

СООТНОШЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ И КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКИХ ГОЛЬЦОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА (юго-западное обрамление Сибирской платформы)

Ф.И. Жимулев, М.М. Буслов, С. Глорие*, Й. де Граве*, М.А. Фидлер, А. Измер*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

** Geochronology Group, Dept. of Mineralogy Petrology, Ghent University, 281/S8, Krijgslaan, B-900, Ghent, Belgium*

Приведены результаты датирования гранитов Тункинского массива сархойского комплекса, расположенного в восточной части Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Среднеордовикский возраст (462.6 ± 7.8 млн лет) был установлен LA-ICP-MS методом датирования. Граниты сархойского комплекса в пределах рассматриваемого участка секут складчато-покровную структуру, в состав которой входят деформированные фрагменты венд-раннекембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (метатерригенная верхнешумакская свита и карбонатная горлыкская). Красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты позднедевонско-раннекарбонатового возраста залегают на размытой поверхности гранитов Тункинского массива в восточной части Тункинских Гольцов. Отложения сагансайрской свиты, в свою очередь, перекрыты по положению надвигу пакетом тектонических пластин, включающим как вулканогенные и карбонатные отложения толтинской свиты, биотитовые сланцы, так и плагиогнейсы с телами гранатовых амфиболитов. Описанные геологические соотношения, среднеордовикский возраст гранитов Тункинского массива и многочисленные позднепалеозойские аргон-аргоновые датировки синкинематических минералов из метаморфических пород участка позволили выявить в районе две возрастные генерации тектонических покровов. Первый возрастной уровень покровообразования является досреднеордовикским, а второй — позднекаменноугольно-пермским. Покровная структура нижнепалеозойского возраста сформировалась в результате аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента к Сибирской платформе. Позднепалеозойские тектонические покровы возникли в ходе внутриконтинентального орогенеза и реактивации раннепалеозойского аккреционного пояса под действием позднепалеозойских коллизионных событий.

Тектоника, орогенез, геохронология, граниты, уран-свинцовое датирование, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Прибайкалье.

RELATIONSHIP BETWEEN THE ORDOVICIAN AND CARBONIFEROUS-PERMIAN COLLISIONAL EVENTS IN THE SOUTHEASTERN TUNKA BALD MOUNTAINS, EAST SAYAN (southwestern framing of the Siberian Platform)

F.I. Zhimulev, M.M. Buslov, S. Glorie, J. De Grave, M.A. Fidler, and A. Izmer

Granites from the Tunka pluton of the Sarkhoi complex located in the eastern Tunka bald mountains (East Sayan) have been dated at the Middle Ordovician (462.6 ± 7.8 Ma) by LA ICP MS.

The granites of the Sarkhoi complex within the studied area cut a fold-thrust structure consisting of deformed fragments of the Vendian (Ediacaran)-Early Cambrian cover of the Tuva-Mongolian microcontinent (Upper Shumak metaterrigenous formation and Gorlyk carbonate formation). The red-colored conglomerates and sandstones of the Late Devonian-Early Carboniferous(?) Sagan-Sair Formation overlie the eroded surface of the Tunka pluton granites in the eastern Tunka bald mountains. The Sagan-Sair Formation, in turn, is overlain along a low-angle thrust by a group of tectonic sheets, which comprises the volcanic and carbonate sediments of the Tolta Formation, biotitic schists, and plagiogneisses with garnet amphibolite bodies. Two nappe generations have been revealed on the basis of the described geologic relationships, the Middle Ordovician age of the Tunka pluton granites, and numerous Late Paleozoic Ar-Ar dates of syntectonic minerals from the metamorphic rocks in the area. The first thrusting stage was pre-Middle Ordovician, and the second, Late Carboniferous-Permian. The Lower Paleozoic thrust structure resulted from the accretion of the Tuva-Mongolian microcontinent to the Siberian Platform. The Late Paleozoic nappes resulted from intracontinental orogeny and the reactivation of an Early Paleozoic accretionary belt under the effect of the Late Paleozoic collisional events.

Tectonics, orogeny, geochronology, granites, U-Pb dating, Central Asian Fold Belt, Cisbaikalia

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение Тункинских Гольцов Восточного Саяна характеризуется сложной покровно-складчатой структурой [Боос, 1991; Беличенко и др., 2003], которую слагают позднекембрийские и нижнекембрийские терригенные, вулканогенные и карбонатные породы, метаморфизованные в различной степени [Геология..., 1988; Летникова, Гелетий, 2005; Школьник и др., 2009]. Общеизвестно, что складчато-покровная структура Восточного Саяна, в том числе его юго-восточной части, выделяемой в Тункинский террейн [Беличенко и др., 2003] или Ильчирскую зону [Федотова, Хаин, 2002], сформировалась в ордовике в результате аккреции Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ) к Сибирской платформе [Кузьмичев, 2004].

Тункинский террейн (рис. 1) располагается почти полностью в пределах ТММ, образуя по его северо-восточной окраине сложностроенную аллохтонную структуру. Автохтон обнажается в тектоническом окне и сложен венд-кембрийскими карбонатными и терригенными отложениями чехла ТММ (верхнешумакская, горлыкская и арашейская свиты [Боос, 1991]). В составе аллохтона присутствуют вулканические и карбонатные отложения, интерпретируемые как палеоостроводужные и задуговые комплексы [Беличенко и др., 2003; Школьник и др., 2009]. С юга на Тункинский террейн надвинут Хамар-Дабанский террейн. Он сложен высокометаморфизованными породами — кристаллическими сланцами, биотитовыми гнейсами, кальцефирами и мраморами. Первичная природа отложений Хамар-Дабанского террейна связывается с деятельностью островной дуги и задугового бассейна [Беличенко и др., 2003]. Полифациальный метаморфизм пород Хамар-Дабанского террейна достигает гранулитовой фации. Возраст метаморфизма лежит в интервале 488—471 млн лет [Salnikova et al., 1998]. Постмета-

