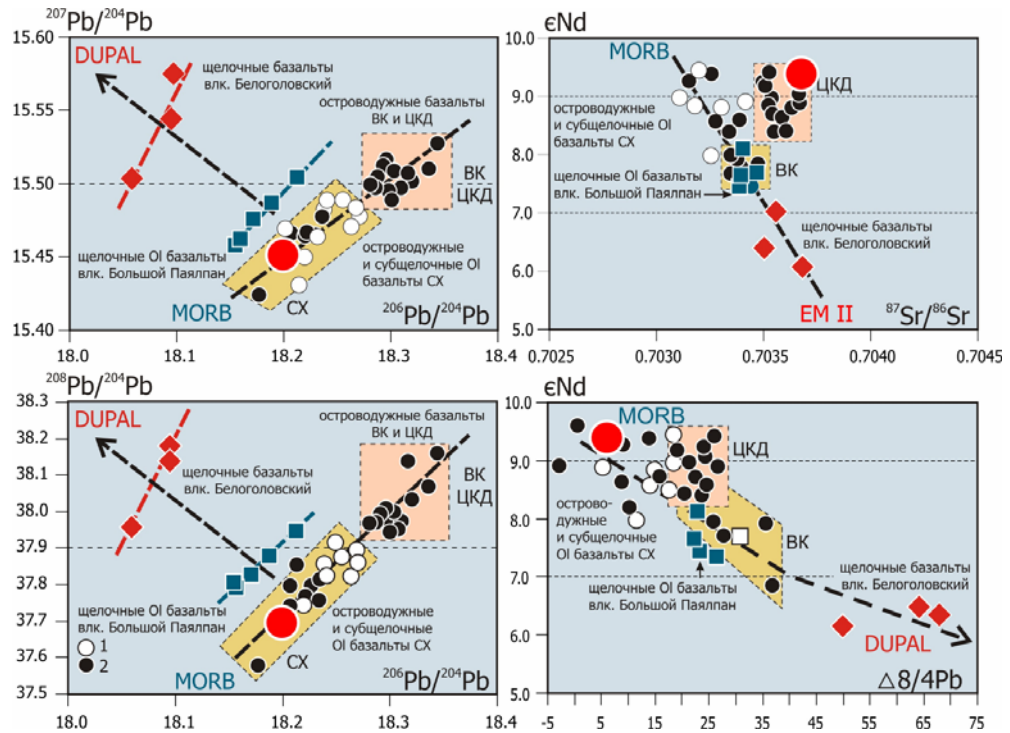


## КОМПЛЕКСНЫЕ ИНТЕГРАЦИОННЫЕ ПРОЕКТЫ СО РАН

### Проект № 6.9 «Аномальный магматизм Курило-Камчатской островодужной системы: геолого-структурная позиция, геохимическая систематика, происхождение и эволюция магм»

(координатор к.г.-м.н. С.И.Дриль)

#### Блок. Результаты новейших изотопно-геохимических исследований магматизма Камчатки.



- При проведении исследований магматизма Курило-Камчатской островодужной системы получен значительный объем новых Sr-Nd-Pb изотопных характеристик пород различных геохимических типов (WPB – внутриплитного, IAB – островодужного, E-MORB – обогащенных океанических базальтов и WPB-IAB – базальтоидов с конвергентными геохимическими признаками) и различных возрастных этапов ( $E_3-N_1-N_2-Q_1-Q_4$  – от олигоцена до голоцена). Главными выводами изотопных исследований следует считать: 1) доказательство изотопной специфики источников магматического вещества для континентального блока Камчатки и современной Курило-Камчатской островодужной системы; 2) присутствие изотопной аномалии (в направлении DUPAL) для щелочных базальтоидов конвергентного WPB-IAB геохимического типа Срединного хребта Камчатки.

---

**Проект РАН № 6.11 «Пермо-триасовые рудообразующие системы Азии и их связь с магматизмом мантийных плюмов»**

---

(руководитель д.г.-м.н. А.М. Спиридонов)

---

- В рамках проекта проведено геолого-геохимическое изучение и изотопное датирование магматических образований Их-Хайерханской депрессии (юго-западная часть Предхэнтэйского прогиба, Монголия). Возраст вулканитов, слагающих депрессию, до сих пор оставался неопределенным. На ранних этапах геологического изучения вулканиты датировались ранней-средней пермью, в дальнейшем были отнесены к верхней перми-раннему триасу. С вулканитами пространственно ассоциирует Au-содержащая Cu-Mo-порфировая минерализация, что позволило ряду авторов выделить в этом районе мезозойскую Cu-Mo металлогеническую эпоху.

Магматические образования в пределах Их-Хайерханской депрессии объединены нами в две самостоятельные ассоциации: непрерывную вулканоплутоническую андезитобазальт-андезит-дацит-риолитовую и бимодальную интрузивную трахибазальтовую.

