

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ И РАННЕТРИАСОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ИМПУЛЬСЫ В АНГАРО-ТАСЕЕВСКОЙ СИНКЛИНАЛИ, ЮЖНО-СИБИРСКИЕ ТРАППЫ И ИХ ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ

М.Т. Патон, А.В. Иванов*, М.Л. Фиорентини, Н. Ж. МакНаугтон,
И. Мудровская, Л.З. Резницкий*, Е.И. Демонтерова***

*Center for Exploration Targeting, School of Earth and Environment, University of Western Australia,
35 Stirling Highway, Crawley 6009, Western Australia, Australia*

** Институт земной коры, Сибирское отделение Российской академии наук, ул. Лермонтова, 128, 664033, Иркутск, Россия*

*** John de Laeter Centre, School of Applied Physics, Curtin University of Technology,
Kent Street, Bentley 6102 Western Australia, Australia*

Недавно было высказано предположение о том, что основное влияние сибирского траппового магматизма на окружающую среду вызвано взаимодействием магмы с богатыми органикой сланцами нефтеносными эвапоритами и последующей генерацией и выбросом токсических газов (выброс сибирских газов: модель ВСГ (SGV)). Частично это предположение подтверждается U-Pb возрастом 252.0 ± 0.4 млн лет одного из долеритовых силлов из юго-восточной части поля сибирских траппов, эта датировка соответствует рубежу пермь—триас и приуроченному к нему известному массовому вымиранию биоты. В этой работе для двух других долеритовых силлов были получены датировки по цирконам U-Pb SHRIMP методом: 254.2 ± 2.3 млн лет и 249.6 ± 1.5 млн лет. Первая датировка согласуется в пределах ошибки с ранее опубликованным возрастом долеритовых силлов, а вторая согласуется с U-Pb датировками, полученными для лав и интрузий северной части площади развития сибирских траппов. Новые датировки соответствуют рубежам Каньшиньянь/Вучиапиньянь и Спатьянь/Смитьянь. Анализ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb SHRIMP датировок, ранее опубликованных для юго-восточной части провинции сибирских траппов показывает, что на рубежах Анишьянь/Спатьянь, поздний/средний Анишьянь и Ландиань/Анишьянь соответственно, по-видимому, имели место три другие импульса магматизма. Таким образом, возможно, модель ВСГ применима также к более мелкомасштабным эпизодам исчезновения и возрождения биоты, приуроченным к пермотриасовому вымиранию биологических видов.

Сибирские траппы, U-Pb SHRIMP датировка.

LATE PERMIAN AND EARLY TRIASSIC MAGMATIC PULSES IN THE ANGARA-TASEEVA SYNCLINE, SOUTHERN SIBERIAN TRAPS AND THEIR POSSIBLE INFLUENCE ON THE ENVIRONMENT

**M.T. Paton, A.V. Ivanov, M.L. Fiorentini, N.J. McNaughton,
I. Mudrovska, L.Z. Reznitskii, and E.I. Demonterova**

Recently it has been suggested that the major influence on the environment from Siberian Traps magmatism was due to the interaction of magma and organic-rich shale and petroleum-bearing evaporites, with the subsequent creation and outburst of toxic gases (Siberian gas venting: SGV model). In part this idea was supported by a U-Pb age of 252.0 ± 0.4 Ma for one of the dolerite sills in the southeastern Siberian Traps: The age corresponds to the Permo-Triassic boundary and its known mass extinctions of biota. In this study two other dolerite sills were dated using zircons by the U-Pb SHRIMP method at 254.2 ± 2.3 Ma and 249.6 ± 1.5 Ma. The former age is in agreement within error with the age previously published for the dolerite sills, whereas the latter age is in agreement with U-Pb ages published for lava and intrusions from the northern Siberian Traps. The new ages correspond to the Cahnngshingian/Wuchiapingian or Permian/Triassic and Spathian/Smithian boundaries, respectively. Review of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb SHRIMP ages previously published for the southeastern Siberian Traps shows that three other pulses of magmatism probably took place at Anisian/Spathian, Late/Middle Anisian, and Landian/Anisian boundaries, respectively. Thus, it is possible that the SVG model can be applied also to lesser biotic extinctions and recoveries in proximity and aftermath to the main Permo-Triassic extinction.

Siberian Traps, U-Pb SHRIMP age

ВВЕДЕНИЕ

Позднепермский биотический кризис был одним из самых заметных в истории Земли, который привел к вымиранию 90 % морских и 75 % наземных видов [Erwin, 1994]. Главную причину этого кризиса обычно связывают с магматизмом сибирских траппов, опираясь в основном на геохронологические и литологические/вулканологические данные [Renne et al., 1995; Courtillot, Renne, 2003; Reichow et al., 2008]. Однако оценки прямого воздействия магматизма на окружающую (и глобальную) среду отсутствуют.

Недавно Х. Свенсен с соавторами [2009] высказал предположение о том, что основное загрязнение окружающей среды происходило в ходе магматизма вследствие взаимодействия магмы с богатыми органикой сланцами и нефтеносными эвапоритами и последующей генерацией и выбросом токсических газов (выброс сибирских газов: модель ВСГ). Эти авторы получили по цирконам U-Pb методом датировку 252.0 ± 0.4 млн лет для одного из многочисленных интрузивных силлов, внедрившихся в нефтеносные осадки в пределах Сибирской трапповой провинции [Vasil'ev et al., 2000]. Опубликованная [Svensen et al., 2009] датировка перекрывается в пределах ошибки определения с U-Pb возрастом пермотриасовой границы, составляющим 252.6 ± 0.2 млн лет [Mundil et al., 2004].

Однако имеющиеся $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки интрузивных пород из районов, находящихся на расстоянии более 500 км к юго-западу от района, где Х. Свенсен с коллегами проводили свои исследования (рис. 1) показывают, что часть силлов внедрилась в период раннего и среднего триаса [Ivanov et al., 2005, 2009]. Также было получено несколько триасовых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок для интрузивных пород Норильского региона [Dalrymple et al., 1995] и эффузивных пород в районе Челябинска, которые оказались близкими к возрасту Уральских гор [Reichow et al., 2008] (см. врезку на рис. 1). Следовательно, если модель ВСГ действительно играла ключевую роль в вымирании живых организмов, то должна существовать корреляция между более поздними магматическими событиями и характером возрождения биоты в триасовый период.