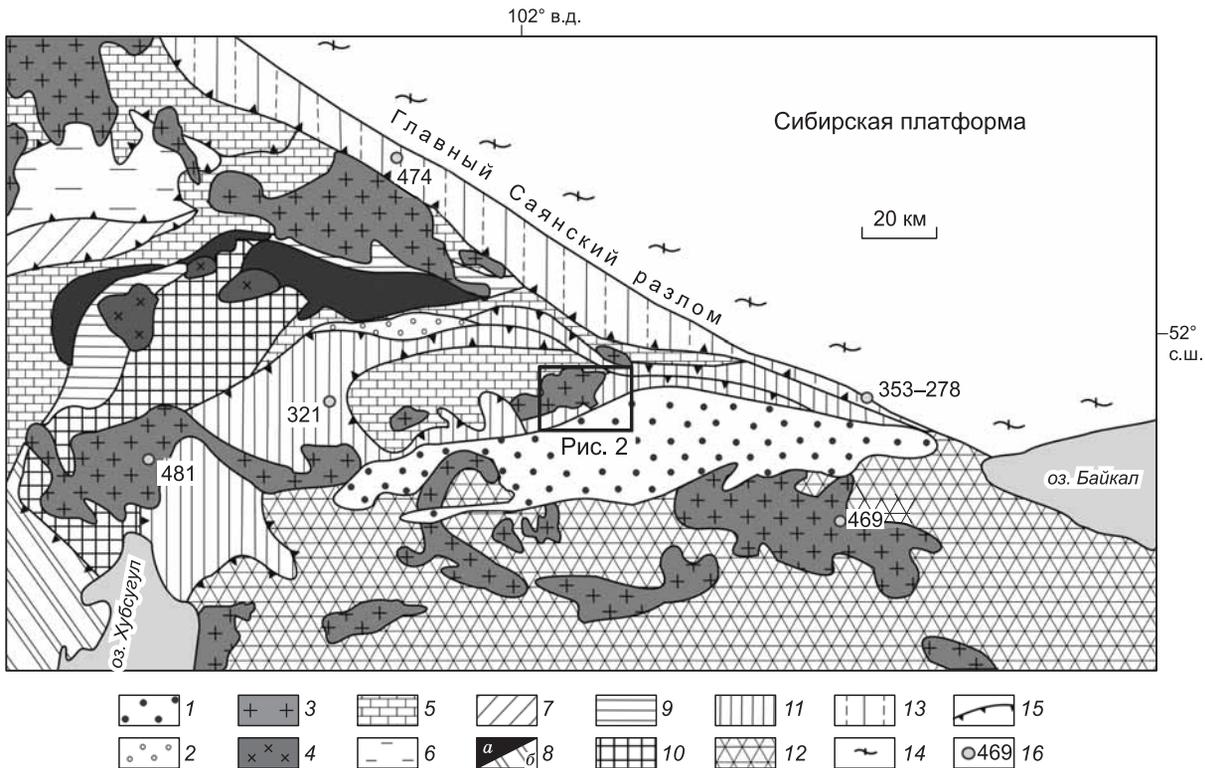


Рис. 1. Схема геологического строения Юго-Западного Прибайкалья, по [Беличенко и др., 2003] с упрощениями и изменениями.

1 — кайнозойские отложения Тункинской впадины; 2 — позднедевонско-каменноугольные(?) молассоидные отложения (сагансайрская свита); 3 — гранитоиды ордовикские и частично более поздние (неразделенные); 4 — гранитоиды рифейские; 5 — отложения венд-нижнекембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента; 6—10 — рифейские образования фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента: 6 — осадочные и вулканогенно-осадочные отложения окинской серии (поздний докембрий), 7 — осадочно-вулканогенные отложения (хугейнская серия), 8 — офиолиты (а), турбидиты (б), 9 — карбонатные отложения рифейского чехла Гарганской глыбы, 10 — раннекембрийские метаморфические образования Гарганской глыбы; 11 — Тункинский террейн; 12 — Хамар-Дабанский террейн; 13 — Китойкинская зона; 14 — фундамент Сибирской платформы (Шарьжалгайский крайовой выступ); 15 — границы тектонических покровов; 16 — значения возраста (млн лет) гранитных и метаморфических комплексов региона (481 — [Резницкий и др., 2007], 474 — [Донская и др., 2000], 469 — [Бараш и др., 2006], 353—278 — [Савельева и др., 2010], 321 — [Беличенко и др., 1988]).

морфические граниты, секущие метаморфическую зональность Хамар-Дабанского террейна, имеют возраст 469 ± 2 млн лет [Бараш и др., 2006].

Хамар-Дабанский террейн образует с Тункинским единою сложную покровно-складчатую структуру, которая сформировалась до проявления ордовикского зонального метаморфизма, о чем свидетельствует наложение изоград метаморфизма на границы покровов. Изограды метаморфизма прорывают покровно-складчатые структуры Тункинского террейна и секутся гранитоидами Мункусардыкского массива, расположенного в западной части Тункинских Гольцов. Данный массив представляет собой сшивающий комплекс, прорывающий отложения Тувино-Монгольского микроконтинента, Тункинского и Хамар-дабанского террейнов, и дискордантный относительно метаморфической зональности, охватывающей перечисленные террейны. Возраст гранитоидов определяется как верхний предел аккреции и метаморфизма рассматриваемых террейнов. Гранитоиды Мункусардыкского массива датировались как среднепозднеордовикские (452 ± 16 млн лет Rb/Sr методом) [Литвинцев, Калмычкова, 1990]. Позже уран-свинцовым методом была получена датировка 481 ± 2 млн лет [Резницкий и др., 2007], позволившая авторам работы прийти к выводам, что аккреция террейнов завершилась уже в раннем ордовике. Для восточной части Тункинского террейна данные о возрасте гранитоидов, прорывающих деформированный чехол ТММ, до последнего времени отсутствовали.

Раннеордовикский возраст аккреции террейнов подтверждается результатами геохронологических исследований по сопредельным регионам. В Окинской зоне Восточного Саяна дайки кварцевых порфиров, секущие покровную структуру, имеют возраст 476 ± 4 млн лет [Рыцк и др., 2000]. Возраст метаморфических пород Китойкинской зоны, расположенной между восточной частью Тункинского террейна и Сибирским кратоном, соответствует 474 ± 3 млн лет [Донская и др., 2000]. Возраст гранулитового метаморфизма слюдянского метаморфического комплекса составляет 481 ± 2 млн лет, а прорывающих его постметаморфических кварцевых сиенитов — 474 ± 5 млн лет [Котов и др., 1997]. Далее, к северо-востоку от Байкала, в пределах Баргузинского террейна выявлены гнейсограниты с возрастом 469 ± 4 млн лет, слагающие купольные структуры в составе раннепалеозойской коллизийной системы [Рыцк и др., 2009]. Во всех приведенных примерах высокоградный метаморфизм связывается с аккрецией террейнов к Сибирской платформе. В настоящее время установлено, что Тункинский террейн является частью каледонского аккреционного покровно-складчатого сооружения, образованного на южной окраине Сибирской платформы.

