

ВАЖНЕЙШИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Приоритетное направление 7.1. ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТВЕРДЫХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ. ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ, МАГМАТИЗМА, МЕТАМОРФИЗМА И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.

Программа VII.54.2. МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ФЛЮИДЫ: ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ

Проект VII.54.2.3. ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ
(научные руководители проекта д.г.-м.н. В.С. Антипин, д.г.-м.н. В.А. Макрыгина)

Блок 1. Природа, источники и геодинамические обстановки образования основных-ультраосновных комплексов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления на основе изотопно-геохимических исследований (отв. исполнители: к.г.-м.н. С. И. Дриль, д.г.-м.н. А. Я. Медведев).

- По геологическим и геохимическим данным выяснено, что харагольский вулcano-плутонический комплекс входит в состав Харагольского террейна. Он представлен двумя разновозрастными ассоциациями: вулканитами и габбро-долеритами. Формирование вулканитов происходило на позднекембрийско-раннеордовикском этапе в условиях срединно-океанических хребтов или задуговых бассейнов, а габброидов в обстановке островных дуг на позднесилурийско-девонском этапе (Рис. 1).

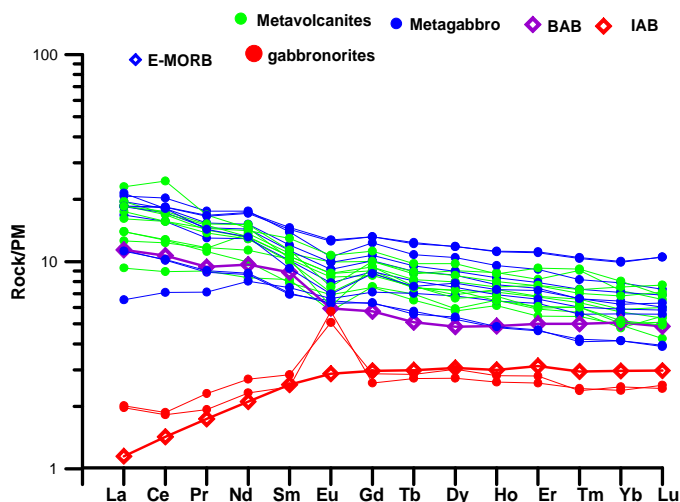


Рис. 1. Спайдерграмма основных пород Харагольского террейна

Получены первые данные Ar-Ar изотопного возраста для габброноритов второго этапа. Они составляют $388,7 \pm 5,6$, $372,0 \pm 5,5$, $364,2 \pm 9,9$ млн лет. Проведенный редкоэлементный анализ показывает, что протолитом вулканитов и габбро-долеритов мог быть субстрат, формировавшийся в условиях задугового бассейна. Для габброноритов более вероятно образование из протолита, образовавшегося в условиях островной дуги. Модельный возраст, определенный по изотопным отношениям Nd и Sm, составляет 937-961 млн лет для метавулканитов и 931-967 млн лет для метагабброидов.

По геологическим исследованиям на территории Эрэн-Дабанской зоны выявлен комплекс основных пород: габбро-пироксениты, габбро и базальты. Предварительные данные показывают, что по распределению редких элементов все породы обладают чертами пород срединно-океанических хребтов (Рис. 2.) (д.г.-м.н. А. Я.Медведев).

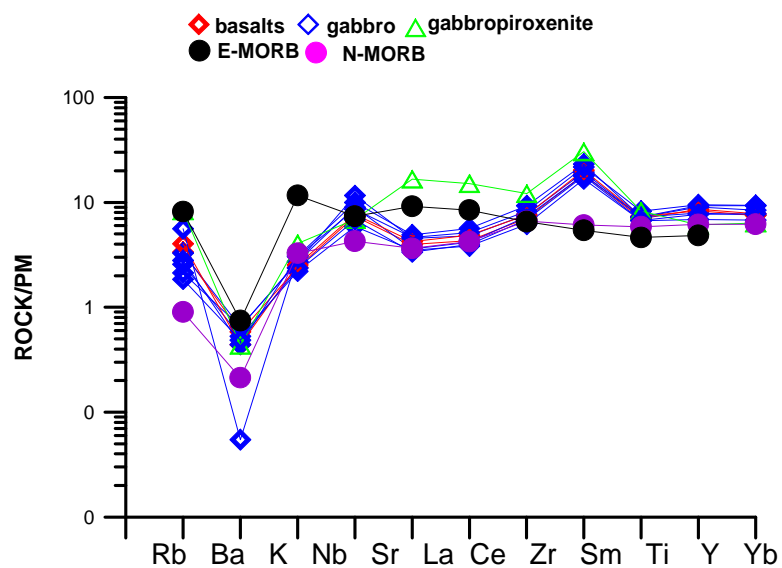


Рис. 2. Спайдерграмма пород Эрэн-Дабанской зоны.

- Получены геохимические и изотопные (Sr, Nd) характеристики раннедевонских базитов из магматических ареалов Минусинского прогиба, что позволило оценить составы мантийных источников магматизма по площади выходов пород быскарской серии в его центральной части. Установлено, что спектры распределения редких литофильных элементов в девонских базитах Минусинского прогиба близки между собой, а также к составам внутриплитовых базальтов типа OIB. От последних они отличаются наличием положительных

аномалий Ba, U, реже Sr, резкими минимумами Nb, Ta и Ti, менее выраженными минимумами Rb, Th и слабым обогащением тяжелыми РЗЭ, что является признаком флюидонасыщенных магм, образующихся в субдукционных условиях.

Полученные данные отражают геохимическую и изотопную неоднородность источников базитовых магм и имеют принципиальное значение для описания геодинамических моделей формирования Минусинского прогиба как главного элемента Алтае-Саянской рифтовой области (АСРО). Подобная неоднородность определяется смешением, по меньшей мере, двух субстратов в областях зарождения материнских расплавов. Первый из них по геохимическим параметрам отвечает составу OIB с высокими содержаниями некогерентных литофильных элементов, по изотопным – мантии типа PREMA и обязан своим формированием мантийному плюму. Другой субстрат можно сопоставить с литосферной мантией, метасоматизированной в надсубдукционных условиях. Его участие в магмообразовании привело к появлению в базитовых расплавах геохимических признаков IAB с типичными для них обедненностью высокочарядными гидрофобными Ti, Nb и Ta и обогащенностью Ba и Sr. Влияние этого компонента отразилось в добавлении карбонатного вещества литосферы в область магмогенерации, что привело к заражению базитовых магм радиогенным стронцием и отклонению их составов от линии мантийной корреляции (д.г.-м.н. А. А.Воронцов)

Блок 2. Источники магм, изотопно-геохимическая систематика и эволюция гранитоидных и гранитно-пегматитовых систем в истории геодинамического развития складчатого обрамления Сибирского кратона (отв. исполнители д.г.-м.н. В.С. Антипин, д.г.-м.н. В.Е. Загорский).