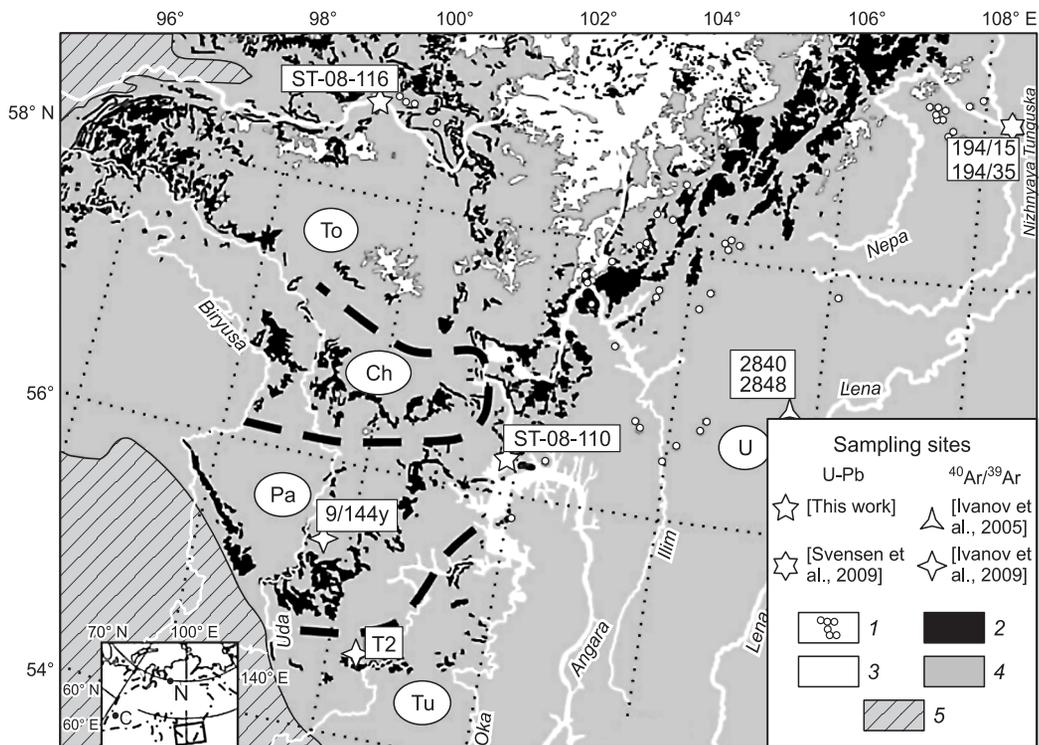


Рис. 1. Упрощенная геологическая карта Ангаро-Тасеевской синклинали в юго-восточной части поля распространения сибирских траппов и места отбора датированных образцов для этого и будущего исследований [Malitch, 1999] с упрощением.

Номера образцов показаны рядом с местами их отбора. Жирные штриховые линии обозначают границы различных силлов: Tu — Тулунского, Pa — Падунского, Ch — Чуна-Бирюсинского, To — Толстомысовского и U — Усольского. На врезке показан контур области распространения сибирских траппов. На врезке символами N и C обозначены соответственно Норильск и Челябинск. 1 — базальтовые трубки, часто с гидротермальными железными рудами, 2 — пермотриасовые (?) и раннесреднетриасовые силлы, 3 — пермотриасовые (?) туфы и эффузивы, 4 — палеозойский и мезозойский чехол кратона, 5 — докембрийский фундамент Сибирского кратона.

Однако существуют две основные, требующие решения, проблемы, связанные с корреляцией Сибирских трапповых интрузий с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. Во-первых, существует небольшое, но заметное несоответствие между $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методами датирования вследствие неопределенности величины константы распада изотопа ^{40}K [Min et al., 2000; Renne, 2000; Kwon et al., 2002; Ivanov, 2006]. Поскольку биостратиграфия триасового периода была откалибрована по U-Pb возрастам циркона [Mundil et al., 1996, 2004; Ovtcharova et al., 2006], существует настоятельная необходимость в использовании U-Pb датирования также и сибирских силлов. Во-вторых, на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки могут влиять процессы вторичных изменений [Baksi, 2007a,b]. Это особенно касается интрузивных пород, относительно глубоко внедрившихся в осадочные толщи [Baksi, 2007a,b].

Ввиду недостаточного на текущий момент количества точных U-Pb датировок, в данной статье приводятся результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из двух долеритовых силлов Ангаро-Тасеевской синклинали, находящейся в южной части поля развития сибирских траппов. Было установлено, что долеритовые силлы внедрялись в разное время в разных частях Ангаро-Тасеевской синклинали и что их внедрение по времени совпало с важными биостратиграфическими границами раннего триаса.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Сибирские траппы представляют собой очень большую провинцию эффузивных и интрузивных пород и туфов, которая простирается примерно на 3 тыс. км от Уральских гор на западе до восточного края Сибирского кратона на востоке и более чем на 2 тыс. км от Алтайских гор на юге до Северного Ледовитого океана на севере (см. врезку на рис. 1). В общей сложности площадь Сибирской трапповой провинции составляет около 7 км², а объем магматических пород — около 4 км³ [Masaitis, 1983; Ivanov, 2007]. Приблизительно половина площади провинции сибирских траппов скрыта под чехлом мезозойских осадочных пород Западно-Сибирского бассейна, а другая половина обнажается в пределах Сибирского кратона.

Имеющиеся геохронологические данные показывают, что основной пик магматизма в провинции сибирских траппов пришелся на границу перми и триаса около 251 млн лет по U-Pb датировкам [Kamo et al., 2003; Mundil et al., 2004] или 249 млн лет по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [Reichow et al., 2008]. Однако в литературе также приведены позднепермские и раннесреднетриасовые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки [Baksi, Farrar, 1991; Basu et al., 1995; Dalrymple et al., 1995; Ivanov et al., 2005; Walderhaug et al., 2005; Reichow et al., 2008; Ivanov et al., 2009]. Обсуждение надежности этих датировок не входило в задачи данного исследования. Однако следует отметить, что имеющиеся палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что общая длительность магматизма сибирских траппов укладывается в интервал от поздней перми до среднего триаса [Kazanskii et al., 2000; Walderhaug et al., 2005; Steiner, 2006].

подавляющая часть магмы, излившейся в пределах провинции сибирских траппов, имеет базальтовый состав и представлена в основном низкотитанистыми толеитами [Fedorenko et al., 1996]. Ультраосновные породы, такие как карбонатиты, меймечиты и богатые кремнеземом эффузивные породы, встречаются только на ограниченных по площади участках и составляют небольшую часть от общей массы магматических пород [Fedorenko, Czamanske, 1997; Medvedev et al., 2003]. Некоторые авторы считают, что граниты и сиениты А-типа, которые распространены главным образом на границах провинции сибирских траппов, также должны включаться в состав провинции [Vernikovskiy et al., 2003; Dobretsov et al., 2005].

Площадь исследований охватывает Ангаро-Тасеевскую синклинали, которая располагается на южном окончании кратонной котловины провинции (см. рис. 1). В пределах синклинали единственными магматическими породами, близкими по геохимическим характеристикам сибирским траппам, являются исключительно долеритовые силлы. Фактически химический состав силлов сходен с составом низкотитанистых толеитов, которые представляют преобладающий тип магматических пород провинции [Ivanov et al., 2009]. Исторически, со второй половины XIX столетия силлы Ангаро-Тасеевской геосинклинали намного раньше, чем любые другие интрузивные породы провинции, рассматривались как члены формации сибирских траппов [Masaitis, 1962]. Силлы представляют собой конкордантные интрузии протяженностью в сотни километров, внедрившиеся в основном по границам между различными осадочными формациями, хотя локально наблюдаются секущие контакты с вмещающими породами. Мощность силлов варьирует от сотен до нескольких метров.