В позднем палеозое регион подвергся тектонической активизации, проявившейся в магматизме, метаморфизме, осадконакоплении и структурообразовании. Детально изученная покровная структура восточной части Тункинских Гольцов (Аршанский участок) [Рябинин и др., 2011] имеет позднекарбонovo-раннепермский возраст формирования [Буслов и др., 2009]. В работе [Рябинин и др., 2011] на основании данных кинематического (в том числе петроструктурного) и динамического анализов, а также результатов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования синтетектонических минералов были выделены следующие этапы формирования деформационной структуры района (млн лет): 316—310 — покровный, 305—303 — покровно-складчатый и около 286 — сдвиговый. Данные изотопно-геохронологического датирования и структурного анализа подтверждаются прямыми наблюдениями геологических соотношений. В восточной части Тункинских Гольцов, к северо-западу от с. Аршан, пакет тектонических пластин различного состава перекрывает по пологому надвигу красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты. На основании многочисленных находок отпечатков растений, чешуи рыб, спор и пыльцы растений предполагался позднепалеозойско-раннемезозойский, вероятнее всего, пермский возраст свиты в стратотипическом районе [Бутов и др., 2001]. Отложения сагансайрской свиты в регионе образуют асимметричные, клиновидные мульды, частично перекрытые надвигами северной vergentности (например, Сангансайрская синклиналь [Арсентьев, 1969]). В связи с тем, что сагансайрская свита перекрыта тектоническими пластинами, содержащими в основании слюдяные милониты с Ar-Ar датами 306—285 млн лет [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011], то ее возраст должен быть древнее, чем поздний карбон.

Одно из проявлений позднепалеозойского орогенного этапа в регионе — образование тектонических покровов. Данный этап нашел отражение в деформациях, магматизме и метаморфизме Тункинского террейна и сопредельных территорий. Формирование покровно-складчатой структуры района происходило одновременно с активизацией сдвиговых смещений по Главному Саянскому разлому, являющемуся границей между Сибирской платформой и складчатыми комплексами Алтае-Саянской области. Позднекарбонный возраст имеют синтетектонические метасоматиты в зоне Главного Саянского разлома [Савельева и др., 2003], Ar/Ar методом по амфиболам и биотитам получены следующие датировки: 321 ± 5 , 317.0 ± 1.7 , 310.5 ± 1.7 , 309.3 ± 2.9 млн лет. В зоне разлома обнаружено несколько генераций гранитных жил различного химического и петрографического составов (353 ± 1.9 , 334 ± 14 , 310.5 ± 1.7 , 278.2 ± 4.3 млн лет), самые древние из них — раннекарбонные, самые молодые — раннепермские [Савельева и др., 2006, 2010].

В позднем палеозое в пределах Тункинского и Хамар-Дабанского террейнов и Окинской зоны вдоль крупных разломов происходит внедрение даек и штоков щелочных и субщелочных гранитоидов. На основании данных Rb/Sr датирования гранитоидов выявлено четыре магматических эпизода: 319—317 [Рассказов и др., 2003а], 307—304, 283—281 и ~ 261 млн лет [Рассказов и др., 2003б], которые довольно хорошо коррелируют с возрастными интервалами гранитоидов и синтетектонических метасоматитов Главного Саянского разлома и с этапами формирования складчато-покровной структуры Аршанского участка Тункинских Гольцов. Преимущественная субмеридиональная ориентировка даек указывает на внедрение магматических расплавов в обстановке субмеридионального сжатия коры, что согласуется с северной вергентностью позднепалеозойских тектонических покровов и результатами динамического анализа для складчато-покровной структуры Аршанского участка [Рябинин и др., 2011].

В центральной части Тункинского террейна проявлен зональный метаморфизм позднекарбонového возраста. Результаты радиоизотопного Rb/Sr датирования центральной части Хонгголдской глыбы, проведенного для метаморфических пород, соответствующих дистен-ставролитовой зоне регионального метаморфизма, дали позднепалеозойские значения возраста 312 ± 20 млн лет [Беличенко и др., 1988].

Совокупность геохронологических и геолого-структурных данных позволяет сделать вывод о крупном позднепалеозойском орогенном этапе, проявившемся на территории каледонского Тункинского террейна. В современной структуре террейна пространственно совмещены деформационные комплексы разновозрастных палеозойских орогенных этапов.

Статья посвящена изучению соотношений между этими этапами в пределах восточной части Тункинских Гольцов. Целью работы является обоснование, датирование и интерпретация двух разновозрастных генераций тектонических покровов в структуре Тункинского террейна.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОВ САРХОЙСКОГО КОМПЛЕКСА В ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТУНКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

В пределах Аршанского участка Тункинских Гольцов Восточного Саяна два этапа покровообразования хорошо читаются в геологической структуре (рис. 2). Нижний и верхний пакеты тектонических пластин разделены позднедевонско-раннекарбоновой сагансайрской свитой, которая служит неавтохтонным комплексом для нижнего пакета и перекрыта по надвигу верхним аллохтоном. Нижний пакет пластин прорван гранитными массивами сархойского комплекса.

В составе нижнего пакета залегают смятые в складки пластины метатерригенных зеленых сланцев верхнешумакской свиты и метаморфизованных карбонатных отложений горлыкской свиты. Отложения верхнешумакской свиты представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации метапесчаниками с линзами деформированных галечных метаконгломератов. Горлыкская свита сложена преимущественно доломитами, в которых залегают многочисленные линзовидные тела высокоглиноземистых углеродистых кварц-гранат-серицитовых сланцев. Метаморфизм проявился неравномерно: вблизи контактов тектонических пластин породы верхнешумакской свиты превращены в кварц-биотит-амфиболовые сланцы, в центральных частях пластины сохраняются слабодеформированные конгломераты. Шумакская и горлыкская свиты рассматриваются как осадочный чехол ТММ, их возраст определяется как венд-нижнекембрийский [Летникова, Гелетий, 2005; Анисимова и др., 2010]. Чехол ТММ обычно рассматривается как автохтонный комплекс, однако, принимая во внимание высокую степень его деформаций, интенсивную складчатость, метаморфизм, пространственную разобщенность с комплексами фундамента, на данной территории корректнее рассматривать сорванный и деформированный чехол как параавтохтон [Магматизм..., 1989] или нижний аллохтон. Тектоническая природа контактов между зеленосланцевыми и карбонатными пластинами устанавливается по наличию зон гидротермальной проработки и дробления. В ядре крупной аниформы, образованной пластинами названных свит, в эрозионных окнах на поверхность выходят биотитовые плагиогнейсы, подстилающие нижний пакет пластин и, возможно, слагающие автохтонный фундамент. Складчатая структура нарушена крутопадающими сдвигами субширотного простирания.

