



NEW DATA ON THE AGE AND COMPOSITION OF OPHIOLITES FROM THE KABAK-TAIGA MASSIF (GORNÝ ALTAI)

V.D. Zindobryi , M.M. Buslov ✉, A.V. Kotlyarov

Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. The combination of newly obtained geological, petrological and geochronological data on the rocks from the Kabak-Taiga ophiolite massif of the Gorný Altai and already published materials on similar characteristics of the ophiolites from Tuva allows us to conclude that an initial back-arc basin at the rear of the Tannuol island arc dates back to the Vendian – Middle Cambrian. Its formation lasted for about 70 million years. The fragments of the back-arc basin are confined to the Middle Paleozoic Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture-shear zone, formed as a result of the subduction of the oceanic crust of the back-arc basin beneath the Vendian-Cambrian Tannuola island arc of the Paleoasian Ocean.

KEYWORDS: Altai-Sayan folded area; tectonics; geodynamics; ophiolites; back-arc basins; geochemistry; geochronology

FUNDING: The study was supported by the RSF (grant No. 22-17-00038; petrology) and on the state assignment of the IGM SB RAS (project No. 122041400057-2; geology). The work was conducted using equipment of the Analytical Center for Multi-Elemental and Isotope Research SB RAS (IGM SB RAS).



EDN: GISVEG

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Mikhail M. Buslov, buslov@igm.nsc.ru

Received: May 24, 2024

Revised: February 12, 2025

Accepted: February 14, 2025

FOR CITATION: Zindobryi V.D., Buslov M.M., Kotlyarov A.V., 2025. New Data on the Age and Composition of Ophiolites from the Kabak-Taiga Massif (Gorný Altai). *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (2), 0814. doi:10.5800/GT-2025-16-2-0814

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ОФИОЛИТОВ КАБАК-ТАЙГИНСКОГО МАССИВА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В.Д. Зиндобрый, М.М. Буслов, А.В. Котляров

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. Совокупность полученных новых геологических, петрологических и геохронологических данных по породам Кабак-Тайгинского офиолитового массива Горного Алтая и опубликованных материалов по аналогичным характеристикам офиолитов Тувы позволяет сделать вывод о заложении в венде – среднем кембрии в тылу Таннуольской островной дуги задугового бассейна. Продолжительность его формирования оценивается около 70 млн лет. Фрагменты задугового бассейна приурочены к среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне, сформированной в результате субдукции океанической коры задугового бассейна под венд-кембрийскую Таннуольскую островную дугу Палеоазиатского океана.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Алтае-Саянская складчатая область; тектоника; геодинамика; офиолиты; задуговые бассейны; геохимия; геохронология

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено при поддержке РФФ (грант № 22-17-00038; петрология) и в рамках госзадания ИГМ СО РАН (проект № 122041400057-2; геология). В работе задействовались оборудование ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН).

1. ВВЕДЕНИЕ

Кабак-Тайгинский массив расположен в восточной части Горного Алтая, в зоне сложного сочленения геологических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (рис. 1). В работах [Buslov, 2011; Dobretsov, Buslov, 2011; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022] Кабак-Тайгинский офиолитовый массив, так же как и все офиолитовые массивы восточной (Улаганская зона) и центральной (Чарышско-Теректинская, или Уймонская, зона) части Горного Алтая, рассмотрен как серпентинитовый меланж с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов, расположенный в ранне- и среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне. Она представлена аккреционным комплексом, где серпентинитовые меланжи чередуются с тектоническими пластинами базальтов океанической коры и раннепалеозойских турбидитов, метаморфизованных в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и глаукофансланцевой фациях.