- Установлено, что в пределах южного (хребет Хамар-Дабан) и Западного Прибайкалья (о. Ольхон) в условиях различных геодинамических режимов развит разновозрастный гранитоидный магматизм. На раннепалеозойском магматическом этапе (Солзанский массив Хамар-Дабана и др.) формировались палингенные известково-щелочные гранитоиды автохтонной и аллохтонной фаций, обладающие геохимическими особенностями коллизионных образований.

В позднепалеозойский и мезозойский этапы развития гранитоидного магматизма в обрамлении батолитов Центральной Азии широкое развитие получили внутриплитные интрузивно-дайки, которые охватывают возрастной интервал от позднего карбона до раннего мела. Они формировались в пределах разновозрастной континентальной коры и выделяются среди вмещающих кристаллических комплексов разнообразием F-B минерализации (флюорит, топаз, криолит, турмалин). Исследуемые геохимические типы пород характеризуются широкими вариациями вещественных особенностей, которые являются важным индикатором процессов мантийно-корового взаимодействия, глубокой флюидно-магматической дифференциации гранитоидных магм, а также ассоциирующего с магматизмом редкометалльного оруденения. Эволюция интрузивно-дайки часто завершается развитием штокверков, минерализованных брекчий, поздних гидротермальных жил, содержащих минералы Sn, W, Be, Li, Ta и др. (д.г.-м.н. В.С.Антипин)

- В Ольхонском регионе выделяются, по крайней мере, четыре магматических комплекса: мафитовый озерский и три гранитоидных – хайдайский, шаранурский и аинский, приуроченные к ангинской и ольхонской толщам. Вмещающие породы испытали два этапа зонального метаморфизма от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации, обусловленные каледонскими коллизионными событиями. Ранее нами были исследованы геохимические особенности пород гранитоидных комплексов, которые показали ультраметаморфическую природу шаранурского и островодужную – хайдайского комплекса (Макрыгина, Петрова, 1996). Но в их соотношениях оставалось много спорного.

Для выяснения путей кристаллизации гранитоидов были изучены строение цирконов из этих двух гранитоидных комплексов, включений в них (Е.В.Толмачева) и возраст последовательных зон роста методом SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитик Е.Н.Лепехина). Цирконы состоят из деформированных ядер с раскристаллизованными расплавленными включениями и оболочек – внутренней со стекловатыми, частично раскристаллизованными расплавленными

включениями, и внешней, метаморфогенной с флюидными включениями.

Судя по зональности цирконов, кристаллизация расплавов обоих комплексов проходила многоэтапно: 1) генерация расплавов и начало роста ядер цирконов (505 и 493 млн лет), совпадающая с этапом надвигового тектогенеза в Ольхонском регионе и этапом гранулитового метаморфизма; 2) быстрое перемещение расплавов вверх (первая оболочка, 479 и 475 млн лет), обусловленное переходом к взбросо-сдвиговому тектогенезу; 3) метаморфогенная оболочка (456 и 426 млн лет) – второй этап метаморфизма в условиях амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фации.

В то же время гранитоиды этих двух комплексов имеют совершенно различную природу. Мигматит-гранитный шаранурский комплекс по текстурно-структурным особенностям, составу ($K > Na$, высокие Rb, LREE и Zr) и коровому источнику вещества (отрицательные значения eNd и высокие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$) отвечает синколлизийным калиевым гранитам и локализуется в ольхонской серии, отложения которой по набору и составу вулканогенно-осадочных пород соответствуют обстановке задугового бассейна (Макрыгина и др., 2005). Граниты имеют параавтохтонное залегание и модельный Nd-возраст 1549 млн лет. Дифференцированный габбро-диорит – диорит – гранодиорит – гранитный хайдайский комплекс образует интрузивные, многофазные, малоглубинные массивы (изучался Крестовский массив). По геохимическим особенностям ($Na > K$, высокие содержания Sr, Zn, Cu, относительно низкие P3Э, низкие содержания Nb и Th) его породы аналогичны метавулканитам вмещающей ангинской толщи, представленным метабазами, андезитобазальтами и метаандезитами (Макрыгина и др., 2000). По всем параметрам они близки современному островодужному магматизму. Их модельный возраст составляет менее 1 млрд. лет и $eNd(T) = +3 \div 6$, что при низких $Sr_0 = 0,703-0,704$ указывает на мантийный или смешанный источник расплавов. Различия в составе гранитоидов этих комплексов отчетливо видны на спайдерграмме (Рис. 3), где их поля почти не перекрываются.

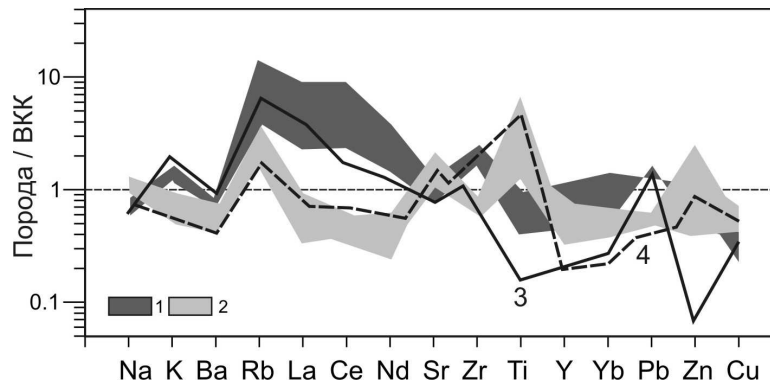


Рис. 3. Редкоэлементный состав гранитов Шаранурского гранитогнейсового купола (1) и дифференцированной серии гранитоидов Крестовского массива (2) хайдайского комплекса.

Состав даек: 3 – шаранурского, 4 - хайдайского комплексов (нормированы по верхней континентальной коре (Тейлор, Мак-Леннан, 1988)).

Получается геохронологический парадокс, когда различные по геодинамическим обстановкам формирования гранитоиды кристаллизовались практически в одном временном интервале. Предполагается, что островодужный магматизм во времени был сближен с аккрецией отложений задугового бассейна (ольхонская серия) с краем континента, с одной стороны, и блоком островной дуги, с другой. Возможно, изначально отложения островной дуги были надвинуты на аккреционную призму отложений задугового бассейна, о чем свидетельствуют более низкий и «сухой» метаморфизм ангинской толщи и наличие пластины аналогичного ей состава на севере Приольхонья. Затем на этапе взбросо-сдвигового тектогенеза и роста гранитогнейсовых куполов образовалась структура типа метаморфического ядра с активизацией магматизма в ольхонском и ангинском блоках (*д.г.-м.н. В.А.Макрыгина*)

- Определены геодинамические условия образования и геохимические особенности анатектических гранитов и мусковитовых пегматитов Мамского и Бирюсинского поясов (Восточная Сибирь).

