

**СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГРАНИТОИДЫ (~ 490 млн лет) — ИНДИКАТОРЫ
АККРЕЦИОННОЙ СТАДИИ В ЭВОЛЮЦИИ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА
(Западное Прибайкалье)**

**Т.В. Донская, Д.П. Гладkochуб, В.С. Федоровский*, А.М. Мазукабзов,
М. Чо**, В. Чонг**, Дж. Ким*****

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

*** School of Earth and Environmental Sciences, Seoul National University, Seoul 151-747, Korea*

**** Division of Earth and Environmental Sciences, Korea Basic Science Institute, Ochang 363-883, Korea*

Приводятся результаты геолого-структурных и геохимических исследований синметаморфических гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов Ольхонского террейна Центрально-Азиатского орогенного пояса, а также оценка возраста U-Pb методом по циркону гранитов Тутайского массива. Структурные и петрологические данные свидетельствуют о синскладчатом и синметаморфическом характере гранитоидов. Датирование U-Pb методом по циркону гранитов Тутайского массива показало, что они имеют возраст 488.6 ± 8.0 млн лет, который практически совпал с оценкой возраста 495 ± 6 млн лет, полученной ранее для кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива. Оба массива занимают одинаковую позицию в структуре региона. Завершающие этапы деформаций и метаморфические преобразования гранитоидов отвечают рубежу 464 ± 11 млн лет. Тутайский массив сложен умеренно калиевыми гранитами, а Южно-Ольхонский массив образован кварцевыми сиенитами и гранитами. Геохимические характеристики гранитов обоих массивов (низкие содержания Y и Yb, фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов) свидетельствуют о том, что их формирование происходило в условиях кристаллизации граната в рестите на глубинных уровнях коры. Кварцевые сиениты Южно-Ольхонского массива обнаруживают более высокие по сравнению с гранитами содержания Y, Yb. Данный факт может указывать на то, что магмы кварцевых сиенитов в процессе их формирования и эволюции не находились в равновесии с гранатосодержащими минеральными парагенезисами. В качестве субстрата для гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов принимаются коровые породы кварц-полевошпатового состава, а для кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива допускается смешанный (корово-мантийный) источник. Предполагается, что образование гранитоидов происходило в коре, утолщенной в результате аккреции. При этом ранние аккреционные события, выделенные в регионе впервые, затронули не только Прибрежную зону, в которой расположены Тутайский и Южно-Ольхонский массивы, но и всю мегазону Анга—Сатюрты Ольхонского террейна. Аккреционный этап завершился тектоническим сближением и косой коллизией Ольхонского террейна и Сибирского континента, когда тотальное развитие получил сдвиговый тектогенез.

Граниты, кварцевые сиениты, U-Pb геохронология, геохимия, аккреция, коллизия, ранний палеозой, Ольхонский террейн, Центрально-Азиатский орогенный пояс.

**SYNMETAMORPHIC GRANITOIDS (~490 MA) AS ACCRETION INDICATORS
IN THE EVOLUTION OF THE OL'KHON TERRANE (western Cisbaikalia)**

**T.V. Donskaya, D.P. Gladkochub, V.S. Fedorovskii, A.M. Mazukabzov,
M. Cho, W. Cheong, and J. Kim**

We present geological, structural, and geochemical data on synmetamorphic granitoids from the Tutai and South Ol'khon plutons of the Ol'khon terrane (Central Asian Mobile Belt) with an estimation of the U-Pb zircon age of the Tutai granites. The structural and petrological data suggest the synfolding and synmetamorphic origin of the granitoids. The U-Pb zircon age of the Tutai granites (488.6 ± 8.0 Ma) almost coincides with the previously estimated age of quartz syenites from the South Ol'khon pluton (495 ± 6 Ma). The plutons occupy the same position in the regional structure. The granitoids underwent final deformations and metamorphism at 464 ± 11 Ma. The Tutai pluton consists of moderately potassic granites, whereas the South Ol'khon pluton is made up of quartz syenites and granites. The geochemical characteristics of granites from both plutons (low Y and Yb contents, fractionated REE patterns) indicate their formation under conditions of garnet crystallization in deep crustal restite. The higher Y and Yb contents of the South Ol'khon quartz syenites as compared with those of the granites suggest the lack of equilibrium between the quartz syenite magmas and garnet parageneses during their formation or evolution. The Tutai and South Ol'khon granites were derived from quartz-feldspar crustal rocks, whereas the South Ol'khon quartz syenites might have originated from a mixed (crust-mantle)

source. It is presumed that the granitoids formed within accretion-thickened crust. Early accretion, which has been first identified in the region, affected not only the Pribrezhnaya zone (the zone of the Tutai and South Ol'khon plutons) but also the entire Anga-Satyurty megazone of the Ol'khon terrane. The accretion ended with the convergence and oblique collision of the Ol'khon terrane and Siberian continent, when strike-slip tectonics became ubiquitous.

Granites, quartz syenites, U-Pb geochronology, geochemistry, accretion, collision, Early Paleozoic, Ol'khon terrane, Central Asian Fold Belt

ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка сценариев геодинамической эволюции метаморфических террейнов, породы которых испытали неоднократные деформации, сопровождавшиеся импульсами магматической активности, — сложная, многостадийная задача. Особенно большие трудности возникают в тех случаях, когда временной интервал проявления метаморфических и магматических событий оказывается достаточно узким, а оценки возраста, полученные для пород различных сегментов сильнодислоцированных террейнов, перекрывают друг друга. Одна из подобных структур — Ольхонский метаморфический террейн, расположенный в северной части Центрально-Азиатского орогенного пояса. Формирование Ольхонского террейна, как и других подобных структур Прибайкальского коллизионного метаморфического пояса (Дербинского, Китойкинского, Слюдянского, Баргузинского террейнов), происходило преимущественно в раннем палеозое в результате аккреции и коллизии различных частей неопротерозойских — раннепалеозойских островных дуг, задуговых бассейнов, а также фрагментов докембрийских микроконтинентов друг к другу и их приращения к Сибирскому кратону [Salnikova et al., 1998; Донская и др., 2000; Ножкин и др., 2005; Добрецов, Буслов, 2007; Gladkochub et al., 2008; Рыцк и др., 2009; Метелкин и др., 2012]. Протяженность пояса вдоль южной границы кратона превышает 1000 км (рис. 1, а).

В настоящее время хронологический интервал всех надежно датированных (U-Pb метод по циркону) метаморфических и магматических событий в пределах Ольхонского террейна охватывает период от ~ 510 до ~ 460 млн лет [Бибикина и др., 1990; Fedorovsky et al., 2005; Владимиров и др., 2008; Gladko-

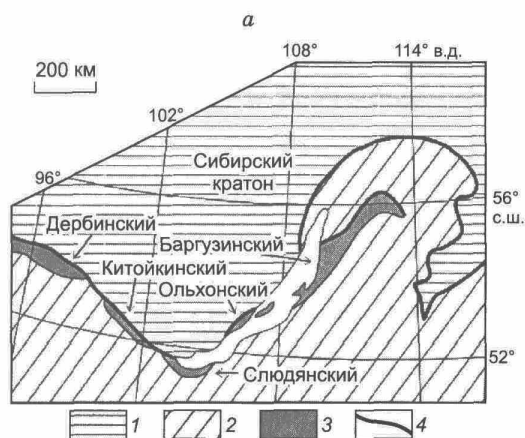
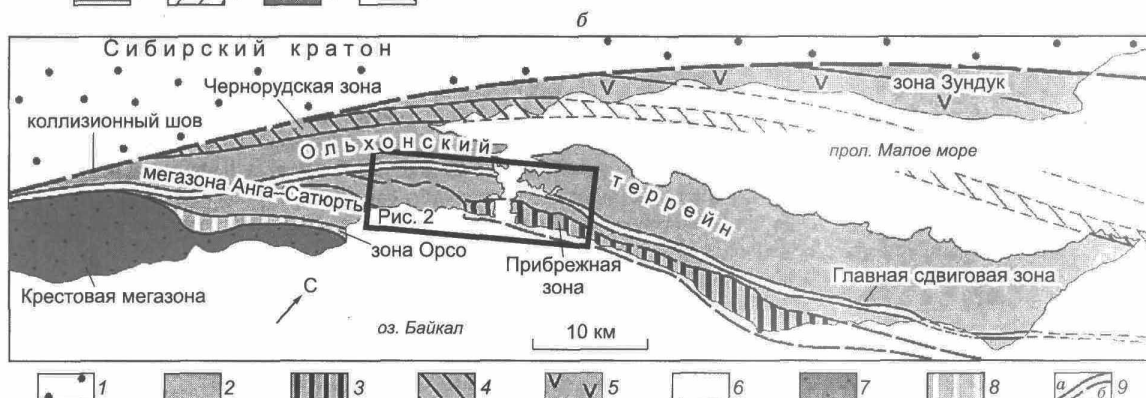


Рис. 1. Схема расположения метаморфических террейнов в южном обрамлении Сибирского кратона (Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс) [Донская и др., 2000; Ножкин и др., 2005; Рыцк и др., 2009] (а) и схема расположения основных структур Ольхонского региона и позиция Прибрежной зоны (б).

а: 1 — Сибирский кратон; 2 — Центрально-Азиатский орогенный пояс; 3 — метаморфические террейны Прибайкальского коллизионного пояса; 4 — главные разломы; б: 1 — Сибирский кратон; 2–8 — Ольхонский террейн: 2 — мегазона Анга-Сатюрты; 3–6 — некоторые зоны в составе мегазоны Анга-Сатюрты: 3 — Прибрежная зона, 4 — Чернорудская зона, 5 — зона Зундук, 6 — Главная сдвиговая зона; 7 — мегазона Крестовая; 8 — зона Орсо; 9 — сдвиговые швы (а) и границы Прибрежной зоны (б).



chub et al., 2008; Скляр и др., 2009; Волкова и др., 2010; Федоровский и др., 2010]. При этом нередко оценки возраста метаморфических событий и эпизодов магматических проявлений оказываются тесно связанными.