Непрерывная ассоциация представлена покровами вулканитов, прорванных субвулканическими и гипабиссальными интрузиями, выделявшимися ранее в самостоятельный бороундурский комплекс (T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>). По временному признаку ассоциация может быть разделена на три составляющие: 1) покровы базальтов и андезитов, прорванные субвулканическими и гипабиссальными интрузиями андезитовых порфиритов и кварцевых диоритов; 2) лавы и туфы дацитов, прорванные субвулканическими и гипабиссальными интрузиями дацитовых порфиритов и гранодиоритов; 3) субвулканические интрузии кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Эволюция вещественных характеристик пород ассоциации во времени хорошо описывается сменой фаз бороундурского гранитоидного комплекса, что позволяет использовать его в качестве возрастного репера.

Бимодальная ассоциация представлена дайковыми поясами калиевых базальтоидов, субвулканическими и гипабиссальными интрузиями

гранитоидов, относимых к шарахадинскому комплексу ( $K_1$ ). Их геологические тела имеют меридиональное простирание и секут породы вулканоплутонической ассоциации. Появление этого магматизма связано с заложением системы мезозойских рифтогенных впадин, широко развитых в Монголии и Забайкалье.

Au-содержащая Cu-Mo-порфировая минерализация генетически связана с вулканоплутонической ассоциацией. Оруденение наложено на магматические образования первых двух временных этапов и ассоциирует с малыми интрузиями гранит-порфиров, относимых к третьему временному этапу. Это позволяет использовать возраст магматических пород для оценки времени рудоотложения.

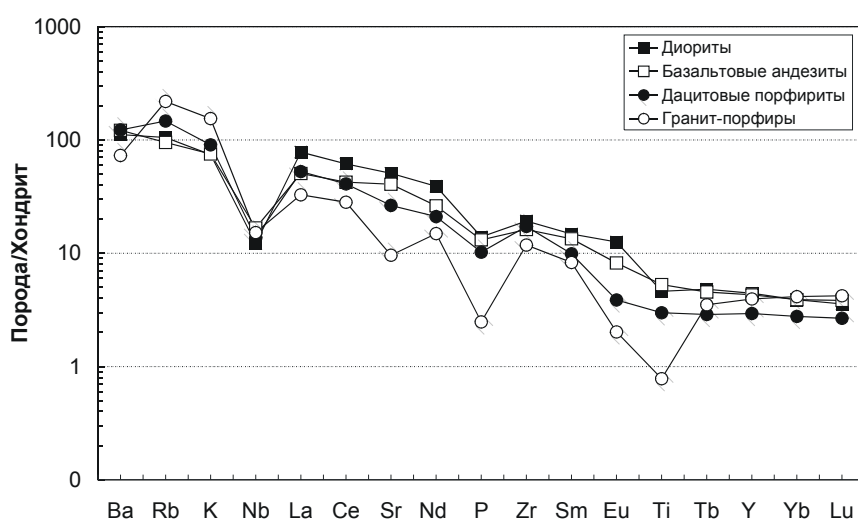
Изотопный возраст, рассчитанный для гранитоидов второй фазы бороундурского комплекса, составляет  $270 \pm 26$  млн. лет ( $I_{(0)}Sr = 0,70466 \pm 0,00043$ , СКВО=0,77), что соответствует границе ранней и средней перми. Учитывая то, что гранитоиды и вулканиты составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию, эту датировку можно рассматривать как оценку возраста вулканогенных образований. Продуктивная ассоциация наложена на эти гранитоиды, что позволяет рассматривать их возраст как нижнюю границу временного интервала рудоотложения.

Гранитоиды шарахадинского комплекса имеют Rb-Sr изотопный возраст  $198 \pm 6$  млн. лет ( $I_{(0)}Sr = 0,70638 \pm 0,00072$ , СКВО=4,9), соответствующий границе триаса и юры. Они «пересекают» как геологические образования вулканоплутонической ассоциации, так и рудную минерализацию. Их возраст можно рассматривать в качестве верхней границы временного интервала рудоотложения.

Полученные результаты показывают, что вулканические образования должны датироваться ранней-средней пермью, как считалось на начальных этапах геологического изучения региона. Ассоциирующая с вулканитами Cu-Mo порфировая минерализация также должна быть отнесена к границе ранней-средней перми, что ставит под сомнение существование мезозойской Cu-Mo

металлогенической эпохи в этом районе.