Кабак-Тайгинский массив имеет субширотное простирание при протяженности до 50 км и ширине до 8 км. В результате обобщения геолого-съёмочных работ выдвинуто предположение, что массив является западным продолжением позднекембрийского актовракского дунит-гарцбургитового комплекса Тувы, который представлен габбро-пироксенит-гипербазитовыми блоками в составе серпентинитового меланжа [Gusev et al., 1983; State Geological Map..., 2011]. Офиолиты такого типа широко проявлены на территории Тувы в пределах Агардагской, Хемчикской и Каахемской зон (рис. 1) и рассматриваются в качестве фрагментов океанической коры задугового бассейна [Pfänder et al., 2002; Kurenkov et al., 2002; Kotlyarov, 2010; Mongush et al., 2011; Simonov et al., 2024; и ссылки в этих рабо-

тах]. Севернее офиолитовых зон Тувы расположена Куртушибинская зона Западного Саяна (рис. 1), включающая позднекембрийские офиолиты и среднеордовикские глаукофановые сланцы в составе аккреционного комплекса. Считается, что офиолиты Куртушибинского хребта по петрологическим характеристикам представляют примитивную островную дугу. По мнению [Berzin, Kungurzev, 1996; Berzin et al., 1999; Mongush, Olschewski, 2024], рассматриваемые офиолиты Западных Саян и Тувы являются автохтонными образованиями преддуговой зоны венд-кембрийской Таннуольской островной дуги.

На сегодняшний день имеются три результата датирования роговой обманки офиолитовых габбро перечисленных зон: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом определен возраст Шатского массива Хемчикской зоны (578.1 ± 5.6 млн лет) [Mongush et al., 2011], Душкуннугского массива Западной Тувы (537.5 ± 4.9 млн лет) [Mongush, Kuzhugget, 2017] и офиолитов Куртушибинского хребта (569 ± 6 млн лет) [Mongush et al., 2022].

В статье приводятся новые геологические, петрологические и геохронологические данные по породам Кабак-Тайгинского офиолитового массива, которые сопоставляются с аналогичными параметрами офиолитов Хемчинской зоны Тувы. Целью исследований является установление возраста офиолитового массива и его геодинамической природы. Эти данные являются важным аспектом в характеристике и обосновании выделения глобальной среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны. Она разделяет Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных тектонических сегмента, представленных коллизионным и аккреционным орогенами, расположенными на южном обрамлении Сибирского кратона

(рис. 1) [Buslov, 2011; Dobretsov, Buslov, 2011; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022].

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В складчатых областях южного обрамления Сибирского кратона (Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Западные Саяны и Тува) выделены три основных геодинамических элемента [Buslov, 2011; Dobretsov, Buslov, 2011; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022] (рис. 1):

1. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы аккреционного орогена западной части Сибирского континента (в современных координатах), состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и Горно-Алтайской девонско-раннекарбонной активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической

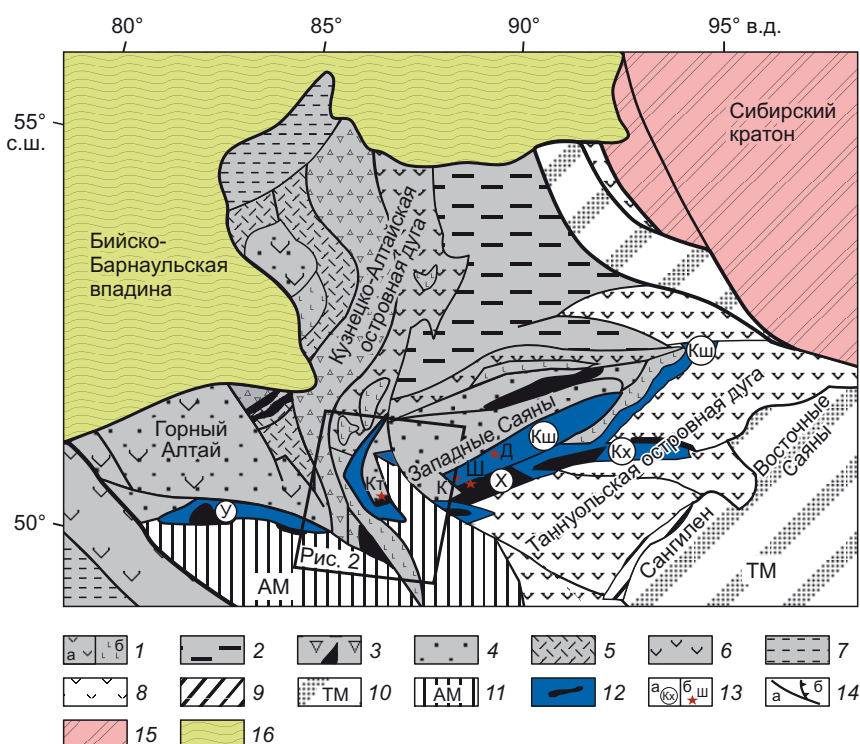


Рис. 1. Схема структурного положения неопротерозойско-палеозойских геодинамических комплексов юго-западной окраины Сибирского кратона (по [Buslov et al., 2022], с дополнениями).

