синметаморфические граниты шаранурского комплекса. Гнейсы, мигматиты, амфиболиты.	Редкометалльные граниты аинского комплекса. Субщелочные габбро и сиениты тажеранского комплекса.	Коллапс коллизийной системы, субсинхронный с щелочным магматизмом плюмового (?) генезиса
495±5	U/Pb (Zrn) Ar/Ar (Amf)	Гиперстеновые плагиограниты и сиенитоиды. Габбро-пироксениты чернорудского комплекса. Двупироксеновые гнейсы, метачерты, мраморы и метапелиты.		Габброиды бирхинского (озерского) комплекса.	Коллизия островной дуги с Сибирским континентом, фрагментация и скупивание задугового бассейна.
530±5	U/Pb (Zrn)		★		
		Задуговый бассейн		Островная дуга	
≥ 624±11	U/Pb (ядра Zrn)	Вулканогенно-осадочные толщи задугового бассейна (толеитовая серия).	Гипербазиты габбро, вулканиты (толеитовая серия) и перекрывающие их конусы выноса метатерригенного материала с Сибирского кратона.	Вулканогенно-осадочные толщи островодужного генезиса (субщелочная серия)	Надсубдукционная окраинноморско-островодужная система Палеоазиатского океана

792±10 млн лет (ядра Zrn)
844±6 млн лет (ядра Zrn)

Гранулитовая фация
(P = 7,1-8,6 кбар, T = 740-850°C)

Амфиболитовая фация
(P = 4,5-6,5 кбар, T = 650-740°C)

Эпидот-амфиболитовая фация
(P = 2,5-4,5 кбар, T = 490-650°C)

45. На основе синтеза геологических, геохимических и изотопных данных реконструирована история формирования протолитов континентальной коры Горно-Алтайского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в венде-раннем палеозое. Установлено наличие в Горном Алтае двух этапов корообразующих процессов: ранне- и позднекаледонского, различающихся строением образующихся геоблоков, природой и составом коровых протолитов (рис. 58).

На раннекаледонском этапе были сформированы блоки океанической литосферы с базитовым составом (MORB, OIT, OIB) и $T_{Nd}(DM) = 0,55-1,1$ млрд лет, а также островные дуги с ювенильными протолитами андезибазальтового и андезитового состава, характеризующимися низкими содержаниями калия, несовместимых элементов и $T_{Nd}(DM) = 0,7-0,8$ млрд лет. На позднекаледонском этапе перераспределение вещества этих блоков в сочетании с привнесением материала извне определило формирование гетерогенных турбидитовых бассейнов с океаническим основанием и андезидацитовым составом верхнекоровых пород, имеющих $T_{Nd}(DM)$ от 0,8-0,9 млрд лет (Ануйско-Чуйский бассейн в обрамлении вулканической дуги алтаид) до 1,5 млрд лет (Алтае-Монгольский бассейн на юге Горного Алтая) (к.г.-м.н. Н.Н. Крук, д.г.-м.н. А.Г. Владимиров, к.г.-м.н. Г.А. Бабин, к.г.-м.н. С.Н. Руднев, к.г.-м.н. Н.И. Волкова; д.г.-м.н. Н.В. Сенников, ИНГГ СО РАН; к.г.-м.н. С.П. Шокальский, ВСЕГЕИ; к.г.-м.н. В.П. Ковач, к.г.-м.н. П.А. Серов, ИГГД РАН).

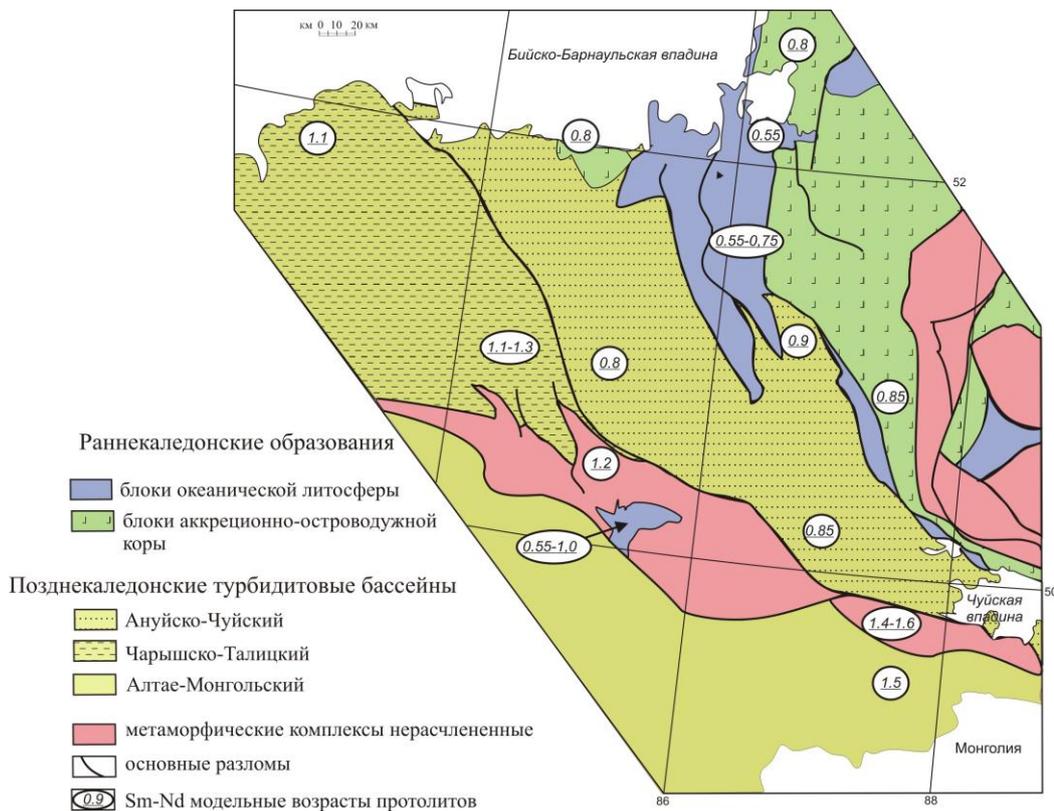


Рис. 58. Размещение ранне-и позднекаледонских блоков с корой разного типа в геологических структурах Горного Алтая

46. Установлено, что в крупнейшем в Юго-Восточной Азии рифте Джинпинг-Шонгда, входящем в состав Эмейшанской изверженной провинции, широко развиты пермские высоко- и низкотитанистые вулканоплутонические ультрамафит-мафитовые ассоциации, отличающиеся геодинамическими условиями образования (рис. 59). Высокотитанистые пикрит-базальтовые ассоциации развиты в бортах этой структуры, низкотитанистые коматиит-базальтовые - в центральной части. По геохимическим особенностям высокотитанистые комплексы характеризуется отрицательным наклоном спектров распределения редких и РЗЭ, высокими концентрациями Cs, Rb, Nd, Sm, Eu, P, Ti и низкими - Nb, Sr, Zr, Hf, Y, Yb и Lu. Эти характеристики свойственны магмам, генерирующимся в надсубдукционных обстановках при участии глубинного плюмового источника. Расположенные на северо-западе комплексы Намсо и Шонла обособляются по геохимическим характеристикам от находящихся на юго-востоке комплексов Камтхуой, Дойбай и Суойчат. Деплетированность последних Nb, Ta, Zr и Hf не свойственная комплексам Намсо и Шонла, связана с контаминацией родоначальных расплавов коровым материалом, вовлеченным в мантию субдукционными процессами. Формировавшийся позднее коматиит-базальтовые комплексы образовались, судя по геохимическим данным (выположенный спектр распределения редких и РЗЭ, положительные аномалии по Cs, Th, U, La, Ce, P, Ti и отрицательные - по Nb, K, Sr) при высокой степени парциального безводного плавления на меньших глубинах из наиболее разогретой верхней части мантийного плюма (д.г.-м.н. П.А. Балыкин, чл.-корр. РАН Г.В. Поляков, д.г.-м.н. А.Э. Изох).

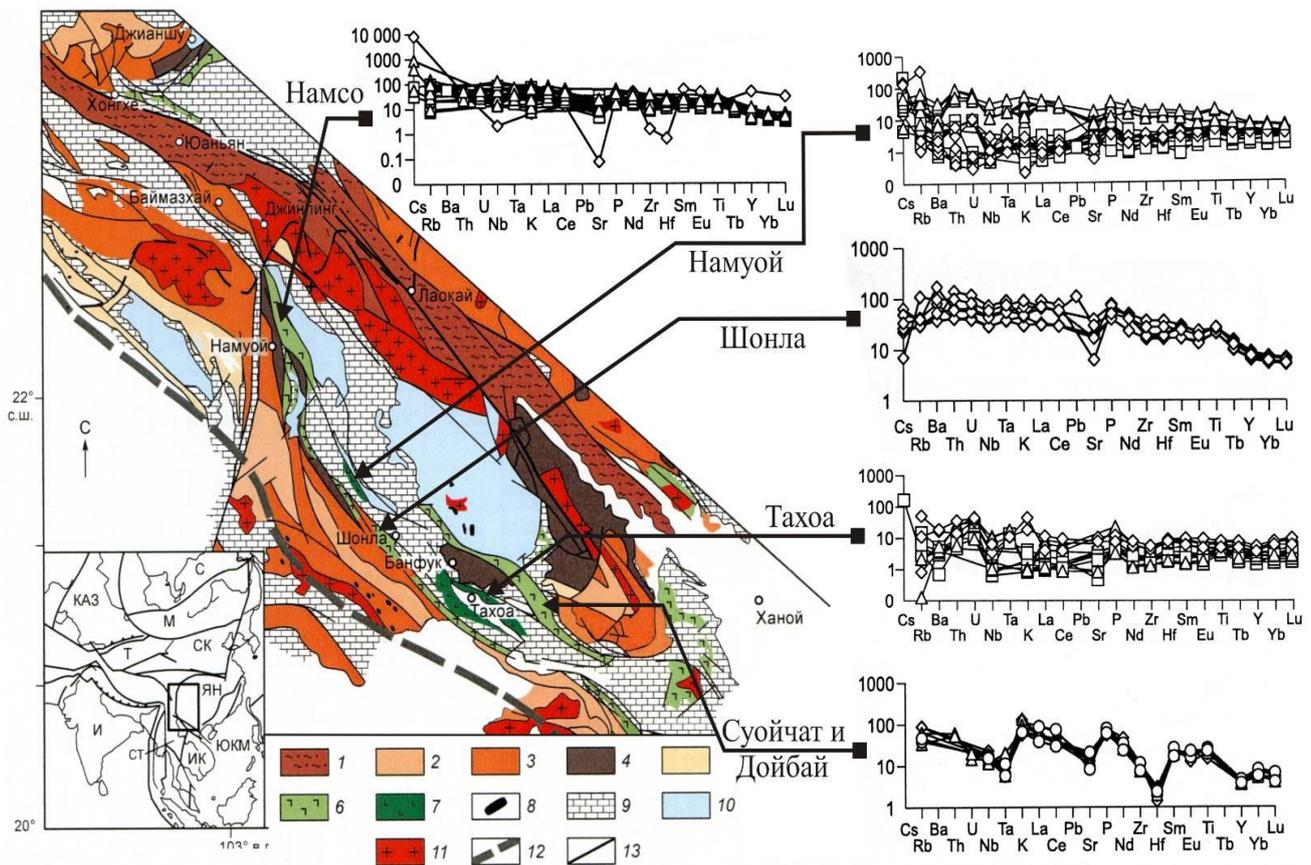


Рис. 59. Геологическая карта Эмейшаньской изверженной провинции ЮЗ Китая и Северного Вьетнама, по [Wang et al., 2007] с дополнениями авторов. 1 — подвижный пояс Айлаошань—Красная река; 2—7— комплексы: 2 — протерозойские, 3 — синийские и раннепалеозойские, 4 — девонские, 5 — карбонские и раннепермские, 6 — высокотитанистые среднепермские пикрит-андезит-базальтовые, андезит-базальтовые, риолит-андезит-базальтовые и трахидацит-трахиандезит-базальтовые, 7 — низкотитанистый коматиит-базальтовый; 8 — пермские ультрамафит-мафитовые массивы; 9 — позднепермские и триасовые комплексы; 10 — юрские и меловые комплексы; 11 — граниты; 12 — Айлаошань—Шонгма сутурная зона; 13 — разломы.

47. Данные по минералам мегакристовой ассоциации (клинопироксена и граната) свидетельствуют о наличии системы глубинных магматических камер под вулканическим плато Дак Нонг, в которых происходила кристаллизация щелочнобазальтового и (или) толеитового расплава. Глубины этих камер близки к положению границы МОХО под Восточной Азией (50 – 60 км). Эти камеры являлись источником тепла и углекислотных флюидов для генерации коровых сиенитовых расплавов, из которых кристаллизовались сапфиры и цирконы. Кристаллизация цирконов протекала в условиях повышенных давлений при высоком содержании углекислоты в материнском расплаве. Образование сапфиров протекало в более высоких горизонтах земной коры при участии сильно дифференцированных сиенитовых расплавов и флюидной фазы углекислотного и углекислотно-водного состава (рис. 60). Фракционирование сиенитовых магм приводило к накоплению редких элементов, пересыщению глиноземом и появлению корунда в наиболее сильно дифференцированных очагах в менее глубинных коровых горизонтах (к.г.-м.н. С.З. Смирнов, д.г.-м.н. А.Э. Изох).

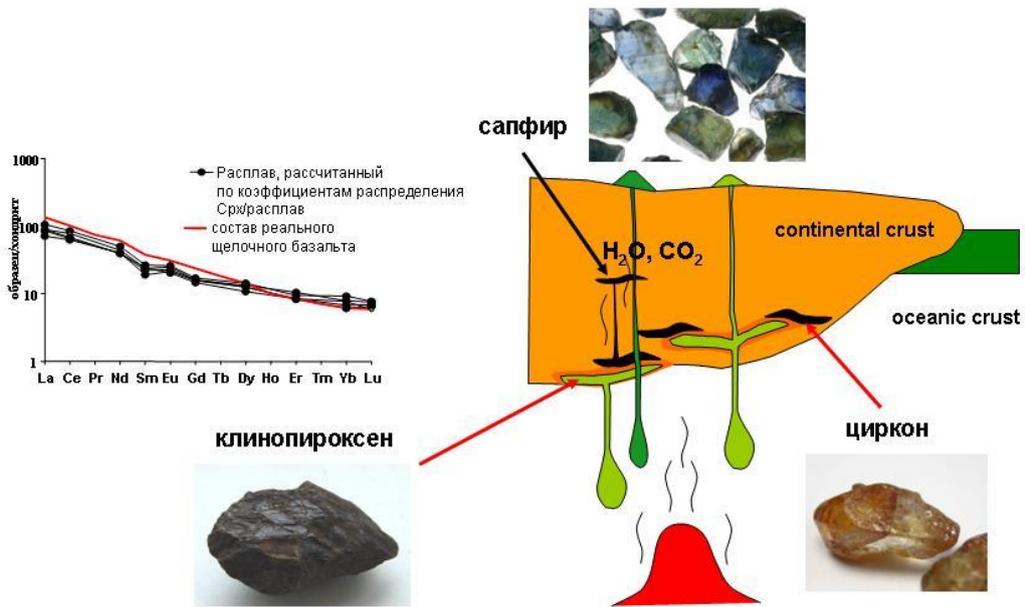


Рис. 60. Модель образования сапфиров и цирконов Южного Вьетнама как результат взаимодействия мантийного и корового магматизма с участием глубинных промежуточных камер

Программа VII.58.2. Мантийно-коровые рудно-магматические системы крупных изверженных провинций и факторы их рудопродуктивности

Проект VII.58.2.3. Динамика возникновения, развития и продуктивности мантийно-коровых рудно-магматических систем на континентах и на их активных окраинах

48. Численное 2D моделирование динамики тепло-массообмена при взаимодействии потоков астеносферных флюидов с породами литосферной мантии показало, что главным фактором, регулирующим параметры состояния системы и зональность метасоматического преобразования литосферных толщ, является проницаемость нижних горизонтов литосферы, при этом основные вещественные изменения в ней происходят в нестационарную стадию формирования поля температуры и давления над астенолинзами. Возможные вариации составов андастеносферных флюидов при взаимодействии с катаклазированными лерцолитами иллюстрируются рис. 61, 62 (д.г.-м.н. В.Н. Шаранов, д.г.-м.н. М.П. Мазуров, д.г.-м.н. А.А. Томиленко).

Рис. 61. Изменение содержаний H_2O , H_2 , CO , CO_2 , CH_4 при изменении T и P по потоку при достижении квазистационарного распределения для системы « $C_1H_2O_2$ + катаклазированный лерцолит»

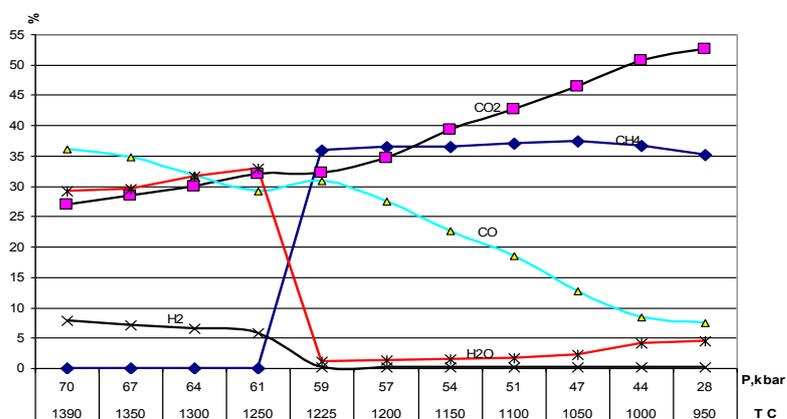
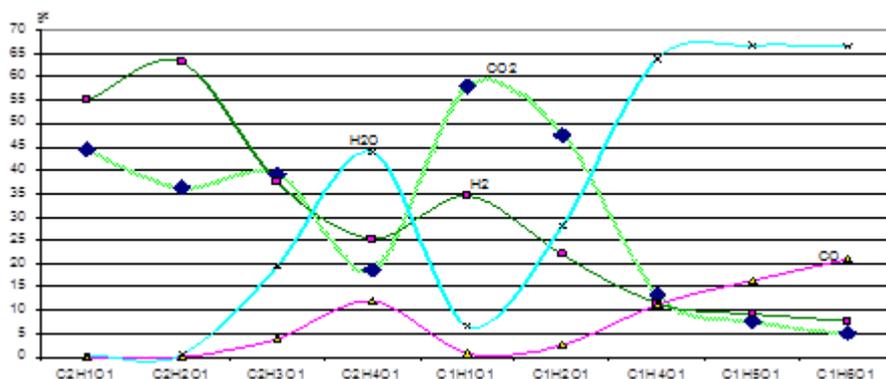


Рис. 62. Изменение содержаний H_2O , H_2 , CO , CO_2 , CH_4 в подошве литосферы для разных систем при фиксированных давлении ($P=70$ кбар) и температуре ($T=1390^{\circ}C$)



49. Установлено определяющее значение углеводородных флюидов в формировании Pt-Cu-Ni-Co руд, связанных с интрузивными траппами Сибирской платформы. На месторождении самородного железа в контактах Джалтульского массива выявлены графит, битумы, карбиды и аморфное углеродистое вещество, вариации изотопного состава углерода ($\delta^{13}C_{орг} = 15-30 \text{ ‰}$) и прямая связь содержания платиноидов с $\delta^{13}C_{орг}$. В ассоциации с графитом впервые обнаружено около 50 различных по составу минералов Co, Ni и благородных металлов. Первые данные изотопного датирования интрузивных траппов западного сектора Сибирской платформы (Онецкий комплекс) свидетельствуют о разновозрастном развитии флюидных рудно-магматических систем, приводящих к появлению большого спектра генетических типов руд: магматических медно-никелевых с платиноидами, скарново-магнетитовых, гидротермальных медных с цинком, свинцом, серебром и другими металлами (д.г.-м.н. М.П. Мазуров, д.г.-м.н. Ю.Р. Васильев).

