

---

**Приоритетное направление VIII.71. ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО, ХИМИЧЕСКОГО И  
ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЗЕМЛИ. КОСМОХИМИЯ ПЛАНЕТ И ДРУГИХ  
ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ  
БИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ, БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И  
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РОЛЬ ОРГАНИЗМОВ.**

---

**Программа VIII.71.1. Процессы мантийно-корового взаимодействия и  
изотопно-геохимические индикаторы рециклирования элементов.  
(координатор чл.-к. РАН В.С. Шацкий)**

---

*Проект 71.1.1. Изотопно-геохимические свидетельства мантийно-корового  
взаимодействия и рециклирования элементов  
(научный руководитель чл.-к. РАН В.С. Шацкий)*

---

**Блок 1. Изотопно-геохимические индикаторы рециклирования земной коры.**

- **Выяснение этапов формирования ювенильной коры Сибирского кратона на основе изотопно-геохимических исследований нижнекоровых ксенолитов из кимберлитовых трубок и роль островодужного вулканизма в этом процессе. Определение U-Pb возраста цирконов и изотопного состава гафния для определения этапности и продолжительности корообразующих процессов.**

В отчетный период, согласно плана, проводилось исследование нижнекоровых ксенолитов из кимберлитовых трубок Удачная, Ленинградская и Комсомольская, а также геохимических особенностей алмазоносных высокоглиноземистых пород участка Барчинский (Кокчетавский массив).

Результаты определения редких и рассеянных элементов в ксенолитах мафических гранулитов показывают, что помимо ранее выделенных на основании характера распределения редкоземельных элементов в кимберлитовых трубках Удачная (Рис. 49) и Ленинградская трех типов мафических гранулитов, сходных по петрохимическому составу, в кимберлитовых трубках Комсомольская и Зарница присутствуют ксенолиты четвертого типа. Они характеризуются дифференцированным характером распределения редких земель. Отношение  $(La/Yb)_N = 3.0-8.9$ . Почти для всех образцов наблюдается отчетливый европиевый минимум, что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементном графике несовместимых

элементов, нормализованных на примитивную мантию, все образцы нижнекоровых ксенолитов, за исключением ксенолитов второй группы, показывают обогащение легкими лантаноидами. Все образцы, за исключением гранулитов второй группы характеризуются отрицательными аномалиями титана, тантала, ниобия, циркония, гафния и положительными стронция и бария.

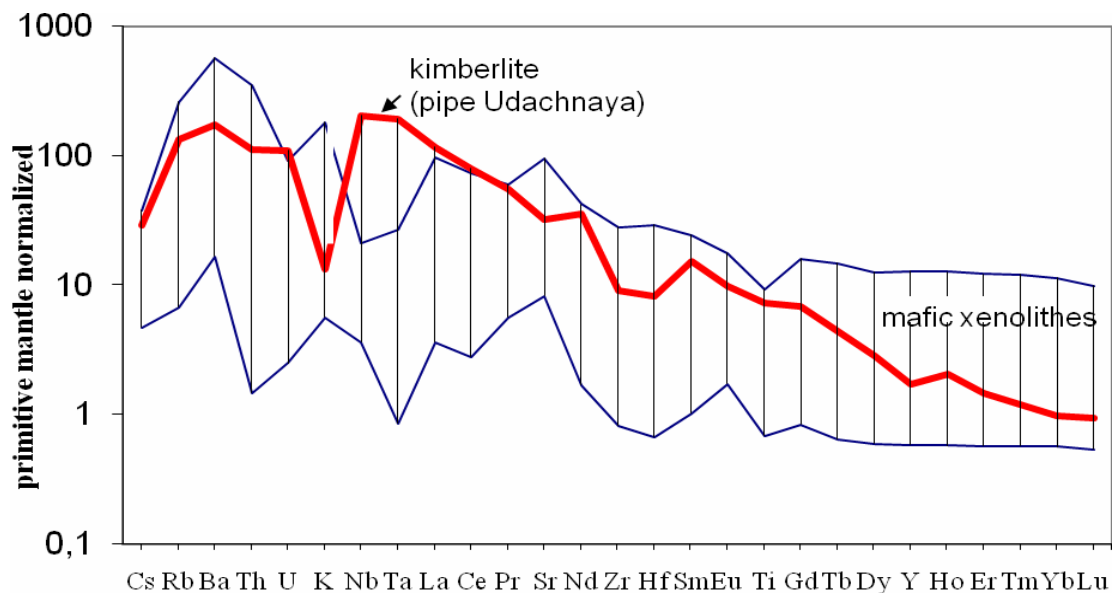


Рис. 49. Мультиэлементные спектры распределения элементов в ксенолитах мафических гранулитов из кимберлитовых трубок Якутии.