Опираясь на данные геологической съемки и бурения, Г.Д. Феоктистов [1978] разделил все интрузивные тела на шесть главных силлов, а именно, на Тулунский, Падунский, Толстомысовский, Чина-Бирюсинский, Заярский и Усольский силлы (см. рис. 1). Последние два силла не выходят на поверхность и закартированы исключительно на основании данных бурения. В нашей работе представлены геохронологические сведения по двум образцам, отобраным в рамках более крупного проекта, целью которого являлось установление геохимической структуры Ангаро-Тасеевской синклинали. Образец ST-08-110

отобран из самой верхней части классического разреза Падунского силла напротив Братской гидроэлектростанции в центральной части Ангаро-Тасеевской синклинали (см. рис. 1). Образец ST-08-116 был отобран в северной части синклинали на левом берегу р. Ангара недалеко от недавно построенной Богучанской гидроэлектростанции (см. рис. 1). В окрестностях этого района туфы более распространены, чем в других частях Ангаро-Тасеевской синклинали.

ПЕТРОГРАФИЯ ДАТИРОВАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Номенклатурным названием ангаро-тасеевских долеритов (основанным на модальном составе) является «оливиновый габбро-норит», в составе которого преобладает плагиоклаз, в меньших количествах присутствуют клино- и ортопироксены, а акцессорными фазами являются оливин и слюда. Ближе всего таким составам отвечают породы, распространенные на северо-западе Ангаро-Тасеевской синклинали, к которым принадлежит обр. ST-08-116 (см. рис. 1).

Из всех проб обр. ST-08-110, отобранный из Падунского силла в центральной части Ангаро-Тасеевской синклинали (см. рис. 1), показывает наибольшую степень серицитизации. Согласно данным спектроскопии с дисперсией длин волн (СДДВ), плагиоклаз этого образца имеет низкое содержание анортита, составляющее около 42—43 %. Пироксен в этом образце имеет нормативный состав 82 % диопсида и 18 % гиперстена. Оливин отсутствует, а кварц и К-Na полевой шпат присутствуют. Преобладающими непрозрачными фазами являются Ti-содержащий ильменит, пирит, халькопирит и магнетит. Анализ СМ-изображения отобранного поблизости образца, выявил наличие акцессорного циркона, бадделеита и цирконолита [Ivanov et al., 2008]. Г.Д. Феоктистов [1961] и Б.М. Владимиров [1962] назвали кварц + полевошпат-содержащие породы пегматит-долеритами. Они образуются в самой верхней части силловых интрузий в результате процесса фракционной кристаллизации.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ ПРОЦЕДУРА ДАТИРОВАНИЯ

Образцы из обнажений долеритовых силлов отбирались в ходе летнего полевого сезона 2008 г. Отобранные на геохронологический анализ пробы горных пород, каждая весом свыше 15 кг (что обусловлено сложностью извлечения поддающихся датированию минералов из мафических долеритов [Black et al., 1991]), обрабатывались в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск, Россия) (обр. ST-08-110) и в Университете Западной Австралии (г. Перт) (обр. ST-08-116). Монолитная пр. ST-08-110 (40 × 40 см) была раздавлена под прессом на более мелкие блоки, которые затем дробились в щековой и валковой дробилке. Полученные мелкие частицы породы и каменная пыль просеивались через 150-микрометровое сито. Эта фракция разделялась по плотности с помощью гидрлотка. Далее лейкократовую плотную фракцию разделяли на магнитную и немагнитную фракции с помощью электромагнита. Немагнитная фракция разделялась по плотности в тяжелых жидкостях; вначале использовался бромформ (CHBr_3 , плотность 2.89 г/см³), а затем фракция с плотностью >2.89 г/см³ разделялась в жидкости Клеричи (раствор муравьиной и малоновой кислот с добавлением таллия, плотность 4.24 г/см³).

Зерна бадделеита и циркона отбирались вручную под бинокулярным микроскопом из фракции, обогащенной бадделеитом-цирконом-апатитом с преобладанием апатита, после промывки тяжелой фракции в чистой воде для удаления пленок тяжелой жидкости с поверхности минеральных зерен. Крупные фрагменты пр. ST-08-116 разрезали на камнерезном станке на мелкие куски (размером ≈10 × 10 см), которые затем дробили в щековой дробилке и измельчителе с корпусом из карбида вольфрама до частиц песчаной размерности. Полученный порошок просеивали через сито с отверстиями 150 мкм. Эту фракцию (≈8 кг) пропускали через ручной магнит для удаления сильномагнитных зерен, а затем — через изодинамический электромагнит Франца при токе 0.5 А и наклоне электродов 10°. После этого немагнитную фракцию разделяли по плотности, при этом использовалась тяжелая жидкость ТБЭ (1,1, 2,2-тетрабромэтан, имеющий плотность 2.97 г/см³). Фракцию с плотностью >2.97 г/см³ промывали в ацетоне объемом 5 л, высушивали и затем пропускали через электромагнит Франца при токе 1.0 А и наклоне электродов 5°. Погруженные в этанол зерна циркона отбирали под бинокуляром вручную из обогащенной апатитом циркон-апатитовой фракции.

Отобранные вручную зерна бадделеита и циркона закреплялись в шашке наряду со стандартами: цирконом BR266, стеклом NBS-610, бадделеитом Phalaborwa и цирконом SDA. После этого шашки диаметром 2.4 см заливали эпоксидной смолой с полной герметизацией зерен. После этого заготовки разрезали на токарном станке на пластинки толщиной около 0.5 см и полировали до выхода зерен на поверхность среза. Затем каждый препарат очищали с помощью ультразвука в изопропиловом спирте, уайт-спирте, 10 % растворе Extran и в конце процедуры — в дистиллированной воде в течение 5 мин. После высушивания в сушильном шкафу при температуре 50 °С препараты покрывали пленкой золота толщиной 40 нм. После этого на сканирующем электронном микроскопе модели JEOL6400, установленном в Центре мик-

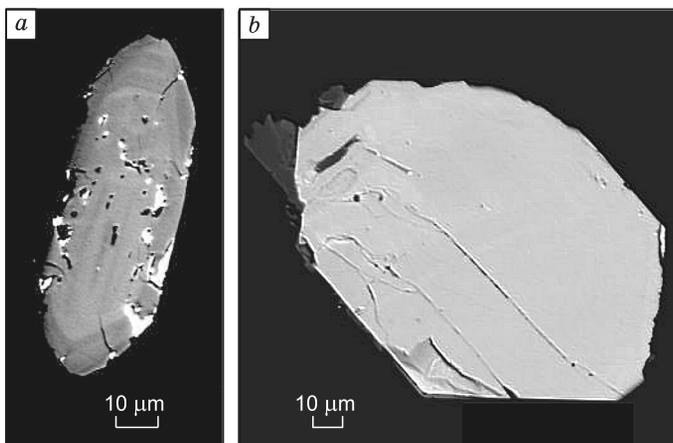


Рис. 2. Изображения циркона, полученные на ЭСМ JEOL6400 в обратнорассеянных электронах при следующих параметрах: напряжение 15 кВ, ток 5 А и фокусное расстояние 25 мм.

На рисунке видно, что зерно циркона из обр. ST-08-110 (а) меньше по размеру и имеет зональность, а также многочисленные трещины, что требует применения для анализа меньшего диаметра пучка электронов. Зерно циркона из обр. ST-08-116 (б) имеет намного больший размер, но в нем отсутствует явная зональность.