Программа VII.58.2. Мантийно-коровые рудно-магматические системы крупных изверженных провинций и факторы их рудопродуктивности

Проект VII.58.2.4. Геохимия благородных, редких и радиоактивных элементов в углеродосодержащих рудоформирующих системах

50. В результате изучения пород шаманской офиолитовой ассоциации (Северное Забайкалье, рис. 63) выявлен полный разрез офиолитов (ультрабазиты, габбро, базальты) и подстилающих их углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев, для которых повсеместно устанавливаются повышенные концентрации золота и серебра (0, n ppm Au, n ppm Ag) (д.г.-м.н. С.М. Жмодик, д.г.-м.н. Н.А. Росляков, к.г.-м.н. Д.К. Белянин, к.г.-м.н. Е.В. Айрияни, н.с. Н.А. Немировская).

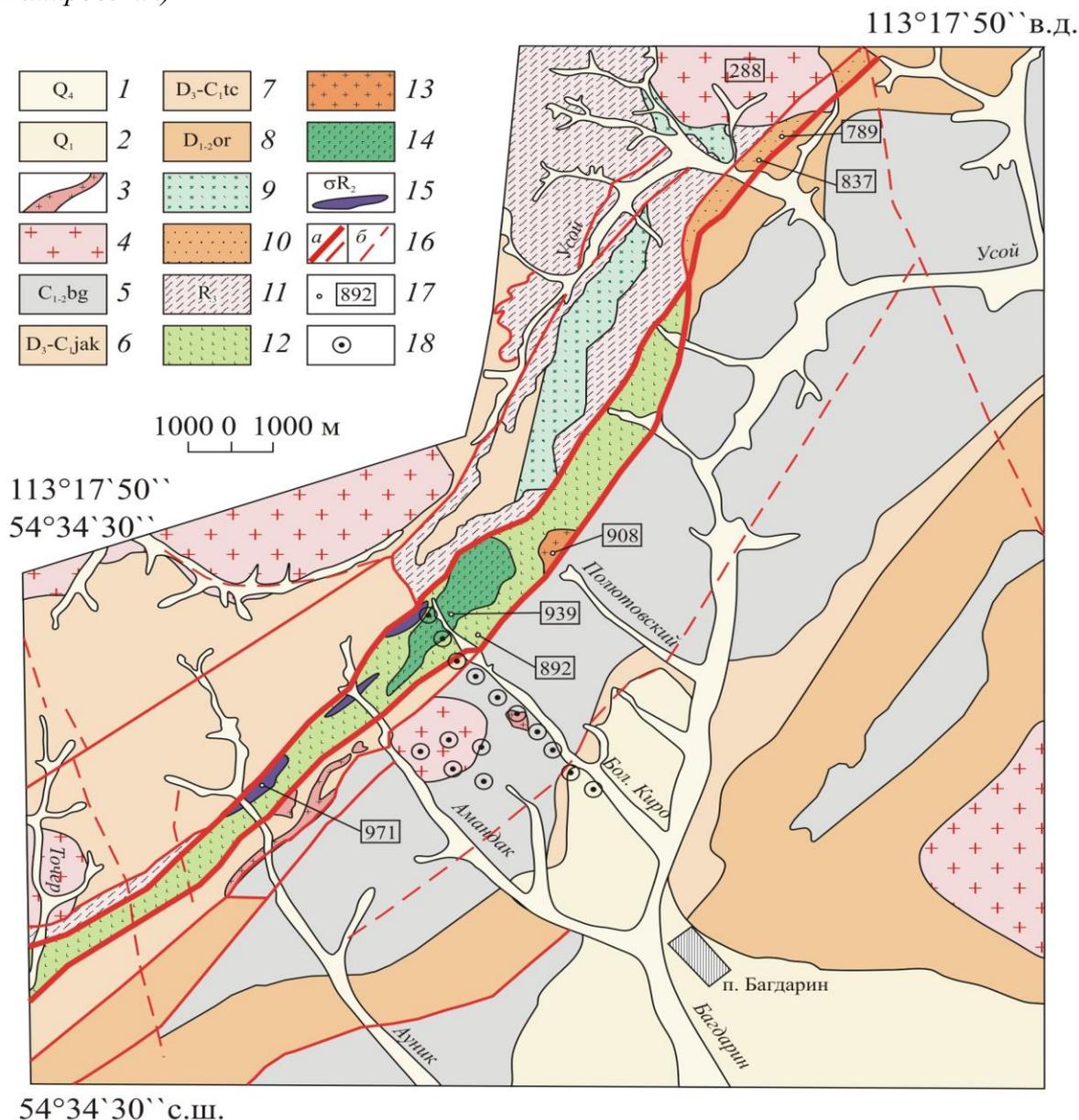


Рис. 63. Геологическая схема опробования пород шаманской офиолитовой ассоциации (970-940 млн лет, северная часть Удино-Витимской палеоостроводужной системы) и углеродистых сланцев с устойчиво повышенными концентрациями золота и серебра.

51. Продолжается изучение экзогенных систем, формирующих нетрадиционные месторождения золота в корах выветривания и россыпях. Исследования ведутся параллельно по двум направлениям: 1- комплексное геологическое, геоморфологическое и минералогическое изучение «классических» разрезов золотоносных кор выветривания (месторождения Горной Шории, Забайкалья и Восточного Казахстана); 2) - детальное изучение типоморфных минеральных ассоциаций и собственно самородного золота нетрадиционных россыпей с применением современных инструментальных методов исследования. Выделено два цикла формирования коры выветривания: мезозойский, связанный с мел-палеогеновой поверхностью выравнивания, и кайнозойский, связанный с неотектонической активизацией Кузнецкого Алатау. Мезозойская золотоносная кора выветривания каолинового профиля пространственно приурочена к древнему пенеплену и главную промышленную ценность в ней составляют реликтовые жилы с ареалами гипергенно каолизированных околорудных метасоматитов. Кора выветривания кайнозойского цикла линейного типа с каолинит-гидрослюдистым профилем, развитым на глубину 80 м со средним содержанием золота 1,5 г/т. В ней сосредоточена 1/8 часть прогнозных ресурсов золота, среди которого на долю золота класса крупности менее 0,1 мм приходится 61%, а класса 0,1-0,25 мм - 38%. По результатам микронзондового анализа 200 зерен золото из линейной коры выветривания имеет среднюю пробу 730‰ без высокопробных кайм и оторочек. Пробность золота из руд мезозойской коры выветривания составляет 830‰ и выше (д.г.-м.н. Н.А. Росляков, д.г.-м.н. Ю.А. Калинин, к.г.-м.н. В.В. Колпаков).

52. Исследовано накопление элементов в термофильных циано-бактериальных сообществах, развивающихся на выходе гидротерм Байкальской рифтовой зоны (на рис. 64 приведены коэффициенты биологического накопления для Гаргинского источника). К элементам, не накапливающимся микробном сообществе, относятся щелочные – Li, Na, K, Rb, Cs, щёлочноземельный Sr и анионогенный Mo. Содержание Mo, Li и Na оказалось в сыром веществе микробного сообщества ниже, чем в растворе. Относительно слабо накапливаются щелочноземельные элементы - Mg, Ca, Ba. В значительной степени накапливаются в микробных термофильных сообществах Cu, Zn, Cd, Ni, Pb Mn, Ga и Ge. Накопление германия – рассеянного элемента и токсичного для живых организмов является неожиданным и сенсационным, составляет в среднем в сообществах Гаргинского и Уринского источников 270 и 350 г/т в сухом веществе, превышая местами 1000 г/т. Ge в значительных количествах концентрируется в сообществах, развивающихся в бессульфидных источниках с повышенным содержанием радионуклидов (^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{228}Ra (^{228}Ac), ^{210}Pb , ^{212}Pb). Заметных различий в составе и структуре сообществ не наблюдается. Сильно концентрирующийся элемент – V. В таблице 3 представлено распределение элементов между минеральной и органической частями циано-бактериального мата Гаргинского источника (к.г.-м.н. Е.В. Лазарева, д.г.-м.н. С.М. Жмодик, Ю.П. Колмогоров, к.г.-м.н. М.С. Мельгунов, к.б.н. А.В. Брянская).

Рис. 64. Содержание элемента в растворе источника и сухом веществе микробного сообщества Гаргинского источника, коэффициенты биологического накопления.

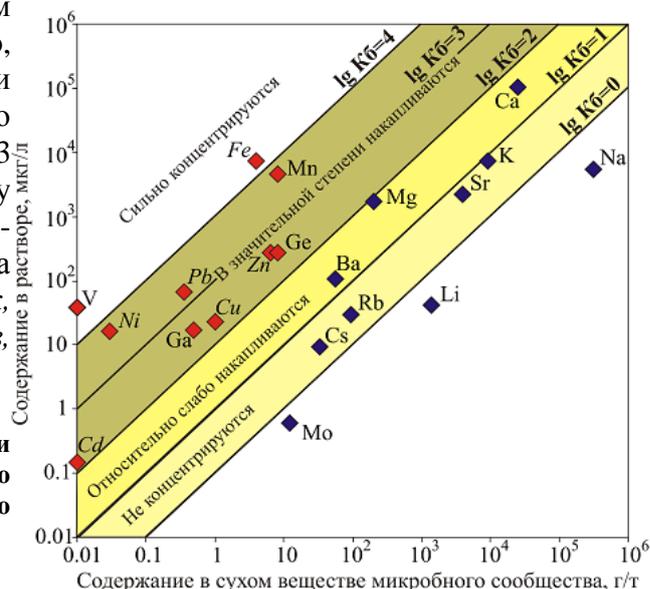


Табл. 3. Распределение элементов между минеральной и органической частями циано-бактериального мата Гаргинского источника

Минеральная	Ca (кальцит), Sr и Rb
Органическая	Ge, Br
Сравнительно равномерное распределение	K, Mn, Cu, Ni, Fe, Zn, Ga,

53. Проведено исследование распределения элементов между циано-бактериальным сообществом и карбонатной постройкой термального источника. На Гаргинском источнике формируется карбонатная постройка. Содержания практически всех элементов за исключением Sr в микробном сообществе выше, чем в карбонатной постройке, содержание Zn выше на порядок, а Ge - на 2 порядка.

В вертикальном разрезе карбонатной постройки Гаргинского источника (Баргузинская долина, Байкальская рифтовая зона) наблюдается чередование трёх минеральных ассоциаций (рис. 65). Белые прослойки (I) формируются в результате отложения минералов (опал, кальцит, флюорит, барит и целестин) из термального раствора. Слои сложенные желтым крупнокристаллическим кальцитом (II). Каждый слой (II) покрыт чёрной коркой (III), цвет которой придают минералы Mn. Слои II и III сформировались в результате деятельности циано-бактериального сообщества.

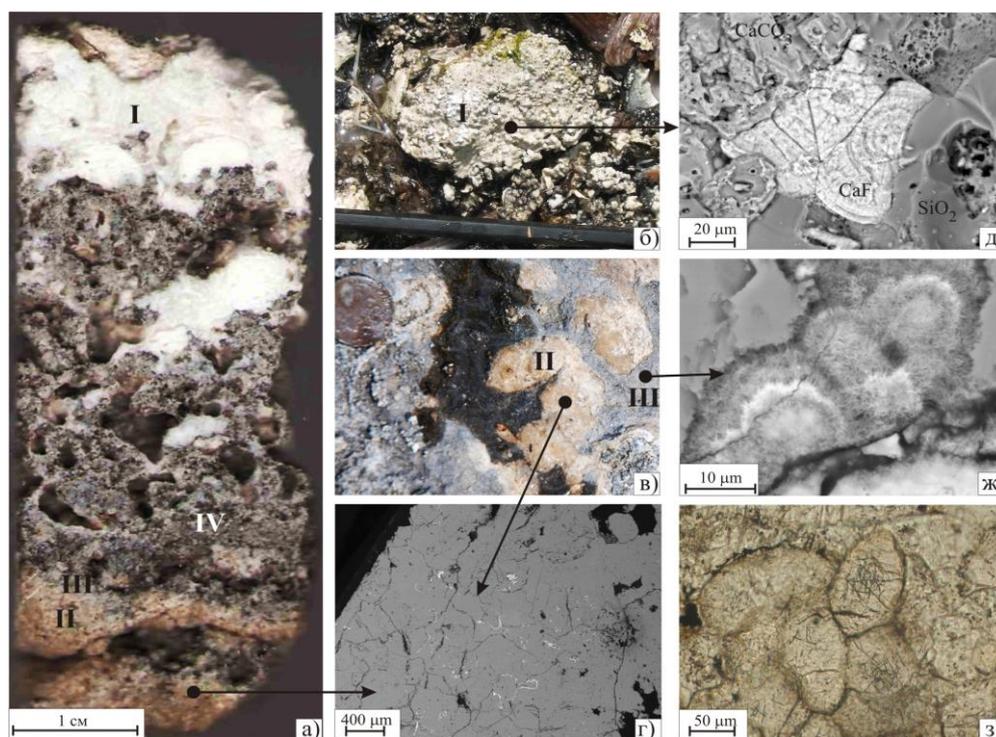


Рис. 65. Минеральные ассоциации и минералы Гаргинской карбонатной постройки: а) фрагмент карбонатной постройки, в котором представлены все основные слои сложенные ассоциациями I, II, III; б) натёчные образования (I) максимально развиты вблизи выхода источника; в) слои, сложенные жёлтым крупнозернистым кальцитом (II), покрыты сверху чёрной коркой (III); г) границы зёрен крупнозернистого жёлтого кальцита частично маркирует Ba-Mn минерал (светлое); д) пористый кальцит (CaCO_3), концентрически-зональный флюорит (CaF) и опал (SiO_2) – основные минералы ассоциации I; ж) агрегаты тонких выделений Ba-Mn минерала, придающие черный цвет темным коркам, отнесённым к III ассоциации; з) зёрна кальцита с отпечатками нитей цианобактерий внутри встречаются в слоях сложенных ассоциациями II и III.

По результатам сканирования в образце постройки хорошо выделяются три основные ассоциации. Повышенные концентрации стронция однозначно маркируют участки, сложенные ассоциацией I (рис. 66). Пики Mn маркируют расположение чёрных корок, которые, характеризуются так же повышенными содержаниями Fe, Cu, Zn. Установить участки, обогащённые Ge, не удалось. Распределение элемента крайне равномерное в изученном образце. Следовательно, органическое вещество не захоранивается в карбонатной постройке, по крайней мере, этого не происходит при образовании изученной части разреза, и в процессе деструкции органического вещества, германий выносятся растворами и не переходит в минеральную часть (к.г.-м.н. Е.В. Лазарева, д.г.-м.н. С.М. Жмодик, И.В. Петрова, Ю.П. Колмогоров, к.ф.-м.н. М.А. Федорин, к.б.н. А.В.Брянская).

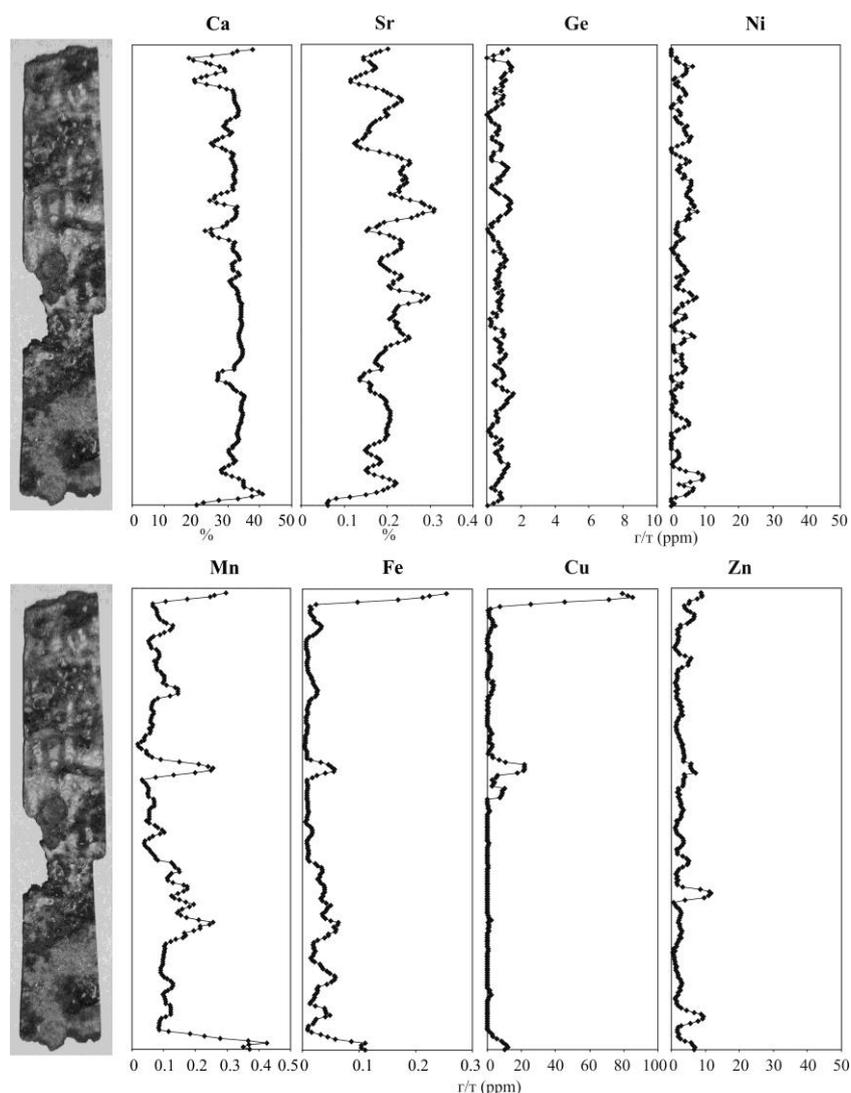


Рис. 66. Распределение элементов в вертикальном разрезе карбонатной постройки по данным непрерывного сканирования с шагом 0.5 мм.

54. Проведена адаптация метода полупроводниковой гамма-спектрометрии с колодезным HPGe детектором определения гамма-излучающих изотопов уранового (^{238}U (^{234}Th), ^{210}Pb , ^{226}Ra) и ториевого (^{228}Ac , ^{212}Pb) применительно к горным породам, характеризующимся широкими вариациями содержания углерода (угли, углистые сланцы, торфа). При отработке методики измерения малых навесок в условиях высокой эффективности регистрации линий низкоэнергетического гамма-спектра ($E_{\gamma} < 300$ кэВ)

проведен учет таких специфических параметров, как: плотность, геометрия, эффективный атомный номер образца; вероятность каскадных эффектов и наложение мешающих линий. Для навесок массой 10 гр и времени измерения 24 часа получены следующие пределы обнаружения по указанным изотопам: 0,03 Бк для ^{238}U (^{234}Th), ^{210}Pb , ^{228}Ac , ^{212}Pb и 0.05 Бк для ^{226}Ra (к.г.-м.н. М.С. Мельгунов, асп. И.С. Кириченко).