Мультикомпонентная диаграмма для главных типов пород непрерывной вулкано-плутонической ассоциации (рис.34) демонстрирует ряд геохимических особенностей, типичных для производных известково-щелочных магм островных дуг и активных континентальных окраин (высокие концентрации LIL, LRE и относительный недостаток HSFE элементов). Помимо этого им свойственны низкие концентрации HRE элементов ( $Yb < 1.8$  г/т.) и Y ( $< 18$  г/т.), высокие содержания Sr ( $> 500$  г/т.,  $Sr/Y > 44$ ), высокое LREE/HREE отношение ( $La_N/Yb_N > 20$ ), магнезиальность ( $MgO > 0.5$ ), концентрации элементов семейства железа ( $Cr = 126-253$ ,  $Ni = 44-107$  г/т.), величина  $K_2O/N_2O$  отношения ниже 0,5. Согласно этим признакам, базальтовые андезиты и диориты могут быть отнесены к низкокремнистым (LSA), а дацитовые порфириды к высококремнистым (HSA) адакитам [Martin, et al. 2005]. Гранит-порфиры по своим геохимическим особенностям близки к этому типу пород, однако обладают более низкими концентрациями Sr,  $Na_2O$ ,  $MgO < 0.5$ , более высоким содержанием  $K_2O$ . Такие породы в литературе обычно называются «транзитными» адакитами, или адакитовыми гранитами [Ноч, et al., 2004]. Их появление обусловлено процессами контаминации адакитовых магм веществом континентальной коры.



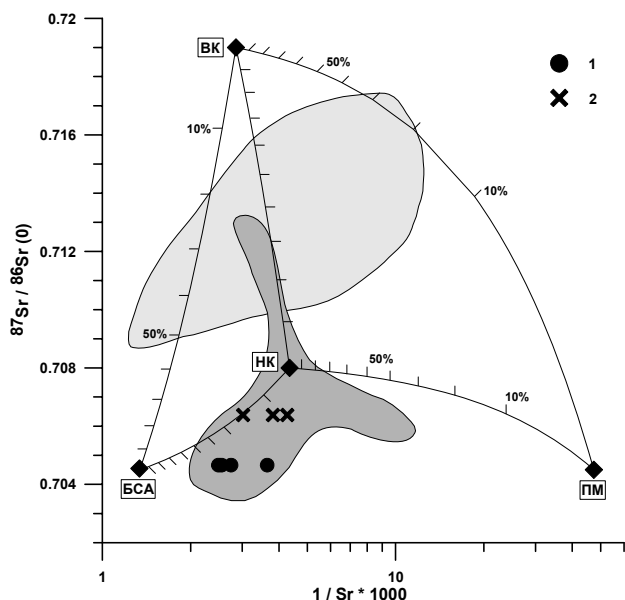
**Рис. 34. Средняя геохимическая характеристика пород вулкано-плутонической ассоциации. Диориты 5 образцов; базальтовые андезиты 6 образцов; дацитовые порфириды 4 образца; гранит-порфиры 5 образцов.**

Отнесение пород вулкано-плутонической ассоциации к адакитам имеет важное

практическое значение, так как этот класс пород часто сопровождается промышленной минерализацией Au, Cu, Mo и других халькофильных элементов [Ноч, et al., 2004, Thieblemont, et al., 1997, Gonzalez-Partida, et al., 2003, Wang, et al., 2006]. Обнаружение адацитов значительно увеличивает перспективы рассматриваемого региона в отношении промышленной Au, Cu, Mo минерализации и дает исследователям новый инструмент для металлогенического анализа территорий.

Определенная информация о характере корового субстрата, в котором развивается гранитоидный магматизм обеих породных ассоциаций, может быть получена при анализе вариаций величин первичных изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$  пород. Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)} - 1/\text{Sr} \cdot 1000$  (рис.35) показывает, что величины  $I_{(0)}\text{Sr}$  гранитоидов как бороундурского, так и шарахадинского комплексов лежат в области «низкорadioгенного» стронция, изотопный состав которого формируется при преимущественном влиянии мантийных и нижнекоровых источников вещества. Аналогичными характеристиками обладают осадочные породы активных континентальных окраин, имеющие значительную примесь вулканогенного материала мантийного генезиса. В пределах Монголо-Охотского складчатого пояса широко распространены образования аккреционных призм [Парфенов и др., 1999], формировавшихся во фронте палеозойских зон субдукции и аккумуляировавших значительные объемы вулканогенно-осадочного материала. Именно эти осадочные комплексы могут являться тем ювенильным коровым субстратом, в котором происходило становление гранитоидов бороундурского и шарахадинского комплексов.

Полученные результаты позволяют нам скорректировать схему геологического развития региона в позднепалеозойскую-раннемезозойскую эпохи, связав как магматизм, так и рудообразование с процессами, протекавшими на конвергентной геологической границе при закрытии Монголо-Охотского океана. [Зорин и др., 1998, Парфенов и др., 1999].



**Рис. 35. Диаграмма зависимости величины начального отношения  $87\text{Sr}/86\text{Sr}(0)$  от обратного содержания Sr ( $1/\text{Sr} \cdot 1000$ ) в гранитоидах бороундурского (1) и шарахадинского (2) комплексов.**

Источники вещества, использованные при расчете моделей смешения: ВК – верхняя континентальная кора [Зорин и др., 1998, Парфенов и др., 1999]; НК – нижняя континентальная кора [Парфенов и др., 1999]; ПМ – примитивная мантия [McLennan, et al., 1990]; КБА – континентальный базальт Северной Азии.