В Центре им. Джона Летера, Технологический университет в г. Куртин, Западная Австралия, на установках SHRIMP В и SHRIMP А были сделаны анализы проб соответственно ST-08-110 и ST-08-116 с использованием чувствительного ионного микрозонда с высокой разрешающей способностью (SHRIMP). На установке SHRIMP В для пр. ST-08-110 было выполнено 32 анализа зерен циркона. Эти зерна имели очень малый размер (рис. 2, а) с диаметром около 10—30 мкм, при этом диаметр пучка лучей во время анализа составлял ~10 мкм. При этом ток пучка составлял 0.5 нА. Для обр. ST-08-116 на установке SHRIMP А было сделано 25 анализов зерен циркона. Этот образец содержал зерна циркона намного большего размера (см. рис. 2, б) с диаметром около 50 мкм. На установке SHRIMP А использовался электронный пучок немного большего диаметра, чем на установке SHRIMP В. При этом ток пучка составлял 1.7 нА.

Для минимизации возможного загрязнения поверхности зерен, в том числе изотопом обычного свинца (^{204}Pb), до выполнения каждого анализа поверхность препарата сканировалась в течение 2 мин пучком кислорода ионного микрозонда. Пучок первичных электронов по возможности фокусировался на ядрах зерен циркона, при этом не допускалось попадания в фокус трещин на их поверхности. Данные фиксировались в ходе выполнения шести сканирований по профилям, как показано в табл. 1. Пучок первичных электронов обычно образовывал на препарате округлое пятно размером 10—20 мкм, которое вполне помещалось между трещинами на зернах циркона, но было недостаточно малым для зерен бадделеита, поскольку их размер в среднем составлял около 10 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Изотопные данные представлены в табл. 2. В работе использовались ^{238}U - ^{206}Pb датировки, поскольку они являются чувствительным индикатором радиометрического возраста для относительно молодых цирконов [Aitchison et al., 1992; Ireland, 1992; Okamoto et al., 2004]. В качестве результирующих возрастов использовались значения взвешенного среднего ^{238}U - ^{206}Pb датировок, при этом для отражения качества данных приводятся диаграммы U-Pb конкордий.

При рассмотрении 32 анализов, проведенных по обр. ST-08-110, было установлено, что для одного анализа была введена большая поправка на обычный Pb, и еще один анализ имел необычно низкие содержания U и Th. Эти данные были исключены из расчета сводного возраста (см. табл. 2). Остальные 30 анализов показали несколько повышенный разброс по сравнению с ожидающимся возрастом для разновозрастной совокупности (т.е. MSWD = 2.7). Хорошо известно, что высокие содержания редких элементов могут исказить относительную степень ионизации атомов Pb и U при проведении анализа на ионном микрозонде: например, обычно наблюдается увеличение кажущегося возраста при содержаниях U в цирконе выше примерно 2500 г/т [Williams, Hergt, 2000]. Данные для обр. ST-08-110 показывают содержания U > 2500 г/т и слабую корреляцию между возрастом и содержанием U. Содержания Th также выше, но соотношения Th—возраст еще не были охарактеризованы. Соответственно, чтобы избежать

Таблица 1. Параметры SHRIMP анализа: соединения и изотопы, анализированные в ходе сканирования образцов ST-08-110 и ST-08-116 с временами подсчета для каждого соединения/изотопа

Атомная масса	Соединения / Изотопы	Время подсчета, с
196	$^{90}\text{Zr}_2^{16}\text{O}_2$	2.0
204	^{204}Pb	10.0
204.05	Фон	10.0
206	^{206}Pb	40.0
207	^{207}Pb	20.0
208	^{208}Pb	10.0
238	^{238}U	10.0
248	$^{232}\text{Th}^{16}\text{O}$	5.0
254	$^{238}\text{U}^{16}\text{O}$	5.0

Таблица 2. Результаты SHRIMP анализов для образцов ST-08-110 и ST-08-116

Номер зерна	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$	± %	$^{208}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$	± %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Rb}$	± %	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Rb}_e$ %	U, г/г	Th, г/г	$^{206}\text{Rb}^*$	Возраст, млн лет	
													$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$	1σ
1	0.0534	1.5	0.76	0.43	4.3	0.73	0.1305	0.44	0.00	4220	10263	147	256	4
2	0.0524	1.4	0.41	0.53	5.0	0.71	0.1292	0.24	0.00	4928	6405	175	261	4
3	0.0520	2.0	0.48	0.70	2.6	0.73	0.1258	0.34	0.00	2550	3892	88	253	4
4	0.0504	3.8	0.18	2.09	0.7	0.76	0.1116	0.50	0.00	763	404	26	247	4
5	0.0528	2.8	0.59	0.89	1.3	0.74	0.1185	0.85	0.30	1327	2430	45	249	4
6	0.0524	1.3	0.42	0.49	5.5	0.69	0.1248	0.39	-0.01	5598	7400	205	269	4
7	0.0552	2.0	0.63	0.62	2.3	0.70	0.1222	0.75	0.28	2369	4708	84	261	4
8	0.0523	2.0	0.81	0.55	2.6	0.72	0.1207	0.34	0.16	2626	6855	89	250	4
9	0.0528	3.3	0.28	1.49	0.9	0.74	0.1165	0.45	0.26	906	800	31	254	4
10	0.0537	1.6	0.68	0.47	3.9	0.70	0.1218	0.25	0.17	3898	8471	136	257	4
11	0.0588	3.9	0.81	1.15	0.6	0.80	0.1204	0.56	2.18	585	1494	19	244	4
12	0.0596	2.7	0.67	0.87	1.3	0.83	0.1082	0.39	0.25	1292	2744	44	248	4
13	0.0520	2.5	0.35	1.02	1.7	1.15	0.1121	0.42	-0.23	1719	1874	59	252	4
14	0.0529	2.1	0.39	0.79	2.2	1.02	0.1227	0.35	0.11	2243	2816	80	261	4
15	0.0572	1.8	0.36	0.74	2.8	0.70	0.1203	0.25	0.83	2863	3275	102	261	4
16	0.0521	2.6	0.19	1.37	1.5	0.73	0.1225	1.04	0.15	1510	957	51	250	4
17	0.0539	3.1	0.68	0.95	1.0	0.84	0.1147	0.53	0.93	1042	2229	35	251	4
18	0.0531	1.7	0.70	0.49	3.6	0.69	0.1142	0.39	0.23	3777	8404	135	262	4
19	0.0603	1.9	0.48	0.71	2.4	0.70	0.1200	0.34	1.02	2382	3582	83	257	4
20	0.0509	1.6	0.19	0.86	3.8	0.70	0.1267	0.27	0.14	3766	2309	134	262	4
21	0.0530	2.2	0.60	0.72	2.0	0.72	0.1198	0.38	0.13	2033	3908	71	258	4
22	0.0547	2.0	0.38	0.78	2.4	1.03	0.1194	0.34	0.34	2454	2995	87	261	4
23	0.0555	2.1	0.69	0.93	3.2	0.70	0.1235	0.29	0.00	3226	7245	118	269	4
24	0.0542	2.2	0.55	0.72	2.1	0.70	0.1170	0.37	0.30	2113	3776	74	259	4
25	0.0530	1.9	0.44	0.70	2.6	0.71	0.1225	0.33	0.16	2614	3682	92	258	4
26	0.0519	1.4	0.57	0.46	4.8	0.71	0.1260	0.76	0.05	4820	8967	175	266	4
27	0.0540	13.1	0.02	15.64	0.2	0.75	0.0511	1.07	0.00	218	6	8	267	4
28	0.0608	3.3	0.40	1.36	0.8	0.76	0.1161	0.82	1.26	797	1001	27	251	4
29	0.0576	1.6	0.88	0.46	3.2	0.68	0.1226	0.23	0.63	3208	9008	114	262	4
30	0.0515	1.6	0.55	0.53	3.5	0.68	0.1202	0.55	0.00	3620	6689	133	271	4
31	0.0522	2.3	1.02	0.58	2.0	0.71	0.1111	0.31	0.21	2075	6975	71	252	4
32	0.0572	3.4	0.35	1.43	0.9	0.88	0.0988	0.47	1.19	912	959	31	251	4