55. Проведено дальнейшее развитие и обоснование применения кинетического спектрального способа (КСС) для определения массы частиц благородных металлов в горных породах и рудах на основе выявленных закономерностей изменения интенсивностей спектральных линий определяемых элементов (рис. 67). Способ КСС реализован на спектрографе ДФС-8 с решеткой 1200 шт/мм (обратная дисперсия 0,3 нм/мм), в кассетной части которого была установлен многоканальный анализатор эмиссионных спектров МАЭС, на основе фотодиодных линеек, изготовленный ООО «ВМК-Оптоэлектроника», Новосибирск. Источник возбуждения спектров – дуговой двухструйный плазматрон новой конструкции («ВМК- Оптоэлектроника»). Время экспозиции одного спектра составляло 6 мс, который содержит информацию о содержании элементов в образце массой 6×10^{-5} г. Интенсивность линии золота в каждом спектре пересчитывалась в концентрацию по градуировочному графику (табл. 4). Программное обеспечение позволяет по результатам измерений построить зависимости интенсивности линии определяемого элемента от времени поступления пробы в плазму. В полученном распределении выделялась группа сигналов, расположенная между двумя близлежащими минимумами, которая приписывалась «частице» (д.т.н. С.Б. Заякина, д.г.-м.н. Г.Н. Аношин).

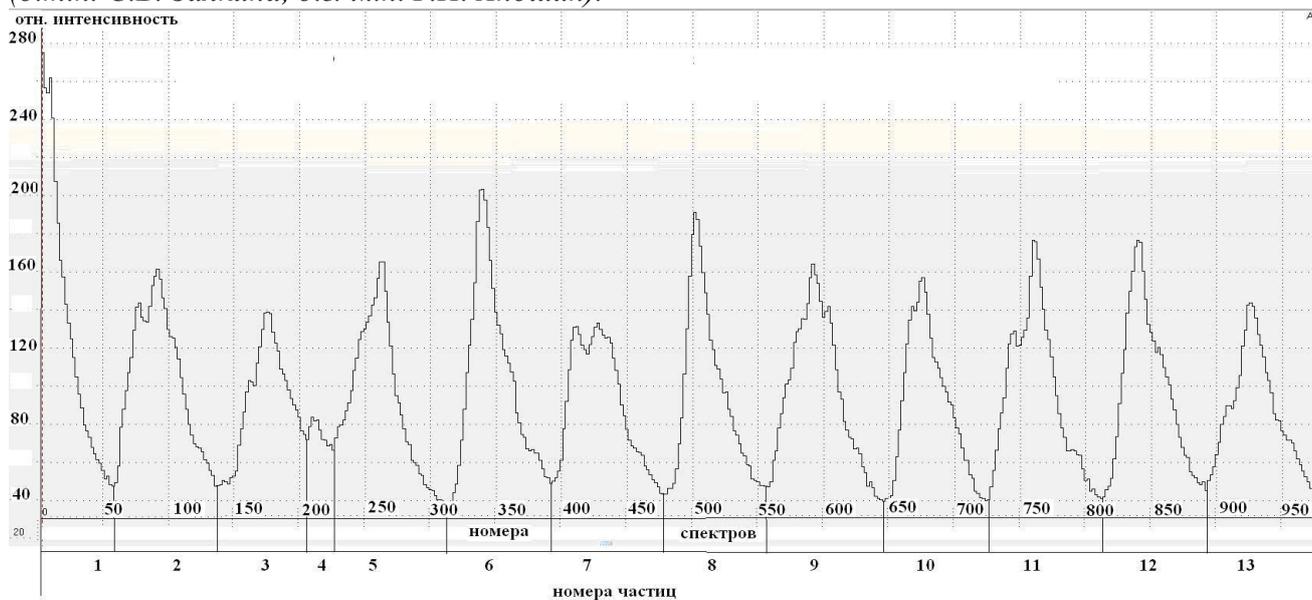


Рис. 67. Распределения интенсивностей аналитической линии золота в пробе SU-29, а в таблице приведены результаты расчета масс частиц золота

Табл. 4. Результаты расчета масс частиц золота

№ частицы	Масса частицы, нг	№ частицы	Масса частицы, нг	№ частицы	Масса частицы, нг
1	292,5	5	229,3	10	231,8
2	261,5	6	303,5	11	284,0
3	179,2	7	230,1	12	264,5
4	11,1	8	226,5	13	213,7
Σ масс частиц					3004,2
Средняя концентрация, ppm			Ат.-абсорб.опр. - 26.9		КСС - 25.8

56. Проведено исследование содержания микроэлементов в растворах солёного озера методом РФА-СИ. Солёные бессточные озёра представляют огромный интерес для специалистов различного профиля. Микробные сообщества экстремальных экосистем являются местами сосредоточения экологически и биотехнологически перспективных организмов, и интересны как модель прокариотных сообществ, существовавших на ранних этапах развития Земли. Благодаря быстрому отклику на изменение климата малых бессточных водоёмов, палеоклиматическая летопись, запечатленная в их донных отложениях, ценится за высокоразрешающие свойства и локальность. Солёные озёра, кроме того, являются модельным объектом для исследования накопления органосодержащих осадков, при захоронении которых формируются уникальные геологические объекты и месторождения. Данная работа рассматривает солёные озёра как место обитания уникальных микробных сообществ и проводилась в рамках комплексных биологических и биогеохимических исследований, направленных, в том числе, на выявление закономерностей перераспределения элементов между компонентами системы солёных озёр и микробными сообществами.

Определение содержания микроэлементов в высокоминерализованных средах представляет собой серьёзную сложность и первым этапом было проведение методических исследований. Для традиционно используемых методов анализа вод и растворов (атомно-адсорбционный, атомно-эмиссионный, ИСП-МС) мешающим фактором является не только высокая минерализация раствора, но и высокая концентрация Na. Для исследования содержания элементов в поверхностных и поровых растворах был использован метод РФА-СИ. Для проверки данных анализа, полученных для микроэлементов, содержание которых ниже предела обнаружения методов АЭС и ААС, был использован метод добавок. К растворам 2х солёных озёр добавляли стандартный раствор 2.5% HCl, содержащий Mn, Fe, Ni, Cu, Zn и Rb. Стандартный раствор вводили с таким расчётом, чтобы к исходной концентрации добавлялись 1, 5, 10 и 20 мг/л металлов. На основании исходного содержания были рассчитаны содержания, ожидаемые после добавления элементов, и проведено сравнение с полученными данными (рис. 68). Найденные содержания в большинстве случаев показали очень хорошую сходимость с ожидаемыми (к.г.-м.н. Е.В. Лазарева, Ю.П. Колмогоров, д.г.-м.н. С.М. Жмодик, Н.В. Ищук).

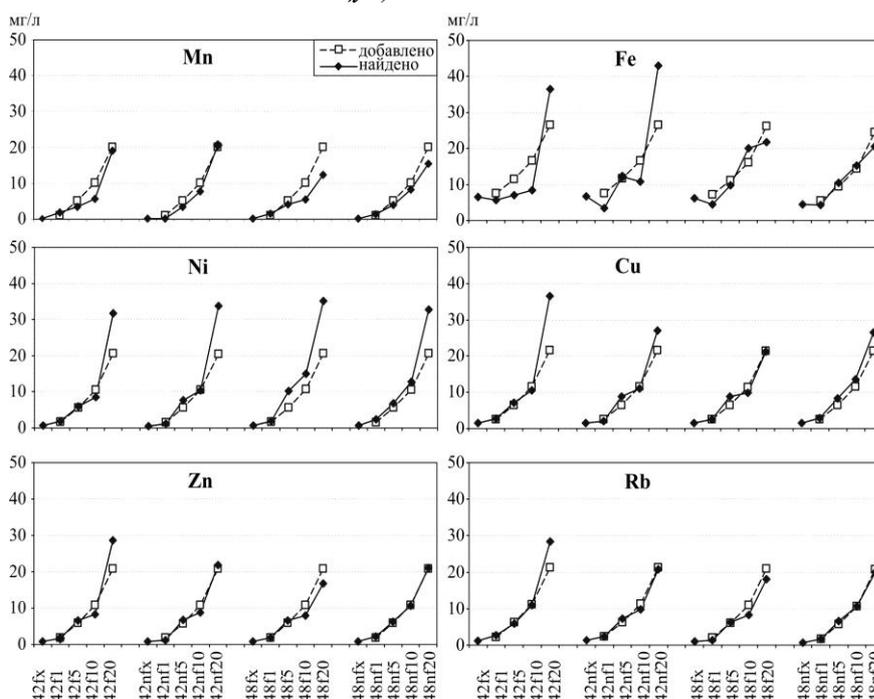


Рис. 68. Результаты полученные методом добавок.

Программа VII.58.2. Мантийно-коровые рудно-магматические системы крупных изверженных провинций и факторы их рудопродуктивности

Проект VII.58.2.9. Методико-аналитические аспекты, проблемы интерпретации при геохимических, изотопно-геохимических и геохронологических исследованиях магматических, мантийно-коровых и рудно-магматических процессов

57. Изучена возможность применения ранее разработанной методики ИСП-МС определения 25 элементов (Rb, Sr, Y, Ba, Cs, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U, 14 РЗЭ) для максимально возможного увеличения количества одновременно определяемых элементов в разных типах пород и минералов. Исследования проводили с использованием широкого набора международных и отечественных стандартных образцов. Применяемая химическая подготовка образцов на основе сплавления с метаборатом лития является достаточно универсальной для большинства пород и более экспрессной по сравнению с методикой кислотного разложения. Одновременное определение концентраций макро-, микро- и следовых элементов проводили с применением внешней градуировки по стандартному образцу BHVO-1 и In в качестве внутреннего стандарта на масс-спектрометре ELEMENT Finnigan Mat в низком и среднем разрешении. Доказана правильность определения концентраций 8 макро-, 6 микро- и 7 следовых элементов (Al, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Sc, Si, Sn, Ti, V, W, Zn) с погрешностью 1—15 % в дополнение к 25 элементам, определенным ранее. Таким образом, расширенная ИСП-МС методика позволяет определять из одной навески в общей сложности 46 элементов с диапазоном концентраций от $6 \cdot 10^{-1}$ до 10^5 мкг/г (к.х.н И.В. Николаева, к.х.н С.В. Палесский, асп. О.С. Чирко, С.М. Черноножкин).

58. В рамках проблемы геохимии углерода отработана методика определения изотопного состава свободного углерода в минералах и породах, открывающая возможность установления источников этого элемента в магматических породах. Для одного из Pt-Fe металлических рудопоявлений северо-запада Сибирской платформы с помощью этой методики выявлена корреляционная зависимость между изотопным составом углерода в породах и содержанием платиноидов в них (д.г.-м.н. В.А. Пономарчук, Д.В. Семенова, к.г.-м.н. О.П. Изох).

59. Отработана методика $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева на основе многоколлекторного газового масс-спектрометра Argus (Thermo Scientific) и инфракрасного лазера Fusions 10.6 (Photon Machines). В результате исследований с использованием K/Ar стандарта биотита МСА-11, аттестованного ранее с помощью международных стандартных образцов в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора (Травин и др., 2009), установлено, что чувствительность нового комплекса на полтора порядка выше, чем масс-спектрометра «Микромасс 5400». Это позволяет получать качественно новую информацию при исследованиях магматических, метаморфических пород, руд, характеризующихся сложной термической историей, возрастной гетерогенностью минеральных парагенезисов. Так, датирование отдельных зерен флогопита из кимберлитовой трубки Удачная (рис. 69) позволило, с одной стороны, зафиксировать возраст внедрения трубки (371 ± 6 ; 360 ± 13 млн лет), с другой - выявить наличие в образце генерации флогопита, характеризующейся значительно более древним возрастом – 540 ± 6 млн лет. По серициту месторождения Гиа Кхау (Вьетнам) удалось определить возраст этапа рудообразования – 199.2 ± 1.9 млн лет (к.г.-м.н. А.В. Травин, к.г.-м.н. Д.С. Юдин).

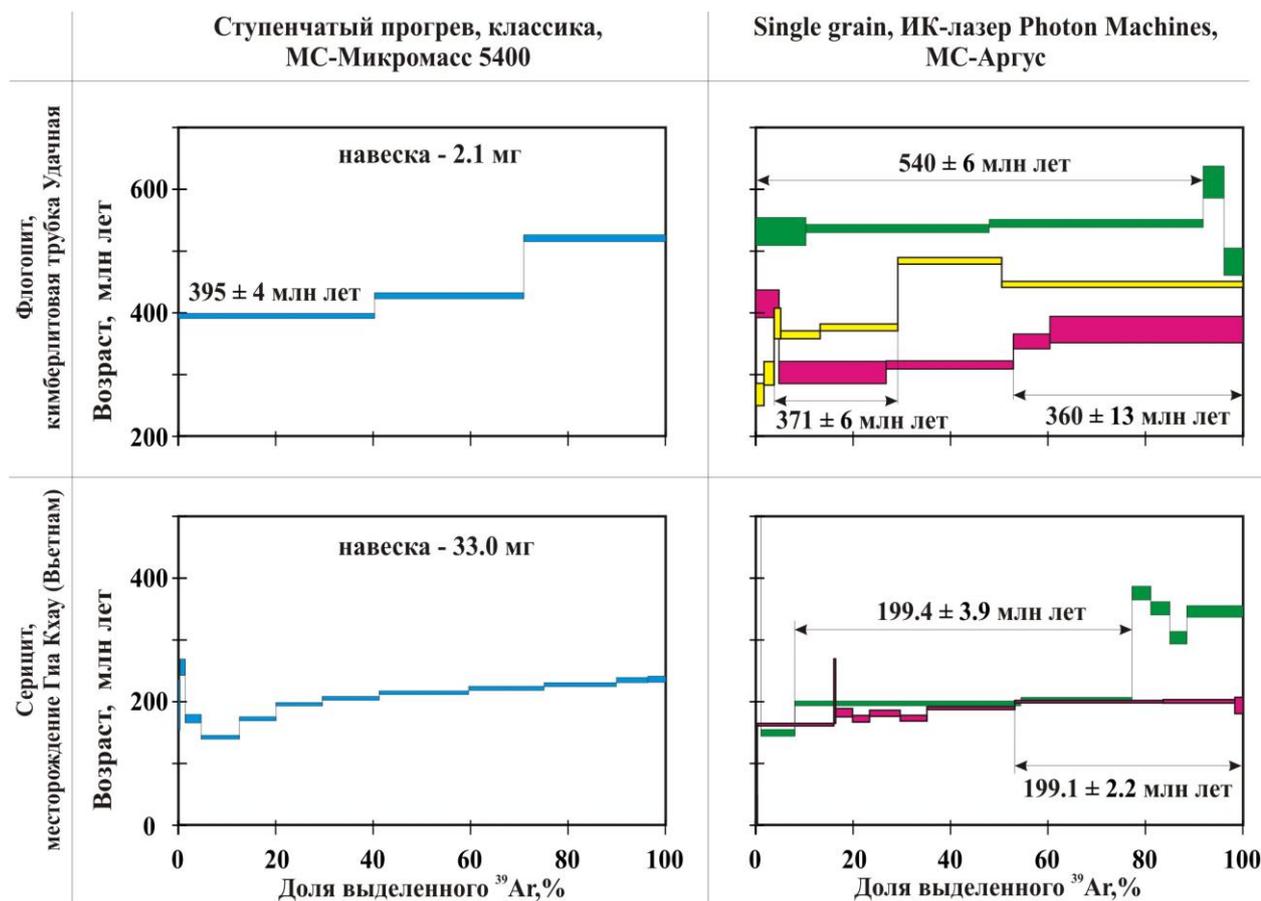


Рис. 69. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования методом ступенчатого прогрева классическим методом (масс-спектрометр Микромасс 5400) и по отдельным зернам с использованием многоколлекторного масс-спектрометра Аргус и ИК-лазера Photon Machines по флогопиту кимберлитовой трубки Удачная, по серциту месторождения Гиа-Кхау (Вьетнам).

60. На основе комплекса изотопных методов датирования ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb) проведена реконструкция термической истории трех главных литопластин (Чернорудской, Анга-Сахюрты, Ангинской) и разделяющих их разломных зон Ольхонского региона, Западное Прибайкалье. Для разломных зон (Приморский разлом, коллизионный шов, комплекс Орсо) выявлена идентичная термическая история (рис. 70), характеризующаяся, как минимум, двумя дискретными импульсами тектонической активности (450—445, 415—400 млн лет). Эти зоны взаимодействовали между собой, начиная с 450 млн лет, определяя структурно-кинематический стиль деформаций для региона в целом. Термическая история главных литопластин складывается из последовательности эпизодов прогрева различной интенсивности, сопровождавшихся внедрением высокотемпературных базитовых (Чернорудская – 500—490 млн лет; Ангинская – 500, 470 млн лет) и гранитных (для всех пластин – 470—460 млн лет) расплавов и, начиная с рубежа 450 млн лет, эпизодов флюидно-термального прогрева толщ в ходе вязко- и хрупкопластических сдвиговых деформаций, когда магматизм отсутствовал. Экспонирование Чернорудской литопластины, характеризующейся гранулитовым уровнем метаморфизма, с глубины 27 км до 10 км происходило примерно в течение 100 млн лет, по всей видимости, в результате нескольких дискретных тектонических событий. Полученные данные согласуются с геодинамической моделью геодинамической эволюции Ольхонского террейна как раннекаледонской системы, возникшей на месте неопротерозойского задугового бассейна (Владимиров и др., 2010) (к.г.-м.н. А.В. Травин, к.г.-м.н. Д.С. Юдин, д.г.-м.н. А.Г. Владимиров, к.г.-м.н. В.Г. Владимиров, к.г.-м.н. Н.И. Волкова; д.г.-м.н. А.С. Мехоношин, ИГХ СО РАН).

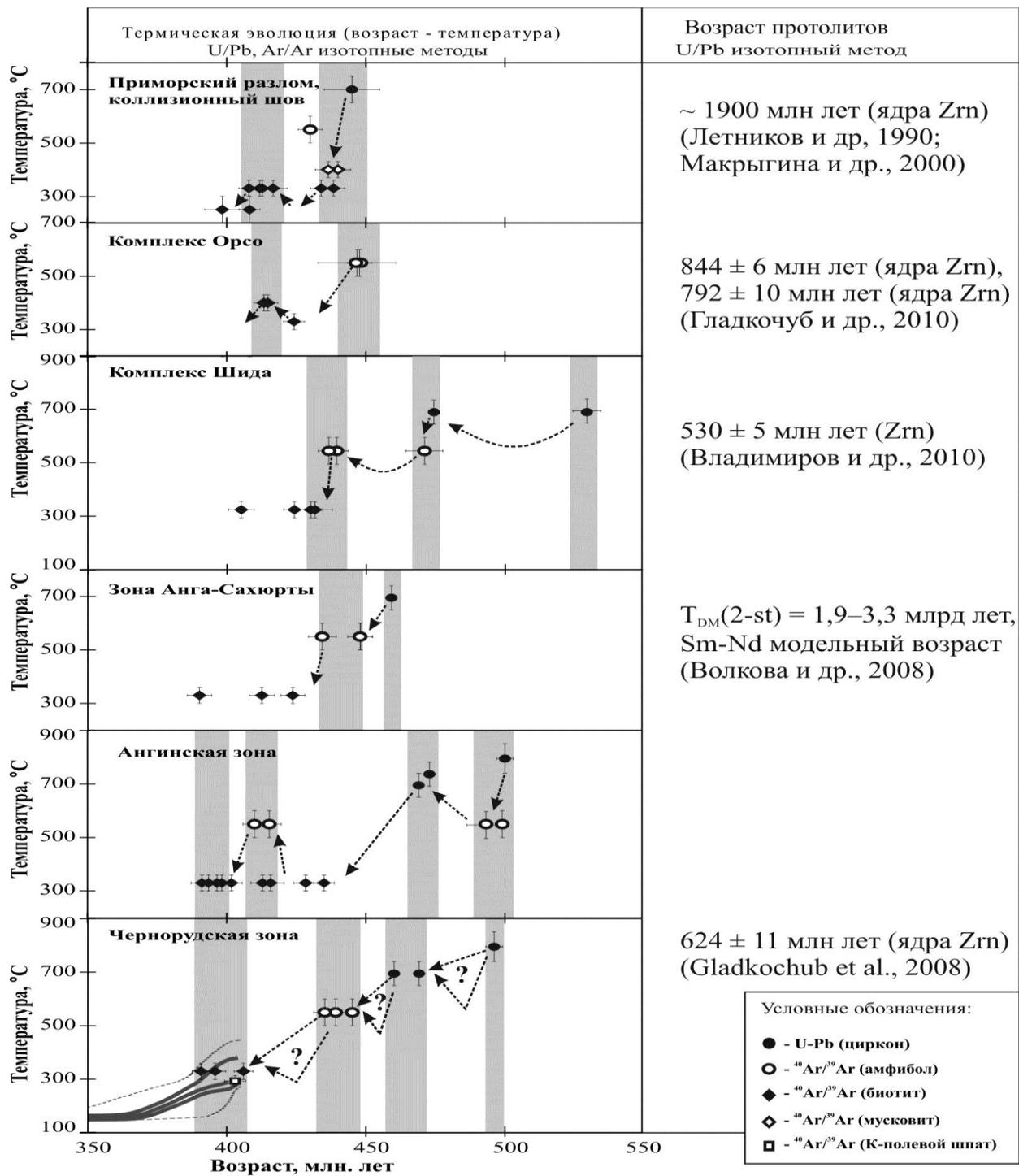


Рис. 70. Приморский разлом, коллизионный шов, комплекс Орсо

Программа VII.65.1. Основные закономерности развития природной среды и климата Сибири в кайнозое и прогноз их влияния на стабильность эко- и геосистем

Проект VII.65.1.3. Комплексные инструментальные исследования направленности и периодичности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в геологической истории позднего кайнозоя Южной Сибири для прогноза их изменений в ближайшем будущем

61. Выявлены основные биотические, геологические и климатические события на границе эоцена и олигоцена в Северной Азии (рис. 71), являющейся крупнейшим рубежом перестройки структуры земной поверхности, климата и биоты в кайнозое. Она отмечается появлением склоновых отложений во Внутренней Азии, свидетельствующем о начале кайнозойского горообразования, началом красноцветного субаэрального осадконакопления, отражающим аридизацию климата, и вымиранием многих теплолюбивых таксонов среди пресноводной и наземной фауны, связанным с похолоданием климата, а также регрессией западносибирского эпиконтинентального морского бассейна (д.г.-м.н. В.С. Зыкин).