---

**Проект № 6.15 «Геохимические, генетические особенности и проблемы рудоносности щелочных комплексов различных структур Евразии (платформ, щитов и складчатых поясов)»**  
(координатор д.г.-м.н. Владыкин Н.В.)

---

- Изучение большого количества объектов щелочных пород, образовавшихся в различных геодинамических обстановках – на 2 платформах, 5 щитах и в 5 складчатых зонах в разные возрастные периоды, и обработанных по единой методике позволило выявить важные закономерности их образования и сделать некоторые фундаментальные выводы. Эти генетические выводы базируются на детальном геохимическом, термобарогеохимическом и изотопном исследовании. На основе обобщения данных по большому количеству карбонатитовых объектов выделены их формационные типы, с которыми связан определенный тип рудоносности карбонатитов. Намечены общие закономерности связи положения щелочных массивов в различных геологических структурах и типом мантии, из которой выплавлялись их магмы. Предложена теоретическая модель динамики образования первичной ультраосновной-щелочной карбонатитовой магмы и ее дифференциации. В основу выделения формационных типов карбонатитовых комплексов предложено вносить следующие критерии: тип щелочности (Na или K) щелочных пород комплексов и время отделения карбонатитовой жидкости от силикатных расплавов различных уровней дифференциации первичной магмы.

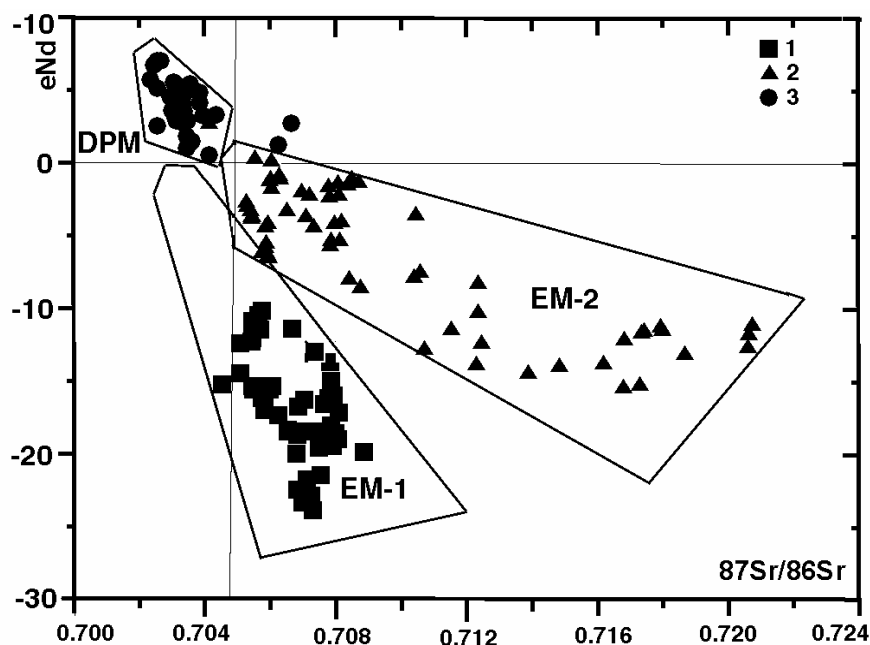
Эти два параметра генетически связаны, от них зависит и тип рудоносности карбонатитовых комплексов. Как было выяснено предыдущими исследованиями, все карбонатиты являются поздними дифференциатами щелочных комплексов, глубинных по происхождению и имеющих мантийные источники.

Выделены следующие формационные типы карбонатитов. **Первый формационный тип** карбонатитов наименее дифференцированный и связан с недифференцированными К-ультраосновными кимберлитовыми магмами. Такие карбонатиты описывались В.В. Ковальским и В.К. Маршинцевым в кимберлитовой провинции Восточного Прианбарья. Для таких карбонатитов характерна кимберлитовая ассоциация редких элементов (Cr, Ni, Co, Ba, Sr) и редко Nb. Они, как и кимберлиты, иногда содержат ксеногенные алмазы. **Второй тип** карбонатитов связан с ультраосновными-щелочными комплексами натриевой специализации. Это классические карбонатиты Кольской, Маймеча-Котуйской, Саянской и др провинций. Они более дифференцированы, чем связанные с кимберлитовыми магмами, и содержат накопившиеся высокотемпературные редкие элементы Nb, Ta и U. **Третий тип** карбонатитов связан со щелочными комплексами калиевой специализации. Наиболее яркие представители этого типа – Мурунский вулcano-плутон на Алданском щите, щелочные вулканиты Африки и Монголии. К этому же формационному типу мы относим карбонатиты Маунтин Пасс в США, Баюнь Обо в Китае, Тамил-Наду в Индии. В них редко встречаются минералы Nb и Ta, но характерны месторождения редкоземельных элементов, Ba-Sr, флюорита. В особых случаях встречаются самоцветы чароит и дианит. В **четвертый формационный тип** объединены карбонатитовые проявления неясного генезиса. Такие объекты известны в Индии, на Урале и в Сев. Прибайкалье (проявление Веселый). **Особый случай**, когда карбонатитовый расплав извергается из современных вулканов в виде лав, туфов и силикатно-карбонатной пирокластики, как в Африке, Италии, Афганистане, Монголии. Для этих образований бывают характерны довольно