Мамский пояс мусковитовых пегматитов Байкало-Патомского нагорья расположен в мощной толще существенно терригенно-карбонатного состава, которая реконструируется как рифейская пассивная континентальная окраина Сибирской платформы. В начале палеозоя в этом регионе проявилась интенсивная складчатость под действием начавшегося в позднем рифее сжатия, обусловленного охлаждением и опусканием астенолита (Ткачев, 1995) и

определившего левосторонние протяженные взбросо-сдвиговые складчато-разрывные дислокации в Мамской зоне, либо, что более общепринято, в результате каледонской коллизии. Эти тектонические процессы сопровождались зональным региональным метаморфизмом дистен-силлиманитового типа. Мамская структура оказалась в зоне амфиболитовой фации с развитием мигматизации, анатексиса и образованием анатектических пегматоидных гранитов S-типа и пояса мусковитовых пегматитов.

На первом этапе формировались синкинематические плагиограниты и пегматиты плагиоклазового состава, кристаллизовавшиеся, в основном, *in situ* в условиях возрастающего до максимума давления летучих. Позднекинематические плагиоклаз-калишпатотовые граниты и пегматиты второго этапа образовались из расплавов, выплавлявшихся в низах мамской толщи и внедрявшихся в ее верхние горизонты в результате декомпрессии мигматизированной толщи. При формировании гранитов происходила магматическая дифференциация, которая привела к образованию их ортоклазовых и микроклиновых разновидностей. Таким образом, пояс мусковитовых пегматитов сформировался в результате полного тектоно-магматического цикла развития зрелой земной коры. Он имеет зональное строение: в центральной его части – в зоне ультраметаморфизма при наиболее высоких температурах и давлениях, расположены пегматиты полевошпатовой формации, основная часть пояса представлена мусковитовыми пегматитами, а в краевых зонах пониженных температур и давлений, а также в зонах регрессивного метаморфизма, находятся редкометалльно-мусковитовые пегматиты (Загорский и др., 2003).

Пегматоидные плагиограниты первого этапа, близки среднему плагиограниту (Богатиков и др., 1987), но отличаются большей лейкократовостью при повышенных SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , что коррелируется с высоким содержанием плагиоклаза в них. Они образовались путем метасоматической плагиогранитизации гнейсов с привнесением Na_2O и SiO_2 . Процесс сопровождался понижением содержаний редких щелочей, Ba, Tl, Zn, REE и повышением количества Sr и в меньшей мере Be – элементов, концентрирующихся в

плаггиоклазе. Геохимические особенности плаггиоклазовых пегматитов в Мамском поясе повторяют специфику плаггиогранитов. В составе их минералов отражается зональность пояса: слюды центральной зоны отличаются высокими содержаниями Mg, Li, F, Ba и Sc, понижающимися к краевым частям, количество Rb и Cs в них при этом возрастает. В спектре распределения РЗЭ и в гранитах, и в плаггиопегматитах наблюдается европиевый максимум, обусловленный высокими P_{CO_2} и Eh в графит- и карбонатсодержащей толще (Рис. 4).

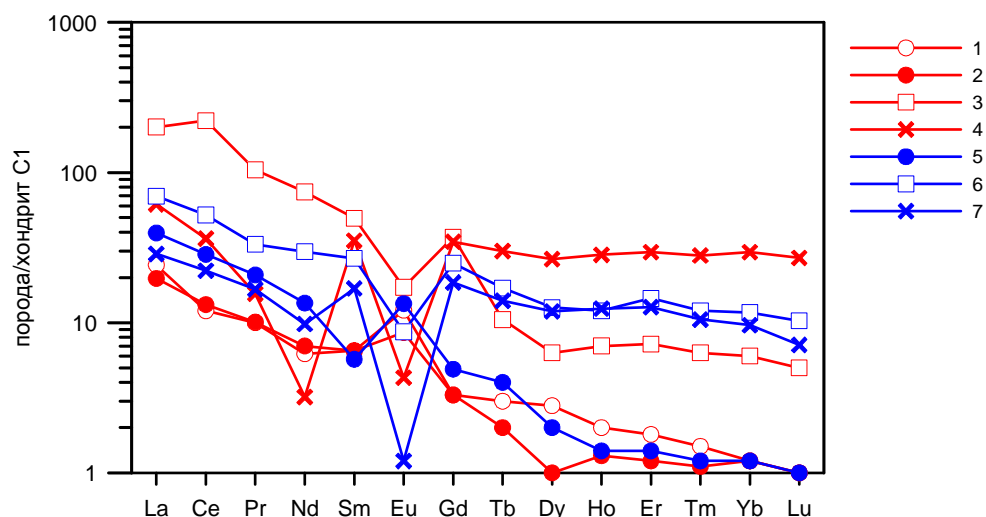


Рис. 4. Распределение РЗЭ в мамских (красное) и бирюсинских (синее) пегматитоидных гранитах: 1 – плаггиогранит, 2,5 – ортоклазовый гранит, 3,6 – микроклиновый, 4,7 – поздние микроклиновые с гранатом и мусковитом.

Двуполевошпатовые S-граниты второго этапа отличаются от плаггиогранитов более высокими содержанием K и отношением K/Na (0,7-1,7), а также более высоким коэффициентом агпаитности (0,7-0,9). По сравнению со стандартным гранитом пегматоидные граниты отличаются несколько пониженным K_2O и повышенными – SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O . Геохимическая их специфика – высокие содержания Ba и Sr в ортоклазовых разностях – обусловлена высокими давлениями при кристаллизации. Микроклиновые их аналоги, образовавшиеся в процессе магматической дифференциации анатектических расплавов в условиях декомпрессии, содержат пониженные концентрации этих элементов. Снижением давления углекислоты объясняется и смена Eu-максимума в спектрах РЗЭ ортоклазовых гранитов Eu-минимумом в микроклиновых гранитах (Рис. 4).

Двуполевошпатовые мусковитовые пегматиты также имеют повышенные содержания Ba и Sr. Для них характерна геохимическая зональность состава

минералов в пегматитовом поясе: в калиевых полевых шпатах с увеличением расстояния от массивов гранитов повышаются содержания Rb, Cs, Tl и снижаются – Ba и Sr. Для биотита характерно резкое снижение содержания Ba, Cr, Sc и V от центральной зоны пояса с полевошпатовыми пегматитами к зоне мусковитовых пегматитов и его флангам с редкометалльно-мусковитовыми пегматитами.

Главной особенностью процессов гранитизации, анатексиса и образования S-гранитов и пегматитов Мамского пояса явилось высокое общее давление и давление летучих, достигавшее 6-8 кбар. Высокое давление воды и углекислоты обусловлено обилием в толще богатых H₂O и CO₂, но слабопроницаемых пород, что предопределяет сохранение высокого давления выделяющихся при метаморфизме летучих на всех этапах метаморфизма, гранито- и пегматитообразования. Углекислота, являясь одним из главных летучих компонентов, определила высокое первоначальное давление. При его снижении повышалась роль воды, обусловившей образование большой массы мусковита и кристаллизацию крупных кристаллов этого минерала. Процессы гранитизации и анатексиса происходили под действием флюидов как собственных, так и поступавших из глубинных зон и обеспечивших гранитизацию толщи с привнесом Na, K, Ba, Sr, Li, а также Cr, Sc, V.