1–7 – аккреционный ороген (PR_3-O_1): 1–4 – Кузнецко-Алтайская островная дуга (PR_3-O_1): 1а – развитая с вулканитами известково-щелочной серии, 1б – примитивная с офиолитами бонинит-толеитовой серии, 2 – вулканогенно-осадочные комплексы задугового бассейна, 3 – аккреционные комплексы с фрагментами океанических офиолитов, 4 – турбидиты преддугового прогиба (Cm); 5 – Салаирская островная дуга (PZ_1) с вулканитами известково-щелочной серии; 6–7 – Горно-Алтайская активная окраина ($D-C_1$): 6 – вулканоплутонические образования, 7 – турбидиты преддугового прогиба (D_3-C_1); 8–11 – коллизионный ороген (PR_3-O_1): 8 – развитая Таннуольская островная дуга (северная часть Тувино-Монгольской островной дуги (PR_3-O_1)) с вулканитами известково-щелочной серии, 9 – агардагские офиолиты, 10 – Тувино-Монгольский докембрийский микроконтинент Гондванской группы, 11 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна (PZ_1); 12–13 – Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона (PZ_2): 12 – аккреционные комплексы с фрагментами офиолитов задугового бассейна (PR_3-Cm), 13а – офиолитовые зоны (Кх – Каахемская, Кш – Куртушибинская, У – Уймонская, Х – Хемчикская), 13б – офиолитовые массивы (Д – Дуушкуннугский, К – Копсекский, Кт – Кабак-Тайгинский, Ш – Шатский); 14 – разрывные нарушения (PZ_3): а – сдвиги, б – надвиги; 15 – Сибирский кратон; 16 – Бийско-Барнаульская впадина (KZ).

Fig. 1. The structural position of the Neoproterozoic-Paleozoic complexes at the southwestern margin of the Siberian Craton (modified after [Buslov et al., 2022]).

1–7 – accretionary orogens (PR_3-O_1): 1–4 – Kuznetsk-Altai island arc (PR_3-O_1): 1a – well-developed, with calc-alkali volcanites, 1b – primitive, with boninite- and tholeiitic-series ophiolites, 2 – volcanogenic-sedimentary complexes of the back-arc basin, 3 – accretionary complexes with fragments of oceanic ophiolites, 4 – forearc basin turbidites (Cm); 5 – Salair island arc (PZ_1) with calc-alkali volcanites; 6–7 – Gorny Altai active margin ($D-C_1$): 6 – volcanoplutonic formations, 7 – forearc trough turbidites (D_3-C_1); 8–11 – collisional orogens (PR_3-O_1): 8 – well-developed Tannuol island arc (northern Tuva-Mongolia island arc) (PR_3-O_1), with calc-alkaline volcanites, 9 – Agardag ophiolites, 10 – Tuva-Mongolia Gondwanaland Precambrian microcontinent, 11 – Altai-Mongolia terrane turbidites (PZ_1); 12–13 – Charysh-Terekta-Ulagan-Sayan suture-shear zone (PZ_2): 12 – accretionary complexes with fragments of the back-arc basin ophiolites (PR_3-Cm), 13a – ophiolitic zones (Kx – Kaakhem, Ksh – Kurtushiba, U – Uimon, X – Khemchik), 13b – ophiolitic massifs (D – Duushkunnug, K – Kopssek, Kt – Kabak-Taiga, Sh – Shat); 14 – faults (PZ_3): a – strike-slip faults, b – thrusts; 15 – Siberian craton; 16 – Biisk-Barnaul depression (KZ).

коры, состоящей из офиолитов и комплексов палеоокеанических поднятий, что предполагает ее образование на конвергентной границе Палеопацифики.