Для определения абсолютного возраста U-Pb методом из 7 ксенолитов фельзических гранулитов трубки Космольская, двух мафических гранулитов трубки Удачная и одного мафического гранулита трубки Ленинградская были выделены цирконы.

Цирконы из ксенолитов мафических гранатовых гранулитов характеризуются на катодолюминесцентных топограммах однородным внутренним строением или размытой магматической осцилляторной зональностью.

У цирконов из образца гранатового гранулита УД-01-44 (Grt+Срх+Amp+Pl) верхнее пересечение дискордии отвечает возрасту  $2569 \pm 92$  млн лет, а нижнее пересечение, где группируется основная масса точек, –  $1780 \pm 36$  млн лет (СКВО=2.0). В этом образце можно выделить три группы цирконов: молодой циркон с конкордантным  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастом 1722 млн лет и с коровым модельным возрастом  $T_{\text{crust}} = 3.79$  млрд лет; более древняя популяция цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 2530-1976 млн лет;  $n = 7$ ) с  $\text{Hf}_i > 0.2811$ , с коровым модельным

возрастом  $T_{\text{crust}} = 3.35$  млрд лет; наиболее многочисленная популяция цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 1992-1830 млн лет;  $n = 13$ ) с коровым модельным возрастом  $T_{\text{crust}} = 3.53$  млрд лет.

В образце мафического гранулита УД-01-66 цирконы дают конкордантный возраст  $1795 \pm 5.5$  млн лет.

Цирконы из ксенолита гранатового гранулита трубки Ленинградская Л-9-02 (Grt+Pl+Crpx+Amp+Bt+Scp) дают конкордантный  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст  $1973 \pm 3.5$  млн лет (СКВО = 0.058).  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  в пятнадцати зернах циркона образуют плотный кластер с отрицательными значениями, близкими к Hf линии эволюции CHUR от -6.3 до -2.9. В одном зерне циркона с  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастом, составляющим 1939 млн лет,  $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$  достигает -12.6.  $T_{\text{crust}}$  имеет самое древнее значение, равное 3.28 млрд лет, тогда, как для основного кластера среднее значение минимального возраста протолита  $T_{\text{crust}}$  составляет 2.77 млрд лет.

На графике плотности распределения (Рис. 50) цирконы из фельзического гранулита К 67-04 (Pl+Kfsp+Qtz+Bt+Scp+Gr) кимберлитовой трубки «Комсомольская» образуют несколько пиков с диапазоном возрастов от 1860 до 2035 млн лет.