Двуполевошпатовые S-граниты второго этапа отличаются от плагиогранитов более высокими содержанием K и отношением K/Na (0,7-1,7), а также более высоким коэффициентом агпаитности (0,7-0,9). По сравнению со стандартным гранитом пегматоидные граниты отличаются несколько пониженным K₂O и повышенными – SiO₂, Al₂O₃, Na₂O. Геохимическая их специфика – высокие содержания Ba и Sr в ортоклазовых разностях – обусловлена высокими давлениями при кристаллизации. Микроклиновые их аналоги, образовавшиеся в процессе магматической дифференциации анатектических расплавов в условиях декомпрессии, содержат пониженные концентрации этих элементов. Снижением давления углекислоты объясняется и смена Eu-максимума в спектрах РЗЭ ортоклазовых гранитов Eu-минимумом в

микроклиновых гранитах (Рис. 4).

Двуполевошпатовые мусковитовые пегматиты также имеют повышенные содержания Ba и Sr. Для них характерна геохимическая зональность состава минералов в пегматитовом поясе: в калиевых полевых шпатах с увеличением расстояния от массивов гранитов повышаются содержания Rb, Cs, Tl и снижаются – Ba и Sr. Для биотита характерно резкое снижение содержаний Ba, Cr, Sc и V от центральной зоны пояса с полевошпатовыми пегматитами к зоне мусковитовых пегматитов и его флангам с редкометалльно-мусковитовыми пегматитами.

Главной особенностью процессов гранитизации, анатексиса и образования S-гранитов и пегматитов Мамского пояса явилось высокое общее давление и давление летучих, достигавшее 6-8 кбар. Высокое давление воды и углекислоты обусловлено обилием в толще богатых H₂O и CO₂, но слабопроницаемых пород, что предопределяет сохранение высокого давления выделяющихся при метаморфизме летучих на всех этапах метаморфизма, гранито- и пегматитообразования. Углекислота, являясь одним из главных летучих компонентов, определила высокое первоначальное давление. При его снижении повышалась роль воды, обусловившей образование большой массы мусковита и кристаллизацию крупных кристаллов этого минерала. Процессы гранитизации и анатексиса происходили под действием флюидов как собственных, так и поступавших из глубинных зон и обеспечивших гранитизацию толщи с привнесом Na, K, Ba, Sr, Li, а также Cr, Sc, V.

Для Бирюсинского пояса мусковитовых пегматитов в Северо-Западном Присаянье (Бирюсинский выступ фундамента Сибирской платформы) в общих чертах характерны те же процессы гранито- и пегматитообразования, что и для Мамского. Здесь в гранитах и пегматитах наблюдаются те же геохимические закономерности, однако менее распространены плагиограниты первого этапа и соответственно плагиоклазовые пегматиты. Геохимическая зональность в пределах этого пояса не проявлена. Несмотря на приуроченность этих поясов к разновозрастным блокам коры – фундаменту платформы и ее обрамлению, в этих

регионах существовали одинаковые предпосылки для формирования мусковитовых пегматитов: 1) зрелая континентальная кора, 2) преобладание в толще метапелитов и карбонатов, выделяющих при метаморфизме максимум воды и углекислоты (древние пассивные окраины), 3) дистен-силлиманитовый тип метаморфизма повышенных давлений, при котором расширяются поля устойчивости слюд (*д.г.-м.н. В.Е.Загорский, к.г.-м.н. В.М.Макагон*).

- В 2010 г было выполнено изучение раннепалеозойских щелочных редкометалльных гранитов Восточного Саяна на примере Ишегольского массива, находящегося на водоразделе рек Урик и Ботогол. Эта небольшая (около 6 км²) интрузия сложена кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Ее ³⁹Ar/⁴⁰Ar возраст составил 524 млн. лет (Никифоров, 2005). Гранитоидам свойственна высокая суммарная щелочность, аномально высокие концентрации Rb, Be, F, HSF, LREE и HREE элементов, практически полное отсутствие Mg, Sn, Mo и элементов семейства железа. Эта вещественная характеристика является необычной и не соответствует ни одному геохимическому типу, выделенному для щелочных редкометалльных гранитоидов (Таусон, 1977).

Для гранитоидов характерны аномально высокие концентрации радиогенного Sr ($\epsilon_{\text{Sr}(T)\text{UR}}=540-5400$) и хондритовые содержания радиогенного Nd ($\epsilon_{\text{Nd}(T)\text{CHUR}}\approx 0$). Изотопы свинца имеют менее широкие вариации, однако они также являются аномальными, точки составов лежат справа от геохроны, что свидетельствует об их многостадийной истории.

Элементы, обладающие высокими концентрациями, хорошо коррелируют с F, что объясняет их появление участием в процессах эманационного концентрирования вещества. Широкое проявление этих процессов подразумевает неравновесность изотопных систем. Такое неравновесие фиксируется для всех трех изотопных систем, рассмотренных выше, что также предполагает широкое развитие эманационного концентрирования вещества, происходившего при становлении интрузий. Остается неясным, является ли источником мобильных элементов протолит гранитоидных магм, либо это обогащение связано с трансмагматическими флюидами, имеющими иную генетическую природу.

Согласно современным представлениям (Никифоров, 2005), в образовании раннепалеозойских щелочных гранитоидов участвовало вещество верхней либо нижней мантии Земли. Эта модель может быть протестирована на основе имеющихся изотопных данных и сводится к трехкомпонентному смешению: нижняя кора с характеристиками DM – верхняя кора – HIMU источник базальтовых магм. Однако она имеет ряд противоречий, в частности высокое содержание радиогенного Sr, F и щелочных элементов, не свойственных для щелочных оливиновых базальтов и их флюидных систем.

В качестве альтернативной гипотезы может быть использована модель образования гранитоидов за счет плавления гетерогенного корового источника, обогащенного мобильными элементами. Для иллюстрации модели использована диаграмма в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, приведенная на Рис. 5. На ней составы гранитоидов образуют массив точек, который может быть аппроксимирован прямой линией, соответствующей изохроне с возрастом 1919 млн лет. Этот возраст может рассматриваться как модельная датировка и отражать время образования протолита гранитоидных магм. Учитывая хорошую согласованность расчетных данных с эволюцией изотопных характеристик верхнемантийного резервуара, можно предположить, что вещество протолита было отделено от верхней мантии 1919 млн лет назад, а сама датировка отражает время его пребывания в континентальной коре.

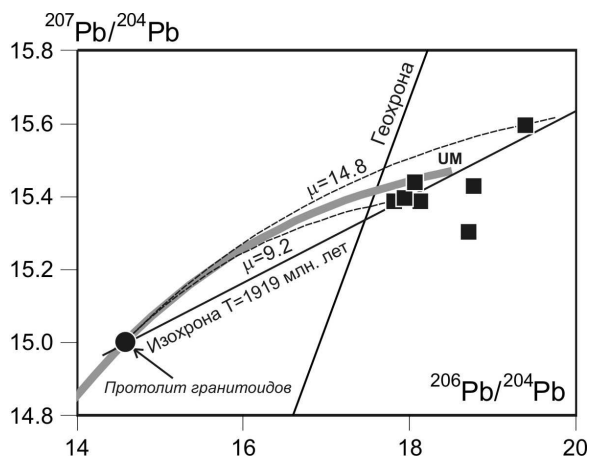


Рис. 5. Модель образования источника магм раннепалеозойских щелочных гранитоидов региона. UM – верхняя мантия по (Kramers, 1997).