Обр. ST-08-110

Окончание табл. 2

Номер зерна	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± %	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	± %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/т	Тб, г/т	$^{206}\text{Pb}^*$	Возраст, млн лет	
													$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ
1	0.05284	1.5	0.300	0.90	0.54	0.35	0.1030	0.45	0.135	519	490	18	249	2
2	0.05145	1.1	0.259	0.73	0.89	0.33	0.1075	0.22	-0.157	846	699	29	252	2
3	0.05146	3.4	0.295	1.11	0.38	0.36	0.0903	0.35	0.306	373	344	13	248	2
4	0.05130	1.7	0.236	1.13	0.42	0.37	0.1056	0.33	0.041	397	299	13	245	2
5	0.05274	1.1	0.182	0.89	1.05	0.32	0.0831	0.27	0.082	1076	610	37	251	2
6	0.05234	0.8	0.305	0.50	1.77	0.74	0.0860	0.16	0.173	1798	1660	63	256	2
7	0.05184	0.9	0.381	0.49	1.43	0.39	0.1037	0.62	0.129	1375	1650	47	251	2
8	0.05321	1.3	0.327	0.81	0.60	0.34	0.1004	0.87	0.155	574	586	20	251	2
9	0.05311	1.0	0.491	0.52	1.07	0.30	0.0855	0.26	0.093	1075	1643	36	249	2
10	0.05179	1.3	0.219	1.09	0.68	0.33	0.0928	0.89	0.086	668	471	22	248	2
11	0.05146	0.8	0.377	0.44	2.19	0.34	0.0962	0.14	-0.056	2172	2475	78	263	2
12	0.05166	1.0	0.685	0.43	1.19	0.40	0.0970	0.42	0.165	1156	2485	39	248	2
13	0.05191	0.8	0.254	0.53	1.86	0.35	0.0924	0.20	0.000	1842	1444	64	254	2
14	0.05571	2.9	0.272	1.95	0.14	0.44	0.0828	0.59	0.430	139	118	5	240	2
15	0.05199	0.7	0.460	0.37	2.23	0.62	0.0968	0.23	0.050	2189	3154	76	254	2
16	0.05179	1.6	0.234	1.09	0.51	0.35	0.0929	0.31	0.095	498	367	17	248	2
17	0.07249	1.4	0.212	1.21	0.49	0.35	0.0829	0.32	2.338	495	239	16	244	3
18	0.05175	1.0	0.662	0.44	1.37	0.30	0.0706	0.20	0.091	1471	2960	49	245	2
19	0.05219	1.9	0.212	1.35	0.37	0.38	0.0954	0.46	0.259	357	244	12	248	2
20	0.05234	2.3	0.683	0.98	3.25	0.49	0.0178	0.40	0.000	5325	12098	156	217	1
21	0.05222	1.0	0.222	0.71	1.15	0.32	0.0973	0.20	0.049	1117	775	38	250	2
22	0.05032	1.3	0.318	0.78	2.20	0.87	0.0458	0.63	-0.011	2593	2742	74	211	2
23	0.05104	1.3	1.092	0.44	0.82	0.32	0.0837	0.25	0.114	843	2905	29	254	2
24	0.05128	1.8	0.298	1.13	0.39	0.36	0.0851	0.36	0.167	393	361	13	252	2
25	0.05223	1.1	0.195	0.85	1.00	0.31	0.0857	0.22	0.081	1013	626	35	252	2

Обр. ST-08-116

Примечание. Данные, набранные курсивом, не исключались при расчете возраста (см. текст). Датировки, набранные жирным шрифтом, использовались при расчете сводного возраста. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb .

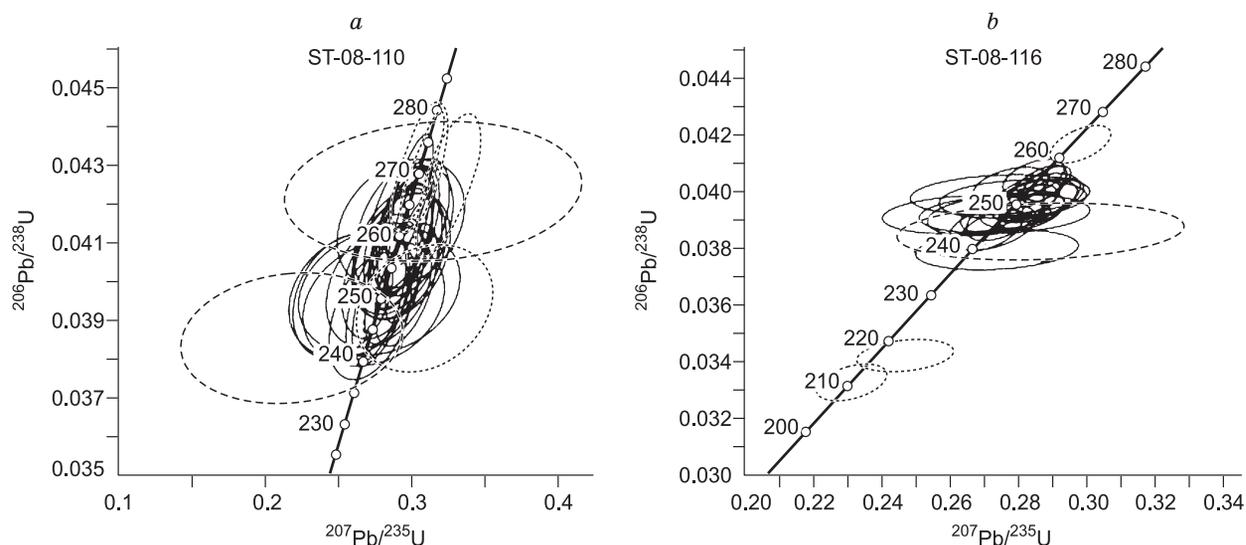


Рис. 3. Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из образцов ST-08-110 (a) и ST-08-116 (b).

Эллипсы ошибок соответствуют 1σ . Штриховые эллипсы построены для анализов, не учитываемых при расчете сводного возраста (см. текст). ^{238}U - ^{206}Pb сводные датировки для образцов ST-08-110 и ST-08-116 составляют соответственно 254.2 ± 2.3 и 249.6 ± 1.5 млн лет.