низкие концентрации редких элементов и высокие цифры меток изотопов кислорода (15-30‰). Эти образования связаны генетически с ультраосновными-щелочными магмами и отделялись от них. Они имеют право называться вулканогенными карбонатитами и их туфами.

Для щелочных и карбонатитовых комплексов, образовавшихся в различных геодинамических обстановках характерны разные типы мантии (рис. 36).

Так, изотопные метки массивов, находящихся в районах обрамления Сибирской платформы, где имела место субдукция океанических базальтов, попадают в поле деплетированной мантии. Это массивы Восточно-Саянской провинции (Большезиминский, Среднезиминский, Тагнинский и Жидойский), Маймеча-Котуйской провинции (Гули и Ессей), Енисейского кряжа (Кия и Татарский), а также Восточно-Алданской и Сэтэ-Даванской провинций (Арбарастах, Ингили и Горное Озеро). Массивы складчатых поясов (районов завершённой складчатости), где в мантию по зонам Бенъофа субдуцировался коровый материал, попадают в поле с изотопными метками обогащенной мантии EM-2. Это карбонатитовые комплексы Монголии (Мушугай-Худук,



**Рис.36. Соотношение изотопов Sr-Nd в щелочных, лампроитовых и карбонатитовых комплексах.**  
 Условные обозначения: 1 – щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы рифтовых зон между Сибирской платформой и Алданским щитом, а также Северо-Американской платформой и Канадским щитом; 2 – щелочные, лампроитовые, карбонатитовые комплексы складчатых областей; 3 – щелочные и карбонатитовые комплексы обрамления Сибирской платформы. DPM – деплетированная мантия.



Улугей Хид, Баян-Хушу, Лугингол, Бэлтсин-Гол), Бурятии (Халюта, Аршан, Южный, Ошурково и Ермаковка), карбонатиты Сев. Тянь-Шаня (Дарай-Пиоз), Сев. Прибайкалья (Бурпала), а также лампроиты Австралии, Испании. Высокие значения изотопов Sr в щелочных породах тут связаны не с контаминацией вмещающих комплексы коровых пород, как считают многие исследователи, а с механизмом рециклинга, когда коровым материалом контаминируется сама мантия, и из этой мантии с высокими значениями изотопов Sr выплавляется щелочная магма.

Массивы, образовавшиеся во внутриконтинентальных рифтовых зонах между Сибирской платформой и Алданским щитом (а также между Североамериканской платформой и Канадским щитом), где вообще не было субдукции, попадают в поле с изотопными метками наиболее глубинной обогащенной мантии EM-1. Это массивы Мурунский, Рябиновый, Якокутский, Билибинский, Ханинский и лампроиты Лейцит Хиллс, Монтаны, Смоки Бьют, Прери Крик. Выплавление этих массивов связано с плюмовыми процессами.

Из геохимии изотопов можно сделать фундаментальный вывод, что рудоносные щелочные комплексы могут выплавляться из различных типов мантии, и ее состав не очень влияет на их рудоносность. Вероятно, главным является малая степень селективного плавления мантии (менее 1 %) и привнос плюмами флюидных и щелочных компонентов, которые и стимулируют такое выплавление. А далее, очень важной для накопления рудных компонентов является длительная дифференциация магмы и проходящие при ее кристаллизации процессы расслоения вещества.