Изменение изотопной характеристики во вновь образованном гетерогенном резервуаре может быть проиллюстрировано с помощью линий эволюции

составов, имеющих различные U/Pb отношения (μ). Мы видим, что все разнообразие изотопных характеристик гранитоидов может быть получено при плавлении гетерогенного источника, расположенного в континентальной коре. Эта модель является более корректной, и хотя она не позволяет описать все особенности вещественной характеристики гранитоидов, но дает возможность предполагать, что источником раннепалеозойских щелочных редкометалльных гранитоидов являлся геохимически специализированный домен, расположенный в континентальной коре региона (к.г.-м.н С.В.Ефремов).

- В Северной Монголии изучены средне-верхнекембрийские гранитоидные комплексы (габбро-диорит-гранодиорит-гранитные), слагающие фундамент Восточного сектора Прихубсугульского неогенового вулканического ареала Байкальской рифтовой зоны. Гранитоидные комплексы, наряду с породами рифейских и раннекембрийских метаморфических толщ, распространены здесь в области Хамар-Дабанского и Джидинского террейнов, аккрецированных в раннем палеозое к Тувино-Монгольскому массиву (микроконтиненту) (Беличенко и др., 2003). Получены первые прецизионные данные по редкоэлементному составу для габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов этих комплексов, которые показали присутствие среди них известково-щелочных и субщелочных типов пород. Геохимическими особенностями средне-верхнекембрийских гранитоидов Восточного Прихубсугулья являются высокие содержания в диоритах и наименее кремнекислых гранодиоритах Ва (1400-1600 ppm) и высокая степень фракционирования в них REE ($La_N/Yb_N=19-32$), которая снижается к лейкократовым гранитам (3,2) за счет резкого обогащения спектра HREE (рис. 6).

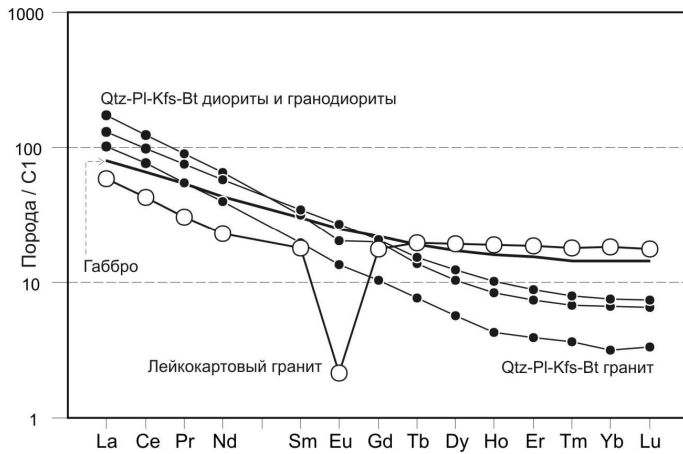


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в средне-верхнекембрийских гранитоидах Восточного Прихубсугулья. Содержания нормированы на C1 по (MacDonough, Sun, 1995).

Слабой степенью фракционирования REE отличаются также габброидные породы комплексов (5,5) при более высоком уровне концентраций HREE в сравнении с диоритами и гранодиоритами. На дискриминационных редкоэлементных диаграммах (рис. 7) точки составов средне-верхнекембрийских гранитоидов отчетливо принадлежат полю синколлизии гранитов, для которых свойственно относительное обогащение LILE (Ba, Rb) и умеренные содержания HFSE компонентов (Nb, Ta) и Y. Эти данные могут быть рассмотрены в рамках модели формирования средне-верхнекембрийских гранитоидов Восточного Прихубсугулья в результате процессов корового палингенеза, реализованного на заключительных этапах раннепалеозойских коллизии процессов при аккреции террейнов к Тувино-Монгольскому массиву - на рубеже среднего и верхнего кембрия (к.г.-м.н. А.Б.Перепелов, С.С.Цыпукова).

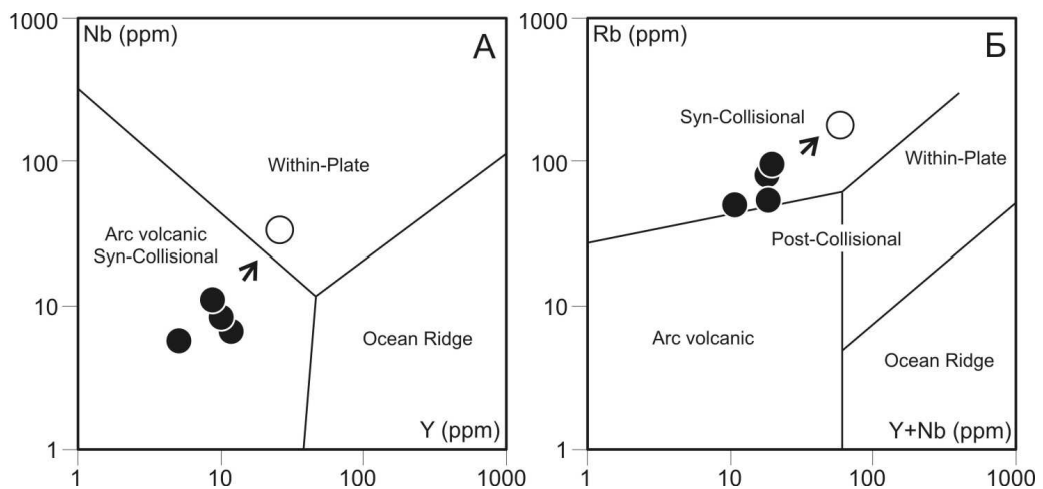


Рис. 7. Редкоэлементные дискриминационные диаграммы для средне-верхнекембрийских гранитоидов Восточного Прихубсугулья. (А - по (Pearce, 1984), Б - по (Pearce, 1996)).

Блок 3. Происхождение, эволюция и рудоносность вулкано-плутонических щелочных и карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и его складчатого обрамления (отв. исполнитель д.г.-м. н. Н.В. Владыкин)

- Проведено сравнение изотопно-геохимических особенностей разновозрастных вулканогенных карбонатитов складчатых областей (в том числе юрских карбонатитов Мушугай-Худук, Монголия) с современными карбонатитами Италии (диатремовые карбонатиты Полино и силлы карбонатитов вулкана Вультуре). Для сравнения взяты карбонатиты лавовых потоков современных вулканов Олдоньо Ленгаи и Форт Портал (Африка). Спектры REE этих карбонатитов различаются (рис. 8). Содержания суммы REE в монгольских флюорит-кальцитовых карбонатитах от 1200 до 25000 ppm, в диатремовых карбонатитах Полино 300-500 ppm, в силлах Вультуре 1500-2000 ppm, в К-На карбонатитах Олдоньо Ленгаи 1200 ppm, в кальцит-магнетитовых карбонатитах Форт-Портала 1700 ppm. В спектре REE карбонатитов Мушугая наблюдается крутой наклон линий от La до Tb и пологий спектр Tb-Lu, при отсутствии фракционирования Eu (Рис. 8-1, синий).