завышения расчетных возрастов, вызываемого подобным влиянием матрикса, мы последовательно исключали анализы с высоким содержанием U до тех пор, пока величина MSWD выборки не достигала значения, ожидаемого для разновозрастной выборки. Для 20 анализов с содержанием U < 3000 г/т сводный возраст составил 254.2 ± 2.3 млн лет (MSWD = 1.4). Выборка анализов с содержанием U < 2500 г/т дает практически такой же возраст, но с несколько повышенным значением MSWD. Выборка анализов с предельным содержанием U, равным 4000 г/т, дает датировку 256.4 ± 2.6 млн лет (MSWD = 2.5, $n = 26$), которая демонстрирует тенденцию удрежнения кажущихся возрастов и их разброс при включении в выборку анализов с высоким содержанием U. Исходя из этого, было сделано заключение о том, что наилучшей оценкой возраста цирконов является датировка 254.2 ± 2.3 млн лет.

Построенная для обр. ST-08-110 U-Pb конкордия (см. рис. 3, a) показывает, что данные, использованные для определения средневзвешенного ^{238}U - ^{206}Pb возраста, являются конкордантными.

Полученные для обр. ST-08-116 данные (см. табл. 2) показывают высокое содержание обычного Pb в одном из анализов и три статистических выброса для 25 анализов. Среди выбросов одна удрежненная (263 млн лет) и две омоложенных (211 и 217 млн лет) датировки. Вполне вероятно, что удрежненный анализ получен по ксенокристаллу. Двум другим аномальным выбросам соответствуют наиболее высокие содержания U в зернах циркона, и их можно объяснить существенными радиационными повреждениями, с которыми связана незначительная потеря Pb.

Рассчитанное по остальным 21 анализу значение MSWD равно 3.4, которое является слишком большим для разновозрастной выборки. Учитывая вероятность потери Pb в анализах с высоким содержанием U для этого образца, отбраковка следующего анализа, дающего наименьший возраст, понижает значение MSWD до 2.2 (для $n = 20$). Однако уже несколько анализов представляют следующий наиболее молодой возраст, и дальнейшая отбраковка становится неоправданной. Более древние датировки в обр. ST-08-116 соответствовали анализам с содержанием U > 3000 г/т. Однако ни в одном из оставшихся 20 анализов содержание U не превышало 2200 г/т, поэтому явно удрежненные датировки, полученные по анализам с высоким содержанием U ($\pm\text{Th}$), нельзя считать фактором, объясняющим сильный разброс, отражаемый значением MSWD. Если датировку 263 млн лет можно объяснить наличием ксенокристалла, то при расчете датировок по другим анализам необходимо учитывать возможность влияния более древних частей некоторых зерен. Отбраковка следующих четырех наиболее «древних» анализов (в диапазоне 254—256 млн лет) понижает значение MSWD до 1.3, которое можно рассматривать как отражающее разновозрастную выборку с соответствующим возрастом 249.6 ± 1.5 млн лет ($n = 16$). Цирконы с возрастом 254—256 млн лет, вероятно, отражают популяцию ксенокристаллов, и эти возрасты лишь незначительно превышают возраст внедрения дайки. Датировка 249.6 ± 1.5 млн лет принята в качестве наилучшей оценки возраста формирования силла (обр. ST-08-116), хотя следует отметить, что аргументы в пользу отбраковки анализов с потерей Pb и сделанных по ксенокристаллам являются несколько сомнительными.

Построенная для обр. ST-08-116 U-Pb конкордия (см. рис. 3, б) показывает, что данные, использованные для определения средневзвешенного ^{238}U - ^{206}Pb возраста, являются конкордантными.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные по образцам ST-08-116 и ST-08-110 две U-Pb датировки 249.6 ± 1.5 и 254.2 ± 2.3 млн лет соответственно не перекрываются в пределах аналитической ошибки (рис. 4) и могут рассматриваться как возрасты двух различных магматических событий с интервалом 4.8 ± 2.7 млн лет. Проба ST-08-110 отобрана на расстоянии ~ 350 км к юго-юго-востоку от места отбора пр. ST-08-116 (см. рис. 1). По U-Pb дискордии, построенной для разных зерен циркона из двух образцов долеритовых силлов 194/15 и 194/35 из керна скважины, пробуренной вблизи устья р. Непа (см. рис. 1), определена датировка 252.4 ± 1.2 млн лет, а из этой выборки четыре конкордантных зерна циркона дали ^{238}U - ^{206}Pb датировку 252.0 ± 0.4 млн лет [Svensen et al., 2009]. Определенная для силла Непа датировка находится между датировками, полученными для образцов ST-08-116 и ST-08-110, хотя и перекрывается в пределах аналитической ошибки с датировкой обр. ST-08-110.

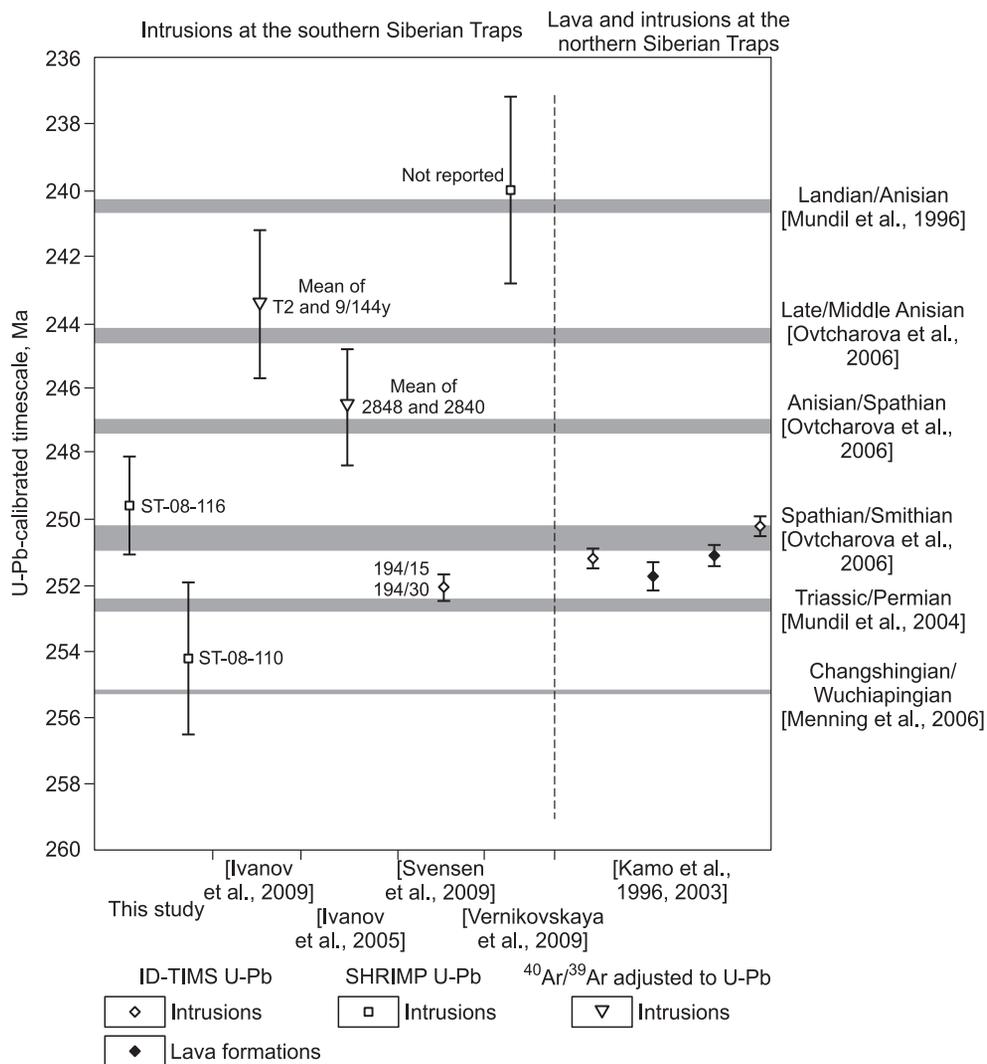


Рис. 4. Сравнение новых и ранее опубликованных датировок, полученных для интрузивных пород Ангаро-Тасеевской синклинали.

