

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ ПОЛИФОРМАЦИОННОГО МАГМАТИЗМА КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Полин¹ В.Ф., Мицук² В.В., Ханчук¹ А.И., Сандимиров³ И.В.,
Игнатъев¹ А.В., Веливецкая¹ Т.А.

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
г. Владивосток; e-mail: vfpolin@mail.ru

²ЗАО «Зональное», г. Южно-Сахалинск; e-mail: vvm20007@mail.ru

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
г. Москва; e-mail: igsand@mail.ru

Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП), одна из зон мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) Алданского щита, представлена серией многофазных вулканоплутонических сооружений центрального типа, протянувшихся (более, чем на 300 км) в виде дугообразной магматогенной структуры от хребта Кондёр в Аяно-Майском районе Хабаровского края в пределы южной части республики Саха (Якутия). Одновозрастные и когенетичные породам ККЮМП магматические образования известны в пределах еще 12 ареалов на территории Алданского щита. Возникновение их синхронизируется с мощной вспышкой внутриплитного магматизма в позднем мезозое. Возраст заложения, степень и стиль деформаций, петрогенезис продуктов магматической деятельности, продолжительность магматизма в ККЮМП принадлежат к ключевой информации, необходимой для оценки валидности существующих геодинамических моделей развития Сибирского континента [Парфенов и др., 1993; Ханчук и др., 1997 и др.] и выявления фундаментальных причин зарождения и затухания магматизма в зонах ТМА.

С этих позиций нами исследованы изотопные характеристики представительных пород четырех позднемезозойских комплексов ККЮМП: субщелочно-диоритоидного учурского, монцонит-сиенитового кеткапского, тефрит-фонолит-щелочнотрахитового бокурского и фойдо-щелочносиенитового дарьинского. Их геологическая, петрографическая, петролого-геохимическая и частичная геохронологическая характеристики приведены в ранее опубликованных работах [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2004; 2006; 2008; 2012 и др.]. Вместе с тем, многие вопросы геологии и петрологии полиформационного мезозойского магматизма ККЮМП и всей области ТМА Алдана еще требуют своего решения. В том числе, остается дискуссионным вопрос, за счет каких источников и в результате каких процессов произошло почти синхронное формирование больших масс магматитов столь различного состава. По мнению ряда исследователей [Богатиков, Симон, 1997; Кононова и др., 1995 и др.], источник калиевых пород Центрально-Алданской зоны ТМА – метасоматизированная мантия, по изотопному составу близкая к ЕМ-I. Предполагаемый этими авторами мантийный метасоматоз имеет древний (порядка 1.5-2 млрд лет) возраст и связан с затягиванием корового материала в мантийные глубины через тектоносферную воронку. По материалам наших геохимических исследований [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2004; Полин, Ханчук и др., 2006; Полин др., 2008 и др.] предложена иная модель петрогенезиса позднемезозойских полиформационных магматитов. Приводимые в работе новые данные по изотопии стронция, неодима и кислорода позволяют более обоснованно подойти к решению вопроса об источниках щелочных и субщелочных пород ККЮМП.

По результатам измерений изотопных отношений наблюдаются относительно большие диапазоны значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ для представителей разных фаз каждого из изученных комплексов. Наибольшие их вариации устанавливаются в субщелочных образованиях, наименьшие – в щелочных вулканитах, промежуточные – в щелочных плутонитах. Имеет место корреляция между величиной кремнекислотности и содержанием в породах ^{18}O , что закономерно.

Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (+2.6 ‰) наблюдаются в шошоните и щелочном трахиандезите бокурского комплекса, что в целом согласуется с кларковыми тенденциями (пониженные содержания ^{18}O характерны для ультраосновных и основных пород). В то же время, они аномально низки относительно магматических пород вообще и щелочных, в частности, и более, чем вдвое, отличаются в меньшую сторону от средних значений для подобных типов пород [Фор, 1989 и др.]. Ставшее классическим объяснение таких аномалий влиянием метеорных вод вряд ли приемлемо в нашем случае, поскольку, во-первых, породы принадлежат к разряду вулканитов, следовательно, застывали быстро, и это затрудняло бы процесс переустановки изотопных равновесий; во-вторых, они содержат мало магнетита, но много щелочей, что наводит на мысль об ответственности за низкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, в первую очередь, химического состава родоначальных расплавов, обусловленного составом (в том числе, изотопным) плавящегося протолита. Тем не менее, учитывая работу Фридмана и О'Нейла [Friedman I. and J.R. O'Neil, 1977; цитируется по Фор, 1989], доказавшую возможность взаимодействия метеорной воды с магмой даже при температурах ликвидуса, полностью исключать возможность уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ за счет этого механизма в щелочных вулканитах бокурского комплекса все же нельзя. Однако, мы останавливаемся на предположении, что подобная величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ была характерна для первоисточника расплавов, на основе, помимо высказанных соображений, также данных о «мантийных» значениях как инициальных изотопных отношений стронция и неодима, так и величин Rb/Sr в этом типе вулканитов [Полин, Сахно, Соляник, 2004]. В то же время, в фонолите, имеющем смешанные, «мантийно-коровые» значения рубидий-стронциевого отношения, величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (+6.4‰) значительно выше, чем в щелочных базитах и попадает в поле значений, вполне обычных в основных и средних породах.