В Итальянских карбонатитах спектр REE более пологий, с очень малым фракционированием Eu, как в лавах Форт Портала (Рис. 8-2, красный). При этом в лавовых карбонатитах Вультуре (верхние линии) содержание REE выше, чем в диатремовых карбонатитах Полино (нижние линии). В последних наблюдается более значительное фракционирование Eu, аналогичное лавам Олдоньо Ленгаи. Хотя спектр REE лав Олдонии имеет больший наклон, что свидетельствует о большей дифференцированности и может быть связано с их аномально щелочным характером.

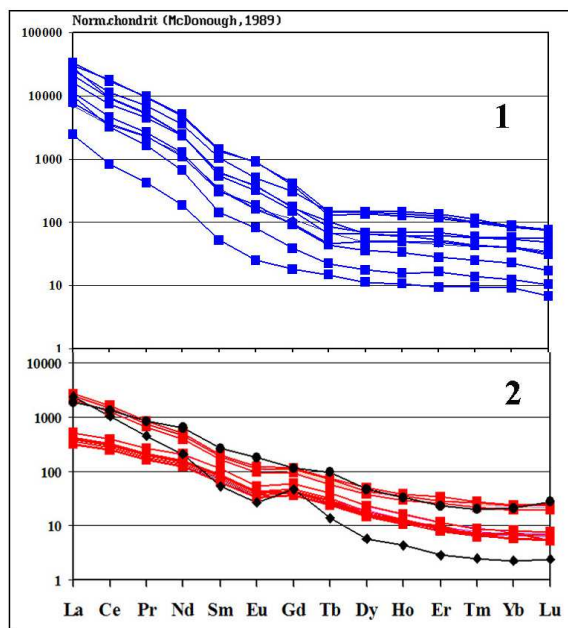


Рис. 8. Спектры TR вулканогенных карбонатитов Монголии (1), Италии (2) и лав Олдньо Ленгаи – ромбы, лав Форт Портал – кружки (черные).

На спайдерграммах (Рис. 9) прослеживаются общие тенденции в вариациях линий спектра у всех вулканогенных карбонатитов – минимумы Zr, Hf, Nb, Ta, Rb при плавных кривых других элементов. В монгольских карбонатитах (Рис. 9-1) наблюдаются пониженные концентрации Th, относительно U, чего нет в диатремовых карбонатитах Италии, и более низкие концентрации Sr. Во взрывных диатремовых карбонатитах (Рис. 9-3) по отношению к спокойным лавовым (Рис. 9-2) более низкие содержания Ba, Th, Sr, REE, при более высоких Zr, Hf, Rb. В эталонных карбонатитовых лавах Африки поведение элементов разное, а именно наблюдается резко различное поведение Nb-Ta, Zr-Hf, Sr и Eu. Концентрации этих элементов более высокие в более дифференцированных лавах Форт Портала. Поведение редких элементов в вулканогенных карбонатитах зависит как от общих концентраций элементов и содержания щелочных Na и K, так и от способа их внедрения – силлы, диатремы или лавы, что обусловлено, вероятно, и концентрациями в них летучих компонентов.

Существует проблема интерпретации мантийности (глубинности образования первичной магмы) для карбонатитов по данным изотопии углерода и кислорода. Так, при значениях $\delta^{18}\text{O}$ более +10‰ некоторыми исследователями делается вывод о коровых источниках карбонатитов или контаминации щелочными магмами корового материала. Проведено изучение поведения изотопов кислорода

и углерода в интрузивных и вулканогенных карбонатитах из более 100 объектов карбонатитовых комплексов мира. Из них более 30 объектов вулканогенных карбонатитов. По этим данным ранее (Владыкин 2008, Vladykin et al., 2004) выделено 3 поля изотопных меток карбонатитов, отвечающих трем типам мантийных источников: DM, EM-1 и EM-2. Повышенные значения тяжелого кислорода характерны для карбонатитов из складчатых зон Земли с мантийным источником EM-2. Для вулканогенных карбонатитов нами получены данные для таких классических карбонатитов, как карбонатитовые лавы Олдоньо Ленгаи и Форт Портал, островов Зеленого Мыса, Канарских островов, карбонатитов Монголии, Бурятии, Италии, Испании, Индии, США, Бразилии, Гренландии, Кольского п-ова, Приморья, Сибири и др. районов Мира.

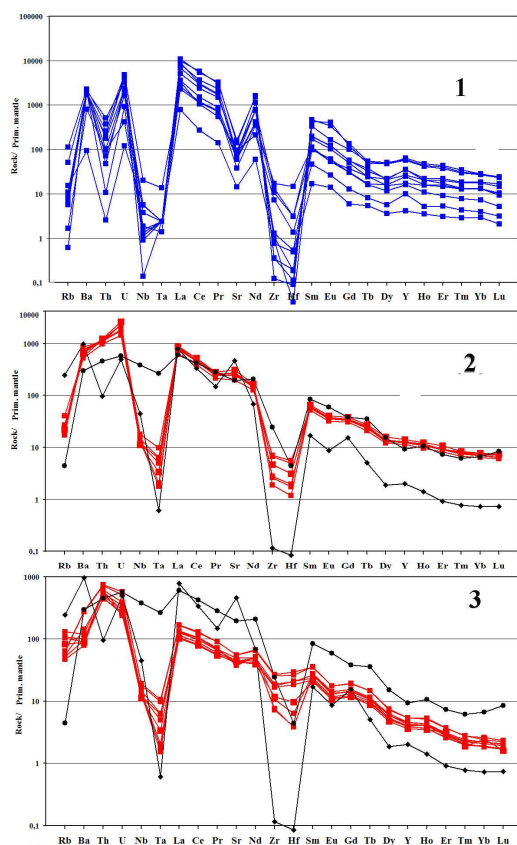


Рис. 9. Спайдерграммы вулканогенных карбонатитов Монголии (Мушугай- Худук -1) и Италии: 2- силлы карбонатитов вулкана Вильтуре, 3 – диатремовые карбонатиты Полино. Черные кружки- лавы карбонатитов Форт Портал, ромбы- лавы карбонатитов Олдоньо Ленгаи.

