

УДК 550.93+552.3+551.24

ТЕКТОНОТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ—КАЙНОЗОЕ: ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА

А.В. Травин^{1,2}, М.М. Буслов¹, Ю.А. Бишаев¹, А.А. Цыганков³, Е.И. Михеев¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный технический университет,
630073, Новосибирск, просп. Карла Маркса, 20, корп. 1, Россия

³Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН,
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

На основе термохронологических исследований, основанных на U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar и трековом методе датирования, для позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (АВБ) реконструирована тектонотермическая эволюция Забайкалья. Последовательное закрытие изотопных систем от циркона, амфибола до биотита свидетельствует о быстром охлаждении пород АВБ сразу после кристаллизации и об эпохе интенсивной денудации пород мощностью до 4–7 км, связанной с обширной позднепалеозойской орогенцией на территории Южной Сибири. После эпохи тектонической стабилизации, характеризующейся постепенным закрытием изотопной системы биотита в ранней перми—средней юре (295—170 млн лет), происходит закрытие изотопной системы полевого шпата в средней юре—раннем мелу (170—140 млн лет). Этот интервал совпадает с началом формирования Монголо-Охотского орогена и характеризуется денудацией около 3 км мощности. Далее, в палеогене—миоцене (60—5 млн лет), на территории Забайкалья происходила медленная денудация, за которой наступил период относительно резкого охлаждения пород в течение последних 5 млн лет и денудацией около 2—3 км мощности, связанной с реактивацией территории Забайкалья в результате дальнего тектонического воздействия Индо-Евразийской коллизии.

U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, трековое датирование, термохронологические реконструкции, гранитоидные батолиты, Монголо-Охотский ороген, денудация

LATE PALEOZOIC–CENOZOIC TECTONOTHERMAL EVOLUTION OF TRANSBAIKALIA: THERMOCHRONOLOGY OF THE ANGARA–VITIM GRANITOID BATHOLITH

A.V. Travin, M.M. Buslov, Yu.A. Bishaev, A.A. Tsygankov, E.I. Mikheev

The tectonothermal evolution of Transbaikalia is reconstructed using U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, and apatite fission track thermochronology of samples from the Late Paleozoic Angara–Vitim granitoid batholith (AVB). Successive closure of the zircon and amphibole isotope systems provides evidence that the AVB rocks cooled down rapidly soon after crystallization and 4–7 km of rocks were denuded subsequently during an extensive late Paleozoic orogeny in southern Siberia. The isotopic system of feldspar closed in the Middle Jurassic–Early Cretaceous (170–140 Ma) after a period of tectonic stability and slow closure of the biotite isotopic system in the early Permian–Middle Jurassic (295–170 Ma). The 170–140 Ma span was the time when the Mongol–Okhotsk orogen began its evolution, and the orogeny caused denudation of ~3 km of rocks. Denudation was slow in the Paleogene–Miocene (60–5 Ma) but accelerated over the past 5 million years (a ~2–3 km thick layer) during rapid cooling of rocks and activity under a far-field effect of the India–Eurasia collision.

U/Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, apatite fission track thermochronology, tectonothermal evolution, granitoid batholith, Mongol–Okhotsk orogen, denudation

ВВЕДЕНИЕ

В истории геологического развития Земли ключевое значение имеют орогенно-складчатые сооружения фанерозойского возраста. При реконструкциях их геодинамической эволюции на первое место выходит проблема зарождения, подъема, становления и тектонического экспонирования гранитоидных батолитов, которые являются прямым петрологическим индикатором сгущивания и последующего тектонического растяжения континентальной литосферы. Благодаря появлению и широкому внедрению

© Травин А.В., Буслов М.М., Бишаев Ю.А., Цыганков А.А., Михеев Е.И., 2023

✉ e-mail: travin@igm.nsc.ru

локальных методов изотопного датирования урансодержащих минералов, прежде всего циркона (SHRIMP, LA-ICP-MS), появилась возможность изотопного датирования не только времени кристаллизации магматических пород или высокотемпературных метаморфических событий, но и более поздних преобразований, связанных с магматическими, метасоматическими, метаморфическими и тектоническими процессами. Более того, U/Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и трековый методы датирования, охватывающие температурный диапазон закрытия изотопных систем от стадии кристаллизации магматического расплава ($\approx 850^\circ\text{C}$, U/Pb, циркон) до $<100^\circ\text{C}$ (треки в апатите), позволяют в реальном масштабе времени проследить геологическую историю магматических тел от их кристаллизации до выведения на поверхность. Сопоставление данных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минералов с разными температурами закрытия K-Ar изотопной системы (амфибол, биотит, полевые шпаты) показало, что термическая история горных пород, в частности гранитоидов, зависит от тектонического режима формирования орогенных областей [Травин и др., 2012]. Иначе говоря, эволюция орогенов коллизионного и аккреционного типов протекает с разной скоростью. Причем эта скорость зависит не только, а может быть, и не столько от эрозионных процессов, сколько обусловлена тектоническими факторами. Исходя из этого можно предположить, что термическая история горных пород, например гранитоидных батолитов, может служить независимым источником информации о тектонической эволюции складчатых областей.

Настоящая статья посвящена реконструкции термической истории Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, одного из крупнейших батолитов мира, во взаимосвязи с тектонической эволюцией позднепалеозойского орогена Южной Сибири, формированием и эволюцией Монголо-Охотского орогенного пояса. Для решения этой задачи используются результаты U/Pb изотопного датирования циркона, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования амфибола, биотита и полевых шпатов, трекового датирования апатита. Важно отметить, что все перечисленные минералы были выделены из одних и тех же образцов, т. е. полученные результаты отражают время последовательного закрытия изотопных систем в конкретной точке геологического пространства.

Выбор позднепалеозойского Ангаро-Витимского батолита не случаен. Как отмечалось выше, это один из крупнейших в мире батолитов, точнее — ареалов гранитоидного магматизма с объемом порядка 1 млн км³, сравнительно хорошо изученный с петрологической и геохронологической точек зрения. Кроме того, гранитоиды этого ареала подверглись ограниченному воздействию постбатолитовых интрузий, которые могли бы осложнить его термическую историю. Для минимизации термического влияния мезозойских интрузий, сосредоточенных в виде широкой полосы северо-восточного простирания в центральной части ареала (Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс [Добрецов, 2003], пробы для термохронологических исследований были отобраны за пределами этого пояса.

Ангаро-Витимский батолит сформировался в позднем палеозое в период с 325 до 270 млн л. н. Магматизм АВБ эволюционировал от типично корового (баргузинский комплекс) к смешанному мантийно-коровому (чивыркуйский, зазинский, раннеселенгинский, ранне- и позднекуналейские комплексы) с постепенным нарастанием доли мантийного компонента в источнике магм [Ярмолюк и др., 1997; Литвиновский и др., 1999; Цыганков и др., 2007, 2017; Litvinovsky et al., 2011; и др.].

Формирование магматических комплексов Забайкалья, включая АВБ, связывается с субдукционным процессом и возможным вкладом обогащенных мантийных источников [Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013]. С другой стороны, по данным [Ярмолюк и др., 1997; Литвиновский и др., 1999; Цыганков и др., 2007, 2017], специфика позднепалеозойского магматизма Забайкалья определяется совмещением мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. Считается, что становление интрузий региона происходило на глубинах 13—20 км 320—290 млн л. н. на коллизионной (10 %) и 310—280 млн л. н. на постколлизионной (90 %) стадиях развития территории [Литвиновский и др., 1999; Цыганков и др., 2007, 2017]. В пользу существенной роли герцинских процессов тектогенеза в консолидации континентальной коры региона свидетельствуют данные о позднепалеозойской активизации в Забайкальском сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе о метаморфических комплексах горы Мандрик с возрастом 295 ± 2 млн лет [Мазукабзов и др., 2010], о трехэтапном формировании покровно-складчатой структуры Тункинских Гольцов (Восточный Саян) в интервале 316—286 млн лет [Буслов и др., 2009; Рябинин и др., 2011]. Формирование покровно-складчатой структуры района Тункинских Гольцов происходило одновременно с активизацией сдвиговых смещений по Главному Саянскому разлому, являющемуся границей между Сибирской платформой и складчатыми комплексами Алтае-Саянской области [Савельева и др., 2003]. В целом позднепалеозойская орогения, наиболее полно проявленная в формировании покровно-сдвиговых структур и сопутствующих метаморфических и магматических образований, широко проявлена на территории Южной Сибири и связана с глобальным процессом коллизии Восточно-Европейского и Сибирского континентов [Буслов и др., 2003, 2013; Buslov et al., 2004, 2022; Добрецов, Буслов, 2011; Buslov, Cai, 2017].