Номера образцов показаны рядом с символами (места отбора образцов см. на рис. 1). Образец из работы [Vernikovskaya et al., 2009] отбирался за пределами территории, показанной на рис. 1. Для сравнения также показаны U-Pb датировки, полученные для северной части поля сибирских траппов. Ранее опубликованные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки пересчитаны с целью согласования с U-Pb временной шкалой с использованием $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки 249.5 ± 1.5 млн лет [Renne et al., 1995] и U-Pb датировки 252.6 ± 0.2 млн лет [Mundil et al., 2004], принятых для границы пермь—триас, как обсуждается в работе [Ivanov et al., 2009].

Однако стоит отметить, что каждая датировка, если ее рассматривать отдельно, совпадает с одной или двумя биостратиграфическими границами поздней перми и раннего триаса. А именно, возраст, полученный для обр. ST-08-110, совпадает с рубежом Каньшиньянь/Вучиапиньянь [Menning et al., 2006] или границей пермь—триас [Mundil et al., 2004], возраст, определенный для образцов 194/15 и 194/35, совпадает с границей пермь—триас [Mundil et al., 2004] и, наконец, возраст обр. ST-08-116 совпадает с рубежом Спатьянь/Смитьян. Конечно, это может быть простым совпадением вследствие относительно больших аналитических ошибок и малой продолжительности отдельных стратиграфических веков. Однако при рассмотрении других имеющихся U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок интрузивных пород Ангаро-Тасеевской синклинали и прилегающих регионов можно также наблюдать их перекрытие с существующими документированными стратиграфическими границами. Например, имеющаяся U-Pb SHRIMP датировка трахитовых интрузий, расположенных на Енисейском кряже (немного западнее закартированной территории, показанной на рис. 1; см. [Vernikovskaya et al., 2009], совпадает со стратиграфической границей Ландиань/Анишьянь [Mundil et al., 1996] (см. рис. 4).

То же справедливо для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок, если в них внести поправки для согласования с U-Pb временной шкалой. Средний $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст для двух образцов T2 и 9/144y, отобранных, соответственно, из Тулунского и Падунского силлов (см. рис. 1), составляет 240.9 ± 1.8 млн лет [Ivanov et al., 2009] (при этом учтены ошибки, внесенные при стандартной калибровке, однако ошибки определения постоянной распада изотопа ^{40}K не принимались во внимание). Для сравнения этой и U-Pb датировок необходимо повторно рассчитать $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст, например, с использованием «маркера времени», датированного как U-Pb, так и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами. Если принять для границы пермь—триас U-Pb возраст 252.6 ± 0.2 млн лет [Mundil et al., 2004] и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 249.5 ± 1.5 млн лет [Renne et al., 1995], то датировка 240.9 ± 1.8 млн лет преобразуется в 243.6 ± 2.3 млн лет. Последнее значение можно непосредственно сравнивать с откалиброванной по U-Pb временной шкалой. Аналогично, средняя $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка 243.9 ± 1.0 млн лет, полученная по образцам 2848 и 2840 из Усольского силла [Ivanov et al., 2005] преобразуется в возраст 246.6 ± 1.8 млн лет. Эта датировка совпадает со стратиграфической границей Анишьянь/Спатьянь (см. рис. 4). Таким образом, существует вероятность того, что каждый отдельный эпизод магматической активности в пределах Ангаро-Тасеевской синклинали инициировал взаимодействие между интрузивной магмой и обогащенными органикой осадками с выбросом токсических газов, которые оказали существенное влияние на окружающую среду в поздней перми и среднем триасе. Примечательно, что каждая приведенная на рис. 4 датировка в пределах Ангаро-Тасеевской синклинали перекрывается только с одной стратиграфической границей, за исключением датировки, полученной для обр. ST-08-110, которая перекрывается с двумя стратиграфическими границами.

ВЫВОДЫ

По образцам долеритовых силлов, отобранных из Ангаро-Тасеевской синклинали, определены U-Pb SHRIMP датировки 254.2 ± 2.3 и 249.6 ± 1.5 млн лет, различающиеся на 4.8 ± 2.7 млн лет. Эти датировки отвечают, соответственно, рубежам Каньшиньянь/Вучиапиньянь или пермь—триас и Спатьянь/Смитьянь. Другие опубликованные возрасты интрузивных пород в Ангаро-Тасеевской синклинали и прилегающих регионах также соответствуют одной из стратиграфических границ. Результаты данного исследования подтверждают гипотезу взаимодействия магмы с обогащенными органикой осадками, образования отравляющих газов и влияния этих газов на эволюцию биоты в поздней перми и раннем—среднем триасе. Однако необходимы дополнительные прецизионные U-Pb датировки по циркону и бадделиту, получаемые методом ID-TIMS.

Ионно-микрондовые SHRIMP анализы были выполнены с использованием приборной базы Западной Австралии в рамках заключенного между правительством Австралии и университетом Западной Австралии соглашения при поддержке Австралийского научного совета. Полевые работы сезона 2008 г. выполнены при финансовой поддержке Сибирского отделения Российской академии наук. Работа была частично поддержана грантом РФФИ № 08-05-98104.

ЛИТЕРАТУРА

- Aitchison J.C., Ireland T.R., Blake Jr. M.C., Flood P.G.** 530 Ma zircon age for ophiolite from the New England orogen: oldest rocks known from eastern Australia // *Geology*, 1992, v. 20, p. 125—128.
- Baksi A.K.** A quantitative tool for detecting alteration in undisturbed rocks and mineral – I: water, chemical weathering and atmospheric argon / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. Plate, plumes and planetary processes // *Geol. Soc. Amer.*, 2007a, Special Paper 430, p. 285—304.
- Baksi A.K.** A quantitative tool for detecting alteration in undisturbed rocks and mineral – II: application to argon ages related to hotspots / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. Plate, plumes and planetary processes // *Geol. Soc. Amer.*, 2007b, Special Paper 430, p. 305—333.

Baksi A.K., Farrar E. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Siberian Traps, USSR: evaluation of the ages of the two major extinction events relative to episodes of flood-basalt volcanism in USSR and the Deccan Traps, India // *Geology*, 1991, v. 19, p. 461—464.

Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D. High- ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // *Science*, 1995, v. 269, p. 822—825.

Black L.P., Kinny P.D., Sheraton J.W. The difficulties of dating mafic dykes: an Antarctic example // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 109, p. 183—194.

Courtillot V.E., Renne P.R. On the ages of flood basalt events // *Compt. Rend. Geosci.*, 2003, v. 335, p. 113—140.

Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 2071—2083.