В статье рассматриваются результаты геохронологических и геохимических исследований синметаморфических гранитоидов, слагающих массивы в восточной части Ольхонского метаморфического террейна. Синтез этих данных, материалов по геологии и тектонике указанной площади и региона в целом позволяет приблизиться к более полному пониманию структуры Ольхонского террейна, а также предложить сценарий его геодинамической эволюции.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИИ И ТЕКТониКИ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Ольхонский метаморфический террейн располагается вдоль западного побережья оз. Байкал и включает в себя кроме материковой части о. Ольхон (см. рис. 1, б). Иногда Ольхонский террейн рассматривают как составную часть более крупной по площади тектонической единицы, захватывающей южное и восточное побережья Байкала [Макрыгина и др., 2007; Волкова, Скляр, 2007]. Ольхонский террейн образован осадочными, вулканическими и плутоническими породами, большинство из которых охвачены региональным метаморфизмом, изменяющимся от нижних ступеней амфиболитовой до гранулитовой фации включительно [Розен, Федоровский, 2001; Fedorovsky et al., 2005]. Породы террейна составляют несколько комплексов, изначально сформированных в условиях неопротерозойских—раннепалеозойских островодужных и задуговых систем и, возможно, микроконтинента, тектонически спрессованных затем в составе единого коллизионного коллажа [Fedorovsky et al., 2005; Макрыгина и др., 2007; Гладко-чуб и др., 2008, 2010; Зорин и др., 2009; Мазукабзов и др., 2010].

Ольхонский террейн отделяется от Сибирского кратона коллизионным швом (см. рис. 1, б) [Федоровский и др., 1995; Сухоруков и др., 2005; Fedorovsky et al., 2005]. Картируемую в современном срезе структуру Ольхонского террейна составляют группировки тектонических пластин северо-восточного простирания, разделенные швами бластомилонитов. Внутреннее строение пластин отличается большим разнообразием структурных форм, возникших в процессе синметаморфических деформаций. Детальное картирование и структурный анализ показали, что генеральный стиль тектоники региона связан с реализацией сдвигового тектогенеза, которому предшествовало формирование более ранних, но тоже синметаморфических деформаций покровного и купольного типов [Федоровский и др., 1995, 2010].

В структуре Ольхонского террейна можно выделить несколько основных региональных единиц (мегазон, региональных зон), отличающихся друг от друга составами метаморфических и магматических пород, внутренней структурой, геодинамической природой и другими признаками (мегазоны Анга—Сатюрты и Крестовая, зона Орсо) (см. рис. 1, б). Мегазона Анга—Сатюрты занимает около половины площади региона. Ее внутренняя структура — коллаж многочисленных узких, но протяженных сдвиговых пластин, представленных то гнейсово-мигматитовым комплексом (гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты, гранито-гнейсы), то «пестрым» по составу комплексом метаморфитов (амфиболиты, кварциты, мраморы и мраморные меланжи, кальцифиры, базитовые гнейсы, метагабброиды и метаципербазиты), среди них гнейсы кислого состава и мигматиты полностью отсутствуют. Оба типа пластин обильно насыщены телами синметаморфических гранитов. Особую позицию в структуре мегазоны Анга—Сатюрты занимает Главная сдвиговая зона региона. При незначительной ширине в плане она прослеживается приблизительно на 120 км, включает небольшие, но многочисленные тела гипербазитов (по существу, это офиолитовая сутура), срезает под косыми углами все остальные компоненты мегазоны Анга—Сатюрты и разделяет составляющие ее сдвиговые пластины на две крупные группировки. На значительном протяжении мегазоны Анга—Сатюрты примыкает непосредственно к коллизионному шву системы террейнов—континент. В границах Чернорудской зоны (одного из компонентов мегазоны Анга—Сатюрты) локализованы породы гранулитовой фации метаморфизма. Последние в виде неширокой полосы трассируются к северо-западному побережью прол. Малое Море и далее через мелкие острова к м. Хобой на северной оконечности о. Ольхон, за которым они скрыты акваторией Байкала. Вдоль северо-восточного (зона Зундук) и юго-западного (мегазоны Крестовая) флангов коллизионного шва гранулитов нет и здесь обнажены породы амфиболитовой фации метаморфизма.

Крестовая мегазона занимает юго-западную часть Ольхонского террейна. Эта мегазона образована «пестрым» по составу метаморфическим комплексом (эпидот-амфиболитовая—амфиболитовая фации) и включает крупные массивы габброидов (Бирхинский, Крестовский, Бугульдейский и др.), на долю которых приходится больше половины ее площади, а также известный Тажеранский массив сиенитов. Структурный каркас Крестовой мегазоны составляют несколько сдвиговых пластин. В них многочисленные крупные складчатые сигмоиды отражают резкую реологическую неоднородность среды, охваченной сдвигом.

Специфическую позицию в структуре террейна занимает зона Орсо. Небольшая по размерам сдвиговая пластина (1×25 км), ограниченная с северо-запада офиолитовой сутурой, образована гранат-биотитовыми микрогнейсами и амфиболитами. При приближении к коллизионному шву зона Орсо, занимающая позицию между мегазонами Анга—Сатюрты и Крестовая, полностью выклинивается и две последние мегазоны разделены здесь уже Главной сдвиговой зоной.

Обзор геохронологических данных по породам разных зон Ольхонского террейна приведен в работах [Fedorovsky et al., 2005; Федоровский и др., 2010; Владимиров и др., 2011]. Выделим ключевые оценки возраста. Возраст гранулитового метаморфизма в породах Чернорудской зоны мегазоны Анга—Сатюрты определен в интервале 507 ± 8 — 485 ± 5 млн лет [Бибикова и др., 1990; Гладкочуб и др., 2008; Gladkochub et al., 2008]. Оценки возраста в этом же хронологическом диапазоне были получены для габброидов Бирхинского массива мегазоны Крестовая (499 млн лет, данные А.Б. Котова [Федоровский и др., 2010]) и для кварцевых сиенитов южной части о. Ольхон мегазоны Анга—Сатюрты (495 ± 6 млн лет [Gladkochub et al., 2008]). В пределах мегазон Анга—Сатюрты и Крестовая широко распространены магматические образования и метаморфиты с возрастом 458—475 млн лет [Владимиров и др., 2008; Скляр и др., 2009; Федоровский и др., 2010].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Восточная часть Ольхонского террейна охватывает площади, примыкающие со стороны Байкала к прол. Ольхонские Ворота, который отделяет Приольхонье от о. Ольхон. Детальное картирование обнаруживает здесь весьма сложную и напряженную структуру коллизионного коллажа (рис. 2). Многочисленные сдвиговые пластины составляют семь зон. Три из них (Центральная, Тутайская и Холбо-Нур) образованы гнейсово-мigmatитовым комплексом (гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты и гранито-гнейсы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты, синметаморфические граниты). Между этими единицами расположены Главная сдвиговая зона (офиолитовая сутура), а также зоны Нутгей и Оргойта—Змеиная падь, образованные «пестрым» по составу метаморфическим комплексом (амфиболиты, кварциты, мраморы, кальцифиры, мраморные меланжи), а также синметаморфическими гранитами, габброидами и гипербазитами. Необычно выглядит контакт зон Тутайская и Оргойта—Змеиная падь. На протяжении нескольких километров между ними картируется широкая полоса перемежающихся фрагментов обеих зон (по морфологии она напоминает мегамеланж) (см. рис. 2). Далее на северо-восток, между Тутайской зоной и полосой тектонической смеси, локализована седьмая по счету зона — Прибрежная. Матрикс зоны — сложное переплетение многочисленных коротких и протяженных сдвиговых пластин, образованных и гнейсово-мigmatитовым, и «пестрым» комплексами. По-видимому, это продолжение полосы того же типа мегамеланжа, который упоминался выше. Прибрежная зона интересна еще и тем, что только в ее границах установлены тектонизированные массивы гранитоидов, рассматриваемые в данной статье.

Самыми ранними из структурных элементов, которые удалось наблюдать в породах приольхонской части Прибрежной зоны, являются мелкие изоклинальные складки с округлыми замками (F_1). В процессе усиления деформации они преобразуются в структуры, напоминающие интрафолиальные бескорневые складки [Turner, Weiss, 1963]. Интрафолиальные складки картируются локально и встречаются только в породах, которые по составу отвечают амфиболовым гнейсам. В этих породах тонкая метаморфическая полосчатость обусловлена метаморфической дифференциацией, выраженной возникновением лейкократовых полосок, обогащенных плагиоклазом с небольшим количеством биотита, и мезократовых, состоящих в основном из амфибола. Не исключено, что эта полосчатость в определенной мере соответствует реликтам слоистой текстуры, усиленной процессами метаморфизма. Гранат-биотитовые гнейсы Прибрежной зоны неравномерно мигматизированы, приобретая то грубо-, то тонкополосчатую текстуру. В этих породах проявлена кристаллизационная сланцеватость, подчеркнутая ориентировкой биотита. Параллельно сланцеватости располагаются мигматитовые прожилки, формирующие мигматитовую полосчатость. Эти структурные элементы отражают проявление второго деформационного этапа и формирование мезомасштабных складок с пологими осевыми поверхностями (F_2). Складки первой генерации совместно с мигматитовой полосчатостью и кристаллизационной сланцеватостью второго этапа смяты в складки третьего деформационного этапа (F_3). В результате этого события возникли складки, варьирующие от макро- до мезомасштабных. В обнажениях, сложенных гнейсами, они выражены складками, морфология которых меняется от сжатых до открытых, а амплитуда достигает 1.5 м. Крылья этих складок часто усложнены дуплексными структурами, которые восстанавливаются по S-образному положению сланцеватости и полосчатости. Следующий этап деформации (F_4) проявился в образовании разномасштабных складчатых структур с крутопадающими шарнирами, которые хорошо восстанавливаются в гранат-биотитовых гнейсах вблизи гранитных интрузий. Вертикально падающие жилы пегматитов северо-западного простирания мощностью до 5 м прорывают все породные комплексы Прибрежной зоны, включая массивы гранитоидов.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве основного объекта были выбраны тектонизированные граниты Тутайского массива в приольхонской части Прибрежной зоны (см. рис. 2). Занимающие сходное геологическое положение в структуре ольхонской части Прибрежной зоны кварцевые сиениты и граниты Южно-Ольхонского массива были детально изучены авторами ранее [Gladkochub et al., 2008]. Их краткое описание и химические составы также приводятся в данной статье для сопоставления с гранитами Тутайского массива.