В процессе раннемезозойского закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна и сложной коллизии Северо-Китайского континента с Северной Евразией произошло формирование одноименно-

го орогена [Зоненшайн, 1990; Zorin, 1999; Tomurtogoo et al., 2005; Donskaya et al., 2013; Shevchenko et al., 2014; Sorokin et al., 2020]. В дальнейшем, в позднем мезозое, на северо-востоке континентальной Азии на площади более 3 млн км², включающей Забайкалье, произошло крупномасштабное растяжение земной коры. Считается, что оно могло быть как результатом посторогенного коллапса утолщенной коры, возникшей в результате Монголо-Охотской орогении, так и результатом наложенного воздействия дальнего поля субдукции Тихоокеанской плиты [Wang et al., 2012; и др.].

Динамика этих событий описывается на примере комплексов метаморфических ядер, являющихся прямыми индикаторами процессов растяжения [Скляров и др., 1997; Donskaya et al., 2008; Wang et al., 2012; и др.]. Комплексы метаморфических ядер распространены в большей степени в южной части Забайкалья. В то же время динамика мезозойских событий в северной части Забайкалья, включающей Ангаро-Витимский гранитоидный батолит, остается слабоизученной. Эффективным инструментом изучения тектонотермической эволюции складчатых поясов является реконструкция термической истории сформированных на их глубинных уровнях магматических пород с использованием комплекса геохронологических методов. Подход основывается на использовании изотопных систем, характеризующихся различными температурами закрытия [Hodges, 2004]: U/Pb по циркону ($T_c \sim 900$ °C), ⁴⁰Ar/³⁹Ar по амфиболу ($T_c \sim 550$ °C), по биотиту, мусковиту ($T_c \sim 330$ °C), полевому шпату/плагиоклазу ($T_c \sim 250$ °C), трековое датирование по апатиту ($T_c \sim 110$ °C).

Сопоставление фиксируемых значений возраста изотопных систем минералов с температурами их закрытия позволяет оценить последовательно глубины залегания пород (учитывая усредненный температурный градиент в 25—30 °C/км) на различных промежутках времени, начиная от их формирования и заканчивая выводом к земной поверхности в результате тектонических событий. Значения возраста и палеотемператур отображаются на термохронологических диаграммах. Серия таких диаграмм для близких временных отметок при условии, что все образцы были отобраны с дневной поверхности, демонстрирует динамику остывания пород и в целом региона. Термальная история региона конвертируется в денудационную хронологию с учетом геотермального градиента. Серия термохронологических диаграмм отображает объемы материала, денудированного за выбранный интервал времени, а следовательно, и скорости денудации, которые становятся максимальными в эпоху крупных тектонических событий. Настоящая статья посвящена анализу поведения блоков земной коры, включающих Ангаро-Витимский батолит, начиная с позднего палеозоя.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералы для U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологических исследований (цирканы, слюды, амфиболы, калиевый полевой шпат, плагиоклаз), а также апатит для исследований трековым методом выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации в Институте геологии и минералогии СО РАН.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирование мономинеральных фракций выполнено в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) по методике, описанной ранее [Травин, 2016]. Образцы совместно со стандартными образцами-мониторами (биотит МСА-11, ОСО № 129-88) заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Кварцевые ампулы с пробами облучались быстрыми нейтронами в кадмированном канале реактора ИРТ-Т типа в Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего нагрева. Холостой опыт по ⁴⁰Ar и ³⁶Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал $3 \cdot 10^{-10}$ и $0.003 \cdot 10^{-10}$ нсм³ соответственно. Очистка аргона выполнялась с помощью ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Великобритания). Ошибки измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Для учета вклада мешающих изотопов аргона, образовавшихся на изотопах Са и К, были использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.001279 \pm 0.000061$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.000613 \pm 0.000084$ и $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0191 \pm 0.0018$. Для расчета возраста методом плато использовалась программа Isoplot-3 [Ludwig, 2003]. В соответствии с принятыми критериями [Fleck et al., 1977] рассчитывался средний взвешенный возраст для нескольких последовательных (не менее трех) температурных ступеней. Для входящих в плато ступеней выполнялись следующие условия: а) разница возрастных значений между любыми двумя из них не должна превышать $K = 1.96 \cdot \sqrt{(\sigma_{12} + \sigma_{22})}$; б) они характеризуются согласующимися Са/К отношениями (минералогический критерий); в) им соответствует не менее 60 % выделенного ³⁹Ar.

Трековое датирование апатита проводилось по стандартной методике [Donelick et al., 2005; Соловьев, 2008] с использованием аналитических возможностей ЦКП МИИ СО РАН и Казанского федерального университета [Буслов и др., 2021]. Зерна апатита, отобранные вручную из тяжелой фракции после разделения в тяжелых жидкостях, фиксировались в препарате (шашке) из эпоксидной смолы.

Отдельный препарат готовился для стандартных образцов. Предварительно приполированные шашки с апатитами травили в растворе 5.5 М HNO_3 в течение 12—18 с при температуре $21 \pm 2^\circ\text{C}$. Подсчет плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана производился вручную с использованием оптического микроскопа высокого разрешения Olympus BX51 при увеличении $\times 1250$ с выделением определенной области в апатитах. Измерение длин треков производилось при помощи программного обеспечения DpxView для фотовидеокамеры InfinityX. По результатам измерений строилась гистограмма распределения длин треков апатита. В участках апатитов с подсчитанными плотностями и длинами треков на квадрупольном ИСП-МС ThermoFisher Scientific iCAP Qc с приставкой лазерной абляции NWR213 измерялось содержание урана (^{238}U). Анализ пробы проводился по следующей схеме: в начале и в конце сессии выполняются по два измерения двух стандартов (внешнего и контрольного) и далее через каждые пять—десять измерений по одному внешнего и контрольного стандартов. По внешнему стандарту проводилась коррекция на фракционирование элементов при лазерном испарении, дискриминацию масс и дрейф настроек масс-спектрометра во времени. Контрольный образец измерялся для проверки правильности показаний. Также в начале и в конце сессии измерений дополнительно измерялись стандарты NIST SRM 612 и NIST SRM 610. В качестве внешнего стандарта использовался апатит Дюранго, в качестве контрольного — апатиты Limberg t3 и Fish Canyon Tuff. Эти апатиты гомогенны по трековому возрасту, однородны по распределению урана, имеют нормальную плотность спонтанных треков. Обработка исходных масс-спектрометрических данных проводилась с помощью программы Lolite 3.65 с использованием в качестве репера ^{43}Ca . После определения концентрации урана в апатите (^{238}U , г/г) и погрешности этого определения, плотности треков на области, где замерялась концентрация урана и распределения длин треков в минерале, строились графики, отображающие изменения температурного режима породы во времени (t , T). Моделирование термальных историй по данным трекового анализа проводилось с помощью программного обеспечения HeFTy Version 1.8.2 [Ketcham et al., 2000; Ketcham, 2005]. При интерпретации графиков термальной эволюции было принято значение геотермального градиента $30\text{—}25^\circ\text{C}/\text{км}$.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ ДЛЯ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ангаро-Витимский батолит сформировался в позднем палеозое в период с 325 до 270 млн л. н. Магматизм АВБ эволюционировал от типично корового (баргузинский комплекс) к смешанному мантийно-коровому (чивыркуйский, зазинский, раннеселенгинский, ранне- и позднекуналейские комплексы) с постепенным нарастанием доли мантийного компонента в источнике магм [Ярмолюк и др., 1997; Литвиновский и др., 1999; Цыганков и др., 2007, 2017; Litvinovsky et al., 2011; и др.]. Сводка всех исследованных образцов дана в таблице и на рис. 1. Ниже приводятся их краткая характеристика, географическая и геологическая привязки.

Святоносский участок — п-ов Святой Нос, Чивыркуйский залив. *Святоносский массив*, сложенный гранитоидами баргузинского и чивыркуйского комплексов, прорывает толщу раннепалеозойских метаморфических пород, представленных гнейсами, амфиболитами, мраморами и кварцитами (рис. 2). В контакте массива с кровлей наблюдается согласное чередование перечисленных пород. В северной части массива, сложенной гнейсовидными граносиенитами, отмечаются ксенолиты вмещающих пород.