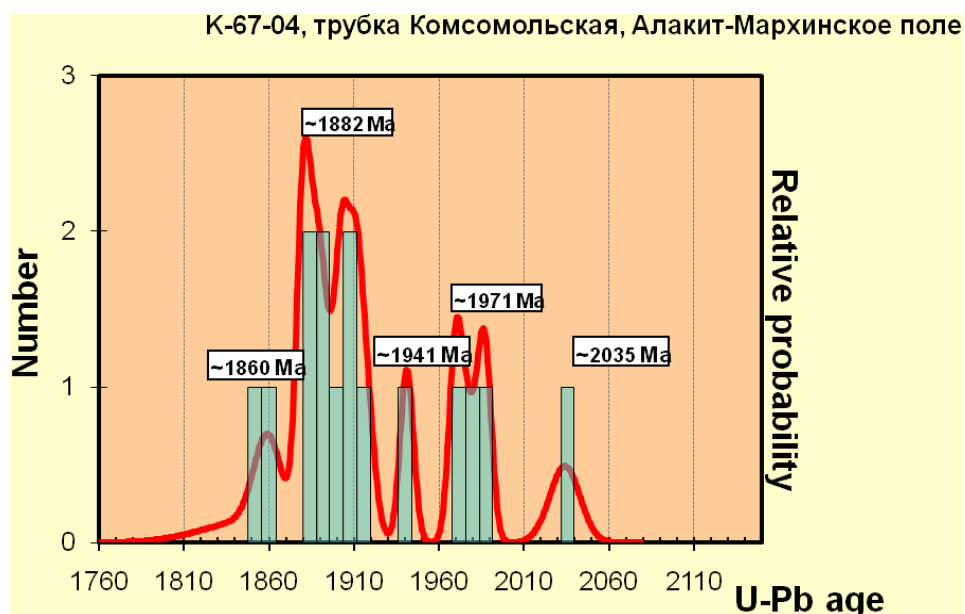


Рис. 50. Распределение значений возраста цирконов из ксенолита фельзического гранулита показано как кумулятивная кривая вероятности

В ксенолите 72-03 у 2 цирконов также получен диапазон конкордантных возрастов со средним значением 1915 млн лет. Близкие значения возраста дает

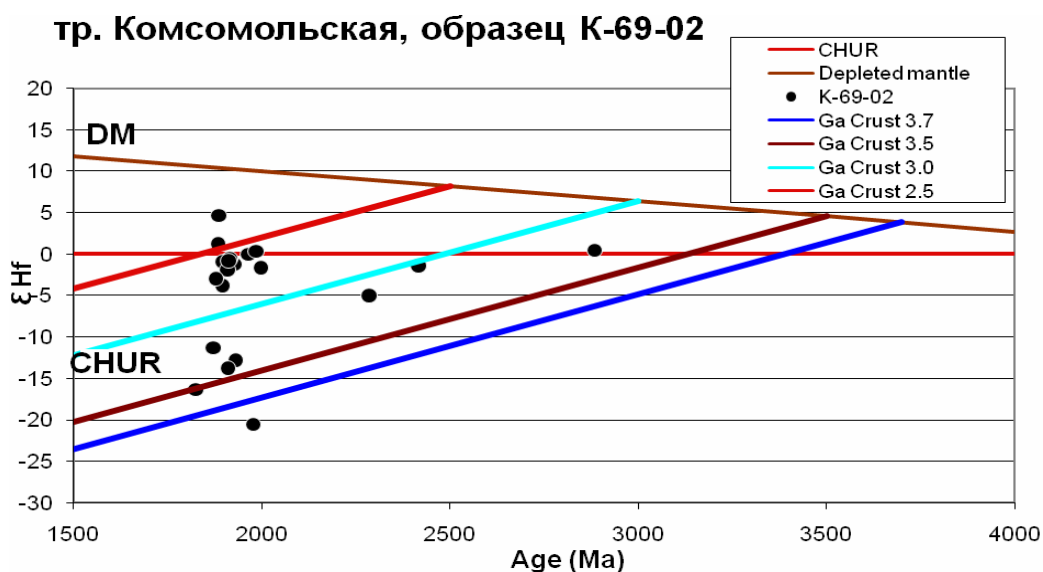
верхнее пересечение дискордии у цирконов из ксенолита К-19-04 ( $1911 \pm 17$ ) конкордантный возраст ( $1896 \pm 4.5$ ) млн лет.

В цирконах из кристаллического сланца К-45-02 (тр. Комсомольская) наблюдается широкий интервал  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  датировок от 2473 до 1801 млн лет. Большая часть цирконов лежит на конкордии и лишь незначительное количество слегка дискордантно. Большая часть цирконов обладает типичной магматической осцилляторной зональностью.

Среди цирконов выделяются две популяции – большая часть с пониженным значением  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i < 0.28114$  и меньшая часть с более высоким  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i > 0.28114$ . В каждой группе значения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$  совпадают в пределах аналитической ошибки. Такая гомогенность означает, что разброс  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастов (2473-1793 млн лет) отражает эпизодическую рекристаллизацию и потерю свинца.  $T_{\text{crust}}$  для цирконов с пониженным значением  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i < 0.28114$  составляет 3.48 млрд лет, а для цирконов с  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i > 0.28114$  несколько ниже – 3.18 млрд лет. Таким образом, в образце кристаллического сланца К-45-02 присутствует две группы цирконов, протолиты которых вероятно имели разную историю развития. Эволюцию U/Pb и Hf систем в данном образце можно объяснить следующим образом. Отделение протолитов от деплетированной мантии произошло 3.48 и 3.18 млрд лет назад, а 2.47 млрд лет назад эти протолиты подверглись переплавлению с кристаллизацией цирконов. После этого порода подвергалась термальным воздействиям, которые, вероятно, связаны с термальными событиями палеопротерозойского возраста в коре Сибирского кратона, что отражается в переустановлении U/Pb системы без изменения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ . Пик метаморфизма, вероятно, происходил  $1839 \pm 5.3$  млн лет назад (СКВО=2.0). Данное событие фиксируется по плотному кластеру большинства цирконов на U/Pb конкордии.