Максимальные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ наблюдаются в субщелочном кварцевом диорите первой фазы учурского (субщелочно-диоритоидного) комплекса (+10.1‰) и граносиените четвертой фазы кеткапского (монзонит-сиенитового) комплекса (+9.2‰). Для граносиенита значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ попадает в разряд «нормальных» для кислых магматитов, в то время как для диорита, оно явно превышает среднетиповые величины. С учетом того, что значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ в пробе субщелочного диорита является максимальным из наблюдаемых даже и в более кислых породах учурского комплекса (равно, как и прочих комплексов ККЮМП), факт требует специального объяснения. Представляются возможными несколько вариантов. Один из них, на наш взгляд наиболее вероятный – обогащение породы ^{18}O на этапе становления плутона за счет изотопного обмена расплава с вмещающими высокоизвестковистыми осадочными породами (доломитами, доломитистыми песчаниками и алевролитами), возможно, и при участии метеорных вод. Альтернативные варианты: 1) обогащенный состав плавящегося протолита; 2) изотопный обмен с ксенолитами метаморфических пород, которыми обильно насыщены диоритоиды и андезитоиды первой фазы учурского комплекса. Следует отметить, что предполагаемый обмен кислородом между расплавом и вмещающими породами не повлиял на рубидий-стронциевую систему диоритов первой фазы, поскольку стронциевые изотопные отношения в них практически неотличимы от таковых в породах других фаз комплекса.

В целом, исключая рассмотренный случай, различия между щелочными и субщелочными образованиями имеют первопричиной, вероятно, различия в изотопном составе плавящихся субстратов: предположительно мантийного – для щелочнобазитовых пород и нижнекорового, метаморфогенного – для субщелочных магматитов. Щелочно-салические образования в своем изотопном составе несут признаки вероятного смешения корового и мантийного вещества. Не обнаружены следы какого-либо влияния на распределение изотопов кислорода процессов фракционной кристаллизации.

В отношении распределения изотопов неодима и стронция: практически все магматические породы отвечают $\epsilon\text{Nd}(-)$ типу с мало различающимся первичным изотопным составом стронция, но варьирующими от близких к BSE до несколько превышающих EM-I первичными изотопными отношениями неодима, что явно свидетельствует о различиях

источников родоначальных расплавов для разных типов пород. Подобное распределение фигуративных точек тяготеет к гиперболе смешения пород нижней континентальной коры и континентальных оливиновых базальтов, по [Фор, 1989], на уровне 0.1-0.2 частей примеси гранулитового вещества. Сходные данные приведены в [Богатиков, Симон, 1997; Кононова и др., 1995] для пород Мурунского массива и Центрально-Алданской зоны ТМА Алданского щита, где они трактуются, как признаки происхождения пород из расплавов, образовавшихся в метасоматизированной мантии (типа EM-I). Подобному представлению в нашем случае противоречит изотопия неодима и стронция в малиньите и вишневитовом сиените дарьинского комплекса, наиболее приближенных по составу к родоначальным для его пород расплавам. Их изотопные составы близки примитивной мантии (либо BSE), но никак не обогащенной. Тренд, направленный к области составов обогащенной мантии типа EM-I, образуют щелочно-салические породы как этого комплекса, так и бокурского, для которых, по данным геохимии, предполагается «мантийно-коровое» происхождение. На этот же тренд, совпадающий с гиперболой смешения производных деплетированной мантии и нижнекоровой компоненты, попадают и составы всех субщелочных пород ККЮМП. Здесь важно подчеркнуть, что фигуративные точки амфиболитов и кристаллосланцев из комплекса кристаллического основания Алданского щита также близки к полю составов EM-I.