Для гранитов баргузинского комплекса, отобранных в центральной части Святоносского массива (обр. 11-09-24/1) и в южной части (обр. СНВ-9) п-ова (см. рис. 2), был получен U/Pb возраст по циркону 297.5 ± 1.5 и 289.4 ± 1.1 млн лет соответственно [Михеев, 2019; Травин и др., 2020].

Для обоих образцов нами проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования, а также по апатиту из обр. 11-09-24/1 — методом трекового датирования. Кроме этого, был изучен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом отобранный в западной части полуострова биотит-амфиболовый гнейс (обр. СНВ-21, см. рис. 2) из метаморфической толщи, вмещающей Святоносский массив.

К контактовым зонам Святоносского массива и вмещающих пород приурочены массивы Маркова и Эскола [Петрова и др., 1981], сложенные андрадитовыми сиенитами (святоноситами), сиенитами, монцонитами, возраст которых составляет 261 ± 21 , 273 ± 24 млн лет (Sm/Nd метод по минералам) и 286 млн лет (U/Pb метод по сфену) [Левицкий и др., 2006]. По калиевому полевому шпату, выделенному из образцов монцонитов Em-13-16, Em-13-18 (массив Маркова), Em-13-19, Em-13-21 (массив Эскола), нами проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования.

Кварцевый сиенит чивыркуйского комплекса отобран на восточном берегу (обр. Em-14-21) Чивыркуйского залива, гранит баргузинского комплекса был отобран на о. Бакланий (обр. Em-14-27, см. рис. 2). Для них U/Pb методом по циркону получен возраст соответственно 297 ± 1 и 289.4 ± 1.1 млн лет [Михеев, 2019]. Для обоих образцов проведены исследования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом и методом трекового датирования.

Северо-восточный берег оз. Байкал. Серия проб гнейсовидных биотитовых гранитов с фрагментами метаморфического субстрата, массивных однородных биотитовых гранитов, порфиридных

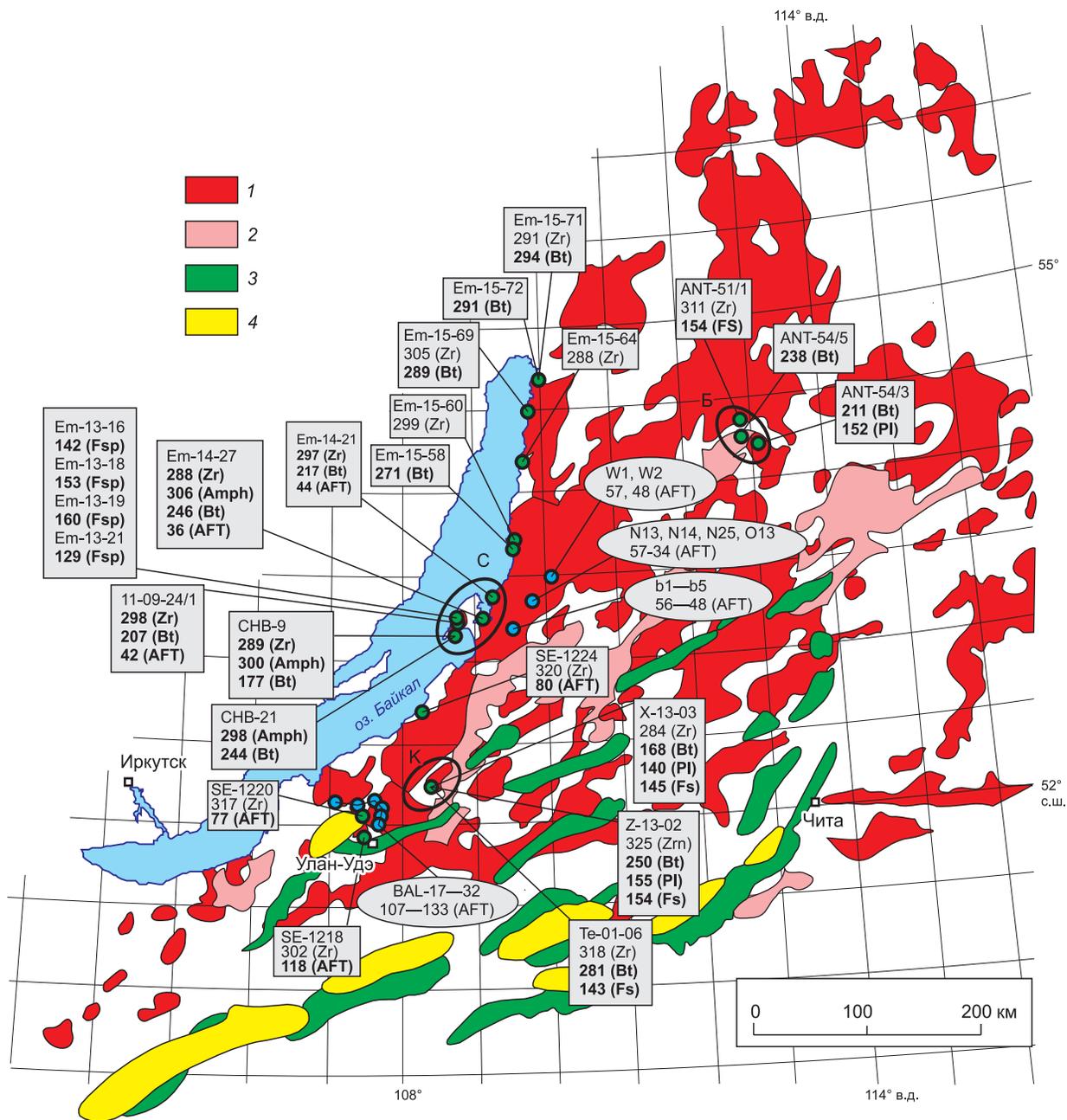


Рис. 1. Схема расположения герцинских гранитоидов Забайкалья [Цыганков и др., 2007, 2017].

Кружками зеленого цвета показаны места отбора проб для термохронологических исследований. Приведены результаты U/Pb датирования (млн лет) по циркону (Zr) [Цыганков и др., 2007, 2017; Михеев, 2019; Бишаев и др., 2022], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по амфиболу (Amph), биотиту (Bt), калиевому полевоому шпату (Fsp), плагиоклазу (Pl) [Травин и др., 2020], использованы опубликованные результаты трекового датирования (AFT, голубые кружки) [Van der Beek et al., 1996; Jolivet et al., 2009]. 1 — интрузивные граниты АВБ (С—Р₂), 2 — автохтонные граниты АВБ (С—Р₂), 3 — синдвиговые осадочные бассейны (J₃—K₁), 4 — комплексы метаморфических ядер кордильерского типа (J₃—K₁). Полученные новые данные выделены жирным шрифтом. Черными эллипсами с большими буквами показано расположение участков: С — Святоносского, К — Курбатского, Б — Баунтинского.

кварцевых сиенитов и кварцевых монцитонитов, параллелизованных с баргузинским, чивыркуйским, зазинским интрузивными комплексами АВБ, была отобрана вдоль северо-восточного побережья оз. Байкал [Цыганков и др., 2017; Михеев, 2019]. Для образцов определен возраст формирования U/Pb методом (см. таблицу, рис. 1).

Курбатский участок. На современном эрозионном срезе Курбатского участка (по р. Курба) размером 60 × 30 км (см. рис. 2 в [Litvinovsky et al., 2011]) изучены гранитоидные массивы баргузинского, чивыркуйского, зазинского, нижнеселенгинского, раннекуналейского комплексов [Цыганков и др., 2007].