Тутайский массив занимает небольшую площадь (около 2.5 км²) между Тутайским заливом в прол. Ольхонские Ворота и Змеиной падью, обращенной к Байкалу (см. рис. 2). Массив вытянут в северо-восточном направлении на 2.5 км, достигая ширины в плане 1 км.

Ранее [Куклей, 1988] предполагалось, что эта интрузия слагает так называемый Шаранурский гранитогнейсовый вал и возникла в процессе гранитизации гнейсов, т.е. становление ее произошло *in situ*. Наши наблюдения противоречат таким выводам. Соотношения гранитов Тутайского массива и вмещающих их гранат-биотитовых гнейсов Прибрежной зоны наблюдались в скалах склона, обращенного к Байкалу. Здесь установлены четкие рвущие контакты, но экзо- и эндоконтактовых изменений в контактирующих образованиях не отмечается, что может указывать на изотермическое состояние гранитов и вмещающих пород в период внедрения. По характеру контакта и наличию ксенолитов вмещающих пород в массиве можно утверждать, что граниты слагают аллохтонную интрузию. В обнажениях видно, что мигматизированные гнейсы интродуцированы апофизами, отходящими от гранитоидного массива, а затем совместно с гнейсами вовлечены в мезомасштабные складчатые деформации F_3 и разгнейсованы. Такие соотношения хорошо представлены в береговых обнажениях приустьевой части Змеиной пади. Мы полагаем, что внедрение гранитов Тутайского массива произошло на втором деформационном этапе F_2 , поскольку апофизы гранитов располагаются конкордантно мигматитовой полосчатости и сланцеватости.

Центральная часть Тутайского массива сложена главным образом среднекрупнозернистыми массивными гранитами, а породы его краевых частей частично огнейсованы. Главными минералами гранитов являются кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. В качестве второстепенных минералов присутствуют биотит и в отдельных образцах — роговая обманка. Акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, рудный минерал. Породы частично затронуты катаклазом, что приводит к серицитизации плагиоклаза и развитию вторичного мусковита.

Южно-Ольхонский массив гранитов—кварцевых сиенитов прослеживается в северо-восточном направлении вдоль скалистого побережья о. Ольхон на расстояние около 30 км при ширине в плане 1.0—1.5 км (см. рис. 2). Структурная позиция гранитов и кварцевых сиенитов этого массива аналогична гранитам Тутайского массива. Породы массива прорывают гранат-биотитовые гнейсы, затронутые деформациями ранних этапов, и в то же время вовлечены в деформации более поздних этапов.

Массив сложен среднезернистыми кварцевыми сиенитами и гранитами, часто разгнейсованными. Главными минералами кварцевых сиенитов являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и роговая обманка. Второстепенный минерал представлен биотитом, акцессорные минералы — апатит, сфен, циркон. Вторичный минерал — эпидот. Минеральный состав гранитов — кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы в гранитах представлены сфеном, цирконом, апатитом, рудным минералом, также отмечается вторичный мусковит.

U-Pb возраст по циркону был определен для кварцевого сиенита Южно-Ольхонского массива и составил 495 ± 6 млн лет [Gladkochub et al., 2008]. Значение $\epsilon_{Nd}(T)$ для кварцевого сиенита было определено как -0.3 , а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ как 0.7043 [Gladkochub et al., 2008].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Аналитические методики исследования кварцевых сиенитов и гранитов Южно-Ольхонского массива приведены в [Gladkochub et al., 2008]. Для гранитов Тутайского массива было проведено определение содержаний петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов, а также выполнена оценка возраста U-Pb методом по циркону. Точки отбора проб на геохронологические исследования показаны на рис. 2.

Определение содержаний основных петрогенных оксидов было выполнено методом силикатного анализа в ИЗК СО РАН, г. Иркутск (аналитики Г.В. Бондарева, М.М. Самойленко). Определение содержаний редких и редкоземельных элементов проводилось методом ICP-MS в Центре коллективного пользования ИИЦ СО РАН на VG Plasmaquad PQ-2 (VG Elemental, England) (аналитик С.В. Пантеева) в соответствии с методикой [Garbe-Schonberg, 1993]. Калибровку прибора осуществляли по международным стандартам G-2, GSP-2, JG-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проводили методом сплавления с метабора́том лития по методике [Panteeva et al., 2003], что позволило достичь полного рас-

творения всех минералов. Ошибка определений редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляет не более 5 %.

Датирование U-Pb методом единичных зерен циркона из пробы гранитов Тутайского массива (обр. 1015) было проведено на ионном микроанализаторе SHRIMP-II в Корейском главном научном институте. Микрофотографии циркона в режиме катодOLUMИнесценции были выполнены на сканирующем электронном микроскопе JEOL 6610LV. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 3—4 нА, диаметр пятна (кратера) — 20 мкм. Измеренные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения были откалиброваны по изотопному отношению, приписанному циркону FC1 с возрастом 1099 млн лет [Paces, Miller, 1993]. Содержания U и Th рассчитывали относительно циркона SL13 (238 г/т U). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID 2.50 [Ludwig, 2008]. Построение графиков с конкордией проводилось с помощью программы ISOPLOT 3.71 [Ludwig, 2009]. Средневзвешенные значения возраста были рассчитаны с использованием откорректированного на ^{207}Pb отношения $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ после исключения выбивающихся значений по статистическому t -тесту.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Граниты Тутайского массива характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 68.9\text{—}71.3$ мас. % и содержаниями щелочей $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 8.02\text{—}8.65$ мас. % при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.05\text{—}1.85$). На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ [Middlemost, 1985] исследованные породы попадают в поле гранитов (рис. 3). За исключением одного образца все проанализированные породы относятся к умеренно калиевым образованиям ($\text{K}_2\text{O} = 2.94\text{—}3.40$ мас. %). В одном образце содержание K_2O достигает 4.14 мас. % (табл. 1). Граниты характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 , изменяющимися от 15.8 до 16.8 мас. %.

На диаграмме Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] исследованные граниты располагаются вблизи линии разделения магнезиальных и железистых пород ($\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) = 0.77\text{—}0.84$) (рис. 4, а). Согласно классификации этих же авторов, граниты Тутайского массива соответствуют щелочно-известковым (см. рис. 4, б) и слабоперглиноземистым образованиям (индекс ASI = 0.99—1.14).

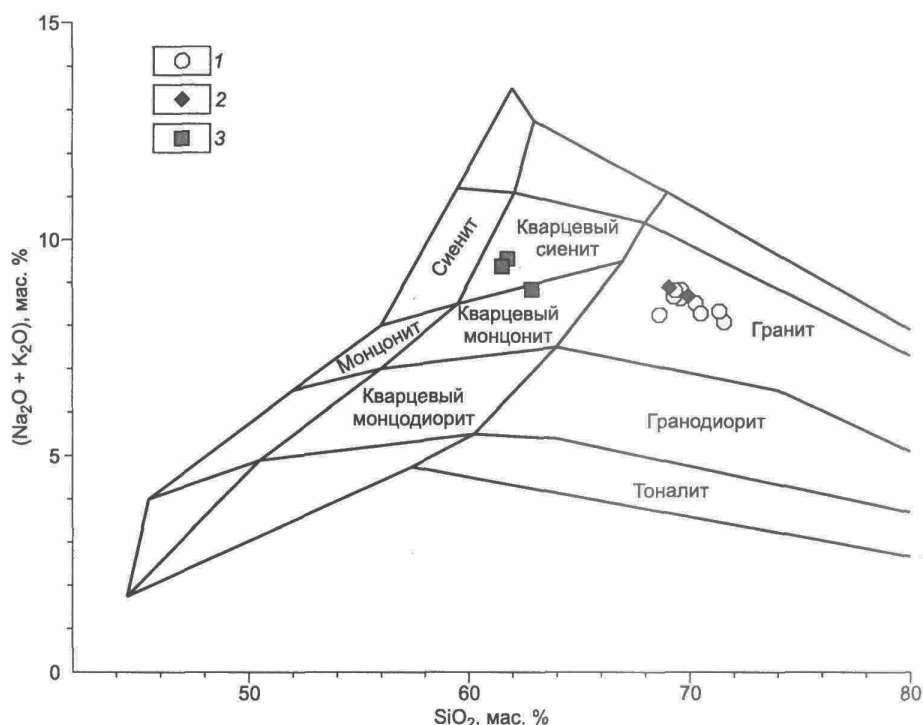


Рис. 3. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{—SiO}_2$ [Middlemost, 1985] для гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов.

1, 2 — граниты: 1 — Тутайского массива, 2 — Южно-Ольхонского массива; 3 — сиениты Южно-Ольхонского массива.

Таблица 1.