2. Казахстанско-Байкальский составной континент (коллизийный ороген), фундамент которого сформирован в венде – кембрии в результате субдукции плиты Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы, под Казахстанско-Тувинно-Монгольскую островодужную систему, обрамляющую Сибирский континент с юга и юго-востока (в современных координатах). Фрагментом данной островодужной системы является Таннуольская дуга, которая расположена на территории Тувы и является северной частью Тувинно-Монгольской островной дуги. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов (Тувинно-Монгольский, Баргузинский и др.) с островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента Казахстанско-Байкальского составного континента.

3. Среднепалеозойская Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона, расположенная в тыловой части коллизийного орогена, представленного венд-кембрийской Тувинно-Монгольской островной дугой. В строении сутурно-сдвиговой зоны принимают участие фрагменты поздневендско-кембрийской океанической коры, ордовикские глаукофановые сланцы и кембрийско-ордовикские турбидиты, силурийско-девонские коллизийные граниты и метаморфические породы зон смятий.

Венд-палеозойские складчатые области южного обрамления Сибирского кратона интенсивно нарушены как поперечными, так и продольными позднепалеозойскими сдвигами и сдвиго-надвигами [Buslov et al., 2000, 2003, 2004, 2009; Smirnova et al., 2002; Dobretsov, Buslov, 2007], что сформировало мозаично-блоковый структурный рисунок Алтае-Саянской складчатой области и сопряженных территорий (см. рис. 1; рис. 2). Позднепалеозойские деформации сильно усложнили взаимоотношения между перечисленными выше

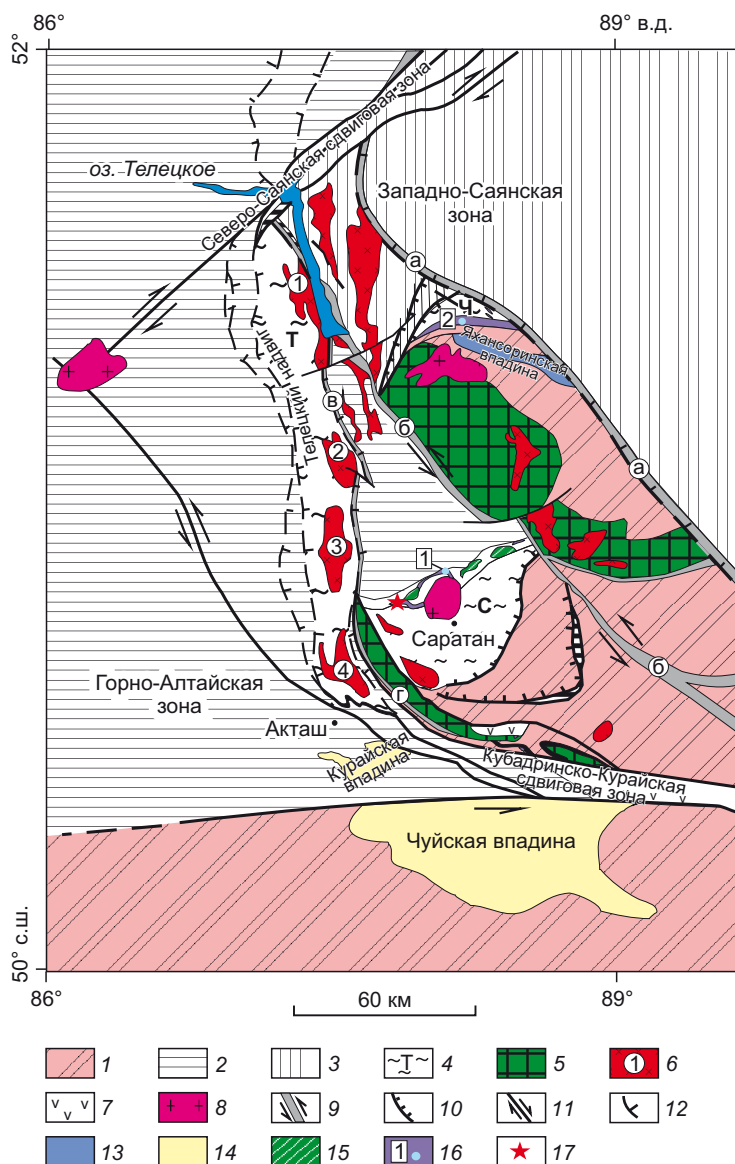


Рис. 2. Структурная схема восточной части Горного Алтая (по [Buslov et al., 2003], с дополнениями).