Сводка термохронологических данных по гранитоидам Ангаро-Витимского батолита

Проба	Порода, массив, комплекс	Метод	Минерал	Возраст, млн лет	T, °C*	Источник
Z-13-02	Автохтонный биотитовый гнейсогранит, Зеленогравский, баргузинский	U/Pb	Zr	325.3 ± 2.8	~750	[Цыганков и др., 2007] Авторские данные » »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	249.8 ± 2.5	~330	
		»	Fsp	153.9 ± 1.6	~250	
		»	Pl	155.1 ± 1.6	~250	
X-13-03	Монцонит, Хасуртинский, чивыркуйский	U/Pb	Zr	283.7 ± 5.3	~750	[Цыганков и др., 2007] Авторские данные » »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	167.6 ± 1.9	~330	
		»	Fsp	139.8 ± 1.9	~250	
		»	Pl	144.7 ± 1.8	~250	
T-13-01	Гнейсогранит, баргузинский	U/Pb	Zr	318 ± 4	~750	[Цыганков и др., 2010] Авторские данные » »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	281.4 ± 2.9	~330	
		»	Fsp	212.2 ± 2.3	~250	
		»	Pl	215.1 ± 3.8	~250	
BAL-17	Гранит	Трековый	Ar	107 ± 6	~100	[Van der Beek et al., 1996]
BAL-19	»	»	»	111 ± 8	~100	»
BAL-20	Диорит	»	»	112 ± 7	~100	»
BAL-21	Лейкократовый мигматит	»	»	133 ± 9	~100	»
BAL-32	Диорит	»	»	130 ± 14	~100	»
SE-1218	Гранит	»	»	118 ± 9	~100	Авторские данные
SE-1220	»	»	»	77 ± 6	~100	»
SE-1224	»	»	»	80 ± 14	~100	»
ANT-51/1	Гранит, баргузинский	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	210.7 ± 2.5	~330	[Антонов и др., 2016] »
ANT-51/1		»	Fsp	153.9 ± 2.6	~250	
ANT-54/3	Гнейсогранит, баргузинский	U/Pb	Zr	311 ± 3	~750	» »
ANT-54/3		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Fsp	151.7 ± 2.0	~250	
ANT-54/5	Автохтонный гранит, баргузинский	U/Pb	Zr	286.7 ± 2.3	~750	» » »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	237.8 ± 2.9	~330	
		»	Fsp	173 ± 3	~250	
11-09-24/1	Гранит, Святоносский массив	U/Pb	Zr	297.5 ± 1.5	~750	[Михеев, 2019] Авторские данные »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	206.7 ± 2.4	~330	
		Трековый	Ar	42 ± 3	~100	
СНВ-9	Автохтонный порфиоровидный гранит, баргузинский	U/Pb	Zrn	289.4 ± 1.1	~750	[Михеев, 2019] Авторские данные »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Amf	300.4 ± 3.7	~550	
		»	Bt	177.1 ± 3.7	~330	
Em-13-16	Монцонит, массив Маркова	»	Fsp	142.2 ± 1.8	~250	»
Em-13-18	»	»	»	152.7 ± 3.8	~250	»
Em-13-19	Монцонит, массив Эскола	»	»	160.2 ± 2.6	~250	»
Em-13-21	»	»	»	129.5 ± 2.4	~250	»
СНВ-21	Bt-Ampr гнейс	»	Amf	297.5 ± 6.6	~550	» »
		»	Bt	243.7 ± 3.4	~330	
Em-14-21	Гранит, баргузинский	U/Pb	Zr	297 ± 1	~750	[Михеев, 2019] Авторские данные »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	217.0 ± 3.2	~330	
		Трековый	Ar	44 ± 3	~100	
Em-14-27	Qz-сиенит, чивыркуйский	U/Pb	Zrn	288.3 ± 1.1	~750	[Михеев, 2019] Авторские данные » »
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Amf	305.7 ± 4.2	~550	
		»	Bt	246.2 ± 2.9	~330	
		Трековый	Ar	36 ± 3	~100	
Em15-58	Лейкогранит, баргузинский	U/Pb	Zrn	299 ± 3	~750	[Михеев, 2019] Авторские данные
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	271 ± 9	~330	
Em15-69	Qz-сиенит, чивыркуйский	U/Pb	Zrn	305.4 ± 2.9	~750	[Михеев, 2019]
		⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Bt	288.8 ± 3.5	~330	Авторские данные

Проба	Порода, массив, комплекс	Метод	Минерал	Возраст, млн лет	T, °C*	Источник
Em-15-71	Qz-монзонит, чивыркуйский	U/Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Zrn Bt	291.1 ± 2.5 294.3 ± 8.0	~750 ~330	[Михеев, 2019] Авторские данные
Em-15-72	Лейкогранит, баргузинский	»	»	290.5 ± 3.5	~330	»
b1	Гранит, баргузинский	Трековый	Ap	48.5 ± 3.6	~100	[Jolivet et al., 2009]
b2	»	»	»	56.4 ± 3.9	~100	»
b3	»	»	»	48.2 ± 3.5	~100	»
b4	»	»	»	54 ± 4	~100	»
b5	»	»	»	55.9 ± 3.8	~100	»
W2	»	»	»	47.8 ± 4.6	~100	»
N13	»	»	»	48.4 ± 3.8	~100	»
N14	»	»	»	57.3 ± 4.4	~100	»
N25	»	»	»	34.9 ± 2.3	~100	»
O13	»	»	»	33.9 ± 2.8	~100	»

*Температура закрытия изотопной системы [Hodges, 2004].

Зеленогруппский массив представляет автохтонную фацию главной фазы баргузинского комплекса, сложен среднезернистыми, часто порфириформными гнейсовидными биотитовыми гранитами баргузинского комплекса. В приконтактовой зоне распространены мигматиты, послонные и секущие жилы лейкогранитов. Для образца биотитового гнейсогранита Зр-65/1, являющегося аналогом исследованного нами обр. Z-13-02, был получен U/Pb возраст по циркону — 325.3 ± 2.8 млн лет [Цыганков и др., 2007].

Граниты *Тэмэнского массива* также относятся к баргузинскому комплексу. Они не контактируют с гнейсовидными гранитами Зеленогруппского массива, но интродуцированы лейкогранитами зазинского комплекса, сформировавшимися 303—289 млн л. н. [Цыганков и др., 2007]. Для образца порфириформного биотитового гранита Те-01-06, аналогичного изученному нами обр. Т-13-01, был получен U/Pb возраст по циркону — 318 ± 4 млн лет [Цыганков и др., 2010].

Хасуртинский массив, относящийся к нижнеселенгинскому комплексу, сложен мелко-, среднезернистыми монзонитами, монцодиоритами, кварцевыми монзонитами, биотит-роговообманковыми сиенитами и граносиенитами и прорван небольшими штоками и дайками мелкозернистых лейкогранитов. Центральные части плутона сложены однородными среднезернистыми кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Для образца монзонита Хс-59а, являющегося аналогом исследованного нами обр. Х-13-03, был получен U/Pb возраст по циркону — 283.7 ± 5.3 млн лет [Цыганков и др., 2007].

Для реконструкции термической эволюции на основе трекового датирования по апатиту проанализирован ряд образцов гранитов Западного Прибайкалья (SE-1218, SE-1220, SE-1224, см. рис. 1). Измеренный U/Pb методом по циркону возраст их формирования находится в интервале 302—320 млн лет и соответствует раннему этапу формирования АВБ [Бишаев и др., 2022].

Баунтинский участок (юго-западная часть АВБ). Магматические комплексы АВБ исследовались в северо-западном районе Забайкалья (см. рис. 1) на участке от оз. Баунт и далее к югу вдоль р. Цыпикан до р. Талая [Антонов и др., 2016].

Баунтинский массив сложен среднекрупнозернистыми и однородными биотитовыми гранитами и лейкогранитами гипабиссальной фации глубинности. По составу они соответствуют субщелочным высококалийным образованиям с повышенными содержаниями основных некогерентных элементов. Для образца биотитового гранита АНТ-51-1 был получен U/Pb возраст по циркону — 310.8 ± 2.8 млн лет [Антонов и др., 2016]. К югу от горы Хаптон по р. Цыпикан расположен массив автохтонных среднекрупнозернистых биотитовых гнейсогранитов, неоднородных среднезернистых биотитовых лейкогранитов и южнее — мелкозернистых биотитовых лейкогранитов. По составу все они соответствуют низкощелочным умеренно- и высококалийным образованиям с низкими содержаниями основных некогерентных, летучих и большинства рудных элементов. Для образца гнейсогранита АНТ-54-5 проведено U/Pb исследование по циркону. Интервал возрастных значений охватил период от архейского и нижнепротерозойского до конца позднекаменноугольного времени [Антонов и др., 2016]. Двум кластерам датировок на конкордии соответствуют значения возраста 305.3 ± 3.1 млн лет (11 точек) и 286.7 ± 2.3 млн лет (8 точек).