Химический состав гранитоидов Тутаевского и Южно-Ольхонского массивов

Компонент	Тугайский массив								Южно-Ольхонский массив ¹					
	1015	11135	11136	11137	11138	11139	11140	11141	11142	Граниты		Кварцевые сиениты		
	Граниты													
SiO ₂ мас. %	68.87	70.25	71.34	71.15	69.66	70.45	69.42	69.71	69.47	69.96	69.25	61.78	61.54	62.87
TiO ₂	0.33	0.25	0.19	0.19	0.18	0.25	0.18	0.28	0.28	0.19	0.20	0.47	0.45	0.42
Al ₂ O ₃	15.81	16.05	15.85	15.85	16.50	16.30	16.80	16.20	16.35	16.00	16.15	18.00	18.50	17.50
Fe ₂ O ₃	0.94	0.81	0.83	0.53	0.44	0.59	0.93	0.73	1.00	—	—	—	—	—
FeO	1.85	1.43	1.11	1.48	1.46	1.36	1.17	1.52	1.17	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ *	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.19	2.15	3.75	4.08	3.85
MnO	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.09	0.09	0.10
MgO	0.82	0.49	0.40	0.36	0.41	0.53	0.48	0.45	0.51	0.49	0.51	1.06	0.94	1.22
CaO	2.44	1.53	1.41	1.35	1.62	1.50	2.02	1.63	1.67	1.93	2.25	3.77	3.92	3.93
Na ₂ O	5.17	5.45	4.96	4.83	4.34	5.04	5.25	5.33	5.43	5.44	5.78	4.56	4.99	5.64
K ₂ O	2.99	2.94	3.06	3.40	4.14	3.15	3.27	3.32	3.21	3.09	2.92	5.00	4.39	3.20
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.08	0.06	0.10	0.09	0.10	0.10	0.17	0.07	0.07	0.23	0.22	0.22
H ₂ O-	0.12	0.09	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.09	0.11	—	—	—	—	—
П.п.п.	0.48	0.46	0.32	0.32	0.59	0.36	0.31	0.28	0.24	0.81	0.45	1.03	0.81	0.90
CO ₂	н.о.	0.07	0.07	0.07	0.07	0.19	<0.06	<0.06	0.21	—	—	—	—	—
Сумма	99.99	99.94	99.73	99.70	99.61	99.89	100.04	99.67	99.85	100.21	99.77	99.74	99.93	99.85
Rb, г/т	38.1	37.2	45.0	54.4	88.1	43.9	41.6	36.4	34.7	34.9	32.2	68.5	54.9	41.7
Sr	1529	1353	1283	1084	829	1115	1450	1374	1294	1498	1552	1919	1821	1542
Y	9.2	10.9	6.5	5.7	8.6	5.1	10.4	5.6	6.3	13.6	20.9	25.1	38.2	33.4
Zr	147	145	186	120	118	112	131	131	125	122	142	162	114	150
Nb	12.9	5.7	3.1	5.5	5.6	4.0	4.0	4.4	5.1	10.3	11.2	26.3	26.7	18.4
Ba	1391	1189	1264	1144	956	1191	1238	1337	1252	1952	1665	2981	2896	1925
La	24.32	26.20	16.04	9.75	35.04	13.60	22.98	16.64	17.55	36.24	29.66	70.45	25.33	28.20
Ce	52.66	47.98	30.12	19.84	67.33	25.70	41.73	32.89	33.34	62.20	53.38	145.57	69.82	74.05
Pr	6.23	5.46	3.40	2.27	7.51	2.71	4.76	3.41	3.47	8.64	8.60	18.60	12.51	10.55
Nd	24.42	19.53	11.08	8.26	25.87	8.85	17.85	11.23	12.05	30.17	35.37	64.54	50.24	40.75
Sm	4.21	3.80	2.12	1.86	4.32	1.89	3.38	2.35	2.66	3.32	4.72	9.38	9.45	7.35
Eu	0.92	0.80	0.60	0.54	0.66	0.50	0.79	0.63	0.65	0.79	0.92	3.08	3.12	1.49
Gd	3.08	2.76	1.51	1.28	3.01	1.32	2.44	1.66	1.79	2.70	3.60	6.68	8.20	5.79
Tb	0.38	0.35	0.19	0.17	0.38	0.19	0.35	0.22	0.23	0.32	0.54	1.07	1.35	0.89
Dy	1.82	1.85	0.98	0.99	1.79	1.04	1.91	1.10	1.30	1.76	2.82	4.46	7.11	4.67
Ho	0.31	0.36	0.20	0.21	0.34	0.19	0.35	0.20	0.25	0.30	0.56	0.92	1.36	0.87
Er	0.87	0.97	0.52	0.60	0.82	0.51	0.89	0.53	0.64	1.16	1.81	2.53	4.64	2.90

Tm	0.13	0.13	0.08	0.10	0.11	0.08	0.13	0.08	0.09	0.18	0.28	0.43	0.37	0.53
Yb	0.81	0.79	0.47	0.61	0.66	0.52	0.77	0.51	0.56	0.53	1.07	2.17	3.54	2.09
Lu	0.14	0.12	0.08	0.11	0.11	0.09	0.13	0.09	0.09	0.14	0.24	0.36	0.41	0.38
Hf	3.19	3.40	4.21	3.09	3.11	3.10	2.94	2.97	2.94	2.65	3.14	3.68	2.33	3.13
Ta	0.53	0.19	0.09	0.27	0.16	0.17	0.20	0.15	0.21	0.49	0.77	1.61	2.42	1.27
Th	4.72	3.62	2.19	2.86	6.50	3.14	4.38	3.07	4.12	4.44	4.21	14.12	6.41	5.49
U	1.15	0.51	0.52	0.50	0.48	0.55	0.55	0.30	0.65	1.13	1.20	4.54	4.18	1.71
Na ₂ O/K ₂ O	1.73	1.85	1.62	1.42	1.05	1.60	1.61	1.61	1.69	1.76	1.98	0.91	1.14	1.76
FeO*/(FeO* + MgO)	0.77	0.82	0.82	0.84	0.82	0.78	0.81	0.83	0.80	0.80	0.79	0.76	0.80	0.74
ASI	0.99	1.08	1.14	1.13	1.14	1.14	1.07	1.07	1.07	1.02	0.97	0.92	0.93	0.89
(La/Yb) _n	20.0	22.1	22.6	10.7	35.4	17.3	19.9	22.0	20.9	45.7	18.5	21.7	4.8	9.0
Eu/Eu*	0.79	0.76	1.02	1.07	0.56	0.98	0.84	0.97	0.92	0.81	0.69	1.20	1.09	0.70
Fe ³⁺ /	0.31	0.34	0.40	0.24	0.21	0.28	0.42	0.30	0.43	—	—	—	—	—
(Fe ²⁺ + Fe ³⁺)	764	775	804	766	764	759	764	764	760	754	760	751	724	742
T, °C														

Примечание. FeO* = FeO + 0.8998 · Fe₂O₃; Eu/Eu* = Eu₀/√(Sm₀ · Gd₀); ASI(мол) = Al₂O₃/(CaO + 1.67 · P₂O₅ + Na₂O + K₂O); n — значения нормализованы по составу хондрита [Nakamura, 1974]; T — температуры начальных стадий кристаллизации расплавов (температуры насыщения расплава цирконом) [Watson, Harrison, 1983].

¹ Составы гранитов и кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива приведены по [Gladkochub et al., 2008].

Граниты Тутайского массива обнаруживают фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ((La/Yb)_n = 11—35) и в большинстве случаев отсутствие европиевой аномалии или слабовыраженную отрицательную европиевую аномалию на спектрах распределения РЗЭ (Eu/Eu* = 0.76—1.07) (рис. 5, а). Хорошо выраженная отрицательная европиевая аномалия отмечается только для одного обр. 11138 (Eu/Eu* = 0.56). На мультиэлементных спектрах гранитов наблюдаются отрицательные аномалии Th-U, Nb-Ta, P, Ti и положительные аномалии Ba, Sr (см. рис. 5, б). Специфическими геохимическими характеристиками гранитов Тутайского массива являются низкие содержания Y (5—11 г/т), Yb (0.51—0.81 г/т) и высокие содержания Sr (829—1529 г/т), Ba (956—1391 г/т) (см. табл. 1).

Граниты Южно-Ольхонского массива по своему составу практически полностью идентичны гранитам Тутайского массива (см. табл. 1, рис. 3). Для них отмечаются высокие содержания Al₂O₃ = 16.00—16.15 мас. %, умеренные содержания K₂O = 2.92—3.09 мас. %, отношения Na₂O/K₂O = 1.76—1.98. На классификационных диаграммах [Frost et al., 2001] точки их составов попадают в те же поля, что и граниты Тутайского массива (см. рис. 4). Спектры распределения редкоземельных элементов и мультиэлементные спектры гранитов Южно-Ольхонского массива подобны спектрам гранитов Тутайского массива (см. рис. 5).

Для кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива типичны содержания SiO₂ = 61.5—62.9 мас. % и (Na₂O + K₂O) = 8.84—9.56 мас. % при Na₂O/K₂O = 0.91—1.76. На диаграмме (Na₂O + K₂O)—SiO₂ [Middlemost, 1985] их точки составов попадают в поля кварцевых сиенитов и кварцевых мондонитов (см. рис. 3). Индекс ASI в проанализированных разностях равен 0.89—0.93, что позволяет рассматривать данные породы как метаглиноземистые образования. На диаграммах Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] кварцевые сиениты располагаются вблизи линий разделения железистых и магнезиальных, щелочных и щелочно-известковых пород (см. рис. 4).

Кварцевым сиенитам свойственны в разной степени фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ((La/Yb)_n = 5—22) и как положительная, так и отрицательная европиевая аномалия на спектрах распределения РЗЭ (Eu/Eu* = 0.70—1.20) (см. рис. 5, а).