Dobretsov N.L., Vladimirov A.G., Kruk N.N. Permo-Triassic magmatism in the Altai-Sayan fold system as a reflection of the Siberian superplume // *Doklady Earth Sci.*, 2005, v. 400, p. 40—43.

Erwin D.H. The Permo-Triassic extinction // *Nature*, 1994, v. 367, p. 231—236.

Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia // *Int. Geol. Rev.*, 1997, v. 39, p. 479—531.

Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske G.K., Hawkesworth C.J., Wooden J.L., Ebel D.S. Petrogenesis of the floodbasalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 99—135.

Feoktistov G.D. Petrography of traps from water-drain area of the middle current of the Angara River. Transactions of East-Siberian Geological Institute, Irkutsk, 1961, № 7, 158 p (in Russian).

Feoktistov G.D. Petrology and conditions for formation of trap sills. Novosibirsk, Nauka, 1978, 168 p.

Ireland T.R. Crustal evolution of New Zealand – evidence from age distributions of detrital zircons in Western Province paragneisses and Torlesse greywacke // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1992, v. 56, p. 911—920.

Ivanov A.V. Systematic differences between U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates: reasons and evaluation techniques // *Geochem. Int.*, 2006, v. 44, p. 1041—1047.

Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. Plate, plumes and planetary processes // *Geol. Soc. Amer.*, 2007, Special Paper 430, p. 669—691.

Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Feoktistov G.D., He H., Boven A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Usol'skii sill in the southeastern Siberian Traps large igneous province: evidence for long-lived magmatism // *Terra Nova*, 2005, v. 17, p. 203—208.

Ivanov A.V., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Karmanov N.S., Fiorentini M.L. Primary magmatic amphibole, mica, rare and potentially new minerals of zirconium in dolerites of Padunsky and Tolstomysovsky sills (Siberian Traps) // *Geodynamic evolution of lithosphere of the Central-Asian mobile belt (from ocean to continent)* / Ed. E.V. Sklyarov. Proceedings of scientific meeting for integration program of Earth Science Division of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2008, issue 6, v. 1, p. 122—124 (in Russian).

Ivanov A.V., He H., Yang L., Nikolaeva I.V., Palesskii S.V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // *J. Asian Earth Sci.*, 2009, v. 35, p. 1—12.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 75—91.

Kazanskii A.Yu., Kazanskii Yu.P., Saraev S.V., Moskvina V.I. The Permo-Triassic boundary in volcanosedimentary section of the West-Siberian plate according to paleomagnetic data (from studies of the core from the Tyumenskaya superdeep borehole SD-6) // *Geologiya i Geofizika*, 2000, v. 41, p. 327—339.

Kwon J., Min K., Bickel P.J., Renne P.R. Statistical methods for jointly estimating the decay constant of ^{40}K and the age of a dating standard // *Mathem. Geol.*, 2002, v. 34, p. 457—474.

Malitch N.S. (Editor-in-Chief) Geological map of Siberian Platform and adjoining areas. Scale 1:1500000, VSEGEI, 1999.

Masaitis V.L. A.L. Czekanowski — discoverer of the trap magmatic province in the Eastern Siberia // A.L. Czekanowski. Collection of unpublished manuscripts of A.L. Czekanowski and papers about his scientific work / Ed. S.V. Obruchev. Irkutsk Book Publisher, Irkutsk, 1962, p. 41—46 (in Russian).

Masaitis V.L. Permian and Triassic volcanism of Siberia // *Zapiski Vserossiiskogo Mineralogicheskogo Obshestva*, 1983, v. 4, p. 412—425 (in Russian).

Medvedev A.Ya., Al'mukhamedov A.I., Kirda N.P. Geochemistry of Permo-Triassic volcanic rocks of West Siberia // *Geologiya i Geofizika*, 2003, v. 44 (12), p. 86—100.

Menning M., Alekseev A.S., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Devuyt F.X., Forke H.C., Grunt T.A., Hance L., Heckel P.H., Izokh N.G., Jin Y.G., Jones P.J., Kotlyar G.V., Kozur H.W., Nemirovska T.I., Schneider J.W., Wang X.D., Weddige K., Weyer D., Work D.M. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, v. 240, p. 318—372.

Min K., Mundil R., Renne P.R., Ludwig K.R. A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 73—98.

Mundil R., Brack P., Meier M., Rieber H., Oberli F. High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics: time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 141, p. 137—151.

Mundil R., Ludwig K.R., Metcalfe L., Renne P.R. Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons // *Science*, 2004, v. 305, p. 1760—1763.

Okamoto K., Shinjoe H., Katayama I., Terada K., Sano Y., Johnson S. SHRIMP U-Pb zircon dating of quartz-bearing eclogite from the Sanbagawa Belt, south-west Japan: implications for metamorphic evolution of subducted protolith // *Terra Nova*, 2004, v. 16, p. 81—89.

Ovtcharova M., Bucher H., Schaltegger U., Galfetti T., Brayard A., Guex J. New early to middle Triassic U-Pb ages from South China: calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the biotic recovery // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 463—475.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Y., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Y., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 277, p. 9—20.

Renne P.R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of plagioclase from Acapulco meteorite and the problem of systematic errors in cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 175, p. 13—26.

Renne P.R., Zhang Z., Richards M.A., Black M.T., Basu A.R. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // *Science*, 1995, v. 269, p. 1413—1416.

Steiner M.B. The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary / Eds. S.G. Lucas, G. Cassinis, J.W. Schneider. Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology // *Geol. Soc., London*, 2006, Special Pub. 265, p. 15—38.

Svensen H., Planke S., Polozov A.G., Schmidbauer N., Corfu F., Podladchikov Y.Y., Jamtveit B. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 490—500.

Vasil'ev Yu.R., Zolotukhin V.V., Feoktistov G.D., Prusskaya S.N. Evaluation of the volumes and genesis of Permo-Triassic trap magmatism of the Siberian Platform // *Geologiya i Geofizika*, 2000, v. 41(12), p. 1696—1705.

Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Vernikovskiy V.A., Romanova I.V., Berezhnaya N.G., Lariov A.N., Travina A.V. Phanerozoic continental intraplate magmatism at South Enisei Kryazh: first geochemical and geochronological data // *Geodynamic evolution of lithosphere of the Central-Asian mobile belt (from ocean to continent)* / Ed. E.V. Sklyarov. Proceedings of scientific meeting for integration program of Earth Science Division of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2009, № 7, v. 1, p. 53—55 (in Russian).

Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*, 2003, v. 66, p. 23—36.

Vladimirov B.M. Petrography of Padunsky and Margudolsky trap intrusions. Transactions of East-Siberian Geological Institute, Irkutsk, 1962, № 10, p. 151 (in Russian).

Walderhaug H.J., Eide E.A., Scott R.A., Inger S., Golionko E.G. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: a Middle-Late Triassic magmatic pulse after Siberian flood-basalt volcanism // *Geophys. J. Int.*, 2005, v. 163, p. 501—517.

Williams I.S., Hergt J.M. U-Pb dating of Tasmanian dolerite: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon / Eds. J.D. Woodhead, J.M. Hergt, W.P. Noble // *New frontiers in isotope geoscience*, Lorne, Abstract and proceedings, Beyond, 2000.

*Поступила в редакцию
22 марта 2010 г.*