Для описанных образцов, а также образца гнейсогранита АНТ-54-3 нами были выполнены ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследования.

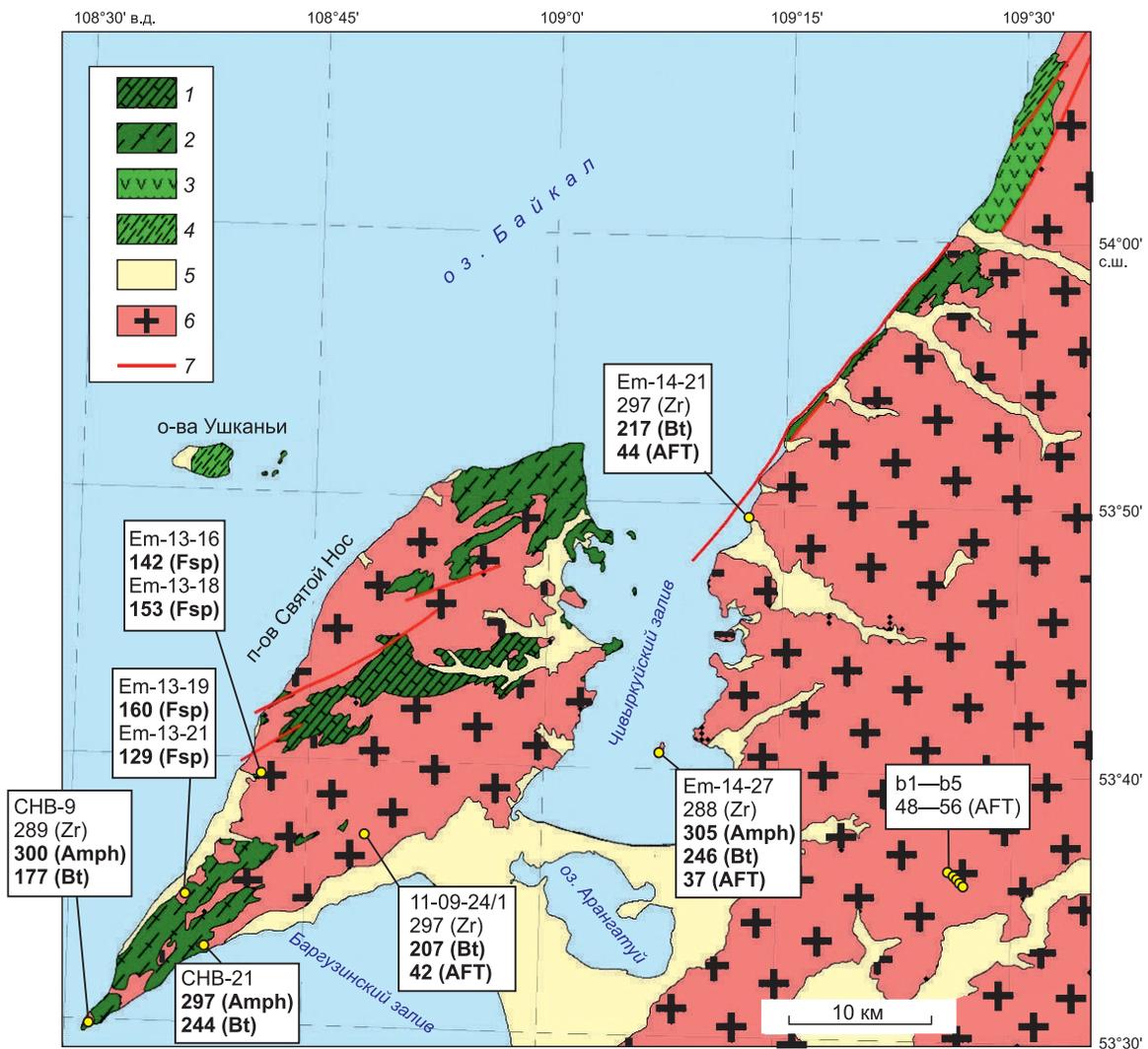


Рис. 2. Схема геологического строения п-ова Святой Нос. Составлена на основе геологических карт м-ба 1:200 000 (листы N-49-XIV, XIX, XX).

1, 2 — святоносский комплекс: 1 — крестовый подкомплекс (графитовые мраморы с прослоями кварцитов, кристаллических сланцев и гнейсов), 2 — катковский подкомплекс (кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты с прослоями мраморов); 3, 4 — котерский комплекс: 3 — няндонинский подкомплекс (гнейсы, кристаллические сланцы с прослоями мраморов), 4 — баргузинский подкомплекс (мраморы с прослоями гнейсов, сланцев и кварцитов); 5 — неоген-четвертичные отложения; 6 — позд-непалеозойские гранитоиды (C_3 — P_1), нерасчлененные; 7 — разломы. Приведены результаты U/Pb датирования по циркону (Zr) [Михеев, 2019], $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по амфиболу (Amph), биотиту (Bt), полевому шпату (Fsp), плагиоклазу (Pl) [Травин и др., 2020], использованы опубликованные результаты трекового датирования (AFT, обр. b1—b5) [Jolivet et al., 2009] и новые данные (выделены жирным шрифтом).

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования минеральных фракций приведены на рис. 3 и в таблице. В спектре большей части изученных минеральных фракций выделяется кондиционное возрастное плато. Наблюдаемые соотношения между датировками, полученными по разным минералам, согласуются с рядом устойчивости изотопных систем — измеренный возраст уменьшается по мере уменьшения устойчивости — амфибол => биотит => полевые шпаты.

Таким образом, логично принять датировки, рассчитанные методом возрастного плато по минералам магматического парагенезиса, за возраст закрытия K/Ar изотопной системы соответствующего минерала [Hodges, 2004].

В низкотемпературной части спектра K-полевого шпата обр. T-13-01 выделяется промежуточное плато из четырех ступеней со значением возраста 142 ± 2 млн лет и 25 % выделенного ^{39}Ar (см. рис. 3). Затем, в высокотемпературной части, наблюдается промежуточное плато с возрастом 212.2 ± 2.3 млн

