

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И СОСТАВЕ
ИЛЕЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ХРЕБТЕ КРОПОТКИНА
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)****Лыхин Д.А.*, Воронцов А.А.***, Андрищенко С.В.******Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, liha@igem.ru****Институт геохимии СО РАН, Иркутск*

В Восточном Саяне в пределах хребта Кропоткина широко распространены бимодальные вулканические ассоциации с участием пикритоподобных базальтов, субщелочных базальтов, трахитов, трахириолитов и комендитов, условно относимые к девону (илейская толща D?il). Они сохранились в виде разрозненных останцов на вершинах водоразделов и залегают на размывтых поверхностях протерозойских и раннепалеозойских гнейсо-гранитов, габброидов и гранитоидов. Илейское вулканическое поле, как и преимущественно все вулканические ассоциации хребта Кропоткина приурочены к зоне развития крупных долгоживущих глубинных разломов – Главного Саянского и Жом-Болокского. К западу эти разломы, переходя в структуры Тувинского прогиба, который является крупнейшей в регионе рифтовой зоной. Вулканические образования хребта Кропоткина пространственно ассоциируют с огнитскими субщелочными и щелочными гранитами и сиенитами, что позволило связать эти породы в единый девонский вулканоплутонический комплекс [4], возникновение которого обусловлено процессами активизации, сопровождавшимися грабенообразованием. В то же время, существует дефицит данных о возрасте и составе пород этого комплекса. В связи с этим нами были выполнены геохронологических и геохимических исследования трахитов, трахириолитов и комендитов Илейского вулканического поля на восточном фланге хребта Кропоткина, нацеленные на определение их возраста и оценку состава источников магматических расплавов. Это вулканическое поле находится в верховьях ручья Илез, впадающего в ручей Улзыта, который в свою очередь является правым притоком реки Ока. Изучаемые вулканические породы залегают на верхнепротерозойских известняках монгошинской свиты и гранитоидах тануольского комплекса. Чётких взаимоотношений вулканитов с огнитскими щелочными гранитами нами не установлено. У контакта с известняками распространены мелко и крупнообломочные туфы и лавобрекчии трахириолитов с обломками известняков.

Вулканические породы обладают синевато-серой или фиолетовой окраской, порфиоровыми и афировыми структурами со слабо выраженной трахитоидностью. В трахириолитах и комендитах размеры вкрапленников достигают 2 мм и состоят из санидина, плагиоклаза № 30-40 и кварца. Основная масса микрозернистая, представлена кварц-полевошпатовым агрегатом, в котором различимы иголки щелочного амфибола. В петрохимическом отношении они достаточно однородны. Содержание SiO_2 в них колеблется от 70,3 до 74,5 мас.%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – от 9,2 до 9,4 мас.%, коэффициент агпаитности близок к 1. Трахиты так же однородны по составу, SiO_2 в них варьирует от 65,2 до 69,6 мас.%, а $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – от 10,6 до 11,2 мас.%. Особенностью состава трахириолитов и комендитов является их обогащенность бором, редкими литофильными элементами Rb, Th, U, Pb, Zr, Hf, REE при преобладании лёгких редких земель над тяжёлыми $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9,7$. В них отмечаются европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,05$), пониженные концентрации Ba (196 г/т) и Sr (12 г/т), что является классификационным признаком для комендитов. По содержаниям и характеру распределения редких элементов вулканиты Илейского вулканического поля близки к раннедевонским трахириолитами и комендитами хребта Кропоткина и бимодальным рифтогенным ассоциациям северо-западной Монголии [2, 3]. На дискриминационных петрохимических диаграммах Nb-Y и Rb-Y+Nb вулканиты Илейского поля попадают в область внутриплитных образований (WRG).

Определение изотопного состава Rb и Sr проводилось в изотопной лаборатории ИГГД РАН. Измерения выполнялись на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 и TRITON. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует $\pm 0,5$ %. Величина холостого опыта составляла: 0,05 нг для Rb, 0,2 нг для Sr. Значение изотопного состава Sr в стандарте SRM-987 во время проведения данной работы составляло: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710241 \pm 0,15$. Изотопный состав Sr

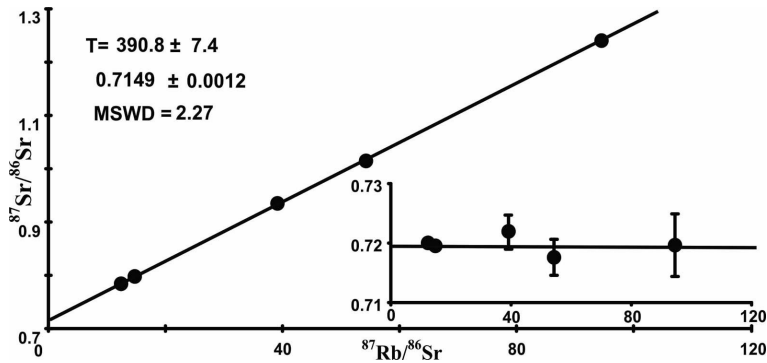


Рис 1. Изохрона для вулканитов Илейского поля.

нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$. Расчёт изохроны, произведенный методом Йорка [8], определил возраст Илейского вулканического поля $390,8 \pm 7,4$ млн. лет, СКВО=2,27 (рис. 1), что отвечает границе раннего и среднего девона. Достаточно высокие начальные изотопные отношения стронция в вулканитах, скорее всего, свидетельствуют об участии коровых источников в формировании кислых магматических расплавов.

С этими возрастом в пределах ошибки согласуются полученные нами ранее данные по возрасту Зун-Салаанской трахириолит-комендитовой ассоциации – 402 ± 11 млн. лет [3], расположенной в центральной части хребта Кропоткина.

Таким образом, проведенные исследования подтвердили, что девонский магматизм широко проявился в хребте Кропоткина. Это позволяет связывать магматизм в его пределах с развитием Тувинского прогиба, который является фрагментом огромной Южно-Сибирской рифтовой системы, объединяющей все известные девонские проявления в пределах обрамления Сибирской платформы, в том числе ассоциации Минусинского, Точерского, Джидинского прогибов и северо-западной Монголии [1, 2, 5-7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 09-05-00671.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. и др. Возраст заложения Минусинской впадины (Южная Сибирь) // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 367-370.
2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. и др. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах северо-западной Монголии) // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 236-252.
3. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // Докл. РАН. 2008. Т. 423. № 2. С. 222-227.
4. Гордиенко И.В. Девонская вулcano-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ: Бурятское книжное изд-во, 1969. 113 с.
5. Гринёв О.М., Котельников А.Д. Особенности условий формирования и минерогения Тувинского прогиба по данным Структурно-формационного анализа // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Томск, 2002. С. 59-78.
6. Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И. и др. Природа Алтае-Минусинского Вулканического пояса (по данным геохимических и U-Pb-геохронологических исследований гранитов) // Актуальные вопросы геологии и минерогении юга Сибири. Новосибирск, 2001. С. 231-242.
7. Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др. Тектоника Икат-Баргузинской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171-196.
8. York D. Least-squares fitting of a straight line. // Can. J. Physics. 1966. V. 44. P. 1079-1086.