График соотношения изотопов С и О для вулканогенных карбонатитов представлен на Рис. 10-2. Почти все вулканогенные карбонатиты мира имеют изотопные метки кислорода от 10 до 30‰, с вариациями изотопов углерода от 0 до -9‰. Лавы карбонатитов Олдонии Ленгаи, Форт Портал и карбонатитовых

туфов Мушугай-Худук имеют значения меток кислорода около 20‰ при метках углерода около -2‰ для Олдоньо и Мушугая и +7,7‰ для Форт Портала (значки отмечены крестами). Для выяснения динамики утяжеления кислорода в карбонатах различного генезиса из одного комплекса мы собрали литературные и собственные данные для вулканогенного комплекса Кайзерштуль (Германия), которые представлены на Рис. 10-1. Наименьшие значения кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от 6 до 8‰), имеют раскристаллизованные интрузивные кальцитовые карбонаты (севиты), ультрамафические брекчии и некоторые виды фонолитов и альвикитов (мелкозернистые кальцитовые карбонаты). Однако у альвикитов вариации изотопных меток от 6 до 20‰, фонолиты, оливиновый меланефелинит и бергалиты из другой части комплекса имеют метки 20-24‰, а карбонаты лапиллей и бомб 15-18 ‰. Наибольшие

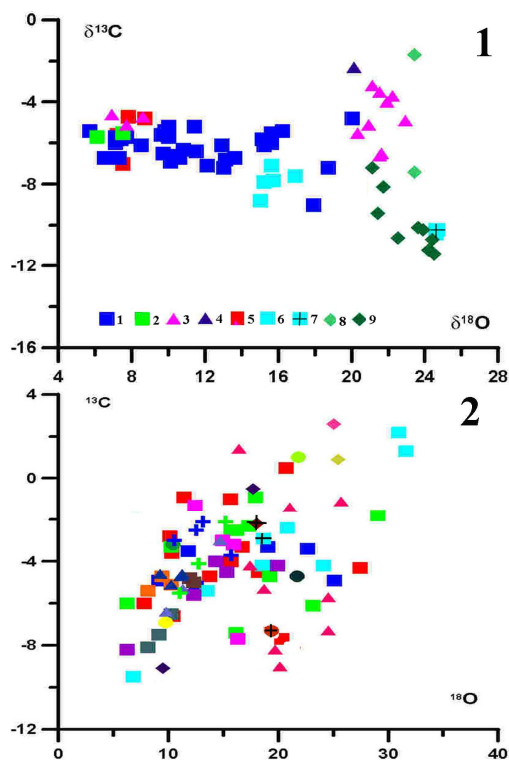


Рис. 10 Соотношения изотопов углерода и кислорода в карбонатах их вулканитов и карбонатитов Кайзерштуль (1) и вулканогенных карбонатитов мира (2)

значения $\delta^{18}\text{O}$ кислорода 20-25 ‰ характерны для вулканогенно-осадочных пород, лесса и кальцита из пепла. Отсюда получается вывод, что значения тяжелого кислорода от 15 до 30 характерны для карбонатов как вулканических лав и даек фонолитов, бергалитов, так и для вулканогенно-туфовых карбонатитов. Причин, объясняющих тяжелые значения изотопов кислорода, несколько. Во-первых, многие из этих комплексов находятся в складчатых зонах,

где в процессе субдукции по зонам Беньофа происходило опускание в мантию корового материала и его смешивание с мантийным материалом (рециклинг), что привело к высоким значениям изотопов Sr и O, которые и получила первичная щелочно-ультраосновная магма при частичном плавлении этого контаминированного субстрата. Во-вторых, при вулканическом процессе происходит подсос в вулкан поверхностных вод, попадающих в магму и влияющих на их изотопные метки, особенно в туфовом процессе идет смешение изотопов с атмосферным кислородом. Но эти высокие значения изотопов кислорода и стронция никак не свидетельствуют о коровом происхождении первичной щелочно-карбонатитовой магмы.

Блок 4. Изотопно-геохимическое изучение метаморфических комплексов юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления с целью создания модели их эволюции и геодинамических обстановок формирования протолитов (отв. исполнитель д.г.-м.н. В.А.Макрыгина).

- В 60-80 гг. XX века в полосе распространения шарыжалгайской и китойской серий в Присяянском краевом выступе фундамента Сибирской платформы был выделен позднеархейский ультраметаморфический китойский комплекс (Магматические формации... 1982), в который включались тела мигматитов, гнейсогранитов, гранитов, чарнокитоидов и эндербитов. Сейчас, когда выявлена полихронная природа шарыжалгайского комплекса (Сальникова и др., 2007), встала проблема разработки конкретных критериев отличий китойского ультраметаморфического комплекса от других метаморфических и ультраметаморфических образований. При исследованиях 2010 г. было установлено:

- 1) Выделенный ранее позднеархейской ультраметаморфический китойский комплекс является полихронным и, скорее всего, полигенным образованием. Он включает в себя три возрастные группы пород – а) мезоархейские ($\geq 2,8$ млрд лет) тоналит-трондьемитовые гнейсы, эндербиты-1, развитые по ним мигматит-граниты, возможно высококалийевые ортогнейсы; б) неоархейские (2,55-2,65 млрд лет) калишпатовые и плагиоклазовые мигматиты, граниты, пегматиты в полосе распространения шарыжалгайской и китойской серий; в) палеопротерозойские

(1,85-1,87 млрд лет) плагиоклазовые и калишпатовые мигматиты, граниты, чарнокитоиды, эндербиты, пегматиты, сиениты в полосе шарыжалгайской серии. На данный момент геохронологически убедительно обоснованы только второй и третий возрастные рубежи.

2) Для неоархейского возрастного уровня в пределах шарыжалгайской и китойской серий при разном протолите отмечается два близких возрастных рубежа преобразований 2,55-2,65 млрд лет. Но для разных участков китойской серии геохронологические данные о возрасте гранитоидов (U-Pb метод по цирконам) различаются. Если возраст секущих гранитоидов в китойской серии (среднее и нижнее течение р. Китой), традиционно относимых к гранулитовой фации, составляет 2,55-2,65 млрд лет, то в районе Китойского силлиманитового месторождения возраст гранатовых ортотектитов ультраметаморфического генезиса составляет 2,482 млрд лет. Такие различия в возрасте, а также степени метаморфизма этих участков указывают на их принадлежность к разным стратиграфическим подразделениям Присаянского выступа. К китойскому комплексу гранулитовой фации могут быть отнесены только образования, развитые в среднем и нижнем течении р. Китой, а ассоциации амфиболитовой фации Китойского силлиманитового месторождения принадлежат или к нижним частям Онотского зеленокаменного пояса, или являются самостоятельным стратиграфическим подразделением.