Ar/Ar датирование амфибола, мусковита и биотита из метаморфических пород нижнего пакета пластин выявило только позднепалеозойские возрасты (310.7 ± 3.0 млн лет по биотиту и 286.8 ± 4.8 млн лет по амфиболу из кварц-биотит-амфиболовых сланцев верхнешумакской свиты, 303.1 ± 3.0 млн лет по биотиту из углеродистых сланцев горлыкской свиты и 286.5 ± 2.7 по мусковиту из мусковитизированных карбонатов той же свиты) [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011].

Граниты Тункинского массива сархойского [Магматизм..., 1989] (саянского, по [Арсентьев, 1969; Самбург, 1971]) комплекса прорывают складчатую структуру, образованную тектоническими пластинами метатерригенной верхнешумакской и карбонатной горлыкской свитами. Породы названных свит вблизи контакта с гранитами несут следы изменений. Для них характерно ороговикование, мраморизация известняков и доломитов, мигматизация, инъецирование апофизами, формирование контактовых магматогенных брекчий.

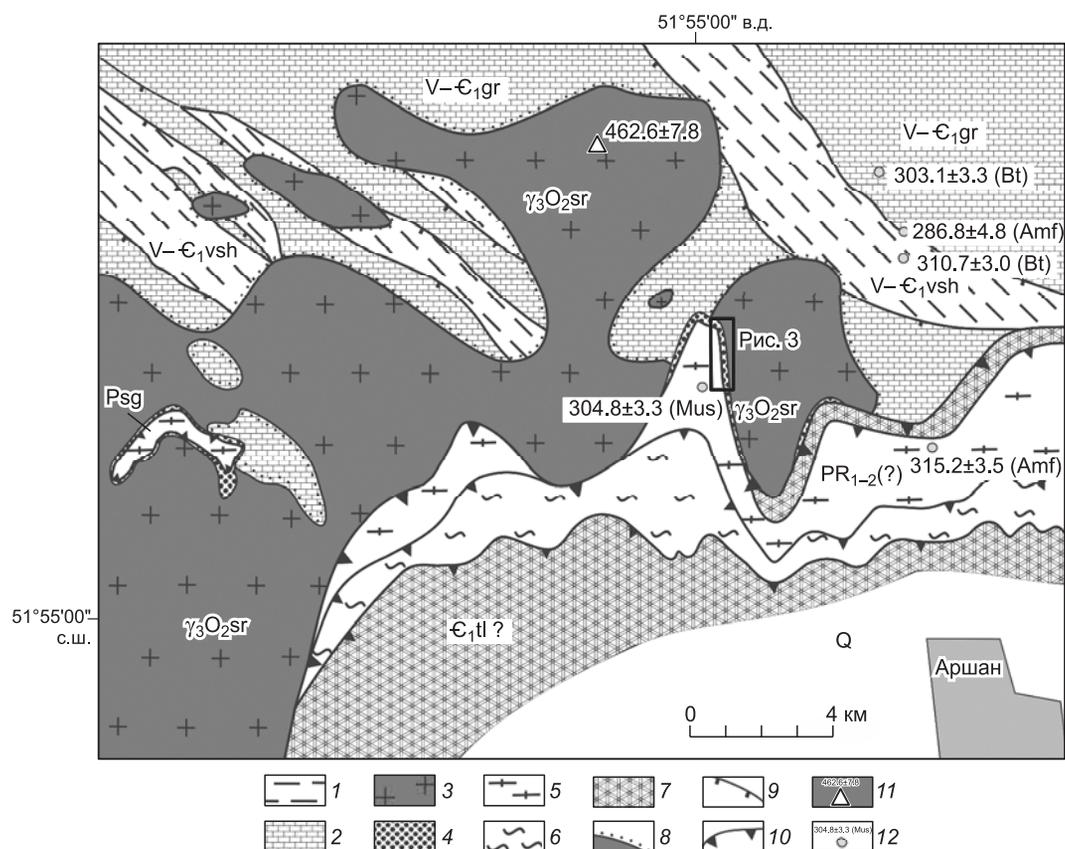


Рис. 2. Схема геологического строения Аршанского участка.

1, 2 — нижний аллохтон: 1 — венд—нижний кембрий, верхнешумацкая свита, зеленые сланцы по песчаникам и алевролитам, линзы метаконгломератов; 2 — венд—нижний кембрий, горлыкская свита, известняки, доломиты, прослои графит-гранат-кварцевых сланцев; 3, 4 — неоавтохтон-1: 3 — микроклиновые граниты и граносиениты (средний ордовик, третья интрузивная фаза сархойского комплекса), 4 — сагансайрская свита, поздний девон—ранний карбон (?), конгломераты и песчаники красноцветные; 5—7 — верхний аллохтон: 5 — нижний—средний протерозой (?), гнейсы с блоками гранатовых амфиболитов; 6 — биотитовые сланцы; 7 — толтинская свита, нижний—средний (?) кембрий, известняки с прослоями зеленокаменных вулканитов; 8 — интрузивные контакты, сопровождающиеся ороговикованием; 9 — кембрийско-раннеордовикские надвиги; 10 — карбон-пермские надвиги; 11 — место отбора пробы гранитов на U/Pb датирование и полученное значение возраста (млн лет); 12 — места отбора образцов на Ar/Ar датирование и значения возрастов амфибола (Amf), биотита (Bt) и мусковита (Mus) из метаморфических пород (млн лет), по [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011].

В составе сархойского комплекса выделяются три фазы внедрения: первая сложена диоритами и кварцевыми диоритами, вторая — гранодиоритами, биотитовыми и двуслюдяными гранитами, третья — микроклиновыми гранитами, лейкократовыми гранитами и граносиенитами [Самбург, 1971]. В плане форма массивов неправильная, вытянутая по простиранию складчатых структур, у поздних фаз нередко субизометричная. В краевых частях массивов иногда наблюдаются первичные линейные и гнейсовидные текстуры. Гнейсовидность совпадает с ориентировкой вмещающих пород. Контакты тел крутопадающие. Сложная форма границ тел в плане, наличие блоков вмещающих пород в поле распространения гранитоидов, локализация последних среди слабометаморфизованных пород свидетельствуют о неглубоком эрозионном срезе массивов сархойского комплекса Тункинских Гольцов. Становление массивов происходило на завершающем этапе складчатости вмещающих пород и после ее окончания [Арсентьев, 1969; Самбург, 1971].