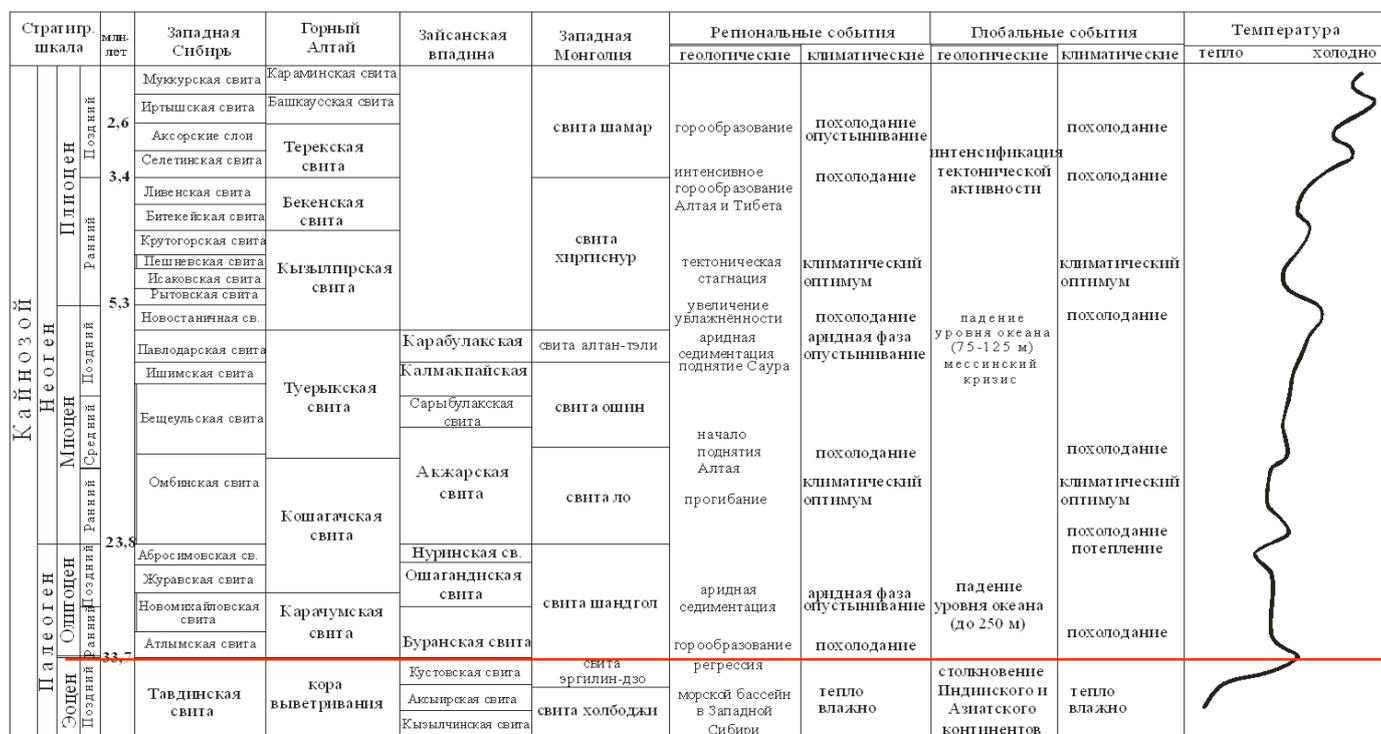


Рис. 71. Корреляция кайнозойских отложений Внутренней Азии и главные геологические и климатические события.

62. Выполнены исследования донных осадков малого соленого озера В.Белое с карбонатным типом седиментации с целью проведения реконструкции климата голоцена в Забайкалье. Методом моделирования сложных XRD спектров идентифицированы все присутствующие в разрезе карбонатные фазы, получена карбонатная запись высокого разрешения (рис. 72). Аридизация климата, сопровождающаяся падением уровня вод, увеличением в них Mg/Ca отношения и солености, приводит к осаждению серии высоко-Mg кальцитов вплоть до Са-доломитов и наоборот – теплый и влажный климат способствует формированию низкомагнезиальных и промежуточных разностей Mg-кальцитов. На основе

карбонатной записи выделено 4 стадии в развитии озера (рис. 73). Теплым гумидным климатом характеризуется стадия I, аридные условия сложились в стадию II. В стадиях III и IV наблюдается смягчение аридности климата. Выводы подтверждаются данными анализа ^{18}O , ^{13}C и Sr/Ca (рис. 74) (д.г.-м.н. Э.П. Солотчина, к.г.-м.н. П.А. Солотчин., В.Н. Столповская, А.Н. Жданова).

Рис. 72. ИК-спектры осадков оз. В. Белое

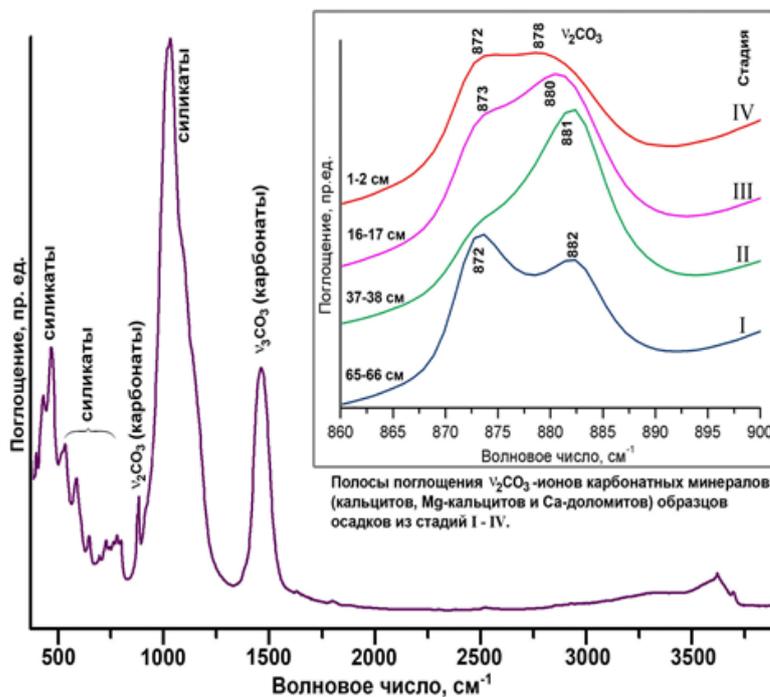
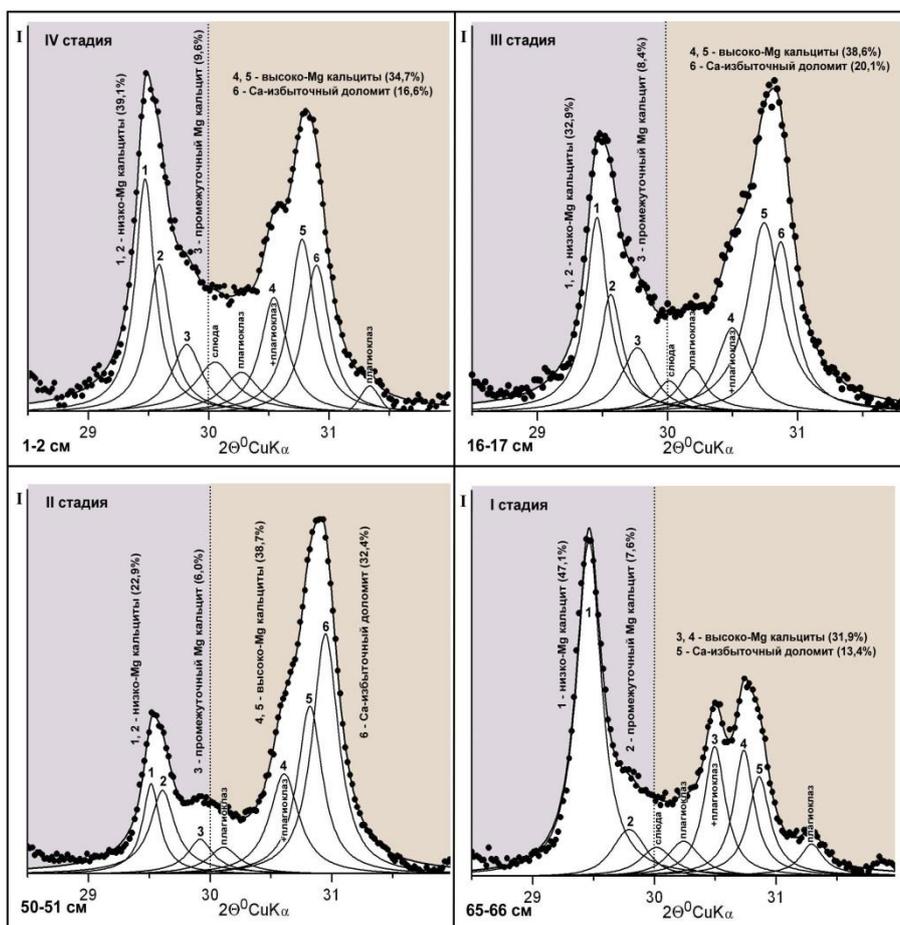
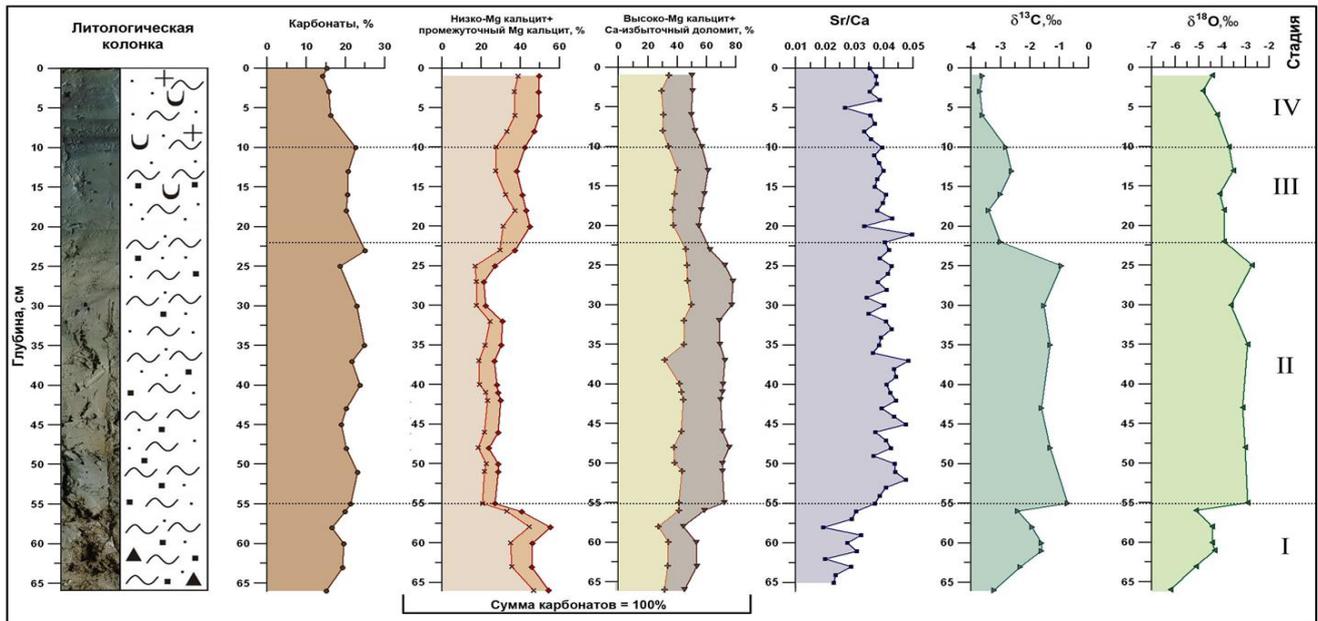


Рис. 73. Результаты моделирования XRD профилей карбонатных минералов осадков озера В.Белое функцией Пирсона VII. Карбонаты представлены Mg-кальцитами различной степени магниальности и Са-доломитом. Определены количественные соотношения карбонатных фаз.





Условные обозначения:

1 - пелит, 2 - алеврит, 3 - песок, 4 - гравий, 5 - диатомеи, 6 - раковины моллюсков

Рис. 74. Распределение карбонатных минералов, Sr/Ca отношения и тяжелых изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в осадочном разрезе оз. Верхнее Белое (Забайкалье)

63. Выполнены детальные минералогические исследования донных осадков стадии MIS 11 (429-396 тыс. л.н.), в скв. BDP-96-2 на Академическом хребте оз. Байкал, считающейся климатическим аналогом текущего межледниковья (MIS 1). Установлено, что индикаторы изменения климата, обусловленные интенсивностью процессов выветривания, – содержание иллита и смектитовых слоев в иллит-смектите (индекс смектитовых слоев), показывают ясный рост от минимальных значений в начале MIS 11 к максимальным в конце стадии (значительное потепление климата). Первая половина MIS 11 характеризовалась более влажным климатом с подавленной сезонностью по сравнению с климатом позднего голоцена (рис. 75). Полученные по минералогии донных осадков сведения подтверждают результаты палинологических исследований и находятся в полном соответствии с записью $\text{SiO}_2(\text{биог.})$ и данными изотопного анализа $\delta^{18}\text{O}$ (д.г.-м.н. Э.П. Солотчина, к.г.-м.н. П.А. Солотчин., В.Н. Столповская, А.Н. Жданова).

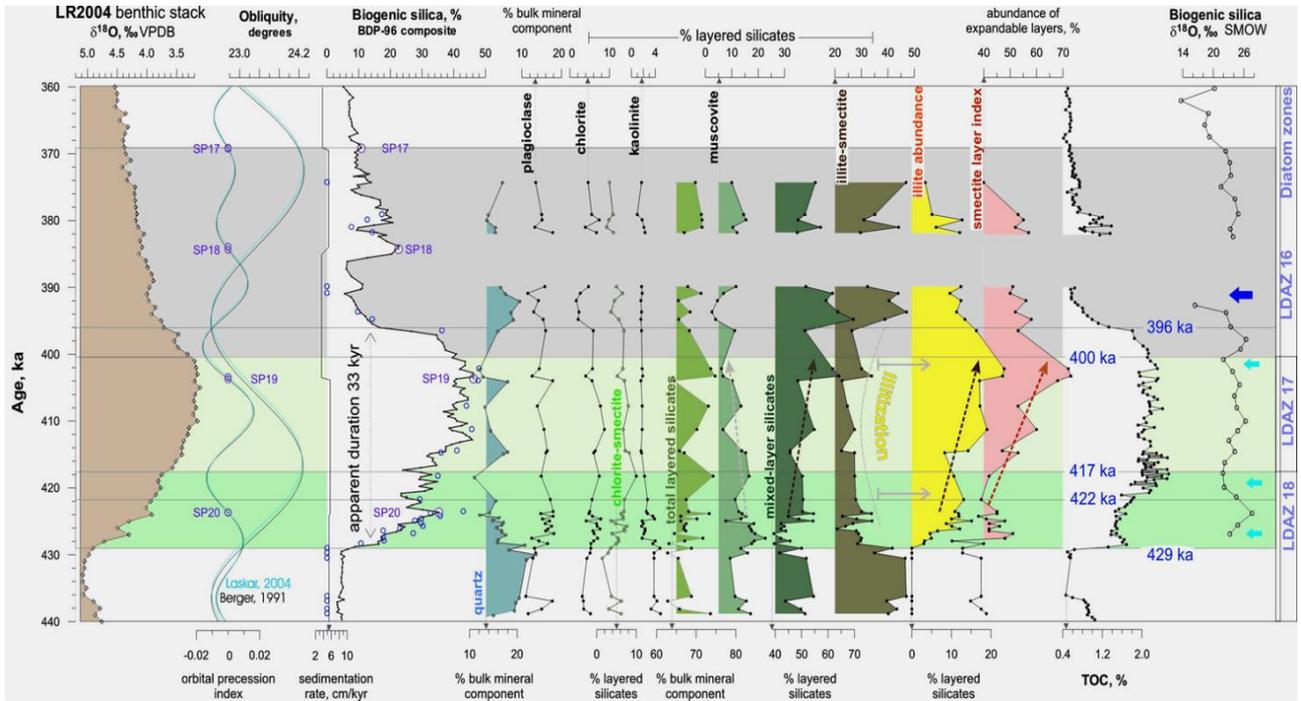


Рис. 75. Запись минерального состава осадков MIS 11 (429-396 тыс. л.н.) оз. Байкал, вскрытых скв. BDP-96-2 (Академический хребт). Наблюдается четкая корреляция индикаторов изменения климата – содержания иллита и индекса смектитовых слоев, с распределением $\text{SiO}_2(\text{биог.})$ и изотопными записями $\delta^{18}\text{O}$

Программа VII.65.1. Основные закономерности развития природной среды и климата Сибири в кайнозое и прогноз их влияния на стабильность эко- и геосистем

Проект VII.65.1.4. Экзогенные циклы редких элементов и радионуклидов в голоцене (изменение геохимического фона поверхностных систем)

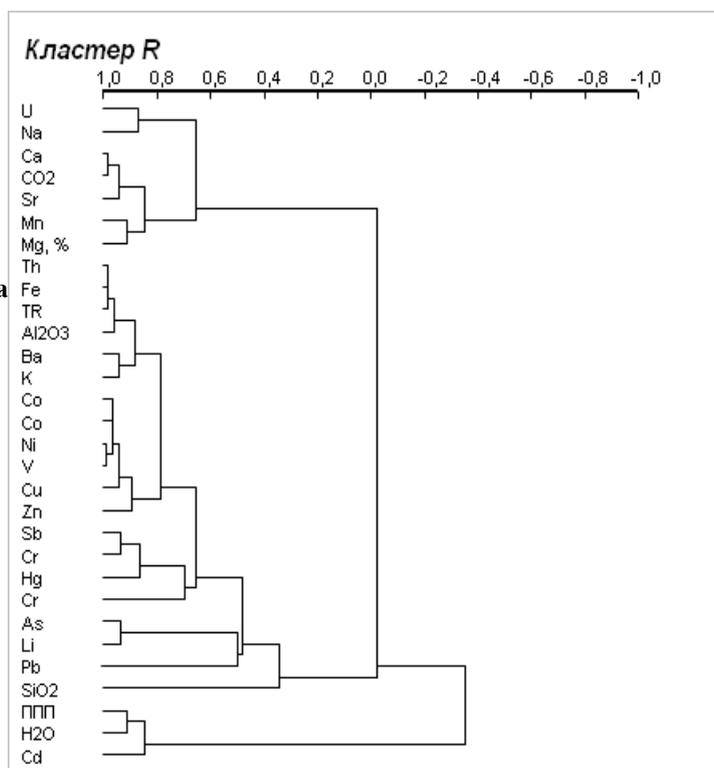
64. В различных ландшафтных зонах Сибири изучены экосистемы 117 малых континентальных озер. В водах озер преобладают два аниона (гидрокарбонат HCO_3^- , сульфат SO_4^{2-}) и три катиона (кальций Ca^{2+} , магний Mg^{2+} , натрий Na^+), в подчиненном количестве присутствуют (хлор Cl^- и калий K^+).