---

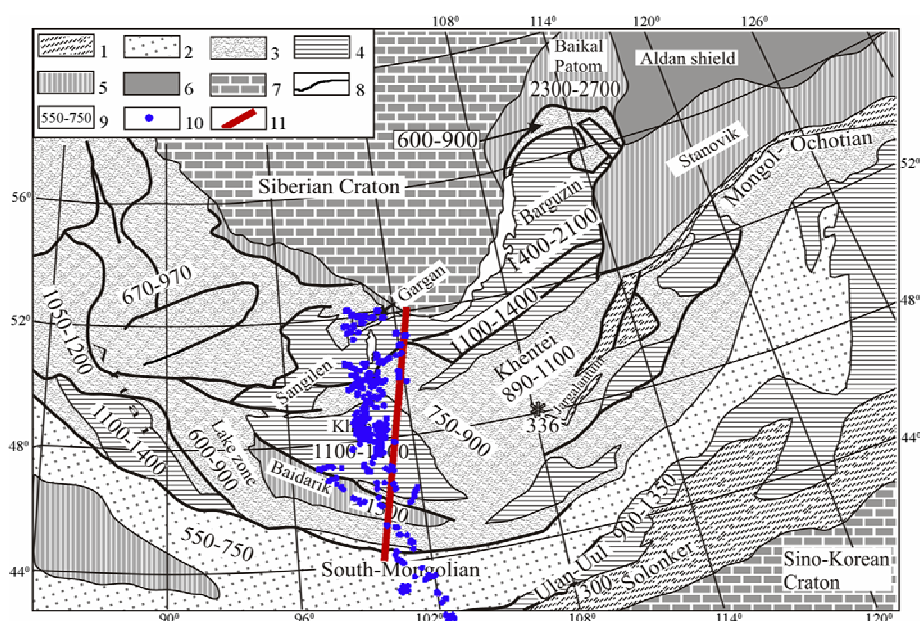
**Проект № 6.17. «Корреляция геохимических характеристик  
магматических пород со структурой литосферы в зоне Центрально-  
Монгольского трансекта»**

(координатор д.г.-м.н. В.И. Гребенщикова)

---

- Стремление геологов и геофизиков получить достоверную информацию о строении земной коры и литосферы и невозможность сделать это в глобальном масштабе привели к созданию «геотрансектов», или профилей, в пределах

которых проводятся комплексные исследования. В качестве объекта для детального изучения нами выбран Центрально-Монгольский международный геотрансект, протяженность которого порядка 1500 км (рис. 37).

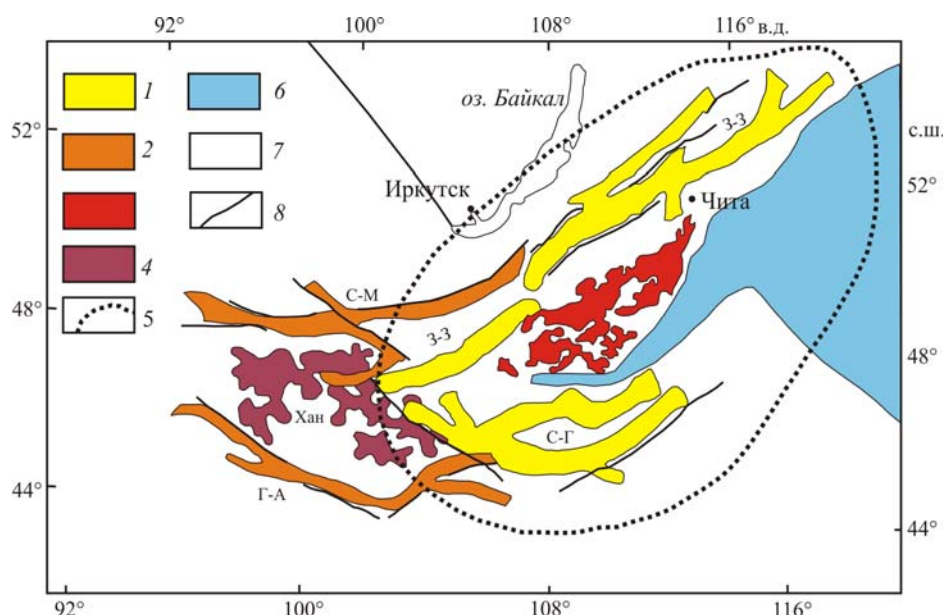


**Рис. 37.** Схема тектонического районирования территории Центральной Азии (составлена V.I. Kovalenko, V.V. Yarmolyuk et. all., 2004 на основе Тектонической карты Северной Азии с добавлениями).

1–3 – складчатые пояса: 1 – индосинид, 2 – герцинид, 3 – каледонид; 4–5 – докембрийские микроконтиненты: 4 – с позднедокембрийским основанием, 5 – с раннедокембрийским основанием; 6 – кристаллический фундамент платформ; 7 – платформы; 8 – разломы; 9 – значения Nd модельного возраста коры; 10 – гранитоидные и другие магматические объекты, по которым имеется геолого-геофизическая и изотопно-геохимическая информация в ИБД; 11 – линия скоростного разреза до глубины 65 км, полученного методом функции приёмника по данным телесеismicного эксперимента MOBAL-2003.