С юга на породы нижнего пакета пластин и прорывающие их гранитоиды надвинут верхний пакет тектонических пластин. В его состав входят пластины карбонатных пород толтинской и уртагольской свит, биотитовых сланцев и гранитогнейсов с будинами гранатовых амфиболитов. Толтинская и уртагольская свиты сложены известняками и доломитами, толтинская также содержит пачки зеленокаменных вулканитов. Возраст свит определяется как кембрийский [Геология..., 1988].

Сильнодеформированные биотитовые гранитогнейсы с многочисленными телами амфиболитов, в том числе гранатовых, содержат метаморфические цирконы, ядра которых имеют возраст 2.7—2.4 млрд



Рис. 3. Взаимоотношения гранитов Тункинского массива (γO_2), красноцветных конгломератов и песчаников сагансайрской свиты (D_3 — $C_1(?)sg$) и гнейсов с телами гранатовых амфиболитов из верхнего пакета пластин ($PR_{1-2}()$).

Координаты места фотосъемки — $51^{\circ}56'50''$ с.ш., $90^{\circ}23'17''$ в.д.

лет, а кайма — 2.0—1.7 млрд лет [Zhimulev et al., 2010]. Возможно, данная гнейсовая пластина (рис. 3) представляет собой эксгумированный фрагмент древнего континентального блока, входившего в состав фундамента ТММ. Гнейсы пронизаны многочисленными зонами рассланцевания. В этих зонах гнейсы превращены в кварц-мусковитовые сланцы. Ar/Ar датирование мелкозернистого мусковита из них дало возраст плато 304.8 ± 3.3 млн лет [Рябинин и др., 2011].

Сагансайрская свита с размывом залегает на складчатой структуре нижнего пакета пластин и на прорывающих его гранитах Тункинского массива. Верхний пакет пластин тектонически перекрывает красноцветные конгломераты и песчаники сагансайрской свиты (см. рис. 3). В западной части участка верхний пакет пластин залегает очень полого, с углами падения около 5° . В условиях расчлененного рельефа на водоразделах образуются тектонические останцы, в основании которых залегают красноцветные конгломераты и песчаники. По направлению к западу углы падения надвигов постепенно увеличиваются, достигая 25 — 30° . Углы падения слоистости сагансайрской свиты изменяются также, поэтому она повсеместно параллельна подошве тектонического покрова. Это свидетельствует, что изменение угла падения сместителя надвига является результатом более поздних складчатых деформаций. По амфиболу, биотиту и мусковиту из метаморфических пород верхнего пакета пластин Ar/Ar методом получен целый ряд позднепалеозойских датировок, лежащих в диапазоне 316 — 286 млн лет. Подробно геологическая структура участка и модель ее формирования рассмотрены в работе [Рябинин и др., 2011].

Описанные взаимоотношения показывают, что до накопления сагансайрской свиты была сформирована покровно-складчатая структура, в состав которой входят горлыкская и верхнешумакская свиты, после чего произошло внедрение гранитов сархойского комплекса. К моменту отложения сагансайрской свиты верхняя часть данного сооружения была эродирована, и на дневную поверхность были выведены запечатывающие структуру гранитные массивы. Возраст формирования древней покровно-складчатой структуры в данном районе оставался неясным, так как все изотопно-геохронологические определения возраста пород из нижнего структурного этажа, выполненные аргон-арговым методом, датировали позднепалеозойские события [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011]. Комплекс геолого-структурных и геохронологических данных свидетельствует, что в позднем палеозое породы древнего структурного этажа подверглись ретроградному метаморфизму, а структура была сильно преобразована. С целью определения возраста этапа деформаций, предшествовавшего внедрению интрузий и накоплению сагансайрской свиты, мы датировали запечатывающие граниты Тункинского массива [Магматизм..., 1989] сархойского комплекса. Для датирования с горы Трехглавая в верховьях р. Кынгарга, к северу от с. Аршан, был взят обр. T09051 розовых микроклиновых гранитов третьей фазы Тункинского массива. Координаты места отбора — $51^{\circ}58'08''$ с.ш., $102^{\circ}22'13''$ в.д. Порода имеет розовый цвет, массивную текстуру и среднезернистую, гранитную структуру. Минеральный состав: микроклин 35 — 40% , кварц 35 — 40% , кислый плагиоклаз 20 — 25% , биотит 5 — 7% . Химический состав микроклиновых гранитов Тункинского массива вблизи места отбора образца (мас. %): $SiO_2 = 73$, $Al_2O_3 = 13$, $Fe_2O_3 = 0.9$, $FeO = 1.1$, $MgO = 1.4$, $CaO = 1.1$, $Na_2O = 3.0$, $K_2O = 5.3$ [Самбург, 1971].

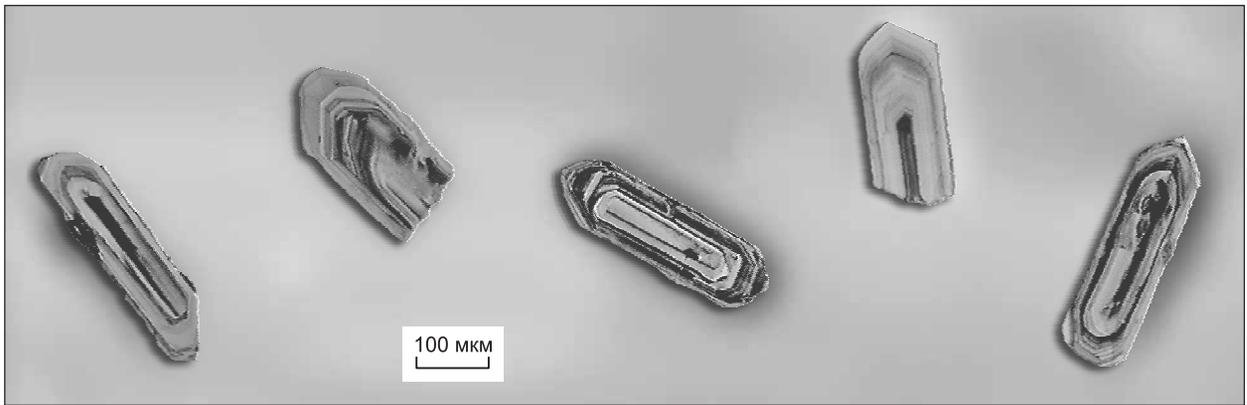


Рис. 4. Катодолюминесцентное изображение зерен циркона из обр. T09051 гранитов Тункинского массива.