Кварцевые сиениты характеризуются высокими содержаниями Sr (1542—1919 г/т) и Ba (1925—2981 г/т), в среднем немного выше, чем в гранитах Тутайского и Южно-Ольхонского массивов, и существенно более высокими по сравнению с гранитами содержаниями Y (25—38 г/т), Yb (2.09—3.54 г/т), Nb (18.4—26.7 г/т) (см. табл. 1). Несмотря на повышенные содержания

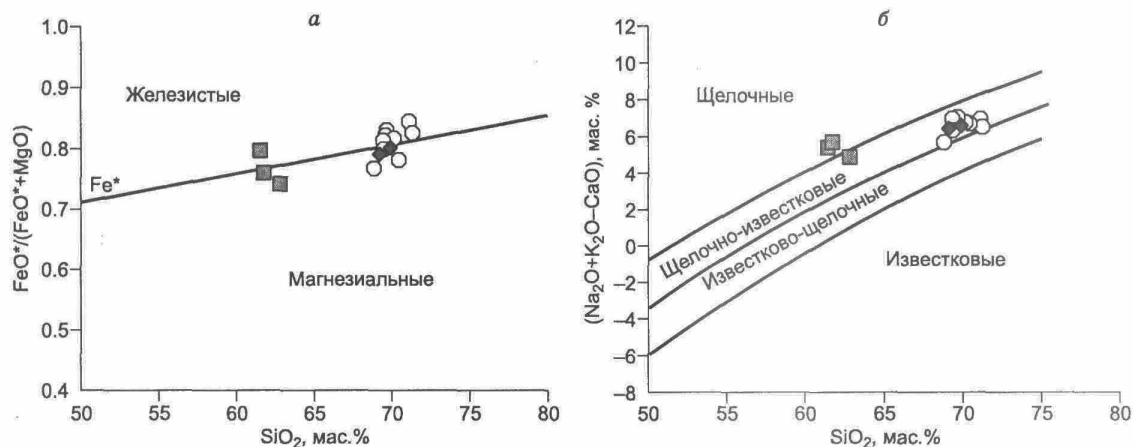


Рис. 4. Диаграммы $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ — SiO_2 (а) и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ — SiO_2 (б) [Frost et al., 2001] для гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массива.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

щелочей в кварцевых сиенитах Южно-Ольхонского массива, по содержаниям редких и редкоземельных элементов их следует сопоставлять с гранитами *I*-, а не *A*-типа. На диаграмме FeO^*/MgO — $(\text{Ce} + \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Y})$ [Whalen et al., 1987] точки их составов располагаются вне поля гранитов *A*-типа (не показана).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Для датирования гранита Тутайского массива была отобрана пр. 1015 (см. рис. 2). Из нее был выделен акцессорный циркон, представленный прозрачными и полупрозрачными идиоморфными кристаллами светло-желтого и желтого цвета. Размер зерен циркона изменяется от 200 до 300 мкм, удлинение кристаллов — 1:3. На катодолюминесцентных изображениях наблюдается хорошо выраженная зональность зерен циркона (рис. 6). Ядра характеризуются ясно выраженной магматической зональностью, отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьируются в них от 0.12 до 0.62. Краевые части зерен циркона обнаруживают пониженную люминесценцию и отсутствие зональности. Отношения $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ в краевых частях составляют 0.09—0.18. Отметим также наличие тонких оболочек с высокой люминесценцией в некоторых зернах циркона как между центральными и краевыми зонами, так и по самому краю кристаллов (см. рис. 6). Результаты анализа одиннадцати зерен циркона на ионном микроанализаторе SHRIMP-II представлены в табл. 2 и на рис. 7. Рассчитанный средневзвешенный U/Pb возраст для центральных частей зерен циркона составил 488.6 ± 8.0 млн лет (СКВО = 3.9), а средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст для краевых частей — 464 ± 11 млн лет (СКВО = 11.7). Согласно с морфологическими особенностями центральных частей зерен циркона, свидетельствующими о его магматическом происхождении, значение возраста 488.6 ± 8.0 млн лет может быть проинтерпретировано как наиболее точная оценка возраста кристаллизации цирконов и, соответственно, возраст гранитов Тутайского массива. Морфология краевых частей зерен циркона позволяет склоняться к его метаморфическому происхождению, значение возраста 464 ± 11 млн лет может рассматриваться как время метаморфических преобразований гранитов Тутайского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия формирования и источники гранитоидных расплавов

Минеральный состав гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов, а именно наличие в них амфибола и сфена, дает основание относить данные граниты к *I*-типу, согласно «алфавитной» классификации гранитоидов [Chappell, White, 1974, 1992; Whalen et al., 1987]. В пользу принадлежности данных гранитов к этому типу свидетельствуют умеренные содержания K_2O и высокие значения отношения $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) = 0.21$ — 0.43 (см. табл. 1) [Chappell, White, 1992]. В то же время слабощелочной состав гранитов ($\text{ASI} = 0.97$ — 1.14) и умеренные концентрации в них CaO (см. табл. 1) сближают данные граниты и с гранитами *S*-типа [Chappell, White, 1974, 1992]. Подобная совокупность

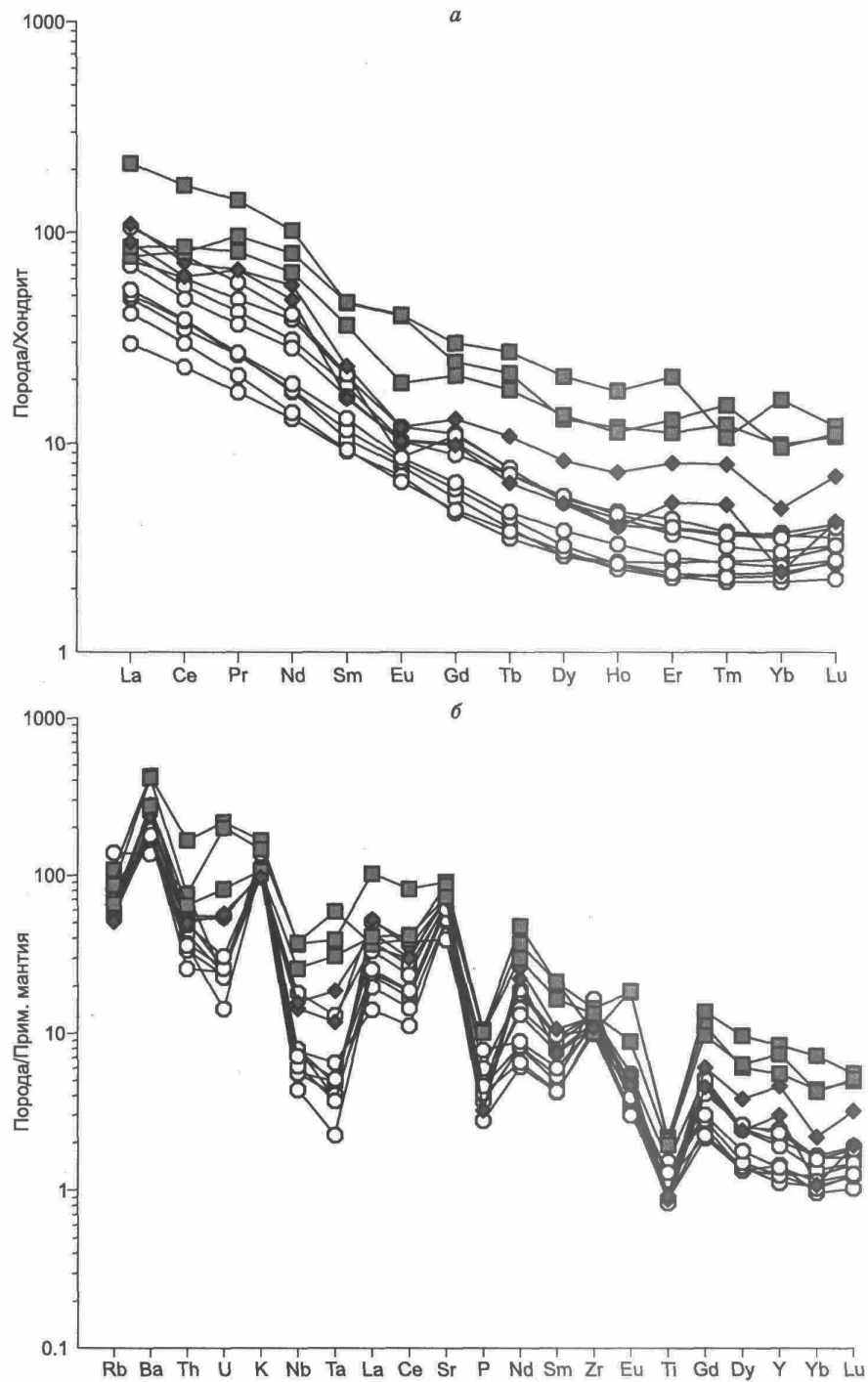


Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованные к хондриту [Nakatani, 1974], (a) и мультиэлементные спектры, нормализованные к составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], (б) для гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 2. Результаты U-Pb анализа цирконов из гранита Тутайского массива (пр. 1015)

Кристалл, кратер	Позиция	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Возраст, млн лет		D, %
			г/г			$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (1)	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (1)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (1)	
1.1	Центр	0.25	985	590	0.62	12.6	0.6	0.0556	1.2	491 ± 3	437 ± 27	-13
2.1	»	0.11	1180	201	0.18	12.9	0.6	0.0559	0.9	481 ± 3	450 ± 21	-7
3.1	Кайма	0.08	771	74	0.10	13.3	0.7	0.0548	1.1	467 ± 3	405 ± 26	-16
4.1	»	0.07	731	86	0.12	13.5	0.8	0.0573	1.3	460 ± 3	503 ± 29	+9
5.1	Центр	0.12	955	111	0.12	12.7	11.1	0.0554	1.1	490 ± 52	429 ± 23	-15
6.1	»	0.10	719	324	0.47	12.4	0.7	0.0566	1.1	498 ± 4	474 ± 25	-5
7.1	Кайма	0.10	490	56	0.12	13.2	0.7	0.0560	1.4	472 ± 3	453 ± 31	-4
7.2	Центр	0.16	448	174	0.40	12.7	0.7	0.0580	1.8	488 ± 3	530 ± 39	+8
8.1	Кайма	0.16	895	79	0.09	13.1	0.6	0.0555	1.2	475 ± 3	433 ± 27	-10
9.1	»	0.08	805	142	0.18	13.6	0.7	0.0564	1.4	457 ± 3	468 ± 31	+2
10.1	»	0.09	584	76	0.13	13.9	0.7	0.0565	1.3	449 ± 3	470 ± 29	+5
11.1	Центр	0.42	808	444	0.57	13.5	3.4	0.0561	1.6	460 ± 15	458 ± 35	0

Примечание. Погрешности приводятся на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. D — дискордантность.