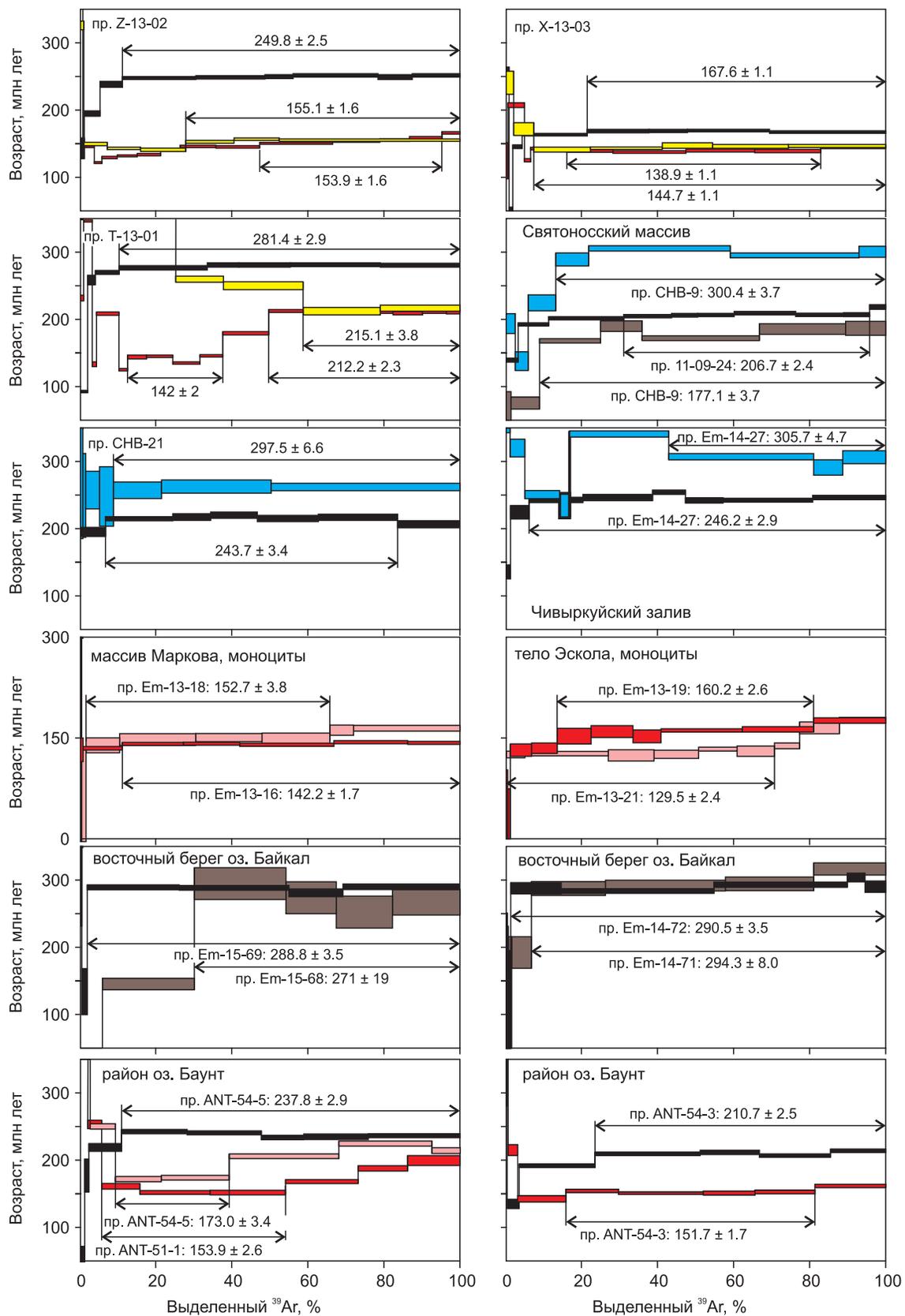


Рис. 3. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (млн лет).

1 — амфибол, 2 — биотит, 3 — КПШ, 4 — плагиоклаз.

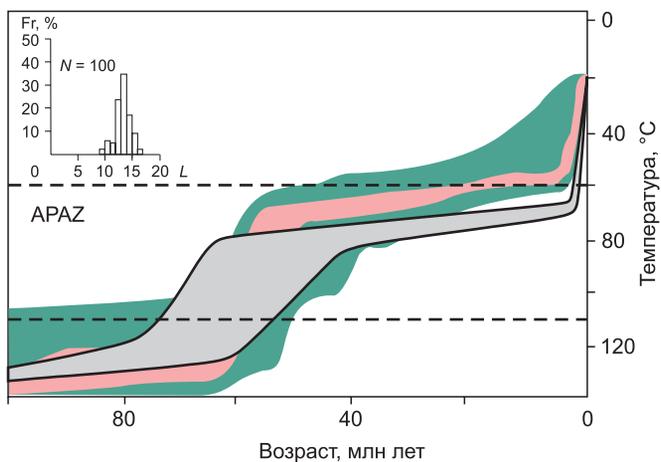


Рис. 4. Результаты моделирования термальной истории для апатитов образцов 11-09-24/1, Em-14-21, Em-14-27.

Серым цветом показана область, соответствующая наилучшим приближениям. Для сопоставления приведены результаты моделирования для апатита из образцов гранитов b2 (розовый), b4 (зеленый) Баргузинского хребта [Jolivet et al., 2009]. Штриховыми линиями ограничена зона частичного отжига апатита АРАЗ. На врезке показана гистограмма длин треков. L — длина треков в мкм, Fr — частота измерений в %, N — общее количество дорожек.

лет и 50 % выделенного ^{39}Ar . При этом оба значения ниже возраста, полученного по биотиту из этого же образца (281.4 ± 2.9 млн лет).

По всей видимости, это связано с наличием в кристаллической структуре калиевого полевого шпата диффузионных доменов, характеризующихся различным размером, закрытие которых происходило в разное время.

В спектре плагиоклаза из этого же образца после низкотемпературных ступеней со значительно повышенным возрастом наблюдается промежуточное плато из двух ступеней с возрастом 215.2 ± 2.3 млн лет, согласующимся с высокотемпературным плато в спектре калиевого полевого шпата.

В низкотемпературной части спектров калиевых полевых шпатов образца биотитового гранита ANT-51/1 и гнейсогранита ANT-54/5 выделяются лишь низкотемпературные плато из двух ступеней с возрастом 153.9 ± 2.6 и 173.0 ± 3.4 млн лет. Можно предположить, что эти датировки соответствуют закрытию диффузионных доменов в кристаллической структуре калиевого полевого шпата, характеризующихся минимальным размером и, соответственно, минимальной эффективной температурой закрытия.

Трековое датирование. Значения трекового возраста апатита (37—44 млн лет) для образцов гранитов из района Чивыркуйского залива и п-ова Святой нос (11-09-24/1, Em-14-21, Em-14-27, см. рис. 1, 2) согласуются со значениями, полученными для образцов гранитов, отобранных на трех участках Баргузинского хребта [Jolivet et al., 2009]. Трековый возраст апатита отражает время, когда порода охлаждается до 110°C , что соответствует глубинам около 4 км при среднем градиенте изменения температур с глубиной в $25\text{—}30^\circ\text{C}/\text{км}$.

На рисунке 4 показана область наиболее вероятных кривых остывания, рассчитанных методом решения обратных задач на основании распределений длины треков с помощью программного обеспечения HeFTy Version 1.8.2 [Ketcham et al., 2000; Ketcham, 2005]. Образцы пересекают изотерму 110°C между 70 и 50 млн л. н. во время эпизода быстрого охлаждения, которое, вероятно, произошло в результате подъема до глубин около 4 км. Затем наблюдается период относительной стабилизации до позднего миоцена, сменяющийся быстрым подъемом к земной поверхности в течение последних 5 млн лет. Аналогичный характер термических кривых (см. рис. 4, врезка) наблюдается для образцов гранитов Баргузинского хребта [Jolivet et al., 2009].

Для образцов гранитов юго-западной части АВБ получены значительно более древние значения трекового возраста апатита от 118 до 77 млн лет. В целом это согласуется с результатами трекового датирования, полученными для гранитов из Западного Прибайкалья [Van der Beek et al., 1996]. Большинство образцов имеют возраст от 140 до 100 млн лет. Считается, что похолодание произошло в конце юрско-раннемеловой орогении, связанной с закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна. Минимальная мощность раннемеловой денудации оценивается в 3—2 км.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сводка опубликованных [Ярмолюк и др., 1997; Литвиновский и др., 1999; Цыганков и др., 2007, 2017; Jolivet et al., 2009; Антонов и др., 2016; Травин и др., 2020] и новых данных изотопного и трекового датирования приведена на термохронологической диаграмме (рис. 5). Для пород юго-западного, восточного и северо-восточного изученных участков АВБ реконструируется в целом похожая термическая история. При интерпретации полученных термохронологических данных важно учитывать, что в момент формирования исследованные породы могли находиться на различной глубине — от 15—20 км для гранитов автохтонной фации баргузинского комплекса до 10—15 км (и менее) для перемещенных гранитов как баргузинского, так и других комплексов.

Температура закрытия изотопной системы биотита составляет $T_c \sim 330^\circ\text{C}$ [Hodges, 2004]. Это означает, что при значении геотермического градиента $25\text{—}30^\circ\text{C}/\text{км}$ полученная по биотиту датировка

позволяет оценить, с какого момента времени порода находилась на глубине, не превышающей 10 км. Соответственно, в зависимости от «стартовой позиции», амплитуда денудации гранитов к моменту закрытия изотопной системы биотита составляла от 15 до нескольких километров. При этом для образцов, отобранных на северо-восточном берегу оз. Байкал, полученный по биотиту возраст совпадает с возрастом их формирования (см. таблицу, рис. 1). Таким образом, породы в этой части АВБ испытали подъем до глубины, меньшей 10 км, во время своего формирования или сразу после.