В образце фельзического гранулита К-69-02 (Grt+Bt+Pl+Kfsp+Scp) часто наблюдается осцилляторная зональность центральных частей зерен, выявлена более сложная эволюция цирконов и их U/Pb и Hf изотопных систем (Рис. 51). Для зерна циркона с конкордантным  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возрастом 1977 млн лет коровый

модельный возраст  $T_{\text{crust}} = 3.77$  млрд лет. В малочисленной группе цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 2883-1827 млн лет;  $n = 7$ ) с  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от -16.3 до -5.1 коровый модельный возраст  $T_{\text{crust}} = 3.23$  млрд лет.



**Рис. 51.** Эволюция изотопов гафния цирконов из образца фельзического гранулита К-69-02. Жирными цветными линиями показана эволюция изотопов гафния в фельзической коре с возрастами 2.5, 3.0, 3.5 3.7 млрд лет.

В наиболее многочисленной популяции цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 1997-1878 млн лет;  $n = 13$ ) с  $\epsilon\text{Hf}(t)$  от -3.9 до 4.7 коровый модельный возраст  $T_{\text{DM2}} = 2.58$  млрд лет. В первых двух группах  $\text{Hf}_i$  варьирует незначительно – в пределах аналитической ошибки определения. Третья многочисленная группа цирконов ( $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраст 1997-1878 млн лет;  $n = 13$ ) имеет значительно более высокие  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  отношения. Цирконы этой группы обладают магматической осцилляционной зональностью,  $\epsilon\text{Hf}(t)$  в данной группе варьирует в широких пределах от -3.9 до 4.7. Такие вариации составов можно объяснить добавлением вещества из более молодого мантийного источника ( $T_{\text{DM2}} = 2.58$  млрд лет) с менее радиогенным изотопным составом Hf – магматическим андерплейтингом.

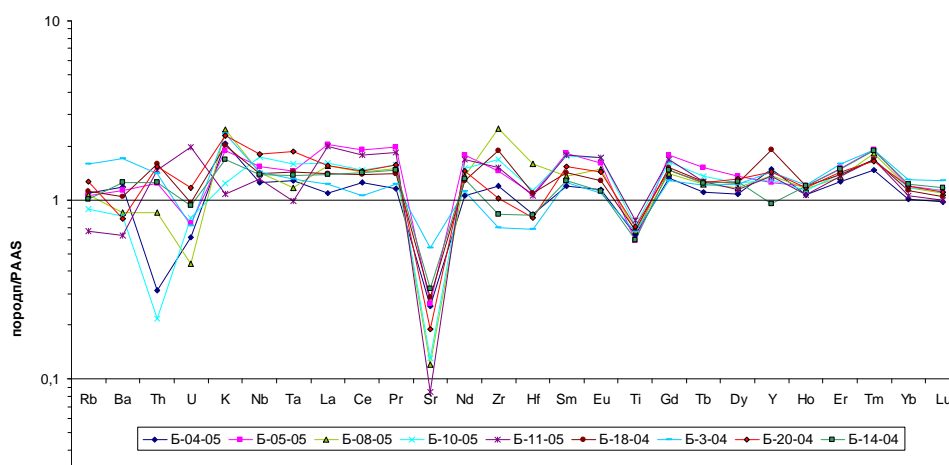
На основании полученных данных выделяется несколько этапов эволюции земной коры северо-востока Сибирской платформы. Наиболее древние  $^{207}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  конкордантные возраста индивидуальных зерен цирконов (2.9, 2.7 и 2.4 млрд лет), отвечающие этапам образования коры, наиболее часто фиксируются только в фельзических гранулитах. Однако, модельные возраста свидетельствуют, что первая «протокора» Сибирского кратона уже существовала

3.5-3.8 млрд лет назад. Основываясь на коровых гафниевых модельных возрастах  $T_{\text{crust}}$ , можно выделить следующие основные этапы формирования архейской коры центральной части Якутской алмазоносной провинции: 3.8-3.5, 3.35-3.18, 2.95-2.38. Возрастной этап 2.0-1.78 млрд лет отвечает этапу коллизии и амальгамации террейнов Сибирского кратона.