Центральная часть трансекта сложена гранитоидами позднепалеозойского Хангайского батолита площадью около 120 тыс. кв. км. Формирование батолита сопровождалось позднепалеозойскими рифтогенными процессами по его обрамлению: 1) в южной части формируется Гоби-Алтайская рифтовая зона; 2) в северной части формируется Северо-Монгольская рифтовая зона. В пределах этих зон сосредоточены многочисленные массивы щелочных и субщелочных интрузивных и вулканогенных пород (рис. 38). В 2006-2007 гг. по проекту получена новая информация о скоростном строении трансекта и построены вертикальные разрезы коры и верхней мантии до глубины 250-270 км. Применены телесеismicкая томография на продольных волнах и метод приемной функции обменных SV-волн. Томографический образ выявил верхние части восходящих конвекционных струй (мантийных плюмов) в астеносфере. Результаты количественных расчетов гравитационных аномалий

показали, что Хангайский батолит на глубине представляет единое, уплощенное по вертикали интрузивное тело. Площадь его проекции на земную поверхность превышает 100000 кв. км. Структурное положение и конфигурация батолита подчиняется сети крупных разломов. К местам пересечения разломов тяготеют утолщения плутона, которые могут быть магмаподводящими каналами. Распределение элементов в главных разновидностях пород Хангайского батолита (гранодиоритах и гранитах) показало, что в целом их составы находятся в области средней-верхней континентальной коры. Содержания Nb, Ta, W, Sr заметно ниже верхнекоровых. Содержания в гранитах K, Rb, Ba, Li, Zr и некоторых других элементов, наоборот, превосходят их содержания в верхней коре.

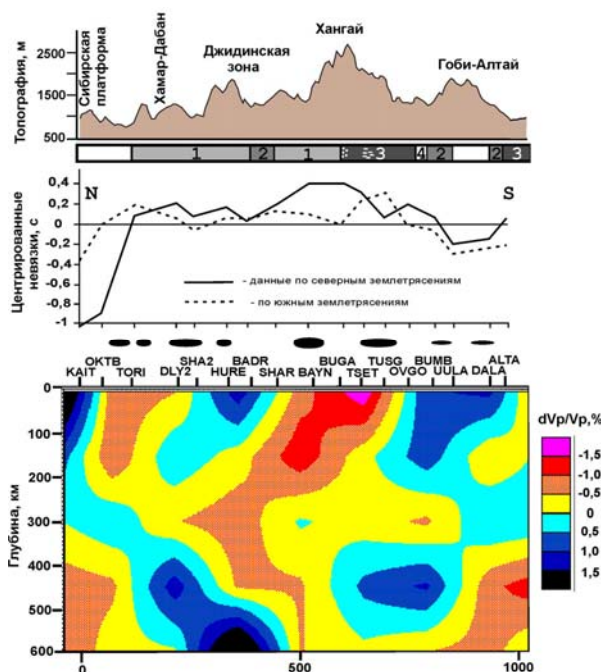


**Рис. 38.** Схема размещения раннемезозойского и позднепалеозойского зональных магматических ареалов в южном обрамлении Сибирской платформы [Ярмолюк и др., 2002]. 1, 2 – рифтогенные зоны: 1 – раннемезозойские (З-З – Западно-Забайкальская, С-Г Северо-Гобийская), 2 – позднепалеозойские (С-М – Северо-Монгольская, Г-А – Гоби-Алтайская); 3, 4 – батолиты: 3 – раннемезозойский (Х-Д – Хэнтэй-Даурский), 4 – позднепалеозойский (Хан – Хангайский); 5 – проекция мантийного плюма; 6 – морской бассейн; 7 – континент; 8 – разломы.

- Представлена модель геодинамической эволюции Джидинской островодужной системы окраины Палеоазиатского океана. Прослежена трансформация океанического бассейна в аккреционно-коллизийный ороген. Установлены и охарактеризованы венд-палеозойские структурно-вещественные комплексы: развитой энсиматической островной дуги с аккреционной призмой, океанических островов (гайотов), окраинных и

остаточных палеобассейнов, а также коллизионных гранитоидов.

В 2008 г. добавлена геолого-геофизическая и геохимическая информация по магматическим породам Северо-Монгольской и Гоби-Алтайской рифтогенных зон. Дана характеристика геохимических типов магматических пород и построены уточненные геофизические модели глубинного строения литосферы для Байдрикского гранулит-гнейсового блока и Баянхонгорской офиолитовой зоны. Выполнено детальное геохимическое исследование включений основных кристаллосланцев среди плагиогнейсов байдарагинского комплекса. Сделан вывод о первично-магматической природе как основных кристаллосланцев, так и тоналитовых серых гнейсов байдарагинского комплекса.



**Рис. 39. Результаты инверсии аномалий времен пробега продольных волн к станциям трансекта МОВАЛ-2003.**

Под схемой рельефа вдоль направления трансекта прямоугольниками с цифрами показана проекция гранитоидов [Koval et al., 1997] на поверхность. 1 – архейско-протерозойские гранитоиды; 2 – протерозойско-раннепалеозойские; 3 – среднепалеозойские; 4 – позднепалеозойские; белыми черточками обозначены мезозойские палингенные гранитоиды нормальной щелочности; белыми точками – мезозойские субщелочные гранитоиды. Над томографическим разрезом овалами обозначена относительная интенсивность позднекайнозойских вулканических полей вдоль линии профиля.