Выявлены три основные группы осадков: терригенные, карбонатные и органогенные. Основными минералами терригенных осадков являются кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклазы. В карбонатных осадках преобладают низко- и высоко-Mg кальцит, кальцит, доломит. Органогенные осадки представлены рентгеноаморфным веществом с различным элементным составом.

Применение кластерного метода R-типа ко всей выборке позволило разделить макро- и микроэлементы на три группы с отрицательными коэффициентами корреляции между ними. Из макрокомпонентов к первой группе относятся K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 и FeO , определяющие терригенную часть отложений. Ко второй - MgO , CaO , CO_2 и Na_2O , представляющие их карбонатную часть, к третьей - H_2O и ППП, характеризующие органогенную составляющую осадка (рис. 76).

Из микроэлементов U, Sr и Mn обнаруживают связь с карбонатной составляющей, Cd - с органогенными осадками, все остальные, в том числе и РЗЭ, входят в терригенную часть донных отложений. Корреляция большей части микроэлементов с терригенными макрокомпонентами указывает на их общий источник - взвешенные частицы почв водораздельных площадей. Это подтверждается геохимическими данными, показывающими унаследованный характер содержаний и соотношений практически всех изучаемых микроэлементов и радионуклидов в донных отложениях озер от почв водосборных площадей (линейная зависимость), за исключением, в отдельных случаях, урана и кадмия (*к.г.-м.н. В.Д. Страховенко, к.г.-м.н. И.Н. Маликова, асп. Ю.С. Восель*).

Рис. 76. Дендрограмма кластер-анализа R-типа макро- и микроэлементов



65. Установлены главные факторы, определяющие характер поведения химических элементов при различных типах лесных пожаров.

Фактор 1 – тип пожара. Чем интенсивнее пожар, тем масштабнее вынос из площади пожара Hg, Cd, Pb, As, Sb, Mn, Zn, Cs-137, Sr-90 и Pu и накопление рудных элементов – Cu, Mg, Cr, Ni, Co.

Фактор 2 – состояние лесных горючих материалов (ЛГМ). Различная влажность мхов, лишайников, лесных подстилок и т.д. влияет на степень их выгорания и, соответственно, на количество мигрировавшего элемента.

Фактор 3 – характера распределения элементов в вертикальном разрезе ЛГМ. Большинство тяжелых металлов и техногенных радионуклидов сосредоточено в нижних интервалах ЛГМ. Выгорание только верхних слоев последних приводит к миграции лишь незначительной части этих элементов.

Фактор 4 – погодные условия. При тихой погоде и незначительных площадях пожара воздушная миграция отмеченной группы элементов может ограничиваться лишь перераспределением их в площади гари или иметь незначительные масштабы выноса за ее пределы. При сильном ветре и значительной интенсивности огня отдельные элементы могут переноситься на огромные расстояния (несколько тысяч км), загрязняя новые территории.

Фактор 5 – геохимические свойства элементов. Миграция элементов во многом зависит от температуры их кипения (рис. 77). В миграцию труднее вовлекаются элементы, имеющие высокую температуру кипения. Важную роль играет также биофильность элементов: биофилы цинк и марганец, имеющие достаточно высокую температуру кипения, легче вовлекаются в эмиссию, чем хром или кобальт, не входящие в число жизненно важных для растений.

В зависимости от различного сочетания этих факторов атмосферная эмиссия ртути, кадмия, мышьяка, сурьмы, Cs-137 и Sr-90 может достигать 50% и более от исходного их содержания в компонентах биогеоценоза, подвергшихся горению (к.г.-м.н. Б.Л. Щербов).

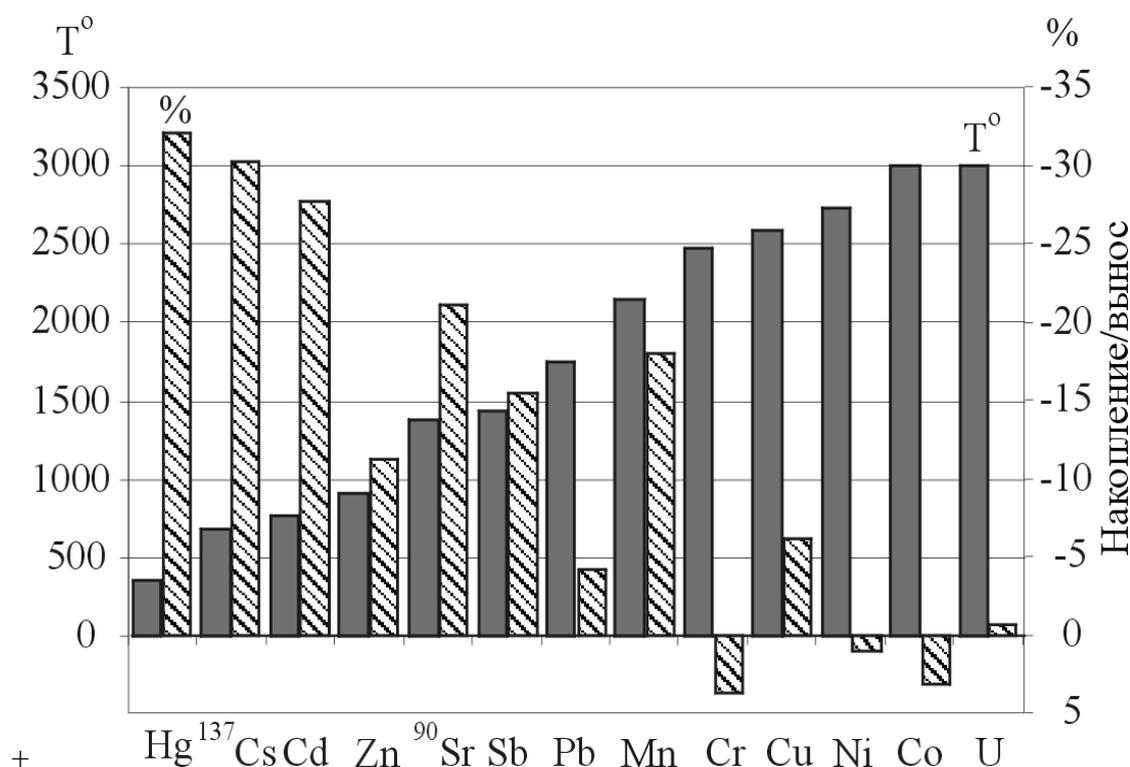


Рис. 77. Зависимость выноса-накопления элементов от температуры кипения

66. Изучен микроэлементный состав 6,2-метрового керна сапропеля (центральная часть оз. Кирек, юг Томской области). Методом РФА-сканирования (станции элементного анализа ВЭПП-3, ИЯФ СО РАН) проведено предварительное сплошное опробование разреза сапропеля с временным шагом 1-3 года и определены концентрации 8-ми химических элементов (Ca, Sr, Fe, Cu, Zn, As, Br, Zr) в каждом из 9300 микрогоризонтов керна (рис. 78). Использование методов РФА-СИ, ААС и ИНАА позволило определить геохимическую специфику сапропеля по средним содержаниям 30-ти элементов. Высокие значения величин отношения Ca/Fe (более 100 отн. ед.) и повышенные содержания Ca (Sr) в микрогоризонтах указывают на широкую распространенность известкового сапропеля (до 90%) в изученном разрезе. Концентрации литогенных элементов (Ti, Rb, Zr, Ga) в слоях невелики, что указывает на незначительный привнос Ca с терригенным материалом, а низкие концентрации Fe исключают хемогенный вариант обогащения кальцием. Таким образом, подтверждается биогенная природа карбоната кальция в сапропеле. Определены средние скорости накопления осадка в основные климатические периоды голоцена, которые менялись от 0.108 см/год в пребореальный период до 0.23 см/год в атлантический период, оставались довольно высокими в суббореальный период – 0.090 см/год и снижалась в субатлантический до 0.038 см/год (к.г.-м.н. В.А. Бобров, д.г.-м.н. Г.А. Леонова, к.г.-м.н. С.К. Кривоногов, к.г.-м.н. А.А. Бозуш; к.ф.-м.н. М.А. Федорин, ИНГГ СО РАН).

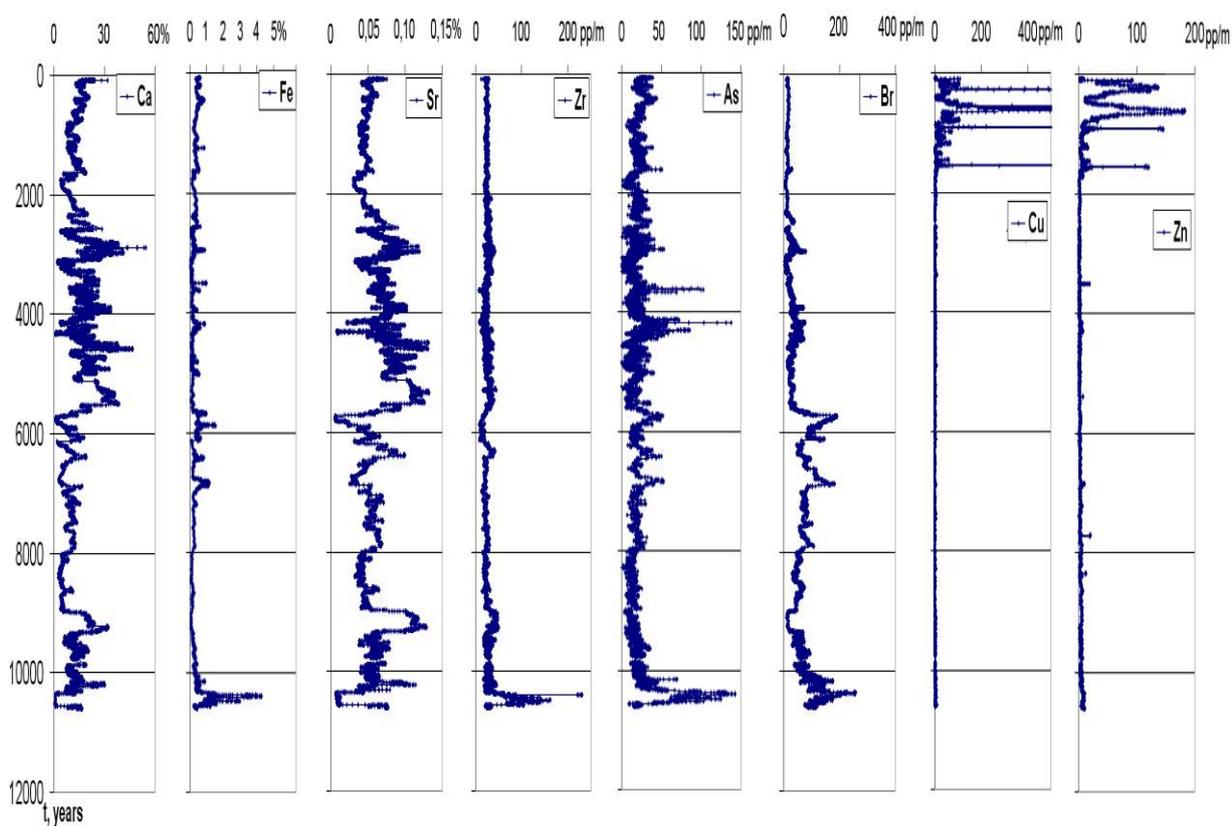


Рис. 78. Распределение химических элементов по микрогоризонтам 6.2-метрового керна сапропеля оз. Кирек во временной шкале голоцена.

67. Анализ и систематизация данных по изотопному и вещественному составу «горячих» частиц (рис. 79 а, б), обладающих аномально высокими активностями ($> 10^4$ Бк/част.) γ -излучающих радионуклидов, и их распространенности в аллювиальных

отложениях реки Енисей в ближней (первые 18 км) зоне влияния Красноярского горно-химического комбината (КГХК) показали, что по самым максимальным оценкам их вклад в общее загрязнение почв и донных осадков техногенными радионуклидами не превышает 10% для ^{137}Cs , 1-2% для ^{154}Eu , $^{239,240}\text{Pu}$, ^{238}Pu , 0,1% для ^{155}Eu и ^{60}Co , ^{152}Eu в таких частицах отсутствует. Активные частиц (рис. 79 в, г), представляющие собой, как мелкодисперсные фрагменты «горячих» частиц, так и имеющих несколько иную природу, обладают существенно меньшей активностью ($< 10^2$ Бк/част.) и гораздо более значительной распространенностью (до 10^6 - 10^7 част/м³). Их доля в общую загрязненность почв и донных осадков ближней зоны влияния КГХК составляет: для ^{137}Cs – 20-45%, ^{152}Eu и ^{154}Eu – 40-70%, ^{155}Eu и ^{60}Co – более 70% (рис. 80), ^{241}Am – близко к 100%.

Лабораторные эксперименты по химическому фракционированию и выщелачиванию «горячих» частиц показали, что значительная часть радионуклидов, входящих в их состав, находится в подвижных формах и, соответственно, могут вовлекаться в повторную миграцию. Так, подвижными являются от 10 до 20 % ^{137}Cs и изотопов европия, до 30% $^{239,240}\text{Pu}$ и 45% ^{238}Pu . Кроме того, при взаимодействии с водным раствором в условиях залегания в типичных почвах наблюдается единовременный переход до 1% ^{137}Cs , накопленного в частицах, в раствор с последующей его сорбцией на частицах почвы. Это явно указывает на процессы постепенного растворения «горячих» частиц в естественных условиях залегания (к.г.-м.н. Ф.В. Сухоруков, к.г.-м.н. М.С. Мельгунов, мнс А.В. Чугуевский).

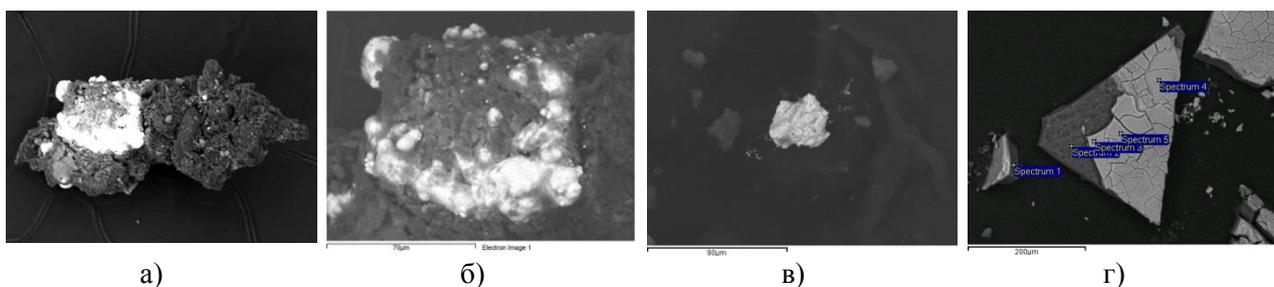


Рис. 79. Типичная «горячая» частица реки Енисей: а) общий вид, б) фрагмент этой же частицы – яркие области представляют собой зерна UO_2 ; Активные частицы: в) мелкодисперсное зерно UO_2 , г) фрагменты европиевой (^{152}Eu) частицы

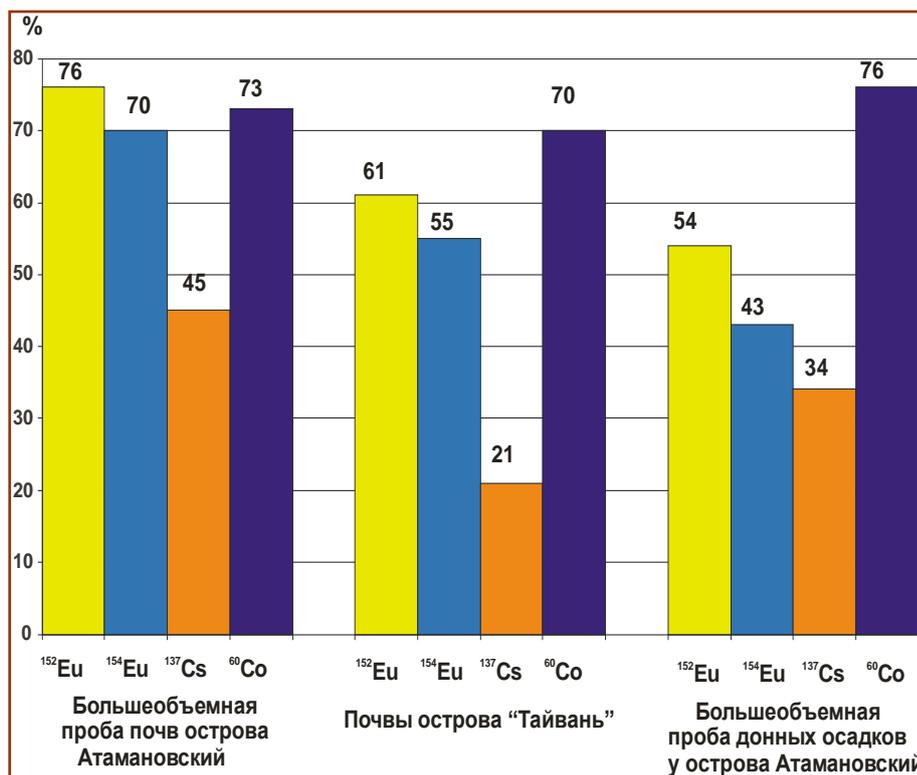


Рис. 80. Вклад активных частиц в общее загрязнение почв и донных осадков ближней зоны влияния Красноярского ГХК

68. В 17-ти разрезах высокоокисленных приповерхностных бурых углей 3-х месторождений (карьеры Березовский, Новоалтатский и Иткатский) и 2-х естественных выходов (д. Новоалтатка и д. Глинка) юго-западной части Канско-Ачинского угольного бассейна методом полупроводниковой гамма-спектрометрии изучено вертикальное распределение естественных радиоактивных элементов уранового ряда (^{238}U , ^{226}Ra и ^{210}Pb). Показано, что для всех разрезов, включая и те, где не наблюдается повышенный уровень радиоактивности, характерно концентрирование радиоактивных элементов в приконтактных с перекрывающими породами слоях угля. По соотношению ^{238}U и ^{226}Ra можно выделить три типа аномалий: «урановую» (рис. 81а), характеризующую нарушением радиоактивного равновесия в пользу урана, «радиевую» - с избытком ^{226}Ra (рис. 81б) и «равновесную» (рис. 81в) (к.г.м.н. М.С. Мельгунов).