1 – турбидиты Алтае-Монгольского террейна, PZ₁; 2 – Горно-Алтайская зона; 3 – Западно-Саянская зона; 4 – среднепалеозойские аккреционные комплексы восточной части Горного Алтая (Т – Телецкий, С – Саратанский, Ч – Чульчинский); 5 – метаморфические пояса, S₂-D₁; 6 – гранитоидные массивы, S-D₁ (1 – Алтынтауский, 2 – Онышский, 3 – Каракудюрский, 4 – Кубадринский); 7 – вулканогенно-осадочные породы, D; 8 – гранитные массивы, T₁; 9 – сдвиговые зоны, D₃-C₁ (а – Шапшальская, б – Телецко-Башкауская, в – Телецко-Курайская, г – Кубадринско-Курайская); 10 – надвиги, D₃-C₁; 11 – сдвиги, P-T; 12 – надвиги, P-T; 13 – раннеюрские отложения (Яхансоринская впадина), J₁; 14 – четвертичные отложения (Чуйская и Курайская впадины), Q; 15–16 – базит-гипербазитовый комплекс: 15 – габброиды, 16 – серпентиниты (1 – Кабак-Тайгинский массив, 2 – Каракольский массив); 17 – положение рис. 3.

Fig. 2. Structural map of the eastern Gorny Altai (modified after [Buslov et al., 2003]).

1 – Altai-Mongolia terrane turbidites, PZ₁; 2 – Gorny Altai zone; 3 – West Sayan zone; 4 – Middle Paleozoic accretionary complexes of the eastern Gorny Altai (T – Teletsk, C – Sartan, Ч – Chulcha); 5 – metamorphic belts, S₂-D₁; 6 – granitoid massifs, S-D₁ (1 – Altyntaus, 2 – Onysh, 3 – Karakudyur, 4 – Kubadru); 7 – volcanogenic-sedimentary rocks, D; 8 – granite massifs, T₁; 9 – shear zones, D₃-C₁ (a – Shapshal, б – Teletsk-Bahkaus, в – Teletsk-Kurai, г – Kubadru-Kurai); 10 – thrusts, D₃-C₁; 11 – strike-slip faults, P-T; 12 – thrusts, P-T; 13 – Early Jurassic deposits (Yakhan-Soru basin), J₁; 14 – Quaternary deposits (Chuya and Kurai basins), Q; 15–16 – basite-hyperbasite complex: 15 – gabbroids, 16 – serpentinites (1 – Kabak-Taiga massif, 2 – Karakol massif); 17 – position of Fig. 3.

основными геодинамическими элементами юго-западной окраины Сибирского кратона, поэтому ключевым объектом в решении данного вопроса является ранне-среднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона. Для хорошо изученных Чарышско-Теректинского (Уймонская зона) и Саянского (Хемчикская, Каахемская и Куртушибинская зоны) сегментов характерна аккреционная структура, состоящая из серпентинитовых меланжей с блоками габбро-пироксенит-гипербазитов, тектонических пластин базальтов и турбидитов, их метаморфических аналогов в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и глаукофансланцевой фациях метаморфизма [Dobretsov, Ponomareva, 1977; Berzin et al., 1999; Pfänder et al., 2002; Buslov et al., 2003, 2004; Volkova et al., 2005; Kotlyarov, 2010; Mongush et al., 2011].

Офиолиты в Хемчикской и Каахемской зонах включают гарцбургитовый, верлит-клинопироксенит-габбровый, габбровый, габбро-диабазовый и плагиогранитный комплексы. Они формируют Шатский и Копсекский офиолитовые аллохтоны [Shcherbakov, 1991; Berzin et al., 1999; Kurenkov et al., 2002; Mongush et al., 2011]. В составе некоторых серпентинитовых меланжей принимают участие блоки базальтов и габбро-пироксенитов с N-MORB и E-MORB, реже OIB геохимическими характеристиками, которые свойственны также базальтам тектонических пластин [Volkova et al., 2005; Kotlyarov, 2010; Mongush et al., 2011]. Базальты часто ассоциируют с кремнистыми, реже – карбонатными породами. В слабометаморфизованных терригенных породах (турбидитах) наблюдается ритмично-слоистая текстура с чередованием слоев от песчаников до кремнистых пород.