Величины модельного Sm-Nd возраста источников магм для учурских пород составляют: $T_{DM} = 1570-1226$ млн лет, $T_{DM2} = 1498-1284$ млн лет; для кеткапских получены более высокие значения: $T_{DM} = 1730-1420$ млн лет, $T_{DM2} = 2025-1530$ млн лет; для бокурских – близкие к учурским: $T_{DM} = 1447-1332$ млн лет, $T_{DM2} = 1620-1454$ млн лет. Модельные возраста источников дарьинских магматитов образуют два временных интервала с полутора-двукратным расхождением по величинам: $T_{DM} = 746-655$ млн лет (источник щелочно-базитовых пород) и 1309-1054 млн лет (источники щелочно-салических разностей); $T_{DM2} = 936-771$ млн лет (щелочно-базитовый источник) и 1552-1285 млн лет (источники щелочно-салических образований). Очевидно, что коровая предыстория щелочно-базитовых пород дарьинского комплекса была значительно более короткой, чем таковая кеткапских монзонитоидов и учурских субщелочных диоритоидов-гранитоидов. С учетом вероятной близости изотопного состава щелочно-базитовых дарьинских пород к составу родоначального мантийного расплава для щелочных плутонитов логичным является предположение о мантийном происхождении источника и его неопротерозойском (вендском) возрасте, в первом приближении совпадающим с возрастом пород платиноносного гипербазитового кондёрского комплекса Алдана. Прочие величины модельных возрастов (в том числе и для проанализированных разностей бокурских щелочных базитов) являются, по-видимому, гибридными от возрастов корового архейско-протерозойского протолита и мантийного резервуара. Эти данные и их интерпретация значимо разнятся от подобных характеристик, приводимых в [Богатиков, Симон, 1997; Кононова и др., 1995] для Центрально-Алданской провинции.

В кеткапских и учурских породах, имеющих относительно древние, мезо- и палеопротерозойские модельные возраста источников, низкие величины инициального стронциевого отношения увязываются с низкими величинами Rb/Sr (0.002-0.01) в предполагаемых источниках, за которые мы принимаем древние кристаллические породы Алданского щита [Полин, Ханчук и др., 2006; Полин, Сахно и др., 2008 и др.].

Рассчитанные величины $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.09-0.125) отвечают, в большей мере, наблюдаемым в породах континентальной коры (0.05-0.12), чем в мантии (0.12-0.20), хотя многие из них являются пограничными между мантийными и коровыми значениями.

Незначительный разброс стронциевых отношений в субщелочных образованиях, особенно в породах учурского комплекса, свидетельствует о близости составов их источников и об отсутствии значительных нарушений в рубидий-стронциевой изотопной системе этих пород. Все магматиты ККЮМП, судя по низким $I \text{ Sr}_0$ (0.702-0.705), образовались из источников с низким Rb/Sr отношением. Традиционно, подобные источники принято отождествлять с мантией. Однако, учитывая малые величины этого отношения в

изученных метаморфических породах Алданского щита (0.004 – в амфиболите, 0.009 – в метаплагиограните и 0.002-0.01 – в амфиболовых гнейсах), а также данные геохимических исследований [Полин, Сахно, 2004; Полин и др., 2004; 2006; 2008 и др.] и материалы этого сообщения, можно предположить, что источником диоритоидов и монцонитоидов ККЮМП была не мантия, а континентальная кора, представленная в изученном регионе архейскими и протерозойскими ортоамфиболитами, ортокристаллосланцами, ортогнейсами, метагранитами и метапелитами.

Согласно данным изотопного исследования, родоначальные расплавы субщелочных пород, как это следует и из материалов предшествующего геохимического изучения, образовались, вероятно, при плавлении разнородного нижнекорового материала с «мантийными» изотопно-геохимическими характеристиками, под воздействием глубинного флюидно-теплового потока, проводником которого служила колонна мантийных щелочнобазитовых магм. Исходные расплавы базитовых щелочных пород дарьинского и бокурского комплексов, судя по комплексу признаков, являлись продуктами глубокого мантийного уровня. Происхождение щелочно-салических магм этих комплексов увязывается с масштабным избирательным усвоением корового материала высокотемпературными флюидизированными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта ДВО РАН, СО РАН и УРО РАН, № 12-2-СУ-08-013.

Литература

Богатиков О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных эпох в истории Земли // Herald of the DGGGMS RAS, 1997. № 2. V. 1. <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/2-97/magma.htm>

Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: Геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35-45.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.

Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И., Глебовицкий В.А., Будницкий С.Ю. и др. Геохронологические рубежи субщелочного магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442. № 1. С. 83-89.

Полин В.Ф., Сахно В.Г. Петрогенезис щелочных вулканитов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // Доклады Академии наук. 2004. Т. 394, № 3 С. 364-367.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрология мезозойского монцонит-сиенитового магматизма Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 1. С. 74-80.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Соляник А.Н. Петрогенезис дарьинского щелочного комплекса Кеткапско-Юнской магматической провинции Алдана // Доклады Академии наук, 2004. Т. 398. № 3. С. 384-389.

Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. Петрогенезис золотоносных диоритоидов Кеткапско-Юнской магматической провинции Алданского щита // Доклады Академии наук. 2006. Т. 409. № 2. С. 241-247.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Тез. XXX тектонического совещ. Москва, 1997. С. 240-243.

Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.