**• Определение подвижности элементов в зонах субдукции и состава отделяющихся от субдуцируемой плиты растворов/расплавов по результатам изучения изотопно-геохимических особенностей пород из метаморфических комплексов высоких и сверхвысоких давлений.**

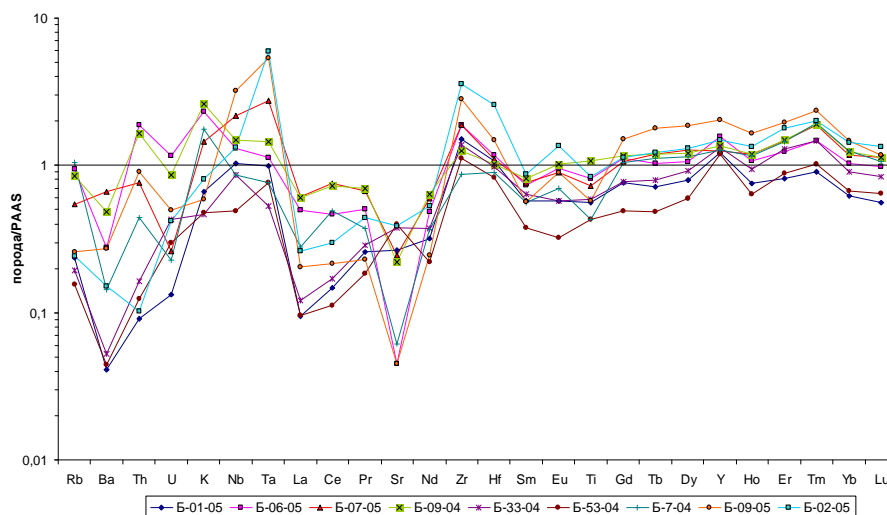
Проведенные исследования геохимических особенностей высокоглиноземистых алмазоносных и неалмазоносных сланцев и гнейсов алмазоносного участка Кокчетавского массива в районе озера Барчинское свидетельствует о том, что в ходе метаморфизма сверхвысоких давлений были подвижны легкие редкие земли, крупноионные литофильные элементы, а также уран и торий. При этом установлена разная степень деплиториванности одноименных пород.

На графике, нормированном на PAAS (Рис. 52 и 53), высокоглиноземистые не деплиториванные в отношении LREE ( $La/Yb > 2,5$ ) породы демонстрируют распределение близкое к глинистому сланцу, но для них характерны отрицательные аномалии титана, стронция и цезия. Кроме того, в ряде образцов наблюдается обеднение торием.



**Рис. 52.** Распределение несовместимых элементов в породах участка Барчинский, обогащенных LREE, нормированных на PAAS [Тэйлор, Мак-Леннан, 1988<sup>5</sup>].

<sup>5</sup> Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора. Её состав и эволюция. Мир, 1988, 384 с.



**Рис. 53.** Распределение несовместимых элементов в породах участка Барчинский, деплитуированных LREE, нормированных на РААС [Тэйлор, Мак-Леннан, 1988<sup>5</sup>].

Породы с отношения  $La/Yb < 2.5$  по содержанию тяжелых редких земель близки к РААС. Начиная с гадолия они деплитуированы всеми несовместимыми элементами. У ряда образцов наблюдаются положительные аномалии ниобия и тантала, а также рубидия и бария. Интересно отметить, что породы, деплитуированные легкими редкими землями, в значительной степени деплитуированы торием по отношению к урану.

Совокупность данных дает основание предполагать частичное плавление высокоглиноземистых сланцев, обусловленное разложением фенгита. Согласно данным экспериментальных исследований [Schmidt et al., 2004<sup>6</sup>] в пелитах, насыщенных водой наблюдается плавление при температурах выше 850 °С. При температуре выше 950 °С фенгит исчезает и доля расплава достигает 50%. При этом рститы будут обеднены элементами, концентрирующимися в фенгите (К, Rb, Cs, Ba). Главным концентратом легких редких земель, а так же тория в субдуцируемой коре является алланит [Hermann, 2002<sup>7</sup>]. Он устойчив до высоких температур, однако растворяется в расплаве при высоких степенях частичного плавления. На основании полученных данных мы можем предполагать, что разная степень деплитуированности метаморфических пород сверхвысоких давлений определяется их разной водонасыщенностью.