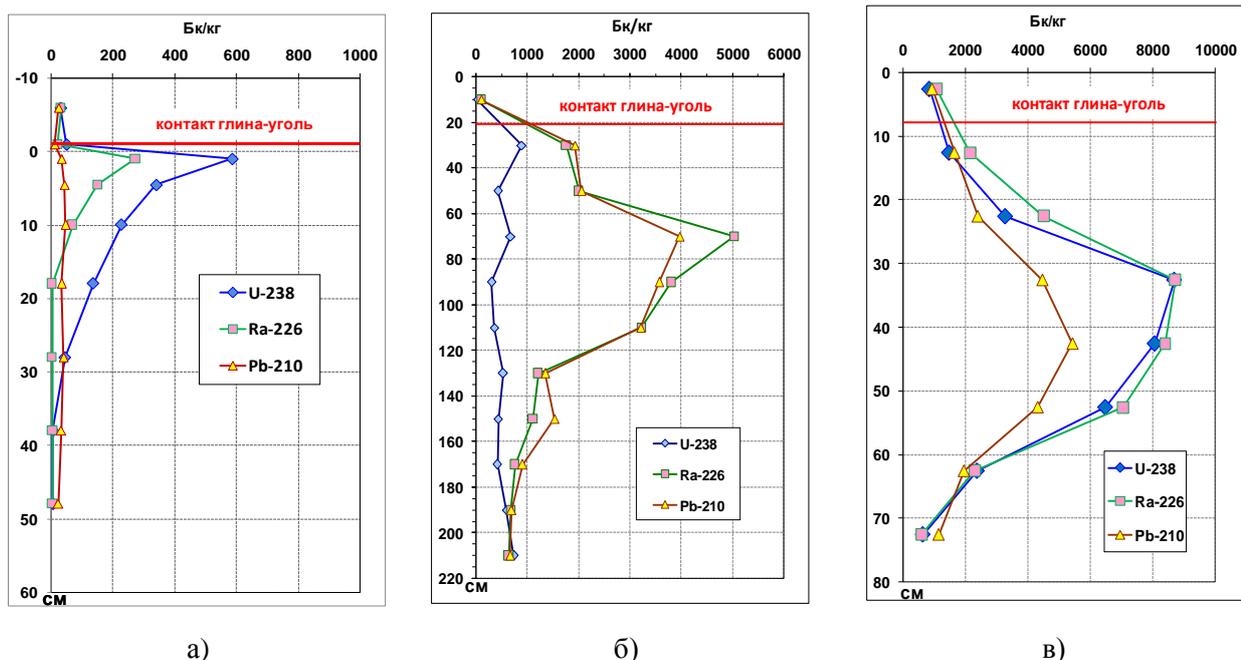
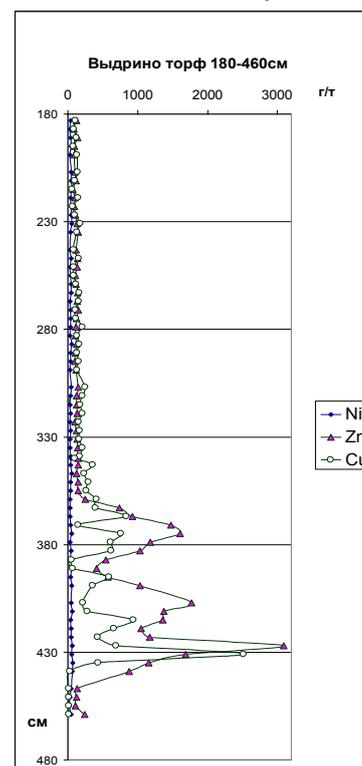


Рис. 81. Типы радиоактивных аномалий в приповерхностных слоях высокоокисленных бурых углей: а) «урановая» (Новоалтатский карьер), б) радиевая» (Березовский карьер), в) «равновесная» (естественный выход у д. Глинка).

69. На основе полученных данных по микроэлементному составу (55 элементов) стратифицированных горизонтов торфяника верхового болота Выдринское (Восточная Сибирь, Байкальский биосферный заповедник) выполнен подсчет потоков суммарного минерального вещества из атмосферы. Датирование возрастов верхних слоев торфяного разреза, сформировавшихся за последние 100 лет, по ^{137}Cs и ^{210}Pb и всего разреза по ^{14}C позволило оценить потоки минерального вещества из атмосферы на поверхность Выдринского болота: в XX-м веке они составляли в среднем $0.74 \text{ мг/см}^2/\text{год}$, в предшествующие 9 веков - $0.13 \text{ мг/см}^2/\text{год}$. Таким образом, потоки минерального вещества в XX-м веке в 5 раз превышают таковые в предшествующие столетия и свидетельствуют о повысившейся запыленности атмосферы. Верхние горизонты торфяника и сапропеля сопряженного с болотом термокарстового оз. Очки обогащены относительно кларков глинистых сланцев группой халькофильных «летучих» элементов – Cd, Pb, As, Sb, Zn, Cu, характерных для современной загрязненной атмосферы в байкальском регионе. Если источником загрязнения верхних слоев озерного сапропеля и торфяной залежи в XX-м веке можно считать антропогенный фактор, то аномально высокие концентрации Cu и Zn в нижних слоях Выдринского торфяника, достигающие соответственно 3000 и 2000 г/т сухой массы (рис. 82) связаны с другим источником - подпиткой озерно-болотной системы глубинными термальными водами. По данным сканирующей электронной микроскопии Cu и Zn присутствуют внутри растительных клеток сфагнума в виде аутигенных минералов сульфидов меди и цинка микронной размерности (к.г.-м.н. В.А. Бобров, д.г.-м.н. Г.А. Леонова, к.г.-м.н. А.А. Богуш, асп. И.С. Кириченко).

Рис. 82. Распределение Zn, Cu, Ni в горизонте (180-460 см) торфяника Выдринского болота (юго-восточное побережье Байкала)



Программа II.7.5. Функциональные материалы и структуры для приборов твердотельной техники. Электроника, оптика, системы памяти, сенсоры

Проект II.7.5.7. Перспективные монокристаллы для фотоники и детектирования ионизирующего излучения

70. Выполнено построение фазовой диаграммы разреза $\text{BaB}_2\text{O}_4\text{-BaF}_2$, а также разрезов с участием нового соединения, открытого в данной системе: $\text{Ba}_2\text{Na}_3[\text{B}_3\text{O}_6]_2\text{F}$ - BaF_2 , $(\text{NaF})_2$, BaB_2O_4 . Основные растворители, используемые для роста кристаллов низкотемпературной модификации бората бария (ВВО) - составы в тройной оксидной системе $\text{BaO-B}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}$, NaF , BaF_2 , смешанные оксидно-фторидные растворители - могут быть объединены в единую четверную взаимную систему Ba, B, Na // O, F , представляющую собой призму с соответствующими оксидными и фторидными треугольниками в основаниях (рис. 83).

На разрезе $\text{BaB}_2\text{O}_4\text{-NaF}$ обнаружена область первичной кристаллизации нового соединения $\text{Ba}_2\text{Na}_3[\text{B}_3\text{O}_6]_2\text{F}$ ($P6_3/m$, $a = 7.346(1)$, $c = 12.636(2)$ Å), принадлежащего к тройной взаимной системе $\text{Na, Ba // BO}_2, \text{F}$ (BaB_2O_4 - $(\text{NaBO}_2)_2$ - $(\text{NaF})_2$ - BaF_2). Изучаемая тройная взаимная система представляет собой редкий случай, когда не образуется ни одного соединения в бинарных системах, но есть тройное соединение (число тройных соединений, как правило, меньше, чем двойных). Также отметим, что система не подпадает под существующую предложенную А.Г. Бергманом классификацию, так как в данной системе оба диагональных разреза являются метастабильными, и не имеет описанных в литературе аналогов. Проведено комплексное исследование трех триангулирующих разрезов $\text{Ba}_2\text{Na}_3[\text{B}_3\text{O}_6]_2\text{F}$ - BaF_2 , $\text{Ba}_2\text{Na}_3[\text{B}_3\text{O}_6]_2\text{F}$ - $(\text{NaF})_2$, $\text{Ba}_2\text{Na}_3[\text{B}_3\text{O}_6]_2\text{F}$ - BaB_2O_4 , построены фазовые диаграммы. Уточнена фазовая диаграмма ограниченного разреза BaB_2O_4 - BaF_2 , выявлены особенности кристаллизации объемных кристаллов ВВО в данной системе (к.г.-м.н. Т.Б. Беккер, к.ф.-м.н. В.П. Солнцев, м.н.с. А.В. Давыдов, С.Ю. Стонога).

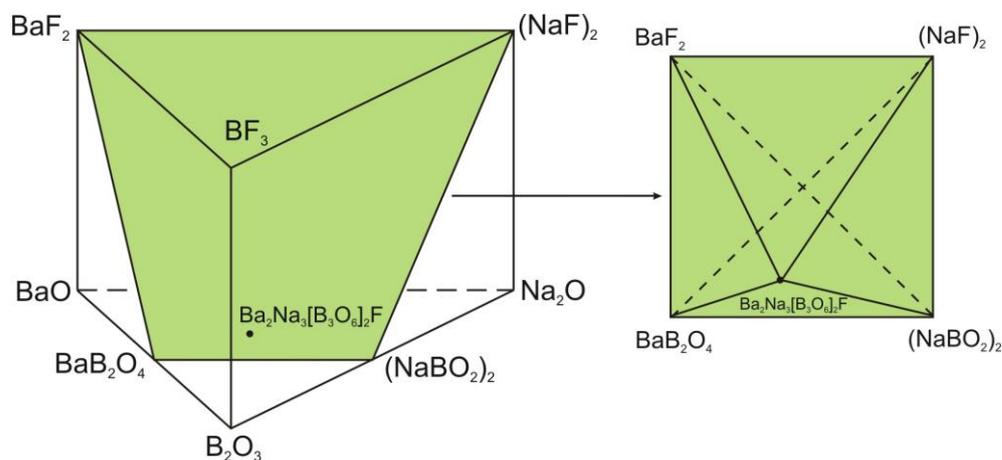


Рис. 83. Четверная Ba, B, Na // O, F и тройная $\text{Na, Ba // BO}_2, \text{F}$ взаимные системы.

71. Проведено идентификация новых соединений с общей формулой $\text{MeBaNa}(\text{BO}_3)_2$ и определение состава, структурных особенностей и термических свойств образцов механически активированных систем.

Открыты новые соединения тугоплавких сложных боратов $\text{ScBaNa}(\text{BO}_3)_2$ и $\text{YBaNa}(\text{BO}_3)_2$, расшифрована структура новых сложных ортоборатов. Проведено сравнительное исследование влияния «незагрязняющей» механической активации на синтез и свойства шихты для выращивания объемных кристаллов. Показано, что применение

73. Впервые получены нелинейные кристаллы четверного соединения $\text{LiIn}_{0.5}\text{Ga}_{0.5}\text{Se}_2$ для преобразования лазерного излучения в среднем ИК диапазоне. Основным преимуществом данного соединения по сравнению с его аналогами LiInSe_2 и LiGaSe_2 является более низкая температура плавления, в результате чего менее остро в процессе роста проявляются проблемы, связанные с инконгруэнтной сублимацией. Выращивание монокристаллов $\text{LiIn}_{0.5}\text{Ga}_{0.5}\text{Se}_2$ осуществляли методом Бриджмена-Таммана в вертикальном варианте. Полученные монокристаллы прозрачны в области от 0,45 до 12,7 мкм и имели диаметр 20 мм, длину до 50 мм. В структуре данного нового соединения с пространственной группой $\text{Pna}21$ нами обнаружены две кристаллографически неэквивалентные позиции лития, чего не наблюдается в LiGaS_2 и LiGaSe_2 .

Из полученного кристалла $\text{LiIn}_{0.5}\text{Ga}_{0.5}\text{Se}_2$ были изготовлены две призмы с образующими вдоль различных кристаллографических направлений для измерения дисперсионных характеристик, а также две пластинки для измерения нелинейных коэффициентов в процессе генерации второй гармоники (ГВГ) на $\lambda=4,6\text{мкм}$.

Методом призмы были измерены дисперсионные характеристики, сделана аппроксимация к уравнениям Селмейера (рис. 86) и рассчитаны условия фазового синхронизма. ГВГ реализуется в широком диапазоне от 1,75 до 11,8 мкм. Новый кристалл сохраняет нелинейные свойства базовых трехкомпонентных кристаллов и является перспективным в качестве нелинейного материала в среднем ИК диапазоне (с.н.с. С.И. Лобанов, н.с. П.Г. Кришнын, н.с. В.Н. Веденяпин).

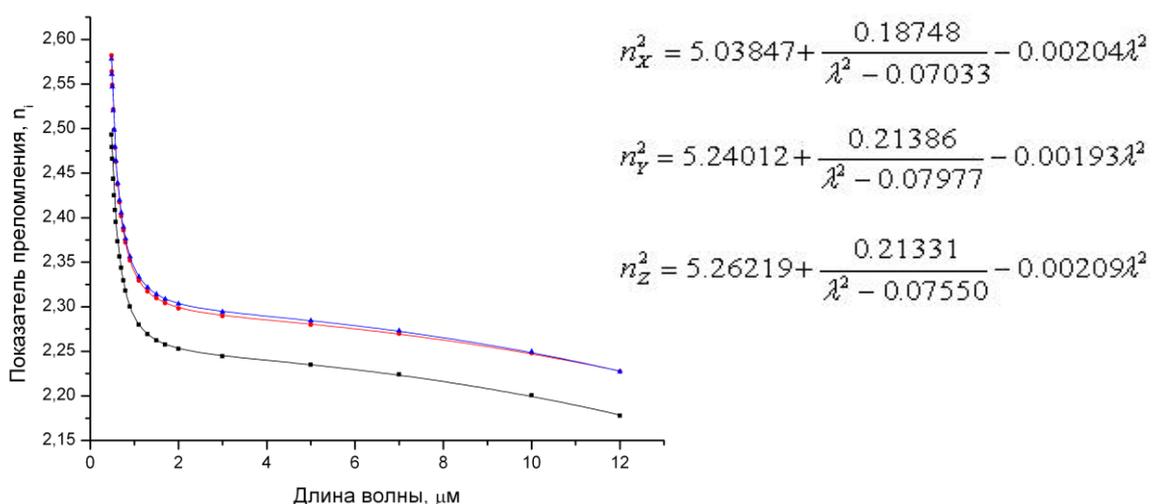


Рис. 86. Экспериментальные точки показателей преломления и аппроксимация к уравнениям Селмейера

74. Изучение влияния отжига в вакууме и в присутствии твердых Li_2S , Ga_2S_3 , S на пропускание кристаллов LiGaS_2 показало максимальное просветление после отжига в Li_2S и S (рис. 87). Дополнительные полосы поглощения около 2.5 и 8 мкм связаны с колебаниями с участием легких примесей (C-N и др.) и элементарной серы в серосодержащих включениях. Пониженная прозрачность в коротковолновой области спектра ($\lambda < 4\text{мкм}$) обусловлена суммарным эффектом рассеяния света на включениях и поглощением точечных дефектов. В частности, отжиг в вакууме приводит к появлению полосы поглощения 370 нм, связанной с F-центрами- вакансиями серы. Возбуждаемая при этом фотолюминесценция (ФЛ) в полосах 425 и 450 нм отнесена к вакансиям в кристаллографически различных позициях (S1 и S2). Широкая полоса ФЛ с максимумом около 600 нм возбуждается в полосе 330 нм около края фундаментального поглощения и наблюдается по всех образцах: это свечение связывается дефектом взаимозамещения катионов (Ga^{3+} в позицию Li^+) (рис. 88).

Впервые реализована параметрическая генерация света (ПГС) при накачке 820 нм, получена перестройка холостой волны в диапазоне 3.7-11 микрон при энергии в импульсе до 99 нДж на длине волны 11 мкм. Комбинация уникальных физических параметров делает кристаллы LiGaS_2 эффективным материалом для фемтосекундных параметрических генераторов света (д.ф.-м.н. А.П. Елисеев, с.н.с. С.И. Лобанов, н.с. В.Н. Веденяпин, асп. М.К. Старикова).

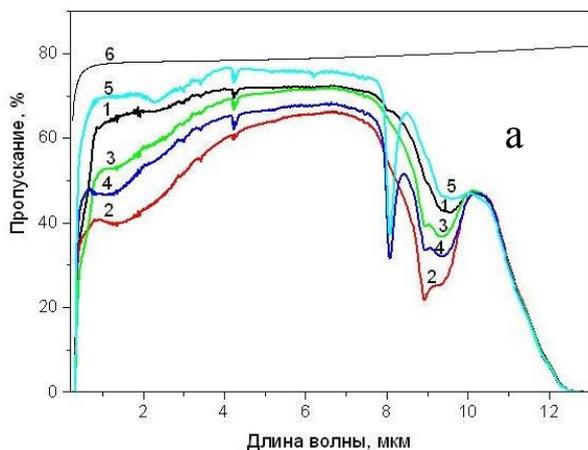


Рис. 87. Спектры пропускания LGS после роста (1) и после отжига в вакууме(2), в присутствии твердых Li_2S (3), Ga_2S_3 (4) и S(5). $T=300$ К. Расчетная кривая (6) показывает максимальное пропускание LGS при нулевом поглощении и с учетом многократного отражения.

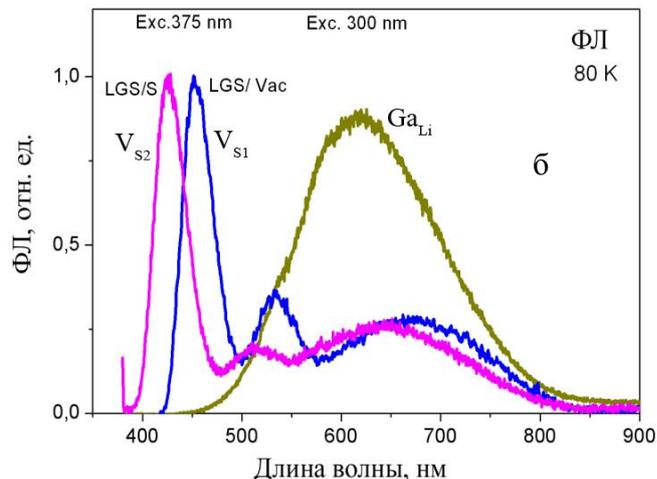


Рис. 88. Спектры ФЛ кристаллов LGS после отжига в вакууме при возбуждении 375 нм (1) и 300 нм (2). $T=80$ К.

75. Исследована новая активная среда $\text{K}_x\text{Rb}_{1-x}\text{Pb}_2\text{Br}_5: \text{Fe}^{2+}$ ($0 \leq x \leq 0,3$) для перестраиваемых твердотельных лазеров, генерирующих в диапазоне 3-5 мкм. Использование кристаллов легированных переходными металлами, открывает возможность прямой генерации когерентного излучения в области среднего ИК. Для Fe^{2+} в тетраэдрической координации характерен разрешенный переход ${}^5\text{T}_2 \rightarrow {}^5\text{E}$, с полосой излучения в диапазоне 3-5 мкм. Низкоэнергетический ($\hbar\omega < 140 \text{ см}^{-1}$) фононный спектр кристаллов $\text{K}_x\text{Rb}_{1-x}\text{Pb}_2\text{Br}_5$ допускает преимущественно излучательные переходы на Fe^{2+} при комнатной температуре, в отличие от InP и ZnSe , на которых получена генерация в данном диапазоне только при низких температурах (2 и 180 К соответственно).