(1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb .

минеральных и геохимических характеристик позволяет относить граниты Тутайского и Южно-Ольхонского массивов к переходному *I-S*-типу, согласно классификации [Liew et al., 1989], или к гранитам *Ib*-типа [Розен, Федоровский, 2001]. На диаграмме ASI— SiO_2 [Liew et al., 1989] большинство точек составов гранитов попадают в переходную *I-S* область (рис. 8, а). Считается, что гранитоиды подобного состава могут возникать за счет плавления смешанных осадочно-вулканогенных или метаграувакковых источников, а также, возможно, в результате плавления нижнекоровых ортогнейсовых источников [Liew et al., 1989; Розен, Федоровский, 2001]. Для оценки состава источника гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов была использована диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ — $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ [Altherr et al., 2000], поля на которой оконтурены с учетом экспериментальных данных по дегидратационному плавлению пород различного состава. Все точки составов гранитов расположились на этой диаграмме в

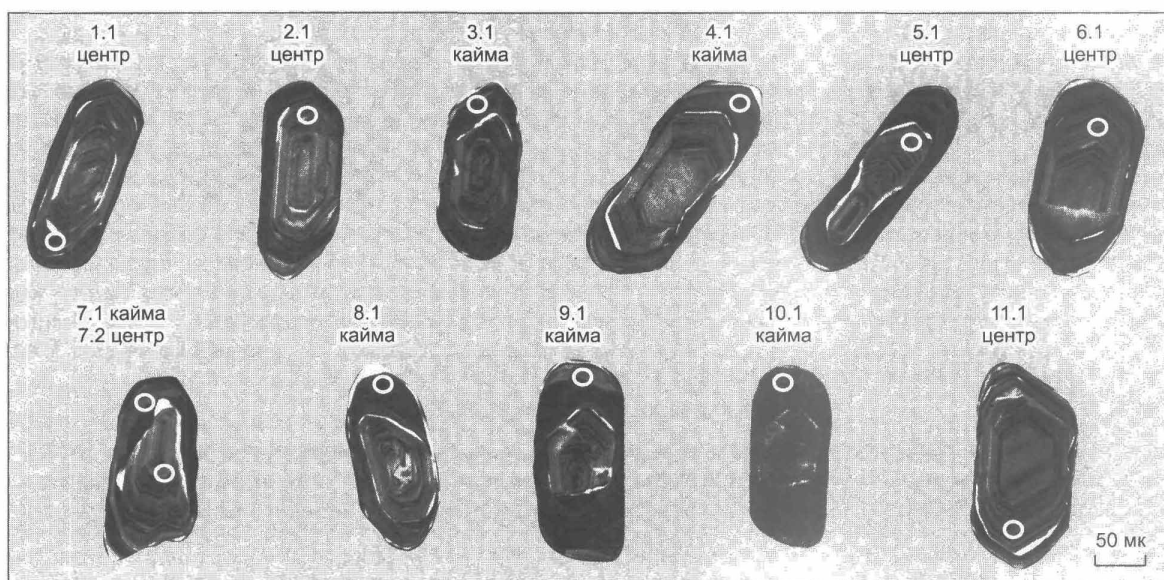


Рис 6. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из гранита Тутайского массива, пр. 1015.

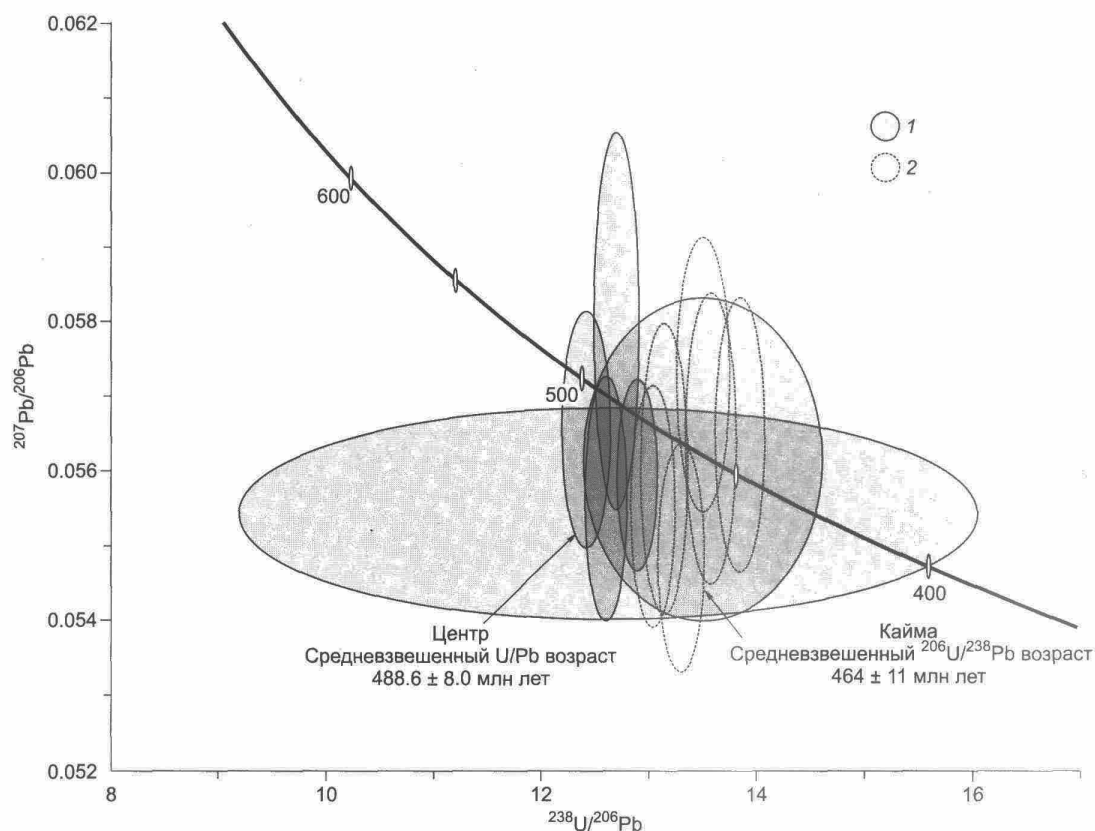


Рис. 7. Диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ [Tera, Wasserburg, 1972] для цирконов из гранита Тутайского массива (пр. 1015).

1 — центр, 2 — кайма.

поле гранитоидов, сформированных в результате частичного плавления метаграувакковых субстратов (см. рис. 8, б).

Расчет температур начальных стадий кристаллизации родоначальных расплавов, а точнее температур насыщения расплава цирконом, выполненный с использованием термометра Е.Б. Ватсона и Т.М. Харрисона [Watson, Harrison, 1983], показал, что граниты Тутайского и Южно-Ольхонского массивов характеризуются умеренными температурами образования, составляющими 754—804 °C (см. табл. 1). Подобные значения температур соответствуют так называемым низкотемпературным гранитам *I*-типа, в качестве источников для которых предполагаются коровые кварц-полевошпатовые породы, например, тоналитовые гнейсы [Chappell et al., 1998]. Б.В. Чаппелл с соавторами [Chappell et al., 1998] отметили, что низкотемпературные граниты *I*-типа являются аналогичными по своему происхождению гранитам *S*-типа, так как при формировании гранитов обоих типов осуществляется плавление корового источника кварц-полевошпатового состава.

Одними из наиболее распространенных пород в пределах мегазоны Анга—Сатюры Ольхонского террейна, к которой принадлежит и Прибрежная зона с гранитами Тутайского и Южно-Ольхонского массивов, являются гранат-биотитовые гнейсы в области амфиболитовой фации метаморфизма и гранат-ортопироксен-биотитовые гнейсы в области гранулитовой фации, по своим геохимическим характеристикам близкие к грауваккам зрелых островных дуг [Макрыгина и др., 2007; Гладкоуб и др., 2010]. Данные метаграувакки обнаруживают повышенные содержания Al_2O_3 (> 15 мас. %) и низкие содержания K_2O (1.1—2.3 мас. %), а также достаточно высокие содержания Ва (> 500 г/т) ([Макрыгина и др., 2007; Гладкоуб и др., 2010] и неопубликованные авторские данные). Теоретически мы можем рассматривать эти метаграувакки мегазоны Анга—Сатюры Ольхонского террейна как возможные источники для гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов. Однако в связи с тем, что толща, вмещающая граниты, состоит из чередования пластин разного состава, то нельзя исключать и другой источник для

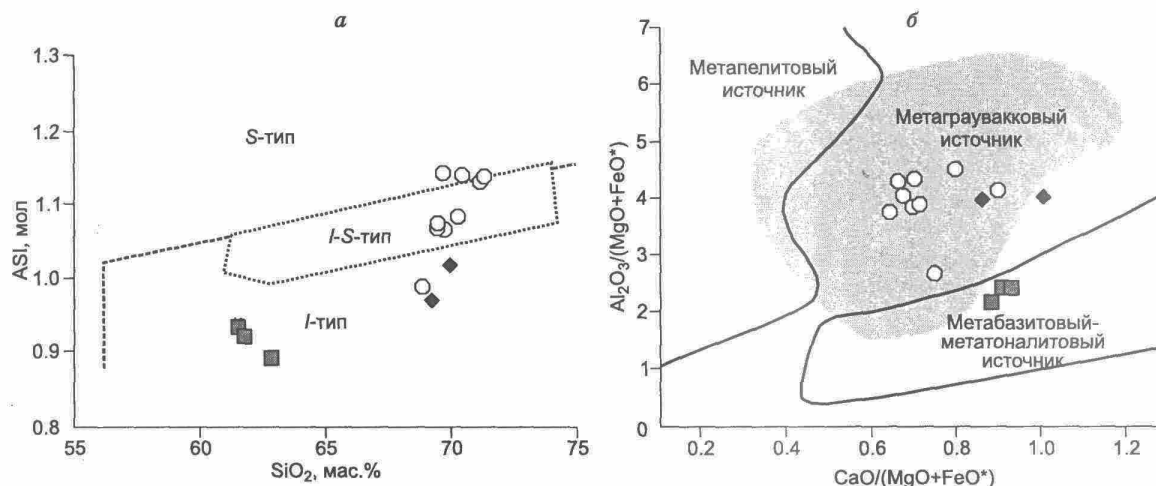


Рис. 8. Диаграммы ASI—SiO₂ [Liew et al., 1989] (а) и Al₂O₃/(MgO + FeO*)—CaO/(MgO + FeO*) [Altherr et al., 2000] (б) для гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов.