Получены томографические разрезы до глубин 300 и 600 км, которые не противоречат друг другу. «Модель-300» указывает на возможность существования более глубоких корней интенсивной низкоскоростной аномалии, а «модель-600» дает довольно логичный образ плюма, предполагаемого под Хангаем по геологическим и некоторым геофизическим данным (рис. 39). Предложена модель региональной геохимической зональности магматизма (поздний палеозой-ранний мезозой) и оруденения, согласованная со структурой литосферы. Установлена корреляция геохимических характеристик магматических пород со структурой литосферы

в зоне Центрально-Монгольского трансекта (рис. 40, 41).

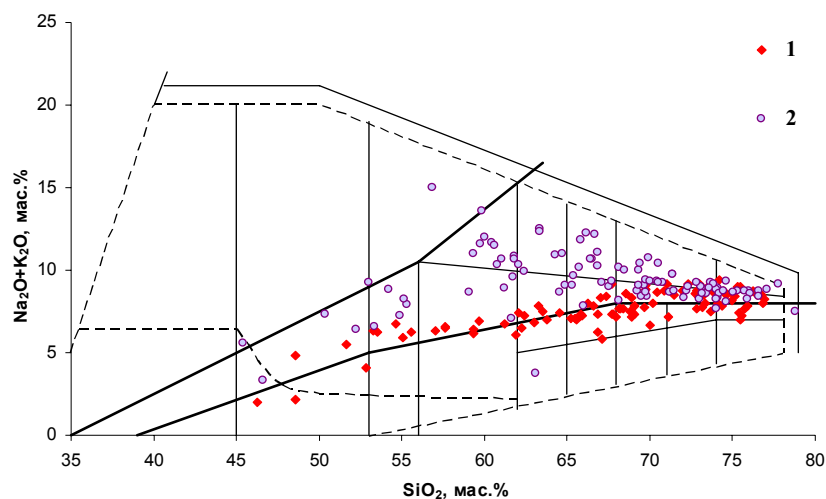


Рис. 40. Классификационная диаграмма  $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$  для гранитоидов Хангайского батолита (1), щелочных и субщелочных пород Северо-Монгольской рифтогенной зоны (2).

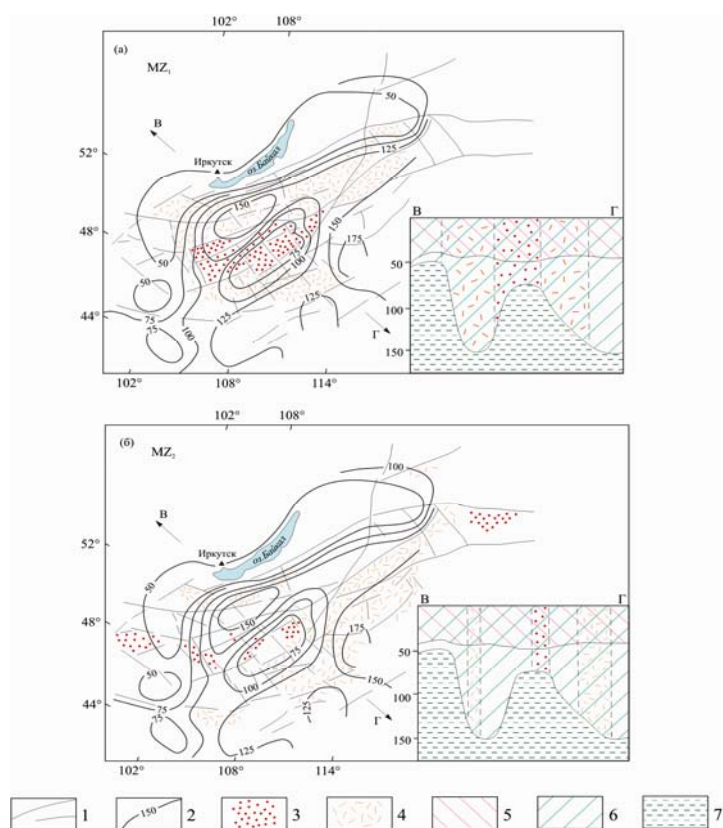


Рис. 41. Схемы геохимической зональности ареала раннемезозойского (а) и позднемезозойского (б) магматизма Монголо-Охотской зоны [Коваль, 1991], совмещенные с картой изолиний толщины литосферы (Зорин и др., 1988). 1 — глубинные разломы; 2 — изолинии толщины литосферы, км; 3 — зона магматизма нормальной щелочности; 4 — зона магматизма повышенной щелочности; 5 — земная кора; 6 — литосфера; 7 — астеносфера; В-Г — линия схематического разреза литосферы.