Расположенные севернее офиолиты Куртушибинского хребта представляют собой пакет тектонических пластин протяженностью 250 км и шириной до 10 км. Пластины офиолитов включают дунит-гарцбургитовую, дунит-клинопироксенит-габбровую (полосчатую) и габбро-диабазовую дайковую ассоциации, подушечные лавы толеитовых базальтов с прослоями туфов и кремнисто-терригенных пород. По петрологическим данным офиолиты соответствуют фундаменту современных энсиматических островных дуг [Stupakov, Simonov, 1997; Kurenkov et al., 2002; Simonov et al., 2024]. Офиолиты расположены среди тектонических пластин джебашской серии, представленной метабазами и метатурбидитами. Они метаморфизованы в фации зеленых и глаукофановых сланцев, большая часть метабазитов образована по базальтам океанического плато. Геохимические характеристики глаукофановых сланцев свидетельствуют о том, что исходными протолитами для них служили океанические базальты E-MORB и P-MORB типа, формировавшиеся из обогащенного мантийного источника в обстановке океанического плато. Для определения возраста метаморфизма глаукофановых сланцев Куртушибинского пояса были выполнены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы фенгита (469.7 ± 7.0 млн лет) и глаукофана (464.1 ± 9.7 млн лет) [Volkova, Sklyarov, 2007].

Возраст офиолитов принимается как позднедокембрийский, а возраст глаукофановых сланцев определен как среднеордовикский, что предполагает раннепалеозойский возраст субдукции океанической коры в юго-восточном направлении под Таннуольскую островную дугу [Buslov et al., 2003, 2004, 2013, 2022; Dobretsov, Buslov, 2007; Buslov, Cai, 2017].

Улаганский сегмент восточной части Горного Алтая и офиолитовые зоны Тувы являются связующими звеньями между хорошо изученными Чарышско-Теректинским и Саянским сегментами сутурно-сдвиговой зоны. Улаганский сегмент рассматривается нами как аккреционная зона, представленная зеленосланцевыми Телецким, Саратанским и Чульчинским комплексами и линзами серпентинитового меланжа, включающего блоки габбро-диабазов и габбро-пироксенит-гипербазитов, наиболее крупными из которых являются Кабак-Тайгинский и Карагольский массивы, длина которых достигает 50 км и ширина – 8 км (см. рис. 2).

3. МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение содержаний оксидов основных породообразующих элементов и редкоземельных и рассеянных элементов проводилось в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) по стандартным методикам рентгеноспектрального анализа и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) соответственно. U/Pb датирование цирконов выполнено методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения с ионизацией в индуктивно связанной плазме (LA-ICP-MS) в отделении аналитической химии университета г. Гент (Бельгия). Система лазерной абляции New Wave Research UP193HE на основе ArF-эксимера (Фремонт, Калифорния, США) была оснащена каплевидной малообъемной ($<2.5 \text{ см}^3$) абляционной ячейкой [Gerdes, Zeh, 2009; Glorie et al., 2010] и соединена с масс-спектрометром. В качестве газа-носителя использовался гелий, при этом аргон вводился и смешивался с гелием после абляционной ячейки.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Офиолиты Кабак-Тайгинского массива залегают в основании аккреционного комплекса, образующего широкую полосу до 50–60 км, расположенную к юго-востоку от них, в бассейне р. Башкаус (рис. 3). Массив изучен в его крайней восточной части, на правом берегу р. Башкаус (рис. 4), где представлен серпентинитовым меланжем с блоком габбро-диабазов, прорванных дайкой лейкоплагиогранитов, и тектоническими пластинами метатерригенно-кремнистых пород (метатурбидитов) и базальтов, метаморфизованных в зеленосланцевой фации метаморфизма. В турбидитах хорошо сохранилась градиционная ритмичность от песчаников до кремнистых пород, мощность ритмов составляет до первых десятков сантиметров. Базальты часто имеют подушечную отдельность и ассоциируют