3) Петрогеохимические характеристики неоархейских ультраметаморфических гранитоидов китойского комплекса в значительной степени определяются валовым составом замещаемых гранитоидами толщ – шарыжалгайской, китойской серий и тоналит-трондьемитовых гнейсов (ТТГ). Судя по расчетам, средневзвешенный состав выборки (плагиоклазовые и калишпатовые тневые мигматиты, граниты, мигматит-граниты – гранито-гнейсы, чарнокитоиды, эндербиты) ультраметаморфических гранитоидов китойского комплекса в гранулитовых комплексах для шарыжалгайской (Иркутный и Жидойский блоки) и китойской (Китойский блок, бассейн р. Китой) серий практически одинаков. Это отражается в симбатном характере линий на спайдерграммах петрогенных и

редких элементов в гранитоидах китойского комплекса из разных структурных подразделений (Рис. 11). Для китойской серии (Китойский блок, бассейн р. Орот) гранулитовой фации отмечаются некоторые различия в распределении петрогенных и полное сходство для редких элементов. В то же время, гранитоиды китойского комплекса, наблюдаемые в низкометаморфизованных массивах тоналит-трондьемитовых гнейсов (комплекс основания Оротского и Таргазойского зеленокаменных поясов), резко отличаются по распределению редких элементов от пород первых трех групп – полное отсутствие в симбатности линий, обусловленное резкими различиями в субстрате замещаемых толщ и соответственно в составе ультраметаморфических гранитоидов. Практически при одинаковых содержаниях Si, Al, K во всех гранитоидах китойского комплекса только ультраметаморфическим гранитоидам, залегающим в ТТГ, присущи пониженные содержания тех элементов, которыми обеднены ТТГ, – Ti, Fe, Mg, Ca, Ba, Sr, F, Sn, La, Ce, Nd, Yb, Y, Zr, Zn, Cu, Cr, V, Ni, Co, Sc. Протолит шарыжалгайской и китойской серий обогащен этими элементами и поэтому граниты, развитые по ним, также ими обогащены. Повышенные содержания Na в гранитоидах, развитых по тоналит-трондьемитовым гнейсам, обусловлен доминированием этого элемента в субстрате, а повышенный Rb, Pb (иногда Li в комплексах низкого метаморфизма) – привносом в процессах мигматизации и гранитообразования.

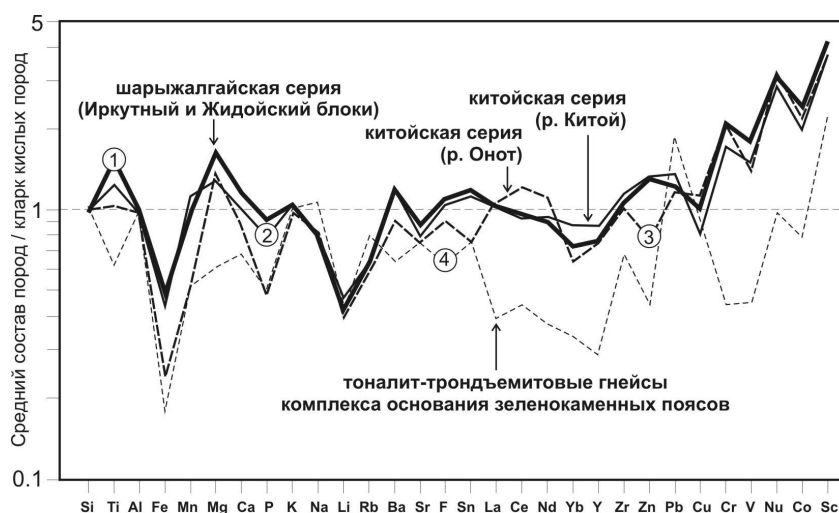


Рис. 11. Графики средневзвешенных содержаний главных и редких элементов в ультраметаморфических гранитоидах китойского комплекса, нормированных к кларкам кислых пород по А.П. Виноградову (1962).

4) Высокоглиноземистые руды Китайского силлиманитового месторождения аномально обогащены как литофильными, так и сидерофильными элементами и реконструируются как древнейшие в России и мире (древнее 2,482 млрд лет) зрелые коры выветривания латеритного типа.

- В 2010 году продолжалось изучение изотопных систем Nd и Sr в метатерригенных породах Джидинского участка. Ранее для метатерригенных пород из разрезов Хамардабанского (от Слюдянки до Юж. Прихубсугулья), Тункинского и северной части Джидинского террейнов были установлены близкие модельные возраста $T_{Nd}(DM)$ – от 1,7 до 2,1 млрд лет при величине $\epsilon_{Nd}(T)$ от -4 до -11 (Макрыгина и др., 2008). Сочленение этих террейнов представлено зонами сложных покровно-складчатых структур. Вдоль северной границы Джидинского террейна выделяется Зунмуринский покров, сложенный одноименной свитой. Предполагается аналогия ее с отложениями джидинской толщи, но вопрос остается дискуссионным. Во-первых, выходы зунмуринской свиты отделены от Джидинского террейна тектоническим окном с выходами хамардабанских пород, а во-вторых, зунмуринские породы сильнее метаморфизованы. В Зунмуринском покрове обнаружались ϵ_{Nd} положительные породы с неопротерозойским модельным возрастом 992–998 млн лет. Эти данные, наряду с наличием в зунмуринской свите гипербазитов, являются аргументом в пользу отнесения ее к Джидинскому островодужному террейну.

Для метатерригенных разностей пород джидинской и хасуртинской свит были впервые определены Nd-модельные возраста. Как и в зунмуринской свите, они четко разделились на две группы. Для туффитов и туфоалевролитов хасуртинской свиты характерны модельные возраста около 1 млрд лет и положительные значения ϵ_{Nd} (Табл. 1), которые одинаковы с зунмуринскими сланцами и ложатся на линию мантийной последовательности для 600 млн лет. Алевролиты и слюдистые сланцы джидинской свиты имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} и модельные возраста 1565-1946 млн лет, которые встречаются и в сланцах зунмуринской свиты (таблица). Более древние значения возрастов свидетельствуют о существенно коровом мезопротерозойском источнике

протолита метатерригенных пород джидинской и части зунмуриной свит. Рифейские модельные возраста указывают на значительную долю мантийного материала основного состава в хасуртинской свите. Это туфовый материал и продукты разрушения Джидинской островной дуги и островов, имеющие толеитовый и щелочнобазальтовый составы. Базальт ХС24 имеет такой же модельный возраст – 937 млн лет. В зунмуриной свите была значительная добавка островодужной пирокластике андезитового состава, но сохранялись и высокие концентрации Ni и Cr, поставляемые при разрушении местных массивов гипербазитов. Эти новые факты – еще одно подтверждение идентичности зунмуриной и хасуртинской толщ и их принадлежности Джидинскому террейну. (д.г.-м.н. В.А.Макрыгина, Л.В. Куц).

Таблица 1. Nd модельные возраста и отношения изотопов в метатерригенных породах зунмуриной (ХД272-197 – [по 1]), джидинской (ХС-2-17/03) и хасуртинской (27/03-24/03) свит (данные этой работы)

№№ проб	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	E (0)	E (T)	T (DM)	T (DM-2st)
ХД-272	0,1260	0,512143	-9,7	-5,2	1750	1670
ХД-565	0,1230	0,512187	-8,8	-4,1	1618	1582
ХД-761	0,1355	0,512644	0,1	4,0	990	909
ХД-141	0,1344	0,512635	-0,1	3,9	992	917
ХД-197	0,1391	0,512668	0,6	4,3	988	889
ХС-2	0,12274	0,512216	-8,2	-3,5	1565	1534
ХС-19	0,11246	0,512041	-11,6	-6,3	1669	1763
17/03	0,14448	0,512266	-7,3	-3,9	1946	1569
27/03	0,16277	0,512705	1,3	3,5	1339	954
ХС-24	0,14568	0,512660	0,4	3,7	1101	937
ХС-35	0,15011	0,512669	0,6	3,6	1156	946
24/03	0,14568	0,512631	-0,1	3,1	1166	984