<sup>6</sup> Schmidt M.W., Vielzeuf D., Auzanneau E. Melting and dissolution of subducting crust – the key-role of white micas // Earth and Planetary Science Letters, 2004, V. 228, № 1-2, P. 65-84.

<sup>7</sup> Hermann J. Allanite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // Chemical Geology, 2002, V. 192, № 3-4, P. 289-306.

**Блок 2. Выяснение изотопно (Sr-Nd-Pb) - геохимических характеристик и реконструкция источников вещества мезозойских внутриплитовых магматических образований шошонит-латитовой и трахибазальтовой серий Монголо-Охотского складчатого пояса (МОП), возникших в результате воздействия на литосферу фанерозойского Центрально-Азиатского суперплюма.**

• В конце мезозоя на территории Монголо-Охотского складчатого пояса, завершая эпоху мощных преобразований строения и состава литосферы, проявились интенсивные процессы сводо- и грабенообразования, а также активный магматизм, породивший широкое разнообразие интрузивных магматических комплексов, вулканических серий и вулканоплутонических ассоциаций [Казимировский и др., 2001<sup>8</sup>, Ярмолюк, Коваленко, Кузьмин, 2000<sup>9</sup>]. Переход складчатого пояса к внутриконтинентальному этапу своего развития сопровождался на рубеже средней юры–раннего мела широким развитием магматизма различных геохимических типов [Антипин, 1992<sup>10</sup>]. Традиционно для территории Восточного Забайкалья позднемезозойский этап тектонического развития подразделяется на две стадии [Первов и др., 1987<sup>11</sup>], различающихся составом вулканических продуктов. Для ранней стадии ( $J_{2-3}$ ) характерно развитие субщелочных эффузивов повышенной калиевости, относимых к дифференцированным сериям латитовой специализации. Тектоно-магматическая активность поздней стадии ( $J_3-K_1$ ) проявилась на территории Забайкалья в образовании рифтогенных впадин, в которых происходили обширные излияния субщелочных и щелочных лав бимодальных ассоциаций. Авторами исследованы изотопно-геохимические особенности вулканитов шошонитовой и трахибазальтовой серий Восточного Забайкалья, развитые в пределах Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской мезозойских рифтогенных впадин.

Ингодинская впадина, в пределах которой широко проявлены вулканиты трахибазальтовой серии, является крупнейшей впадиной Нерча-Ингодинской

<sup>8</sup> Казимировский М. Э., Сандмирова Г. П., Пахольченко Ю. А. Геохимия и Sr-изотопные характеристики магматических пород Западно-Усуглинской бимодальной вулканоплутонической ассоциации ( $J_3-K_1$ , Забайкалье) // Геология и геофизика, 2001, Т. 42, № 6, С. 951-967.

<sup>9</sup> Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, С. 343-366.

<sup>10</sup> Антипин В. С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. – Новосибирск: ВО «Наука», 1992. – 223 с.

<sup>11</sup> Первов В.А., Дрынкин В.И., Керзин А.Л., Келлер Й. Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий позднемезозойской тектоно-магматической активизации Юго-Восточного Забайкалья // Геохимия, 1987, № 6, С. 798-811.



рифтогенной зоны Забайкальской рифтогенной системы [Казимировский, 1994<sup>12</sup>]. Трахибазальты, залегающие в виде хорошо сохранившихся лавовых потоков, приурочены к юго-восточному борту впадины. Их изотопный K-Ar возраст лежит в пределах 118-125 млн лет. Исследованные трахибазальты являются глубоко дифференцированными породами, о чем свидетельствуют высокие значения коэффициента фракционирования ( $F=0,70-0,85$ ), а также систематически низкие содержания элементов группы железа. Породы характеризуются дифференцированным спектром распределения REE ( $La/Yb_{(N)}=25-46$ ) при ясно проявленной отрицательной европиевой аномалии. Кроме того, для них характерны высокие содержания  $P_2O_5$ , Rb, Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta. На мультикомпонентной диаграмме составы трахибазальтов демонстрируют спектр распределения редких элементов, типичный для внутриплитных образований, имея, однако, слабо выраженный минимум в области содержания Nb (Рис. 54, А).