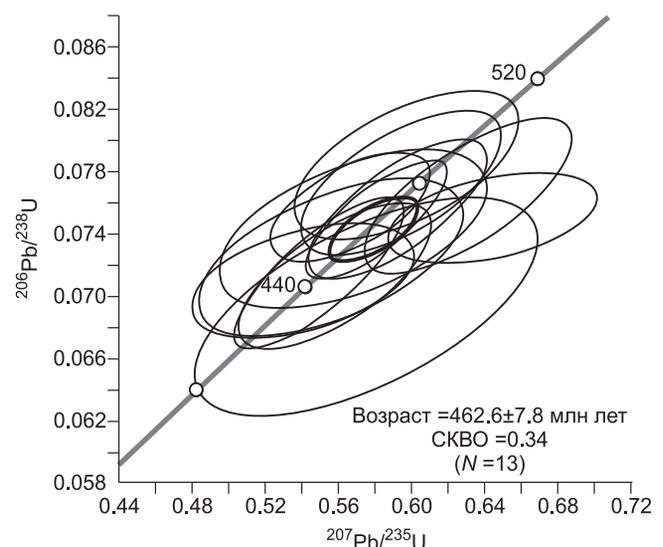
ДАТИРОВАНИЕ ГРАНИТОВ ТУНКИНСКОГО МАССИВА САРХОЙСКОГО КОМПЛЕКСА

Для датирования выбирались зерна циркона, содержащие наименьшее число включений и трещин. Отобранные вручную зерна были имплантированы в эпоксидную смолу. Далее они были сошлифованы приблизительно наполовину и приполированы. Для выбора точек на поверхности зерен использовались оптические и катодолюминесцентные (КЛ) изображения. КЛ фотографирование проводилось на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6400 SEM. Датирование осуществлялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на установке LA-ICP-(SF)-MS (факультет аналитической химии Гентского университета, Бельгия). Определение U(Th)/Pb отношений проводилось на детекторах Thermo Scientific Element XR Sector Field ICP-MS. Предварительная обработка данных выполнялась с использованием программы PeriAGE [Dunkl et al., 2009], окончательный конкордантный возраст был вычислен с помощью программы Isoplot [Ludwig, 2003]. Методика датирования и обработки результатов аналогична описанной в работах [Glorie et al., 2010, 2011].

Циркон представлен полупрозрачными розовато-коричневыми идиоморфными кристаллами призматического и длиннопризматического облика ($K_{удл} = 2-3.5$). Размер зерен 250—300 мкм в длину. В КЛ лучах наблюдается четкая осцилляторная зональность (рис. 4).

Циркон из лейкократовых гранитов сархойского комплекса имеет конкордантные и субконкордантные значения возраста 462.6 ± 7.8 млн лет (СКВО = 0.34, вероятность конкордантности = 0.56, конкордантность лежит в пределах 97—108 %). Th/U отношение составляет 0.4—0.8, что типично для цирконов из магматических пород. Результаты датирования показаны на рис. 5 и в таблице. Учитывая, что цирконы представлены одним морфологическим типом, имеют хорошую магматическую зональность и конкордантные и субконкордантные значения возраста, следует полагать, что полученный возраст соответствует времени кристаллизации гранитов Тункинского массива.

Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из обр. T09051 гранитов Тункинского массива.



U-Pb изотопные данные для цирконов из гранитов Тункинского массива сархойского комплекса

№ точ-ки	²⁰⁷ Pb ^a (cps)	U ^b , г/г	Pb ^b , г/г	Th ^b /U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^c	±2σ, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^c	±2σ, %	²⁰⁷ Pb ^e / ²⁰⁶ Pb	±2σ, %	<i>Rho</i>	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2σ, млн лет	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2σ, млн лет	Конкор- дант- ность ^d	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2σ, млн лет
1	2450	377	30	0.42	1297	0.0751	3.2	0.6446	7.2	0.0623	6.5	0.44	467 ± 14	505 ± 29	108	683 ± 139
2	1485	241	21	0.60	641	0.0765	5.3	0.6309	7.4	0.0598	5.1	0.72	475 ± 24	497 ± 29	105	597 ± 112
3	1731	299	25	0.59	7799	0.0773	4.9	0.5950	7.6	0.0558	5.8	0.64	480 ± 23	474 ± 29	99	444 ± 129
4	3523	612	50	0.54	2322	0.0750	4.2	0.5811	5.4	0.0562	3.3	0.78	466 ± 19	465 ± 20	100	461 ± 74
5	877	166	14	0.74	543	0.0725	5.8	0.5557	10.5	0.0556	8.8	0.55	451 ± 25	449 ± 39	99	435 ± 196
6	2945	558	45	0.60	7465	0.0716	5.6	0.5495	6.9	0.0557	4.1	0.80	446 ± 24	445 ± 25	100	440 ± 91
7	828	144	13	0.79	410	0.0785	4.9	0.5975	8.4	0.0552	6.8	0.59	487 ± 23	476 ± 32	98	421 ± 152
8	2825	512	43	0.57	5481	0.0756	4.9	0.5926	6.7	0.0568	4.5	0.73	470 ± 22	473 ± 25	101	485 ± 100
9	1246	240	19	0.66	1402	0.0710	4.2	0.5403	9.2	0.0552	8.2	0.46	442 ± 18	439 ± 33	99	420 ± 183
10	2385	436	37	0.59	4791	0.0758	3.8	0.5664	6.3	0.0542	5.0	0.61	471 ± 17	456 ± 23	97	380 ± 112
11	587	109	9	0.77	2076	0.0743	5.6	0.5680	10.5	0.0554	8.9	0.53	462 ± 25	457 ± 39	99	429 ± 199
12	1061	201	16	0.64	415	0.0713	5.4	0.5583	7.7	0.0568	5.5	0.70	444 ± 23	450 ± 29	101	483 ± 122
13	482	95	8	0.77	613	0.0693	8.3	0.5757	13.4	0.0602	10.5	0.62	432 ± 35	462 ± 51	107	611 ± 227

Примечание. *Rho* — коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U — ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

^a Поправка на интенсивность сигнала лазера внутри одной последовательности.

^b Содержания U, Th и Th/U рассчитаны относительно цирконового стандарта GJ-1.

^c U/Pb возраст рассчитан по программе Isoplot [Ludwig, 2003].

^d (²⁰⁶Pb/²³⁸U / ²⁰⁷Pb/²³⁵U) × 100.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Датировав граниты, запечатывающие один пакет пластин и перекрытые другим, удалось подтвердить наличие досреднеордовикской складчатости и покровообразования на том же небольшом участке, где ранее уже были установлены позднепалеозойские покровы и складчатость. Наблюдаемая структура восточной части Тункинских Гольцов является результатом, по меньшей мере, двух крупных орогенных этапов — ордовикского и позднекаменноугольно-раннепермского. Оба орогенных этапа имеют широкое региональное распространение.