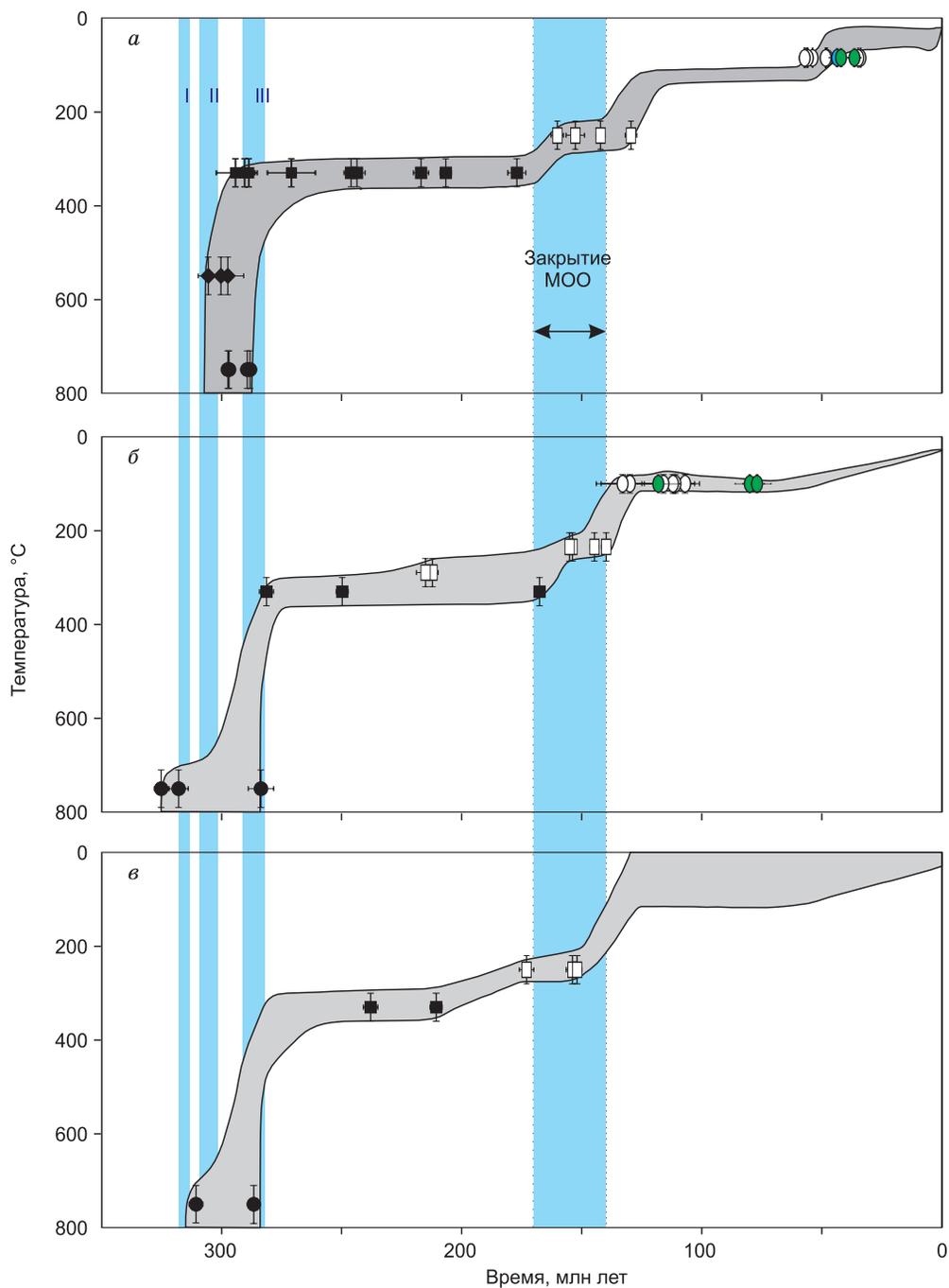


Рис. 5. Термохронологическая диаграмма эволюции гранитоидов Ангаро-Витимского батолита для:

a — п-ова Святой нос, Чивыркуйского залива и восточного берега оз. Байкал; *б* — юго-западной части АВБ, включая Курбатский участок; *в* — района оз. Баунт. Голубые линии слева соответствуют возрасту этапов формирования покровно-сдвиговых структур Восточного Саяна: I — покровный, II — покровно-складчатый, III — складчато-сдвиговой [Буслов и др., 2009, 2013]. Голубая полоса справа соответствует интервалу закрытия Монголо-Охотского океана [Диденко и др., 2010; Wang et al., 2012; Шевченко и др., 2014; Arzhannikova et al., 2020]. Зеленым цветом выделены новые данные трекового возраста апатита. Круг — U/Pb возраст по циркону; ромб — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст по амфиболу; квадрат — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст по биотиту; прямоугольник — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст по плагиоклазу, полувому шпату; эллипс — трековый возраст по апатиту.

Полученные по биотиту из образцов, отобранных в пределах Святоносского, Курбатского, Баунтинского участков, в пределах которых совмещены граниты как автохтонной фации баргузинского комплекса, формировавшиеся в условиях абиссальной фации, так и перемещенные граниты баргузинского и более поздних комплексов, значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста (см. таблицу, рис. 1, 2) варьируют в широком диапазоне: Святоносский участок — 177—246 млн лет, Курбатский — 168—281 млн лет, Баунтинский — 211—238 млн лет. Можно предположить, что к «омоложению» изотопной системы биотита могло привести термическое воздействие поздних магматических интрузий, но в пределах изученных участков по геологическим данным не наблюдается тел, способных обеспечить значительный термический ореол. По всей видимости, породы сформировавшихся на разных глубинах и совмещенных на современном эрозионном срезе гранитоидных массивов в разное время преодолевали рубеж глубины 10 км. Наличие в пределах участков датировок с наиболее древними значениями свидетельствует в пользу того, что породы данных массивов испытали после своего формирования денудацию с амплитудой 3 км и более. Затянутое на 120 млн лет закрытие изотопной системы биотита остальных массивов может быть объяснено последовавшей за эпизодом позднепалеозойской тектономагматической активизации эпохи относительного спокойствия, характеризующейся низкой интенсивностью тектонических процессов.

В Восточных Саянах Главный Саянский разлом, проявленный как правосторонний сдвиг, ассоциирует с покровной структурой Тункинских Гольцов и, по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования синтетектонических минералов, характеризуется позднекарбонново-раннепермским возрастом формирования (316—286 млн лет) [Савельева и др., 2003], который совпадает с фиксируемым возрастом формирования и ранним этапом вывода к поверхности пород АВБ.

Если закрытие изотопной системы биотита гранитоидов АВБ растянуто во времени на 120 млн лет, то закрытие изотопных систем калиевого полевого шпата/плаггиоклаза ($T_c \sim 250\text{—}200\text{ }^\circ\text{C}$) на всех исследованных участках фиксируется в узком интервале — 170—140 млн лет (поздняя юра—ранний мел, см. рис. 5). При значении геотермического градиента 25—30 $^\circ\text{C}/\text{км}$ этот рубеж соответствует прохождению породами АВБ уровня глубин 7—8 км. Этот факт дает основание предположить, что породы АВБ в это время испытали денудацию около 3 км мощности, которая по времени совпадает с началом формирования Монголо-Охотского орогена [Диденко и др., 2010; Wang et al., 2012; Шевченко и др., 2014; Arzhannikova et al., 2020].

Для образцов юго-западной части АВБ сразу за закрытием изотопной системы калиевого полевого шпата/плаггиоклаза фиксируется также закрытие трековой системы в апатите (см. рис. 5, б), что соответствует пересечению изограды $110 \pm 10\text{ }^\circ\text{C}$ или подъему до глубины 4—5 км. Это свидетельствует о продолжающемся формировании в этой части региона Монголо-Охотского орогена, в результате роста которого было подвержено денудации около 3—4 км мощности пород.

На основании результатов обратного моделирования длин треков деления апатита (см. рис. 4) в период 80—50 млн л. н. гранитоиды, отобранные на современном эрозионном срезе в средней части АВБ, были выведены до температур в 80 $^\circ\text{C}$ (глубина залегания 3—2 км), что соответствует мощности денудации около 1.0—1.5 км. Далее в период 60—5 млн лет на территории Забайкалья происходила медленная денудация, что свидетельствует в пользу тектонической стабилизации в регионе. Крутое поведение графика модельной термической истории пород АВБ фиксируется в последние 5 млн лет. Мощность денудации оценивается в 3—2 км. Резкое охлаждение может быть связано эрозией пород на территории, испытывающей поднятие в результате дальнего тектонического воздействия Индо-Евразийской коллизии [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2007; Buslov et al., 2007; Buslov, 2012].

Полученные данные о тектонотермической эволюции пород АВБ Западного Прибайкалья позволяют проводить взаимосвязи с формированием орогенов и осадочных бассейнов. Так, для среднепозднеюрского этапа актуальным является прослеживание взаимосвязи формирования Монголо-Охотского орогена и осадконакопления в Иркутском, Канско-Ачинском, Тувинском, Кузнецком и Западно-Сибирском бассейнах.