Трахибазальты, развитые в пределах Усуглинской впадины, характеризуются более низкими уровнями накопления редкоземельных элементов и более высокими концентрациями Rb по сравнению с трахибазальтами Ингодинской впадины.

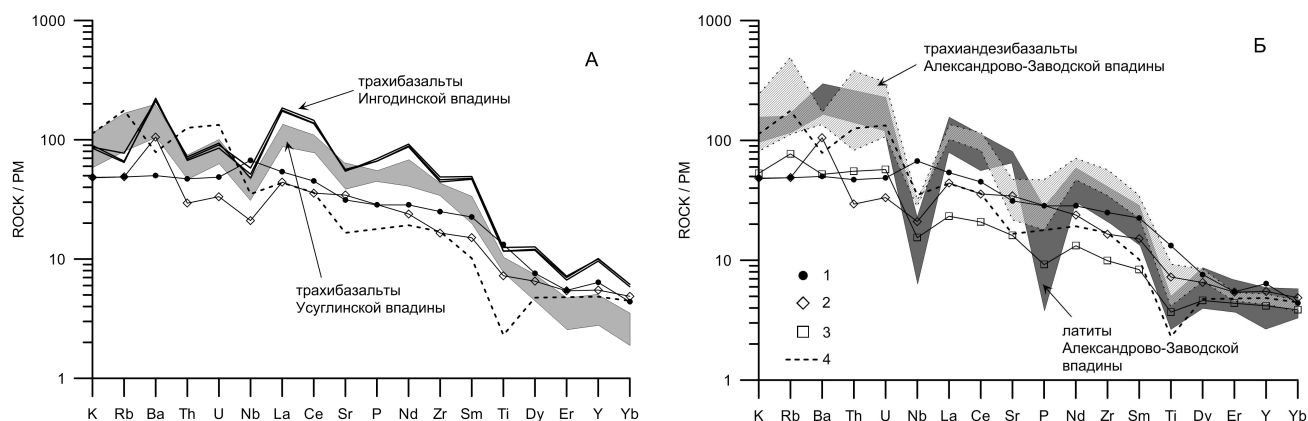
В пределах Александрово-Заводской впадины развиты вулканические породы шошонитовой серии – нижняя вулканогенная толща (нижняя пачка кайласской свиты), представленные в основном шошонитами и латитами, и трахибазальтовой серии – средняя вулканическая толща (верхняя пачка кайласской свиты) с доминированием в ее разрезе вулканитов трахиандезитового состава. Для вулканических пород шошонитой серии нами был получен Ar-Ar изотопный возраст, который составил  $163 \pm 1.8$  млн лет.

Трахиандезитобазальты и трахиандезиты Александрово-Заводской впадины имеют высокие суммарные содержания редкоземельных элементов (РЗЭ), варьирующие в пределах 413-535 мкг/г для более основных и 326-351 мкг/г для более кислых дифференциатов. Спектр распределения РЗЭ имеет высокую

---

<sup>12</sup> Казимировский М.Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, №8. С. 40-49.

степень фракционирования у трахиандезитобазальтов ( $La/Yb_{(N)} = 33.78-48.20$ ), снижаясь у трахидацитов до величин  $La/Yb_{(N)} = 22.39-27.76$ . В вулканитах отмечаются высокие концентрации К, Rb, легких РЗЭ, Th, U и Zr, значительно превышающие соответствующие значения в базальтах океанических островов (Рис. 54, Б).