Структуры раннепалеозойского этапа, охватывающего временной интервал от позднего кембрия до конца ордовика (500—440 млн лет), прослежены и изучены на огромной территории южного складчатого обрамления Сибирской платформы, от Горного Алтая на западе до Северного Забайкалья на востоке [Добрецов, Буслов, 2007]. Наиболее детально исследованные раннепалеозойские коллизионные системы региона, такие как раннепалеозойские складчато-покровные сооружения Приольхонья или Сангилена, обнаруживают длительную многостадийную историю формирования. Для каледонид Сангилена время собственно коллизионной стадии определяется в интервале 535—490 млн лет, а последовавшей за ней трансформно-сдвиговой стадии — 490—430 млн лет [Владимиров и др., 2005]. Развитие коллизионной системы в Приольхонье протекало в период 500—450 млн лет [Fedorovsky et al., 2005; Гладкочуб и др., 2010], в частности, гранулитовый метаморфизм имеет возраст 485 ± 5 млн лет [Бибикова и др., 1990]. Полученное нами значение возраста для постскладчатых гранитов Аршанского участка 462.6 ± 7.8 млн лет очень близко значению возраста постметаморфических гранитов Зун-Муринского массива 469 ± 2 млн лет [Бараш и др., 2006], секущих метаморфические породы Хамар-Дабанского террейна. Это может служить еще одним подтверждением единства тектонической истории этих террейнов, разделенных в современной структуре отложениями кайнозойской Тункинской впадины (см. рис. 1).

Повсеместно в каледонидах АССО раннепалеозойский коллизионный тектогенез проявился в формировании гранитных батолитов, на основе статистической обработки большого числа их датировок были выявлены следующие пики магматической активности: 495 ± 5, 475 ± 5 и 450 ± 5 млн лет [Руднев и др., 2004а]. Наиболее крупные гранитоидные плутоны являются полихронными и включают в себя образования нескольких интрузивных комплексов, формировавшихся на аккреционной, коллизионной и постколлизионной (сдвиговой) стадиях [Руднев и др., 2004б]. Высокотемпературный метаморфизм и масштабное гранитообразование являются характерными чертами каледонского орогенного этапа в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы.

Позднепалеозойские метаморфические и магматические события проявились с той или иной интенсивностью также на огромной территории, включающей не только области собственно герцинской складчатости (Восточный Казахстан, фундамент Западно-Сибирской плиты, южная часть Монголии), но и значительную часть каледонид АССО.

Выявление герцинских геологических событий в пределах каледонского аккреционного пояса представляет собой сложную задачу, так как комплексы данного наложенного этапа играют подчиненную роль в геологическом строении регионов, консолидация коры которых произошла в каледонскую эпоху. Кроме того, наложенные орогенические события слабо выражены в процессах осадконакопления, поэтому ключевую роль для их обоснования приобретают методы абсолютной геохронологии.

В последние годы удалось выявить важную роль позднепалеозойских геологических событий в образовании геологической структуры Западного Забайкалья. Результаты детальных геохронологических исследований показали, что становление гигантского Ангаро-Витимского батолита и ряда других гранитоидных массивов Забайкалья, суммарная площадь которых превышает 200 тыс. км², произошло в интервале 330—275 млн лет [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2010]. В районе горы Мандрик (около 30 км от г. Улан-Удэ) выявлены метаморфические породы амфиболитовой фации, их возраст определен как 295.3 ± 1.6 млн лет [Мазукабзов и др., 2010]. В позднем карбоне—ранней перми в Икат-Багдаринской зоне Забайкалья произошло закрытие Точерского флишевого прогиба и трансформация его в покровно-складчатое сооружение (прорывающий данную складчато-покровную структуру Усойский гранитный массив имеет раннепермский возраст, составляющий 288 ± 2 млн лет) [Руженцев и др., 2007]. На южном фланге Сибирской платформы фиксируются базитовые дайки с возрастом 274 ± 3 млн лет [Гладкочуб и др., 2010б].

Перечисленные события полностью перекрываются по времени с формированием позднепалеозойских тектонических покровов, сдвигов, гранитоидов и метаморфитов в каледонском Тункинском террейне. Таким образом, позднепалеозойские события в нем должны рассматриваться как часть крупного орогенного этапа, имеющего региональное распространение.

Рассматривая геологические проявления разновозрастных орогенных этапов в структуре Тункинского террейна, необходимо отметить разный уровень эрозионного среза соответствующих орогенных ансамблей. В случае каледонского орогена эрозией вскрыты верхние части гранитных батолитов, а в непосредственной близости на поверхность выведены метаморфические породы амфиболитовой (Китойкинская зона, Хамар-Дабанский террейн) и гранулитовой фаций (слюдяная серия). В герцинском орогене сохранились небольшие фрагменты межгорных прогибов, выполненных синорогенной молассой (сагансайрская свита), а выведенные на поверхность метаморфиты принадлежат зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. Обращает на себя внимание, что позднепалеозойские деформации оторваны во времени от накопления осадочных и вулканических комплексов Тункинского террейна. Это резко отличает герцинский орогенный этап от каледонского. Отложения сагансайрской свиты стратиграфически налегают на каледониды и перекрыты тектоническими пластинами, содержащими в основании слюдяные милониты с Ar-Ar датами 306—285 млн лет [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011]. На основании этих взаимоотношений ее возраст определяется древнее, чем поздний карбон, но моложе, чем ордовик.

Согласно имеющимся реконструкциям, в позднем палеозое Тункинский террейн находился во внутренней части широкого аккреционного пояса, обрамлявшего Сибирскую платформу, и располагался далеко от океанических бассейнов того времени [Гордиенко, 2006]. Образование тектонических покровов, сдвигов, метаморфизм и магматизм, происходившие в позднем карбоне—перми в каледонском Тункинском террейне, вероятно, были вызваны коллизионными событиями вдоль края каледонской аккреционной окраины, на значительном удалении от рассматриваемого района. Деформации, вызванные коллизионными событиями, распространились на значительное расстояние в глубь континента, что привело к реактивации каледонского аккреционно-коллизионного складчато-покровного сооружения, в особенности вблизи его стыка с Сибирским кратоном. Зонами концентрации деформаций при этом являлись крупные сдвиги [Буслов, 2011], в том числе Главный Саянский разлом. Современным аналогом орогенов подобного типа могут служить горные сооружения Альпийско-Гималайского пояса, возникшие на месте более древних складчатых поясов в результате Индо-Евразийской коллизии.