Выращивание монокристаллов $\text{K}_x\text{Rb}_{1-x}\text{Pb}_2\text{Br}_5$ ($0 \leq x \leq 0,3$) осуществляли методом Бриджмена-Стокбаргера. Полученные монокристаллы имели диаметр до 20 мм и длину до 50 мм. Проведены эксперименты по легированию железом кристаллов $\text{K}_x\text{Rb}_{1-x}\text{Pb}_2\text{Br}_5$ ($0 \leq x \leq 0,3$) с тетрагональной структурой (рис. 89а), поскольку именно в такой решетке ион Fe^{2+} устойчив. В спектрах пропускания наблюдается широкая полоса в диапазоне 3-4 микрона, отнесенная к переходу в Fe^{2+} (Рис. 89б). Коэффициент распределения Fe оказался низким в чистом RbPb_2Br_5 ($\sim 0,01$), но увеличивается для $\text{K}_{0,2}\text{Rb}_{0,8}\text{Pb}_2\text{Br}_5$. Установлена зависимость коэффициентов распределения от способа введения легирующей примеси. Спектр пропускания демонстрирует вхождение ионов Fe^{2+} , что позволяет сделать вывод о возможности реализации стимулированного излучения в диапазоне 3-5 мкм (н.с. В.М. Пашков, н.с. В.А. Гец, м.н.с. А.Ю. Тарасова).

а



б

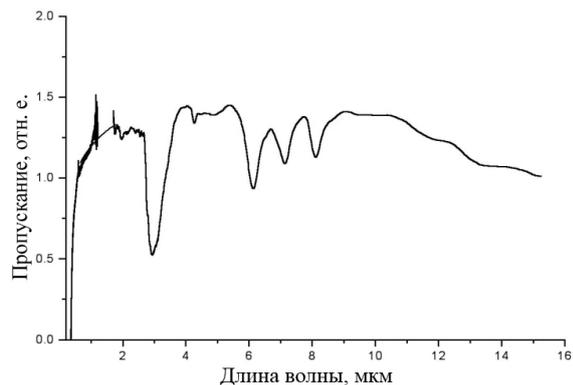


Рис. 89. а) Кристалл $K_{0.2}Rb_{0.8}Pb_2Br_5$ легированный Fe^{2+} ; б) спектр пропускания

76. Получен новый сцинтилляционный кристалл $Li_6Gd(BO_3)_3:Ce^{3+}$. Центросимметричные кристаллы $Li_6Gd(BO_3)_3:Ce$ с точечной группой $P2_1/c$ предназначены для использования в качестве детекторов нейтронного излучения. Для синтеза соединения использовали исходные реагенты - Li_2CO_3 , H_3BO_3 и Gd_2O_3 , в качестве легирующей примеси вводили карбонат церия. Все исходные реагенты соответствовали марке ОСЧ. Методом Чохральского нами выращены чистые и легированные кристаллы. Соединения плавятся конгруэнтно при температуре $848^\circ C$. Скорость вытягивания кристалла не превышала 5 мм/сут. , при росте использовался высокий радиальный градиент (до 20 град/см). Получены прозрачные ограненные кристаллы (рис. 90)

В процессе легирования церием было обнаружено, что Се слабо растворим в расплаве $Li_6Gd(BO_3)_3$. Для повышения концентрации Се смещали состав расплава в сторону избытка лития или бора, однако это не дало положительного результата. Концентрация Се в кристалле оставалась низкой (на уровне $0,1\%$ вес). Было установлено, что при контакте с атмосферой при температуре $400^\circ C$ имеет место окисление Ce^{3+} до Ce^{4+} , который в данной системе не растворяется. Повысить уровень легирования церием удалось, в условиях восстановительной среды, исключив контакт с атмосферой. Для дальнейших исследований были получены образцы с концентрацией несколько процентов церия. Полученный образец прозрачен в широком спектральном диапазоне от ВУФ ($E_g \sim 9\text{ эВ}$) до ближнего ИК (н.с. С.А. Журков, инж. А.А. Голошумова).

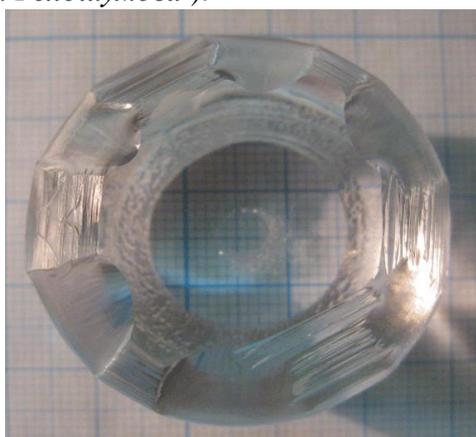


Рис. 90. Новый сцинтилляционный кристалл $Li_6Gd(BO_3)_3:Ce^{3+}$.

Проект II.7.5.8. Условия кристаллизации и реальная структура фаз высокого давления

77. Впервые в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы установлены включения мэйджоритовых гранатов. Мэйджоритовый гранат в алмазе НН-38 характеризуется высоким содержанием хрома и низким кальция и относится к гарцбургитовому парагенезису. В алмазе НН-11 in situ установлены два включения мэйджоритового граната эклогитового парагенезиса (рис. 91). Оба включения гранатов расположены в пределах одной слабо люминесцирующей ростовой зоне алмаза. Гранаты имеют одинаковое содержание мэйджоритового компонента (3,24 ф.е. Si). В то же время содержания гроссулярового компонента у них значительно отличается. Также наблюдаются вариации в содержании примеси натрия и титана.

Величина давления при котором образовался мэйджоритовый гранат из алмаза НН-38 должна составлять более 8 ГПа, в то время как для образования мэйджоритовых гранатов эклогитового парагенезисов из алмаза НН-11 требуется давление больше 12 ГПа (рис. 92). Изотопный состав исследованных алмазов содержащих мэйджоритовые гранаты предполагает мантийный источник углерода. В то же время особенности состава гранатов могут свидетельствовать о кристаллизации алмазов в субдуцированных породах земной коры (чл.-корр. РАН В.С. Шацкий, к.г.-м.н. Д.А. Зедгенизов, к.г.-м.н. А.Л. Рагозин).

Рис. 91. КЛ топограмма алмаза с включениями мэйджоритового граната эклогитового парагенезиса. На топограмме также показаны вариации изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$).

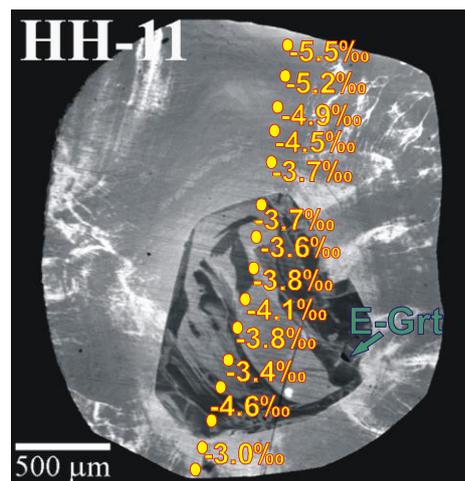
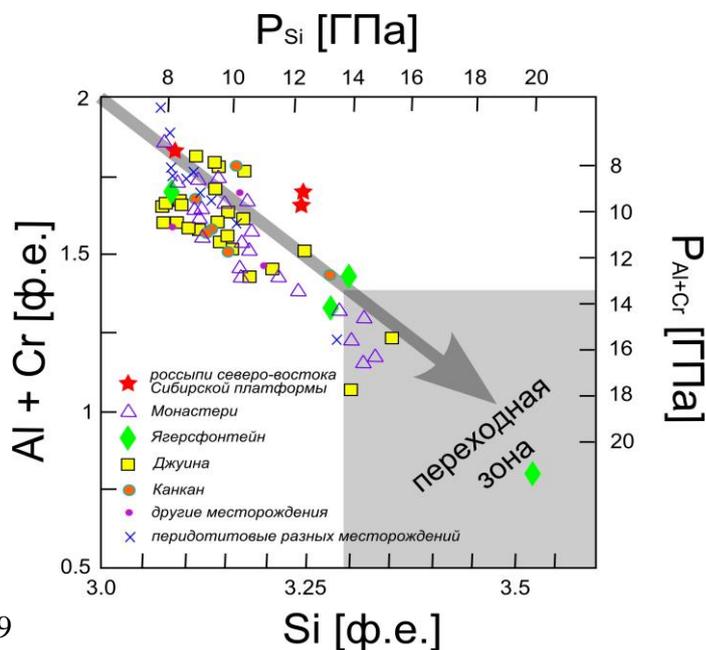


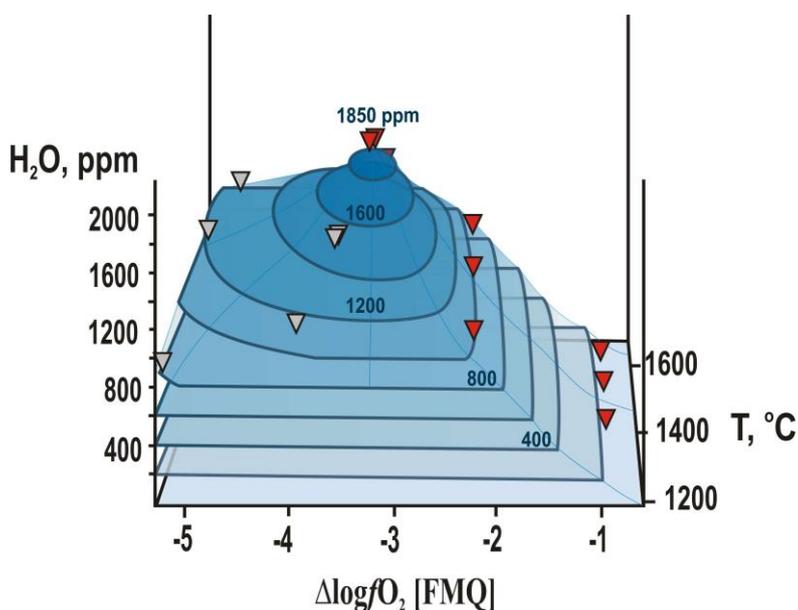
Рис. 92. Составы мэйджоритовых гранатов на диаграмме Al+Cr – Si (на 24 кислорода) (Stachel et al., 2005)



78. При $P=6,3$ ГПа и $T-fO_2$ параметрах субкратонной литосферной мантии впервые установлено закономерное изменение агрегатного состояния Mg_2SiO_4 -C-O-H системы, концентрации воды в форстерите и условий нуклеации алмаза от фугитивности кислорода (Sokol et al., 2010). При fO_2 вблизи «водного максимума» (FMQ-2,5) система плавится ниже 1200°C . С увеличением температуры степень плавления увеличивается, а активность воды в расплаве снижается, что обуславливает снижение концентрации воды в ликвидусном форстерите (рис. 93). В более восстановленной области (FMQ-3,5), концентрация водорода и метана в Mg_2SiO_4 -C-O-H системе увеличивается, что приводит к росту температуры ее солидуса до 1400°C . Поэтому при 1400°C концентрация в воды форстерите достигает максимального значения - 1850 ppm, а после начала плавления системы снижается. В еще более восстановленных условиях (FMQ-5) система не плавится.

Активность воды в субсолидусном флюиде с ростом температуры увеличивается, что приводит к увеличению концентрации воды в форстерите. Нуклеация и рост алмаза зафиксированы только в существенно водных расплавах. Таким образом, в субкратонной литосферной мантии концентрация воды в оливине может варьировать от 900 до 1600 ppm. Впервые экспериментально показано, что окисление восстановленных пород с водосодержащим оливином должно приводить к генерации водного флюида, и создавать условия для ее частичного плавления. Вода в неизмененных сингенетичных алмазу оливинах может обеспечивать информацию о составе среды его кристаллизации (д.г.-м.н. А.Г. Сокол, д.г.-м.н. Ю.Н. Пальянов, И.Н. Курриянов, к.г.-м.н. К.Д. Литасов, М.П. Половинка).

Рис. 93. Содержание воды в форстерите, синтезированном при 6,3 ГПа в Mg_2SiO_4 -C-O-H системе как функция fO_2 и температуры. Треугольниками показаны параметры экспериментов по синтезу форстерита. Красным цветом отмечены эксперименты, в которых были зафиксированы спонтанная нуклеация и рост алмаза на затравочные кристаллы, а серым – нуклеация метастабильного графита.



Программа IV.31.2. Новые ГИС и веб-технологии, включая методы искусственного интеллекта, для поддержки междисциплинарных научных исследований сложных природных, технических и социальных систем с учетом их взаимодействия

Проект IV.31.2.8. Геоинформационное моделирование и пространственный анализ систем окружающей среды и их компонентов.

79. Разработана комплексная технология картографирования и мониторинга обстановок природной среды на основе использования ГИС и ДДЗЗ. Отработка технологии проводилась на полигонах юга Западной Сибири с различной ландшафтной обстановкой. В частности выбирались полигоны в пределах как лесных, так и безлесных территорий региона.

Один из таких полигонов - засоленный комплекс степного биома Западной Сибири. Использовалась серия разновременных снимков близких по сезону: Landsat TM (1 августа 1989 г.), Landsat ETM+ (3 сентября 2001 г.), SPOT-2 (28 августа 2008 г.). Технология состоит из нескольких этапов. На первом проводится классификация космического снимка для выделения ареалов солончаков и водных объектов. Затем полученные классы конвертируются в векторные слои и по ним строятся плотностные сетки (поскольку в работе использовались снимки с различным пространственным разрешением: Landsat TM и ETM — 28,5 м, SPOT — 20 м). На основе сеток рассчитываются разницы (дельты) по разным годам: 1) Landsat ETM+ 2001 – Landsat TM 1989, 2) SPOT-2 2008 – Landsat ETM+ 2001, 3) SPOT-2 2008 – Landsat TM 1989. Далее проводится реклассификация полученных дельт в сетку со значениями -1, 0, 1. Пороговые значения для реклассификации получаются путем анализа статистического и пространственного распределения плотностных характеристик. Значение 0 соответствует территории, на которой не произошло изменение обстановки за прошедший период времени; значение -1 соответствует территории, где картографируемые объекты (озера или солончаки) исчезли (например, озеро высохло); значение 1 — территории, где картографируемые объекты появились. Полученные сетки преобразуются в векторный формат и проводятся оверлейные операции. Это позволяет определять следующие объекты (рис. 94А.): озера, вновь заполнившиеся водой; солончаки, появившиеся за счет деградации растительности; солончаки, появившиеся за счет отступления озер; галофитные сообщества по солончакам; зарастающие озера. На конечном этапе проводится анализ результата.

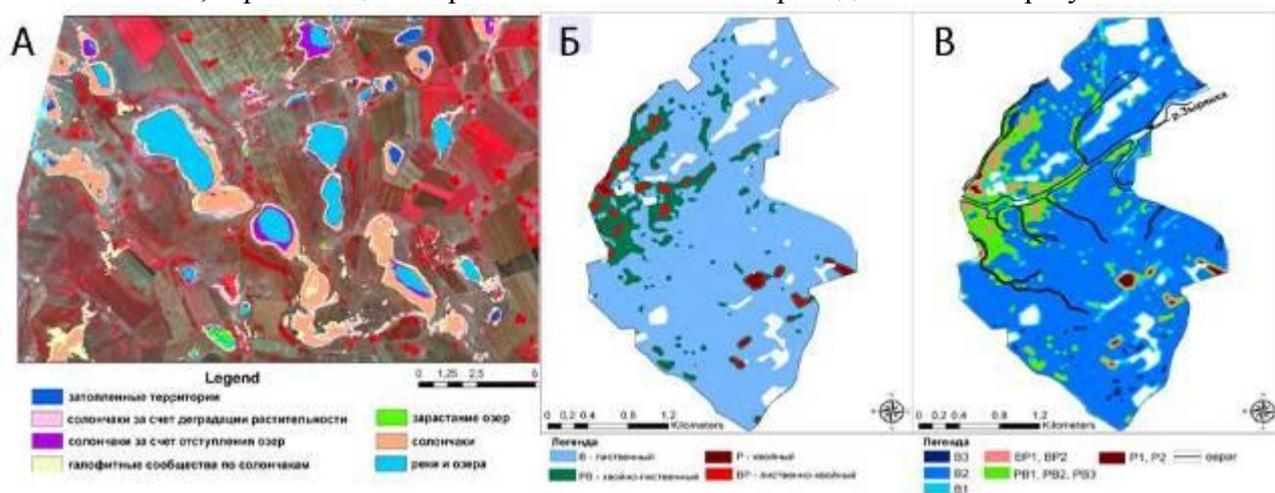


Рис. 94. А) - Снимок SPOT участка озера Баган с наложением вектора разницы между SPOT от 2008г и Landsat TM от 1989 г.; Б) - Плотностная сетка кроны летнего леса по соотношению хвойных и лиственных пород; В) - Интегральная схема густоты и породного соотношения леса с объединенными классами лиственного, лиственно-хвойного и хвойно-лиственного лесов (по летнему снимку). В — лиственный лес, ВВ — хвойно-лиственный лес, ВР — лиственно-хвойный, Р — хвойный. 1-3 — густота леса (1 — от 20 до 40%, 2 — от 40 до 70%, 3 — от 70 до 100%).

В качестве примера залесенной территории для разработки технологии картографирования ландшафтов был выбран лесной массив ЦСБС СО РАН (рис. 94 Б-В). В работе использовались космические снимки QuickBird летнего и осеннего сезонов съемки. На первом этапе проводится управляемая классификация осеннего снимка для выделения хвойных деревьев и летнего снимка для определения крон всего леса. Полученные классы конвертируются в соответствующие векторные слои. Для выделения из вектора крон всего леса лиственные и хвойные деревья проводится оверлейная операция. Для этого векторный слой хвойных пород деревьев, полученный на основе осеннего снимка, накладывается на векторный слой всех лесов летнего снимка. В итоге получают три типа объектов: кроны хвойных деревьев, кроны лиственных деревьев и открытые пространства. Для оценки удельного вклада каждого типа объектов строятся плотностные сетки по распределению: 1) крон хвойного (на основе осеннего снимка) и 2) крон всего леса (на основе летнего снимка). Лес делится по плотности крон на следующие градации: густой лес (100-70%); лес нормальной плотности (70-40%); разреженный или парковый лес (40-20%) и отдельно стоящие деревья (20-0%). Разделив сетку плотности крон хвойных деревьев на сетку плотности всех крон, получили схему, которая отражает изменение содержания леса по соотношению хвойных и лиственных пород (1 — 100% хвойного леса; 0 — 100% лиственного леса). Значения полученной плотностной сетки были разделены на четыре интервала: значения от 0 до 0,2 отнесены к лиственному лесу; от 0,2 до 0,5 - к хвойно-лиственному; от 0,5 до 0,8 - к лиственно-хвойному; от 0,8 до 1 - к хвойному. После этого схему густоты леса наложили на схему состава пород леса и посредством оверлейной операции получили интегральную схему распределения лесов как по густоте-разреженности, так и по соотношению хвойных и лиственных пород. Полученные результаты являются основой для дальнейшего мониторинга лесов ЦСБС на основе количественной динамики состава пород и густоты лесной растительности (к.г.-м.н. И.Д. Зольников, к.г.-м.н. В.А. Лямина НС, к.т.н. Н.В. Глушкова).

80. Разработана методика анализа генерализации спектральных характеристик природных объектов необходимая чтобы оценить вклад спектральных характеристик объектов более низкого иерархического уровня в спектральные характеристики объекта более высокой иерархии.