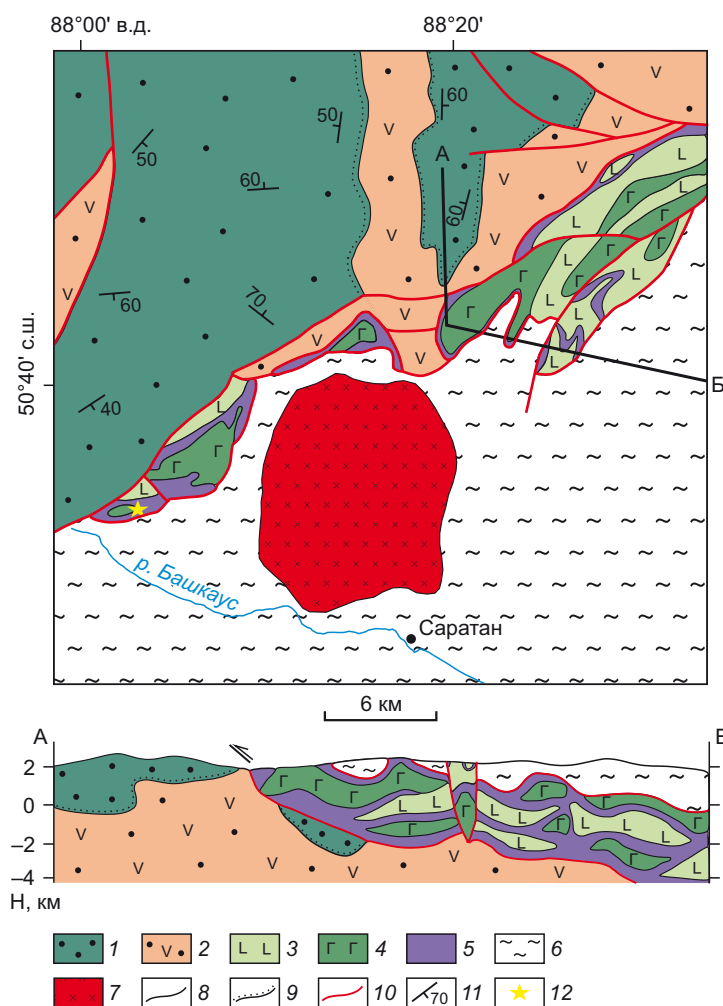


Рис. 3. Схема геологического строения серпентинитового меланжа массива Кабак-Тайга в среднем течении р. Башкаус (по [Gutak, 1984], с изменениями).

1 – карбонатно-терригенные отложения пассивной окраины, O-S; 2 – вулканогенно-осадочные отложения Уймено-Лебедской зоны, V-Cm; 3–5 – серпентинитовый меланж, V-Cm: 3 – базальты, 4 – габброиды, 5 – серпентиниты; 6 – нерасчлененные образования Саратанского аккреционного комплекса; 7 – Атуркольский гранитоидный массив, P_2-T_1 ; 8 – интрузивные границы; 9 – границы несогласного стратиграфического залегания; 10 – сдвиги и сдвиго-надвиги, D_3-C_1 ; 11 – элементы залегания слоистости; 12 – место рис. 4 на схеме.

Fig. 3. Scheme of the geological structure of the serpentinite melange of the Kabak-Taiga massif in the midstream of the Bashkaus River (modified after [Gutak, 1984]).

1 – carbonate-terrigeneous deposits of the passive margin, O-S; 2 – volcanogenic-sedimentary deposits of the Uimen-Lebed zone, V-Cm; 3–5 – serpentinite melange, V-Cm: 3 – basalts, 4 – gabbroids, 5 – serpentinites; 6 – undissected formations of the Sartan accretionary complex; 7 – Aturkol granitoid massif, P_2-T_1 ; 8 – intrusive boundaries; 9 – stratigraphic unconformities; 10 – strike-slip faults and dip-separation thrusts, D_3-C_1 ; 11 – bedding attitudes; 12 – position of Fig. 4 in the scheme.