ASI(мол) = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} - 1.67 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Усл. обозн. см. на рис. 3.

данных пород, в том числе и первично-магматический. В любом случае, в качестве возможного субстрата для гранитов мы принимаем коровые породы кварц-полевошпатового состава.

Низкие содержания Y и Yb в гранитах Тутайского и Южно-Ольхонского массивов (см. табл. 1) могут свидетельствовать о присутствии граната среди реститовых фаз [Patino Douce, Beard, 1996; Туркина, 2000]. Слабовыраженная Eu-аномалия или ее отсутствие на спектрах распределения РЗЭ практически всех гранитов (исключение обр. 11138) (см. рис. 5, а), а также высокие содержания Sr в этих образцах (> 1000 г/т) позволяют предполагать отсутствие плагиоклаза среди реститовых фаз. Согласно данным [Patino Douce, Beard, 1996], плавление метаграувакковых и ортогнейсовых (тоналитовых) субстратов в условиях кристаллизации граната происходит по сходному сценарию, когда при инконгруэнтном плавлении происходит разрушение плагиоклаза с высвобождением альбита, что вызывает увеличение Na₂O в расплаве и, соответственно, увеличение отношений Na₂O/K₂O. Высокие содержания Na₂O и значения отношения Na₂O/K₂O > 1 являются характерной особенностью гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов (см. табл. 1), что позволяют допускать подобный сценарий формирования гранитов вне зависимости от того, какой из субстратов (метаграувакковый или ортогнейсовый) подвергнулся плавлению. Важным условием генерации магм кислого состава в условиях кристаллизации граната в рестите и, соответственно, при умеренных или высоких давлениях является плавление на глубинных уровнях коры, что подразумевает определенное утолщение коры до начала процессов плавления [Patino Douce, Beard, 1996].

В отличие от гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов, кварцевые сиениты Южно-Ольхонского массива обнаруживают пониженные содержания SiO₂ (61.5—62.9 мас. %), что не позволяет рассматривать в качестве их источников исключительно метаграувакковые или ортогнейсовые субстраты. Кварцевые сиениты представляют собой метаглиноземистые образования со значениями ASI < 1 (см. табл. 1). На диаграмме Al₂O₃/(MgO + FeO*)—CaO/(MgO + FeO*) точки их составов попадают в поле пород, сформированных за счет плавления метабазитовых/метатоналитовых источников (см. рис. 8, б). Высокие содержания Y и Yb в кварцевых сиенитах (см. табл. 1) указывают на то, что магмы кварцевых сиенитов в процессе их образования и эволюции не находились в равновесии с гранатсодержащими минеральными парагенезисами. Расчет температур насыщения расплава цирконом [Watson, Harrison, 1983], выполненный для кварцевых сиенитов, показал достаточно низкие значения (724—751 °C), даже ниже, чем в гранитах (см. табл. 1). Вероятно, что эти расчетные оценки температур являются в определенной степени заниженными, так как кварцевые сиениты обнаруживают низкие концентрации Zr (114—162 г/т), что дает основание предполагать, что содержание Zr в расплаве было недостаточным для насыщения его цирконом. Кроме того, кварцевые сиениты обнаруживают высокие значения отношения катионов ($M = 1.90—1.95$)¹, что также делает проблематичным использование тер-

¹ $M = (\text{Na} + \text{K} + 2 \cdot \text{Ca}) / (\text{Al} \cdot \text{Si})$, где Na, K, Ca, Al, Si — содержания элементов в породе [Watson, Harrison, 1983].

мометра [Watson, Harrison, 1983] для оценки температур кристаллизации кварцевых сиенитов, так как данный геотермометр надежно применяется для пород со значениями M , варьирующими от 0.9 до 1.7. Однако в любом случае магнезиальный состав некоторых из проанализированных разновидностей кварцевых сиенитов (см. рис. 4, *а*), умеренные содержания таких элементов, как Zr, Nb, Y, позволяют нам сопоставлять исследованные породы с гранитами I -, а не A -типа, что подразумевает умеренные температуры при их выплавлении.

Изотопный состав Nd кварцевых сиенитов ($\epsilon_{Nd}(T) = -0.3$ [Gladkochub et al., 2008]) является менее радиогенным по сравнению с мантийными породами мегазоны Анга—Сатюрты Ольхонского террейна (как метаморфизованными, так и наиболее поздними неизмененными), которые характеризуются $\epsilon_{Nd}(T) = 2.4—3.7$ ([Gladkochub et al., 2008], неопубликованные авторские данные), но значительно более радиогенным, чем в метатерригенных породах этой зоны ($\epsilon_{Nd}(T) = -3.2...-25.8$ [Владимиров и др., 2008; Gladkochub et al., 2008]). Таким образом, для кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива наиболее вероятна корово-мантийная природа. Специфическими геохимическими особенностями кварцевых сиенитов являются очень высокие содержания в них Ba и Sr (табл. 1), которые, согласно данным [Tamey, Jones, 1994; Туркина, 2005], могут отражать редкоэлементные особенности исходного мантийного субстрата. В то же время хорошо выраженные аномалии по Nb-Ta, P, Ti на мультиэлементных спектрах (см. рис. 5, *б*) позволяют предполагать определенное количество корового материала в источнике кварцевых сиенитов. Таким образом, совокупность изотопных и геохимических данных свидетельствует в пользу формирования кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива в результате корово-мантийного взаимодействия. Отсутствие признаков равновесия магм кварцевых сиенитов с гранатосодержащими реститовыми и/или кумулюсными ассоциациями позволяет допускать, что смешение коровых и мантийных магм имело место в средней коре выше уровня генерации гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов, образование которых происходило на нижних уровнях коры (поле устойчивости граната в рестите).

В связи с тем, что практически одновременное формирование и эволюция расплавов гранитов и кварцевых сиенитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов происходило при различных P - T параметрах на разноглубинных уровнях коры, необходимым условием для их генерации является существование утолщенной коры. Дополнительным источником тепла, вызвавшим процессы плавления в условиях продолжающихся складчатых деформаций в регионе, мог быть андерплейтинг базальтовых расплавов к основанию утолщенной коры. Если для гранитов процессы андерплейтинга явились только источником тепла, то для кварцевых сиенитов эти базальтовые расплавы могут рассматривать в качестве возможного поставщика мантийного материала, добавленного в область магмогенерации.

Сценарий геодинамической эволюции восточной части Ольхонского террейна

Прежде чем обратиться к расшифровке сценария геодинамической эволюции восточной части мегазоны Анга—Сатюрты Ольхонского террейна и всей этой структуры в целом, суммируем основные выводы, которые диктуются результатами изучения гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов Прибрежной зоны.

1. Внедрение гранитоидов происходило в ходе второго этапа деформаций и возникновения складок F_2 , что дает основание рассматривать исследованные массивы гранитоидов не только как синскладчатые, но и как синметаморфические. Очевидно и то, что гранитоиды совместно с вмещающими их породами были охвачены и более поздними синметаморфическими деформациями D_3 и D_4 . Подчеркнем, что никаких признаков дискретности (перерывов, остановок) ни в деформационном процессе, ни в метаморфизме не было отмечено.

2. Датирование U-Pb методом по циркону гранитов Тутайского массива показало, что они имеют возраст 488.6 ± 8.0 млн лет. Ранее полученная оценка возраста кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива (495 ± 6 млн лет [Gladkochub et al., 2008]) в пределах ошибки определения совпадает с возрастом гранитов Тутайского массива, что позволяет рассматривать породы этих массивов как близкотоварные, практически одновременные. Вместе с тем структурные данные позволяют утверждать, что приведенные геохронологические определения отвечают и возрасту ранних этапов метаморфизма и деформаций. Более поздние этапы метаморфизма и деформаций происходили на рубеже 464 ± 11 млн лет (оценка возраста по краевым частям цирконов из гранитов Тутайского массива), и вся история гранитов и кварцевых сиенитов, а также деформаций и метаморфизма ограничена именно этим рубежом.

3. Геохимические характеристики гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов свидетельствуют о том, что их формирование происходило на нижнекоровом уровне (область стабильности граната в рестите), а генерация кварцевых сиенитов могла иметь место на средних уровнях коры, так как отсутствуют признаки равновесия магм кварцевых сиенитов с гранатосодержащими реститовыми и/или кумулюсными парагенезисами. Для гранитов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов определя-

ется коровый кварц-полевошпатовый субстрат (метаграувакковый или ортогнейсовый), а для кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива допускается смешанный (корово-мантийный) источник. Необходимым условием для формирования пород Тутайского и Южно-Ольхонского массивов явилось плавление родоначальных для них субстратов в пределах утолщенной коры.