Для анализа генерализации спектральных характеристик были использованы снимки крупного QuickBird (2,4 м), среднего Landsat (30 м) и мелкого MODIS (250-500 м) пространственного разрешения, близкие по сезону. На первом этапе производится сравнение спектральных кривых пикселей мелкомасштабных снимков и составляющих их пикселей средне- и крупномасштабных снимков. Далее производится пространственное и спектральное моделирование пикселей снимка более низкого пространственного разрешения на основе пикселей снимков более детального пространственного разрешения. Таким образом, по снимку QuickBird моделируется снимок Landsat, а по снимку Landsat моделируется снимок MODIS.

Разработанная технология обрабатывалась на ряде полигонов Юга Западной Сибири, таких как Касмалинский бор юго-западной части Алтайского края и Чуйская котловина в Горном Алтае, которые представляют сложные природно-территориальные комплексы (ПТК) сосновых лесов и травяных и степных ландшафтов. Для оценки вклада смежных ПТК в спектральный отклик при переходе от снимков более крупного разрешения к более мелкому проводится интерполяция спектральных характеристик всех каналов снимка с шагом сетки равным пространственному разрешению более крупномасштабного снимка и радиусом интерполяции равным пространственному разрешению более мелкомасштабного снимка. Это позволяет получить модель более мелкомасштабного снимка. На рисунке 95 показаны спектральные кривые солончаков со снимка Landsat, MODIS, и кривая, полученная путем

интерполяции данных Landsat (с радиусом 250 м). Как видно из этого рисунка, спектральная кривая со снимка MODIS сходна с кривой, полученной при интерполяции Landsat, значительно отличаясь от кривой со снимка Landsat. Это связано с тем, что в результате интерполяции вносят вклад все пиксели, находящиеся в радиусе 250 м от заданной точки. При этом только 3% этих пикселей соответствуют солончакам, а остальные смежным ландшафтам. Построение интерполяционных моделей на основе спектральных характеристик снимков с более детальным пространственным разрешением позволяет моделировать процесс генерализации спектральных характеристик, что в свою очередь позволяет оценить вклад ландшафтов более детального уровня в пиксель снимка мелкого пространственного разрешения.

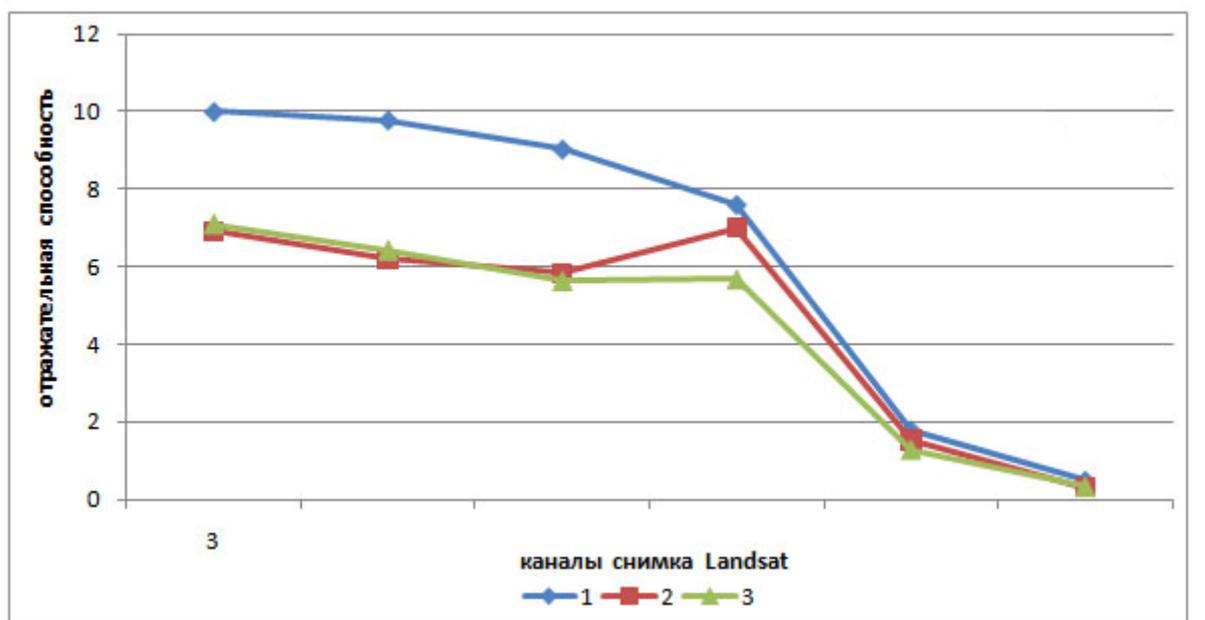


Рис. 95. Спектральные кривые солончаков на снимках: 1 - Landsat, 2 – MODIS, 3 – полученная при интерполяции данных Landsat.

Пространственная генерализация ПТК оценивалась путем построения плотностных сеток по результатам классификации с шагом сетки равным разрешению снимка и радиусом равным пространственному разрешению более мелкомасштабного снимка. Построенные плотностные схемы по результатам классификации снимков QuickBird и Landsat сравнивались с классификацией менее детального уровня (Landsat и MODIS соответственно). Сравнение показало, что плотностные схемы, построенные по результатам классификации снимков QuickBird с диаметром окна 25 м (примерно соответствующим размеру пикселя снимков Landsat) соответствуют результатам классификации, полученной по снимкам Landsat. Плотностные схемы, построенные по результатам классификации снимков Landsat с диаметром окна 500 м (соответствующим размеру пикселя снимков MODIS) только примерно соответствуют результатам классификации снимков MODIS. Яркие пятна солончаков на снимках MODIS намного крупнее, чем на снимках Landsat, лесные контура небольшой ширины (>500 м) включены в безлесные участки, а небольшие болота отнесены к близлежащим ландшафтам (к.г.-м.н. И.Д. Зольников, к.г.-м.н. В.А. Лямина, к.т.н. Н.В. Глушкова).

81. В течение 2010 г. совместно с сотрудниками Института археологии и этнографии СО РАН проведена работа по составлению банка геоданных по обстановкам природной среды Горного Алтая во второй половине позднего неоплейстоцена и палеолитическим памятникам. Начата работа по составлению подобного банка геоданных по голоценовым

стоянкам древнего человека Западно-Сибирской равнины; составлена геокодированная база данных по археологическим памятникам Венгеровского района Новосибирской области (140 объектов). Проведен анализ банка геоданных по палеолиту Горного Алтая, выявлены природные обстановки, наиболее благоприятные для обитания человека за последние 50000 лет.

Обобщение результатов исследований по стратиграфии и палеогеографии позднего неоплейстоцена Западной Сибири и анализ пространственного размещения памятников палеолита позволяет создать внутренне непротиворечивую концепцию взаимосвязи местообитаний древнего человека и обстановок природной среды. Отмеченные ранее археологами несоответствия между палеогеографическими сценариями позднего неоплейстоцена (рис. 96) могут быть объяснены, если принять представление о незначительных размерах последнего оледенения Западной Сибири (как в горах, так и на равнине) (д.г.н. Я.В. Кузьмин, к.г.-м.н. И.Д. Зольников, к.т.н. В.Н. Дементьев).

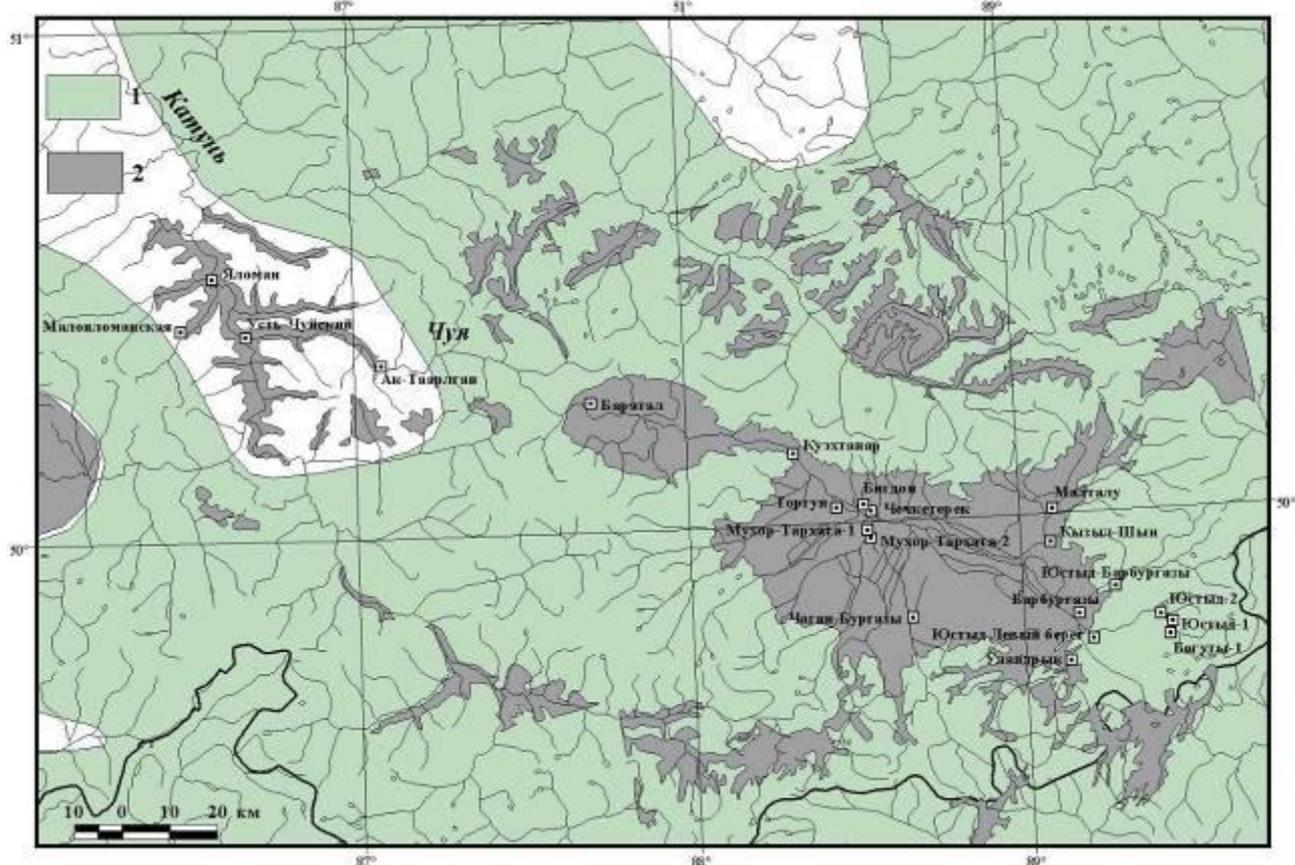


Рис. 96. Схема расположения палеолитических памятников в долине р. Чуи на фоне ледников и подпрудных бассейнов. 1 – ледники; 2 – подпрудные бассейны.

82. В рамках работы связанной с картографическими сервисами разработано программное обеспечение, позволяющее создавать пользовательские наборы wms-слоев с различных источников (wms-серверов). Созданный набор представляет собой виртуальный wms-сервер, обмен данными с таким ресурсом осуществляется по WMS протоколу, и для конечного пользователя такой сервер выглядит абсолютно также, как будто слои набора опубликованы непосредственно на нем. Пользователь-составитель такого набора может дать права доступа к своему набору другому пользователю (потребителю данных), при этом не передавая ссылки на сервера-источники. При создании набора допустимо использовать пароли для доступа к серверам-источникам, и назначать свои собственные для доступа к созданным пользовательским наборам и их слоям. Созданный системой набор представляет собой виртуальный wms-сервер. Обмен данными с таким ресурсом осуществляется по WMS

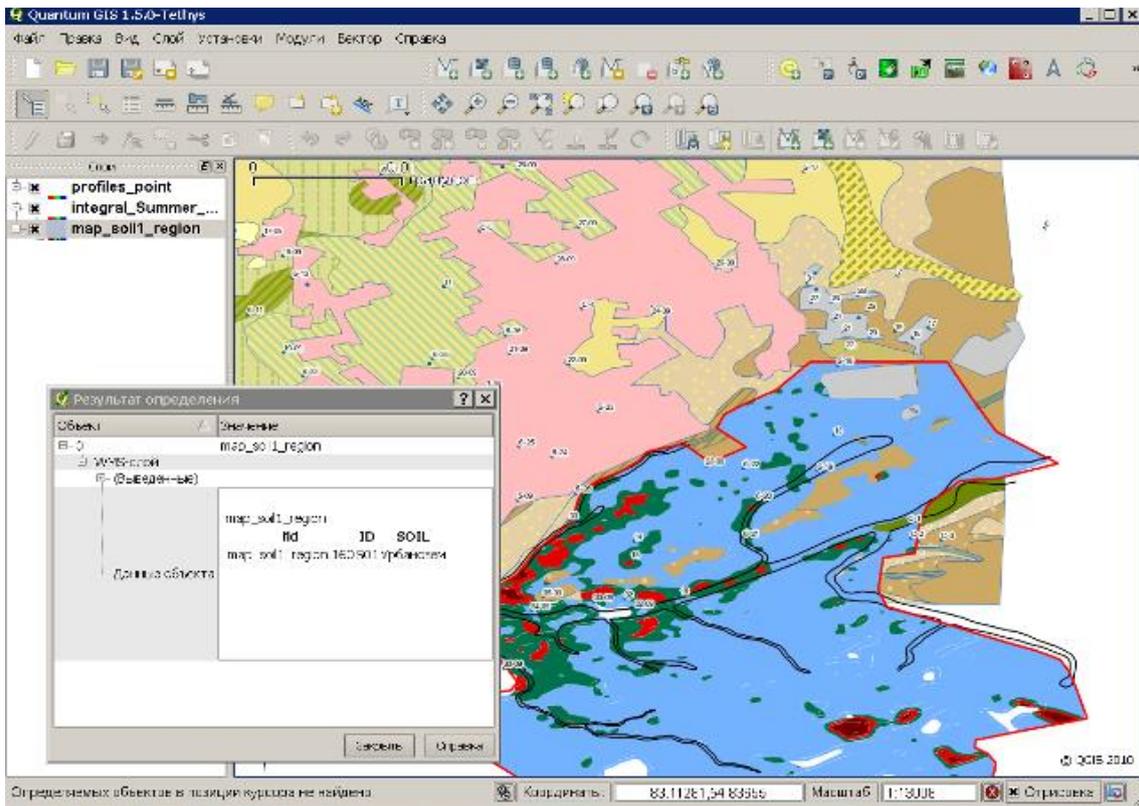


Рис. 97. Пример вывода пользовательских наборов слоев с виртуального WMS-сервера в среде QuantumGIS.

протоколу, абсолютно также, как и серверами источниками откуда были взяты слои для этого набора (рис. 97). Пользователь-составитель набора может передавать свой набор другому пользователю, при этом не передавая ссылки на сервера-источники. При создании набора допустимо использовать пороли для доступа к серверам-источникам, и назначать свои собственные для доступа к пользовательским наборам и их слоям.

Система состоит из трёх частей, имеющих различную внутреннюю структуру, обусловленную их функциональным назначением — это: интерфейс управления, подсистема перенаправления запросов и подсистема сбора и обновления данных. Интерфейс управления (рис. 98) предназначен для создания пользователями-авторами собственных наборов WMS-слоев. Управление наборами и их редактирование производится через web-браузер по протоколу HTTP. Интерфейс управления является обычным web-приложением, написанным с использованием веб-фреймворка django. Подсистема перенаправления запросов — занимается обработкой и перенаправлением WMS-запросов адресованных к авторским тематическим наборам, а также формированием синтезированного ответа перед возвратом его пользователю. Подсистема сбора и обновления — занимается опросом серверов-источников, добавленных пользователями системы, и поддержанием актуальности метаданных получаемых от этих серверов (к.г.-м.н. Н.Н. Добрецов, вед.инж. И.И. Болдырев, вед.инж. Д.В. Пчельников, инж. Ю.Е. Макарова, инж. Н.А. Селятицкая).

83. В качестве основного элемента объектно-ориентированной системы оценки урожайности зерновых культур на территории Новосибирской области предложена модель наблюдения за конкретным полем. Эта модель строится на основе базового класса модели наблюдения, отвечающего за взаимодействие создаваемой модели с остальными элементами системы, и библиотек-расширений: поле, почва, культура — позволяющих проводить наблюдения за соответствующими параметрами геопространственного объекта (собственно,

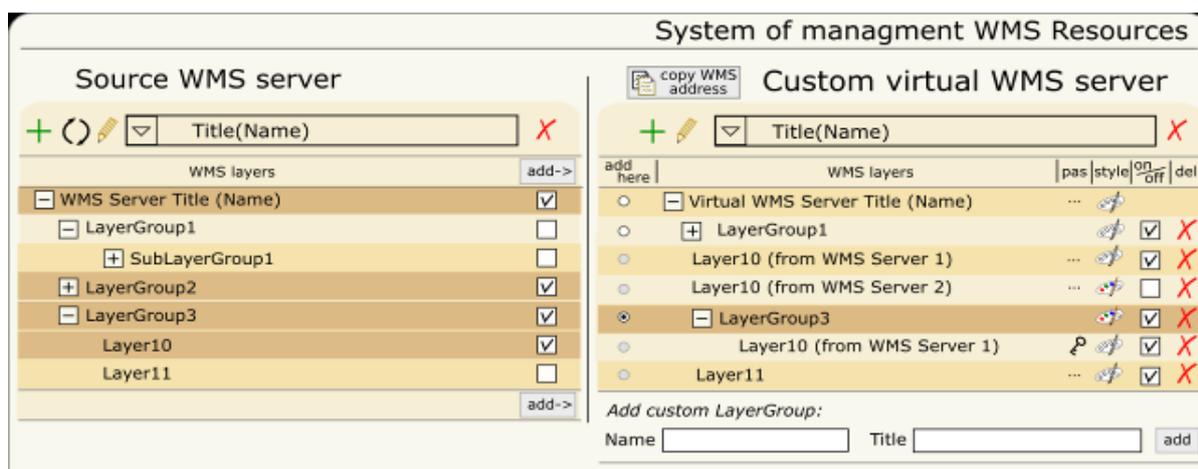


Рис. 98. Интерфейс управления виртуального WMS-сервера.

поля) для которого строится модель. Для системы оценки урожайности реализованы три типа интерфейсов обмена данными: работы с ДДЗ (которые в свою очередь могут быть дополнены библиотеками для работы с данными MODIS, SPOT и Landsat – в зависимости о типа входных данных), получения метеоданных и обмена данными с пользователем (используется непосредственно для управления моделью наблюдения за полем и осуществления обратной связи с пользователем).

Применительно к задаче расчета урожайности полей – это позволяет при минимуме информации полях с интересующей культурой проводить мониторинг, как на момент посева (как правило, информация о сеяных культурах существенно запаздывает по отношению к времени начала мониторинга), так и производить полноценный съем информации в течении всего сезона. Недостающая пространственная (и не только пространственная) информация, необходимая для работы модели «Поле» будет определяться в ходе самих наблюдения. И в соответствии, с состоянием модели на момент получения очередных данных, будет осуществлён выбор соответствующего сценария наблюдений.

Создан прототип информационного сервиса для системы прогнозирования урожайности. Программная компонента предоставляет через WMS-сервис текущую информацию об объектах мониторинга. В тестовой задаче, для указания местоположения моделей наблюдения, используются координаты точек гарантированного нахождения с/х полей. В качестве входных данных для модели наблюдения, использован NDVI, полученный по данным MODIS. Сервисная компонента обеспечивает возможность интеграции информации о текущем состоянии объекта наблюдения и наблюдаемыми характеристиками (вегетационный индекс), привязанными к местоположению этого объекта (рис. 99) (к.г.-м.н. Н.Н. Добрецов, вед.инж. Д.В. Пчельников, инж. М.Б. Артемкин).



Рис. 99. Интеграция данных наблюдений за с/х объектами в виде ВЕБ WMS-сервиса.