Следует отметить, что покровные и сдвиговые структуры Тункинских Гольцов проявились одновременно с окраинно-континентальными известково-щелочными и шошонитовыми сериями (305—278 млн лет), а также щелочным и щелочно-полевошпатовым сиенитами и гранитами (281—278 млн лет) Ангаро-Витимского плутона, которые связывают с деятельностью Таримского мантийного плюма [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010; Цыганков и др., 2010]. Вероятнее всего, плюм способствовал реализации тектонических напряжений вдали от зоны столкновения тектонических плит, как это показано на примере формирования кайнозойского Гималайско-Центрально-Азиатского орогена [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007].

Таким образом, структура Тункинского террейна является результатом наложения двух коллизионных орогенических этапов, первый из которых связан с аккрецией ТММ и ряда других террейнов к окраине Сибирской платформы, а второй — с внутриконтинентальным орогенезом. Одновозрастное формирование позднепалеозойских деформационных структур и плюмового магматизма на территории Южной Сибири может быть связано с глобальными геодинамическими событиями, обусловленными взаимодействием тектонических плит и влиянием плюма.

Работа выполнена при поддержке проекта ОНЗ-9.2 «Формирование и переработка континентальной коры на конвергентных границах плит (аккреционно-коллизионные системы)», гранта научных школ № 65804.2010.5 и ИГМ СО РАН, проект ВМТК «Покровно-складчатая структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна (структурно-кинематический анализ и датирование деформаций)».

ЛИТЕРАТУРА

Анисимова С.А., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Биофациальная характеристика осадочного чехла восточной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск, 2010, с. 19—20.

Арсентьев В.П. Объяснительная записка к листу N-47-XXXVI геологической карты СССР, м-б 1:200 000, серия Восточно-Саянская, М., 1969, 73 с.

Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Возрастные соотношения метаморфизма слюдянского гранулитового и хамардабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований // Докл. РАН, 2006, т. 409, № 3, с. 381—385.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосничина Т.Н., Лепин В.С., Солодянкина В.Н., Снытко А.В. Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 2, с. 402—405.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Забайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990, с. 170—183.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлениями плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1991, 143 с.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбонново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 4, с. 496—499.

Бутов Ю.П., Минина О.Р., Небекикутина Л.М., Трегуб Т.Ф., Катюха Ю.П. Сагансайрская свита — эталон позднепалеозойско-мезозойской молассы бурятского Восточного Саяна // Вест. Воронеж. ун-та. Геология. 2001, № 12, с. 87—101.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82—89.

Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1988, 190 с.

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, 2010а, т. 51 (5), с. 571—588.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Ухова Н.А. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2010б, т. 51 (9), с. 1222—1239.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

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

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриа-совых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

Донская Т.В., Склярв Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 79—84.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 380—393.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский и раннекаледонские этапы. М., Пробел, 2004, 192 с.

Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Карбонатные отложения венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Литология и полезные ископаемые, 2005, № 2, с. 192—204.

Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н. Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // Докл. РАН, 1990, т. 312, № 1, с. 205—208.

Магматизм и рудоносность Восточного Саяна / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Наука, 1989, 135 с.

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

Рассказов С.В., Масловская М.Н., Меньшагин Ю.В., Саранина Е.В., Ильясова А.М., Ефимушкин А.В. Позднепалеозойский щелочной и субщелочной гранитоидный магматизм Окинской зоны Восточного Саяна: соотношения с метаморфизмом Ильчирской зоны // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза, СПб., ИГДД РАН, 2003а, с. 387—391.

Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г., Саранина Е.В., Ильясова А.М., Сизых Ю.И. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb-Sr изотопная систематика) // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (11), с. 1133—1144.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН, 2007, т. 414, № 4, с. 79—83.

Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Докл. РАН, 2004а, т. 396, № 3, с. 369—373.

Руднев С.Н., Владимирова А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Владимиров В.Г., Шинтяпин Б.Н. Возрастные рубежи и геодинамическая природа Каахемского полихронного батолита (Восточная Тува) // Докл. РАН, 2004б, т. 399, № 4, с. 506—512.

Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е. Герциниды Икат-Багаринской зоны Забайкалья // Докл. РАН, 2007, т. 417, № 2, с. 225—228.

Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Глебовицкий В.А., Скопинцев В.Г., Котов А.Б., Гусев Ю.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. О верхней возрастной границе окинской серии (Восточный Саян) // Докл. РАН, 2000, т. 374, № 1, с. 84—87.

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.

Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднепалеозойская складчатопокровная структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2087—2109.

Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С. ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 4, с. 523—526.

Савельева В.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В., Пономарчук В.А., Мощенко А.С. Геохимия и Rb/Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 216—231.

Савельева В.Б., Ларионов А.Н., Травин А.В., Базарова Е.П. Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. Иркутск, 2010, с. 64—66.

Самбург А.Л. Объяснительная записка к листу М-48-I геологической карты СССР, м-б 1:200 000, серия Восточно-Саянская, М., 1971, 66 с.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. М., Научный мир, 2002, 176 с.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский район) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (9), с. 1013—1024.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.В. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геотектоника, 1997, № 5, с. 18—32.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 188—204.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // Inter. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466.

Dunkl I., Mikes T., Frei D., Gerdes A., von Eynatten H. PepiAGE: data reduction program for time-resolved U/Pb analyses — Introduction and call for tests and discussion. University of Goettingen Publication, 2009, 15 p. <http://www.sediment.uni-goettingen.de/staff/dunkl/zips/PepiAGE-introduction-c1.pdf>.

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. Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-east segment / Ed. E.V. Sklyarov // Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: north-eastern segment. Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop ICCP-480. Irkutsk, IEC SB RAS, 2005, p. 5—76.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den Haute P. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // J. Asian Earth Sci., 2010, v. 38, p. 131—146.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Elburg M.A., Ryabinin A.B., Vandoorne W., Vanhaeke F., Van den Haute P. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai — Altai-Mongolia suture zone (Siberia): zircon U/Pb constraints on its igneous record // Gondwana Res., 2011, v. 20, p. 465—484.

Ludwig K. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel., Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003, v. 4, p. 2.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kотов А.В., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z., Vasil'ev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy Complex, Eastern Siberia // Gondwana Res., 1998, v. 1, p. 195—205.

Zhimulev F., Safonova I., Ryabinin A., Buslov M. An Early Proterozoic metamorphic basement of Tuva-Mongolia microcontinent as a part of Tunka fold-nappe terrane (South Siberia): constraints from U/Pb geochronology // Geophys. Res. Abstracts, 2010, v. 12.

*Поступила в редакцию
11 апреля 2011 г.*