Совокупность оригинальных данных по гранитоидам Тутайского и Южно-Ольхонского массивов, а также опубликованной информации по геологии, тектонике и возрасту пород в пределах Ольхонского террейна [Бибикина и др., 1990; Fedorovsky et al., 2005; Gladkochub et al., 2008; Федоровский и др., 2010; и др.] позволяют предложить следующий сценарий геодинамической эволюции восточной части мегазоны Анга—Сатюрты Ольхонского террейна, а возможно, и всей мегазоны Анга—Сатюрты в целом.

Внедрение гранитоидов в процессе второго этапа деформаций в регионе и их формирование в пределах утолщенной коры позволяет предполагать, что до момента образования гранитоидов произошли тектонические события, в результате которых и были созданы условия, благоприятные для образования гранитоидов. Мы допускаем, что утолщение коры произошло в результате аккреции отдельных тектонических единиц, которые в современной структуре восточной части Ольхонского террейна представляют собой зоны, сложенные комплексами пород разного состава (фрагменты разных частей задугового (окраинного) бассейна [Макрыгина и др., 2007; Gladkochub et al., 2008; Зорин и др., 2009]). Отражением этого этапа является присутствие складок F_1 и F_2 , образованных породами Прибрежной зоны. Региональные структурные наблюдения позволяют вместе с тем предположить, что эти ранние аккреционные события были проявлены гораздо шире и затрагивали всю мегазону Анга—Сатюрты, частью которой является Прибрежная зона. Ранние складки покровного типа с пологими шарнирами обнаружены во многих местах территории и везде их формирование предшествовало тотальному проявлению синметаморфической сдвиговой деформации, создавшей картируемый в современном срезе собственно коллизионный композит территории. Таковы, например, пакеты покровных складок, сохранившиеся среди сдвиговых композиций зоны Нутгей, многочисленные реликтовые площади развития таких структур в юго-западной части Чернорудской зоны, прямые признаки развития ранних покровных деформаций в пределах Главной сдвиговой зоны и т.д. Все это подсказывает целесообразность выделения в регионе важного по своему значению акта аккреции, масштабно проявленной до косой коллизии всех фрагментов аккретированной тектоносферы и Сибирского кратона.

Формирование аккреционного сооружения, по всей видимости, происходило над погружающейся зоной субдукции, однако вопрос о ее идентификации и направленности до сих пор дискутируется [Gladkochub et al., 2008; Зорин и др., 2009], и в данной работе мы его не затрагиваем. Модели образования аккреционных орогенов над погружающейся зоной субдукции допускают, что в процессе формирования орогена возникали условия, приводящие к утолщению коры и усилению сжатия, что способствовало тектоническому скучиванию породных комплексов и складчато-надвиговым деформациям [Collins, 2002; Зорин и др., 2009]. В этот же период имел место андерплейтинг базальтовых расплавов к основанию коры, что вызывало метаморфизм гранулитовой фации и инициировало выплавление гранитоидов [Collins, 2002]. Проецируя рассмотренные выше закономерности эволюции аккреционных орогенов на рассматриваемую в работе мегазону Анга—Сатюрты, можно предположить, что гранулиты, которые в современной структуре региона отмечаются в Чернорудской зоне Приольхонья и в северной части о. Ольхон, могли быть сформированы в основании подобной аккретированной структуры. В этом случае время ранней аккреции соответствует возрасту гранулитов и составляет 507—498 млн лет [Gladkochub et al., 2008]. Базальтовые магмы, внедренные в основание коры, могли служить не только инициатором гранулитового метаморфизма, но и явились необходимым источником тепла, способствовавшим выплавлению гранитоидов Тутайского и Южно-Ольхонского массивов. При этом, как мы уже отмечали выше, граниты Тутайского и Южно-Ольхонского массивов были образованы в результате плавления корового субстрата кварц-полевошпатового состава на нижнекоровом уровне, а формирование кварцевых сиенитов Южно-Ольхонского массива происходило в результате корово-мантийного взаимодействия на среднем уровне коры. Непосредственно внедрение гранитоидов имело место на фоне продолжающихся тектонических событий в регионе, а именно на втором этапе деформаций (с формированием складок F_2), что свидетельствует о продолжающихся компрессионных событиях. Вполне возможно также, что синметаморфические гиперстеновые граниты с возрастом 485—494 млн лет [Бибикина и др., 1990; Хромых, 2006], отмеченные среди гранулитов Чернорудской зоны и структурно согласованные там с ранними покровными складками, являются индикаторами этих событий.

Компрессионные события в Прибрежной зоне и в регионе в целом на данном этапе не закончились, так как и гранитоиды, и вмещающие их породы совместно были охвачены более поздними деформациями D_3 и D_4 . Время этих событий можно оценить по возрасту метаморфических кайм в гранитах Тутайского массива, соответствующему 464 ± 11 млн лет. В масштабах всего Ольхонского террейна это событие, по-видимому, фиксирует тектоническое сближение с Сибирским кратоном, прекращение аккреции и вовлечение всех компонентов системы в косую коллизию, масштабы которой были гигантски-

ми. В процессе коллизии и сопровождавшего ее сдвигового тектогенеза исходная система была разрушена, ее компоненты в результате скольжения вдоль края кратона оказались тектонически расчленены и перемешаны. Эти события отражают имеющиеся оценки возраста различных магматических проявлений в интервале 458—470 млн лет. Сдвиговый тектогенез определил и начало синорогенического коллапса коллизионного сооружения. Именно такой, весьма сложный образ коллизионного коллажа, в котором сохранились элементы аккреционной геодинамики, можно видеть в современном срезе Ольхонского региона.

Авторы благодарят Н.Н. Крука и С.Н. Рудневу за конструктивные замечания, позволившие улучшить качество статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 12-05-00749, 11-05-00267) и партнерского проекта фундаментальных исследований СО РАН № 79.

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Карпенко С.В., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий В.И. U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb датирование и Sm-Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2008, т. 423, № 5, с. 651—655.

Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. U-Pb изотопное датирование цирконов (SHRIMP-II) гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья // ДАН, 2010, т. 432, № 6, с. 797—800.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д., Поллер У., Тодт В. Новые данные о возрасте и субстрате гранулитов Ольхонской коллизионной системы (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2008, т. 419, № 6, с. 788—793.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 571—588.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН, 2000, т. 374, № 7, с. 1075—1079.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга — задуговый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Куклей Л.Н. Тектонические структуры гранитизации (на примере Западного Прибайкалья). М., Наука, 1988, 215 с.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Байкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

Макрыгина В.А., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 141—155.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // ДАН, 2005, т. 404, № 2, с. 241—246.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М., Научный мир, 2001, 188 с.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Ризванова Н.Г. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника, 2009, № 4, с. 16—26.

Скляр Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1409—1427.

Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 579—583.

Туркина О.М. Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // Геохимия, 2000, № 7, с. 704—717.

Туркина О.М. Протерозойские тоналиты и трондьемиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология, 2005, т. 13, № 1, с. 41—55.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргаполов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3—22.

Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.

Федоровский В.С., Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Гладkochуб Д.П., Донская Т.В., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Агатова А.Р., Котов А.Б. Аэрокосмическая геологическая карта северо-восточной части Приольхонья (Байкал). Зоны Нутгей и Оргойта-Змеиная падь. Ольхонский геодинамический полигон. М-б 1:20 000. М., Группа компаний А1 ТИС, 2011.

Хромых С.В. Петрология магматических комплексов глубинных уровней коллизионной системы (на примере ранних каледонид Ольхонского региона Западного Прибайкалья): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2006, 16 с.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. High-potassium, calc-alkaline *I*-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // *Lithos*, 2000, v. 50, p. 51—73.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.*, 1974, v. 8, p. 173—174.

Chappell B.W., White A.J.R. *I*- and *S*-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, v. 83, p. 1—26.

Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D., White A.J.R., Williams I.S. High- and low-temperature *I*-type granites // *Res. Geol.*, 1998, v. 48, p. 225—235.

Collins W.J. Hot orogens, tectonic switching, and creation of continental crust // *Geology*, 2002, v. 30, p. 535—538.

Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhono-shin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // *Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment* (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS, 2005, p. 5—76.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Garbe-Schonberg C.-D. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // *Geostand. Newslett.*, 1993, v. 17, p. 81—97.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D., Poller U., Kröner A., Fedorovsky V.S., Mazukabzov A.M., Todt W., Pisarevsky S.A. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc., London*, 2008, v. 165, p. 235—246.

Liew T.C., Finger F., Höck V. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting // *Chem. Geol.*, 1989, v. 76, p. 41—55.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.6: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2008.

Ludwig K.R. User's manual for SQUID 2. Berkeley, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2009.

Middlemost E.A.K. Magmas and magmatic rocks. Essex, Longman Group Limited, 1985, 266 p.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38, p. 757—775.

Paces J.B., Miller Jr. J.D. Precise U-Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, North-eastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system // *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 1993, v. 98, p. 13997—14013.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 2003, v. 58, p. 341—350.

Patino Douce A.E., Beard J.S. Effects of P , $f(\text{O}_2)$ and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 999—1024.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Reznitskiy L.Z., Vasilyev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia // *Gondwana Res.*, 1998, v. 1, № 2, p. 195—205.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the oceanic basins* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.

Tera F., Wasserburg G.I. U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 17, p. 36—51.

Turner F.J., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw-Hill Book Co., 1963, 545 p.

Tarney J., Jones C.E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models // *J. Geol. Soc. London*, 1994, v. 151, p. 855—868.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 64, p. 295—304.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // *Contr. Miner. Petrol.*, 1987, v. 95, p. 407—419.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Поступила в редакцию
26 марта 2013 г.*