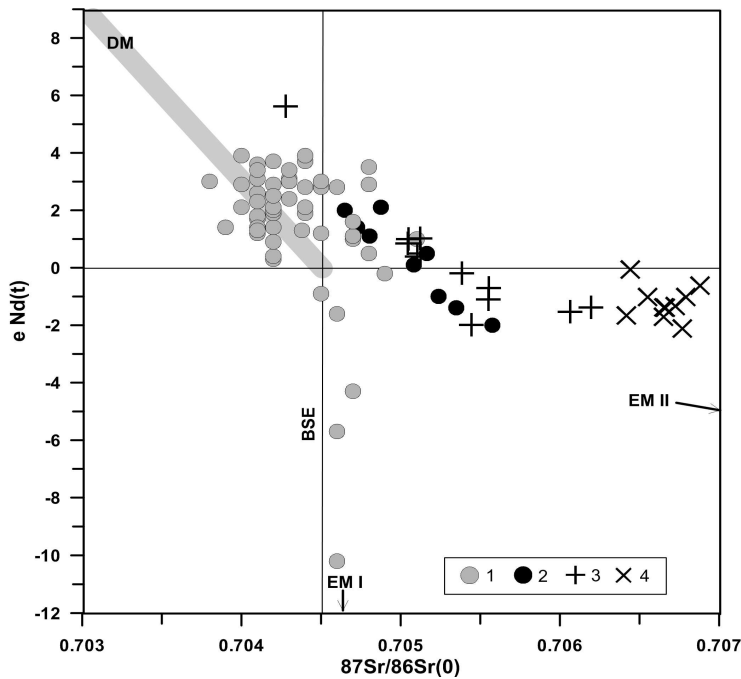
**Рис. 54.** Мультикомпонентная спайдер-диаграмма для пород трахибазальтовой серии Ингодинской и Усуглинской впадин (А), а также трахибазальтовой и шохонитовой серий Александрово-Заводской впадины (Б). Условные обозначения: 1 – средний состав базальтов океанических островов (ОИБ) по [Sun, McDonough, 1989<sup>13</sup>], 2 – средний состав континентального базальта Северной Азии по [Ярмолюк, Коваленко, 2000<sup>14</sup>], 3 – средний состав континентальной коры района активных континентальных окраин по [Rudnick, Fountain, 1995<sup>15</sup>]; 4 – средний состав верхней континентальной коры по [Тэйлор, Мак-Леннан, 1988<sup>5</sup>].

Трахибазальты Ингодинской и Усуглинской впадин отличаются слабо радиогенным составом стронция:  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(140MA)} = 0.70544-0.70555$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(140MA)} = 0.70428-0.70619$  соответственно, при значениях величины  $\epsilon Nd(t)$ , варьирующих в пределах от +5.6 до -2.0 (Рис. 55). Шохониты и латиты Александрово-Заводской впадины характеризуются  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(160MA)} = 0.70652-0.70687$  и  $\epsilon Nd(t) = -0.6-(-1.4)$ , а породы трахибазальтовой серии, развитые в этой же впадине имеют менее радиогенный изотопный состав стронция:  $^{87}Sr/^{86}Sr_{(140MA)} = 0.70510-0.70529$  при значениях  $\epsilon Nd(t) = 1.0-(-0.4)$ .

<sup>13</sup>Sun, S.-S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmaism in Ocean Basins*. Ed. by Saunders A.D., Norry M.J., Geol. Soc. Spec. London Spec. Publ., 1989, V. 42, P. 313-346.

<sup>14</sup>Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое – раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма// ДАН, 2000, Т. 375, № 4, С. 525-530.

<sup>15</sup>Rudnick R.L. and Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // *Reviews in Geophysics*, 1995, V. 33, № 3, P. 267-309.



**Рис. 55.** Изотопная диаграмма  $\epsilon Nd(t) - ^{87}Sr/^{86}Sr(0)$  для вулканических пород шошонитовой и трахибазальтовой серий Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья. Условные обозначения: 1 – кайнозойские внутриплитовые базальты Северной Азии по [Ярмолюк, Коваленко, 2000<sup>14</sup>]; 2 – позднепалеозойские, ранне- и позднемезозойские внутриплитовые базальты Северной Азии по [Ярмолюк, Коваленко, 2000<sup>14</sup>]; 3 – трахибазальты и трахиандезиты Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской впадин; 4 – шошониты и латиты Александрово-Заводской впадины.

Таким образом, на основании изотопно-геохимических данных можно заключить, что вулканы шошонитовой серии характеризуются умеренно обогащенным первичным изотопным составом стронция и слабоотрицательными значениями  $\epsilon Nd(t)$ , что указывает на контаминацию родоначальных мантийных магм некоторым количеством корового вещества и, вероятно, претерпевших эпизоды предшествующего субдукционного обогащения. Изотопные составы стронция и неодима пород трахибазальтовой серии, характеризующие рифтогенный этап, указывают на мантийный источник, который в меньшей степени был контаминирован коровым веществом.