ВЫВОДЫ

Таким образом, на основе комплексных термохронологических исследований гранитоидов Ангаро-Витимского батолита установлены следующие крупные этапы тектонотермальной эволюции Забайкалья, проявленные в денудации пород в результате глобальных тектонических событий:

1) позднепалеозойский этап (320—280 млн лет) характеризуется проявлением денудации, амплитуда которой зависит от глубины формирования гранитов и находится в диапазоне от 10 км (для автохтонных гранитов) до нескольких километров (для перемещенных гранитов). Этот этап совпадает по времени с проявлением обширных коллизионных процессов в Южной Сибири, в том числе покровно-сдвиговых деформаций в Тункинских Гольцах;

2) среднепозднеюрский этап (170—140 млн лет) характеризуется амплитудой денудации около 3 км, которая связана с проявлением Монголо-Охотской орогении;

3) плиоцен-голоценовый этап (последние 5 млн лет) характеризуется проявлением денудации около 3—2 км мощности, связанной с реактивацией Забайкалья в результате дальнего тектонического воздействия Индо-Евразийской коллизии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 22-17-00038, термохронологические исследования), плановой темы ГИН СО РАН (проект АААА-А21-121011390002-2, петрологические исследования) и государственного задания ИГМ СО РАН (проекты № 122041400057-2; № 122041400171-5, геологические исследования).

ЛИТЕРАТУРА

Антонов А.Ю., Доронина Н.А., Травин А.В., Хубанов В.Б., Посохов В.Ф., Буянтуев М.В. Тектономагматическая эволюция территории северо-восточной части Ангаро-Витимского гранитоидного батолита Северного Забайкалья (U-Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст и состав пород вулканоплутонической ассоциации Баунтовского района) // Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. (Материалы Всероссийской петрографической конференции с международным участием). Томск, Изд-во Томского ЦНТИ, 2016, с. 8—14.

Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбово-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // ДАН, 2009, т. 428, № 4, с. 1—4.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Буслов М.М., Баталин Г.А., Бишаев Ю.А., Гареев Б.И., Куликова А.В., Морозов В.П., Нургалеев Д.К., Симонов В.А. Способ определения миграции залежей углеводородов в купольных структурах // Патент, 2021, Бюл. № 23, с. 33.

Бишаев Ю.А., Буслов М.М., Травин А.В. Тектонотермальная эволюция Западного Прибайкалья в позднем мелу-кайнозое по данным трекового датирования апатита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы научной конференции. Вып. 20. (г. Иркутск, ИЗК СО РАН, 18—21 октября 2022 г.). Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2022, с. 27—28.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 629—647.

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1911—1926.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.; кн. 2, 334 с.

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач А.Б., Сальникова Е.Б., Макагон В.М., Конев А.А., Сандмирова Г.П., Елизарова М.В. Возраст формирования и изотопные характеристики святоносителей Байкальской провинции // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: материалы III Всероссийской конференции по изотопной хронологии (Москва, 6—8 июня 2006 г.). 2006, т. 1, с. 417—422.

Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (5), с. 694—702.

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.

Михеев Е.И. Метаморфические и гранитоидные комплексы п-ова Святой нос (Забайкалье). Геохимия, Sm-Nd изотопия, возраст: Автореф. дис.... к.г.-м.н. Новосибирск, 2019, 21 с.

Петрова З.И., Жидков А.Я., Левицкий В.И., Шмакин Б.М. Святоноситы п-ова Святой Нос (Байкал) // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1981, № 3, с. 26—39.

Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских Гольцов Восточного Саяна (южное обрамление Сибирской платформы) // 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 // ДАН, 2003, т. 391, № 4, с. 1—4.

Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1997, 182 с.

Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. М., Наука, 2008, 319 с.

Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (3), с. 553—574, doi: 10.15372/GiG20160306.

Травин А.В., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Полянский О.П., Навозов О.В., Хромых С.В., Юдин Д.С., Кармышева И.В., Котлер П.Д., Михеев Е.И. Термохронология гранитоидных батолитов (U-Pb, AR-AR) и оценка длительности орогенических событий // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М., ИГЕМ РАН, 2012, с. 344—346.

Травин А.В., Владимиров А.Г., Цыганков А.А., Ханчук А.И., Эрнст Р., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Хубанов В.Б. Термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита, Забайкалье, Россия // ДАН, 2020, т. 494, № 1, с. 53—59, doi: 10.31857/S2686739720090194.

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.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология, 2017, т. 25, № 4, с. 395—418, doi: 10.7868/S0869590317030049.

Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика, 2014, т. 5, № 3, с. 667—682, doi: 10.5800/GT2014530148.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамические условия формирования Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.

Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Arzhannikov S.G., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Khubanov V.B., Pavlova L.A. Late Mesozoic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol–Okhotsk collision to widespread rifting // Geosci. Front., 2020, v. 11, p. 1695—1709, doi: 10.1016/j.gsf.2019.12.012.

Buslov M.M., Cai K. Tectonics and geodynamics of the Altai–Junggar orogen in the Vendian–Paleozoic: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian fold belt // Geodyn. Tectonophys., 2017, v. 8 (3), p. 421—427, doi: 10.5800/GT-2017-8-3-0252.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 655—671, doi: 10.1016/S1367-9120(03)00131-7.

Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data // J. Asian Earth Sci., 2007, v. 29, p. 205—214, doi: 10.1016/j.jseae.2006.07.001.

Buslov M.M., Shcherbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Palaeotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian *Tuvaella* and *Retziella* brachiopod fauna locations // Lethaia, 2022, v. 55 (1), p. 1—15, doi: 10.18261/let.55.1.7.

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, doi: 10.1016/j.jseae.2006.03.001.

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 plumes // Int. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430—466, doi: 10.1080/00206819709465345.

- Donelick R.A., O'Sullivan P.B., Ketcham R.A.** Apatite fission-track analysis // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2005, v. 58, p. 49—94, doi: 10.2138/rmg.2005.58.3.
- Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E.** Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // *J. Geol. Soc. London*, 2008, v. 165, p. 405—421, doi: 10.1144/0016-76492006-162.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.** Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol–Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 79—97, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.07.023.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.** Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, p. 15—32.
- Hodges K.V.** Geochronology and thermochronology in orogenic systems // *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier, 2004, p. 263—292, doi: 10.1016/B0-08-043751-6/03024-3.
- Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V.** How old is the Baikal Rift Zone? Insights from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*, 2009, v. 28, TC3008, doi: 10.1029/2008TC002404.
- Ketcham R.A.** Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2005, v. 58, p. 275—314, doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.
- Ketcham R.A., Donelick R.A., Donelick M.B.** AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data // *Geol. Mater. Res.*, 2000, v. 2 (1), p. 1.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y.** Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*, 2011, v. 125, p. 845—874, doi: 10.1016/j.lithos.2011.04.007.
- Ludwig K.R.** Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronol. Center, Berkeley, 2003, p. 70.
- Shevchenko B.F., Popoko L.I., Didenko A.N.** Tectonics and evolution of the lithosphere of the eastern fragment of the Mongol–Okhotsk orogenic belt // *Geodyn. Tectonophys.*, 2014, v. 5 (3), p. 667—682.
- Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H.** Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Res.*, 2020, v. 81, p. 58—78, doi: 10.1016/j.gr.2019.11.009.
- Tomurtogoo O., Windley B., Kröner A., Badarch G., Liu D.** Zircon age and occurrence of the Aadaat-sag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc.*, 2005, v. 162 (1), p. 125—134, doi: 10.1144/0016-764903-146.
- Van der Beek P.A., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G.** Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // *J. Geol. Soc.*, 1996, v. 153, p. 515—523, doi: 10.1144/gsjgs.153.4.0515.
- Wang T., Guo L., Zheng Y., Donskaya T., Gladkochub D., Zeng L., Li J., Wang Y., Mazukabzov A.** Timing and processes of late Mesozoic mid-lower-crustal extension in continental NE Asia and implications for the tectonic setting of the destruction of the North China Craton: Mainly constrained by zircon U–Pb ages from metamorphic core complexes // *Lithos*, 2012, v. 154, p. 315—345, doi: 10.1016/j.lithos.2012.07.020.
- Zorin Yu.A.** Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00042-6.