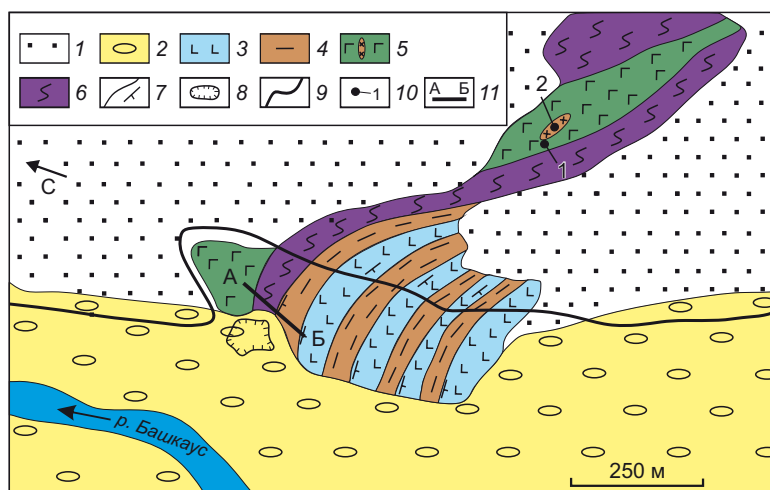


Рис. 4. Геологическая схема Кабак-Тайгинского офиолитового массива (составлена М.М. Бусловым и В.Д. Зиндобрым).

1 – задернованные участки; 2 – речная терраса; 3 – базальты; 4 – метатерригенные породы; 5 – габбро-диабазы с дайкой плагиогранитов; 6 – серпентиниты; 7 – разрывные нарушения; 8 – дорожная выемка; 9 – автомобильная трасса с. Улаган – с. Саратан; 10 – точки отбора проб на U-Pb датирование цирконов (1 – габбро-диабаз № KU-82, 2 – лейкоплагиогранит № KU-83); 11 – профиль рисунка № 5 на схеме.

Fig. 4. Geological map of the Kabak-Taiga ophiolitic massif (compiled by M.M. Buslov and V.D. Zindobryi).

1 – grass-covered segments; 2 – river terrace; 3 – basalts; 4 – metaterrigenous rocks; 5 – gabbro-diabases with a plagiogranite dike; 6 – serpentinites; 7 – faults; 8 – roadway excavation; 9 – the road between Ulagan and Saratan; 10 – sites of sampling for U-Pb dating of zircons (1 – gabbro-diabase No. KU-82, 2 – leucoplagiogranite No. KU-83); 11 – profile of Figure 5 on the map.

с кремнистыми породами. Серпентинитовый меланж и тектонические пластины базальтов и турбидитов погружаются на юг под углами $60-70^\circ$. Видимая мощность блока габбро-диабазов составляет около 40–50 м, серпентинитов – около 30–40 м, а меланжа в целом – около 350 м (рис. 5).

Габбро-диабазы состоят из плагиоклаза и роговой обманки. Породы сильно изменены с развитием клинозоизита, биотита и хлорита по роговой обманке. Структуры пород офитовые с резким идиоморфизмом кристаллов плагиоклаза относительно других минералов (рис. 6).

Среди базальтов встречаются разновидности с афировой и долеритовой структурой. Вторые из них содержат кристаллы плагиоклаза (до 50–60 %) и пироксена, практически полностью замещенного амфиболом (до 40–50 %), между лейстами – хлорит, реже – плагиоклаз, амфибол и биотит. Плагиоклаз представлен, как правило, удлиненными кристаллами длиной до 0.1 мм;

пироксен также образует удлиненные кристаллы длиной до 0.5 мм либо ксеноморфные зерна (рис. 7). Афировые базальты состоят из кристаллов амфибола, плагиоклаза, эпидота и хлорита.

Серпентиниты представлены массивными глубоко метаморфизованными породами, состоящими главным образом из спутанно-волокнутого серпентина и хромита. Также присутствует небольшое количество (до 3–4 %) серицита и кальцитовые жилы (рис. 8).

Лейкоплагиогранит состоит из кварца (~45 %), хлоритизированного и серицитизированного кислого плагиоклаза (~40 %), калиевого полевого шпата (~15 %) и мусковита (<1 %). Структура пород гранитовая, текстура массивная (рис. 9).

Составы базальтовых лав и габбро-диабазов располагаются на диаграмме $Nb_N - Th_N$ [Saccani, 2015] в областях океанических базальтов и базальтов задуговых бассейнов соответственно (рис. 10; Прил. 1, табл. 1.1, 1.2).

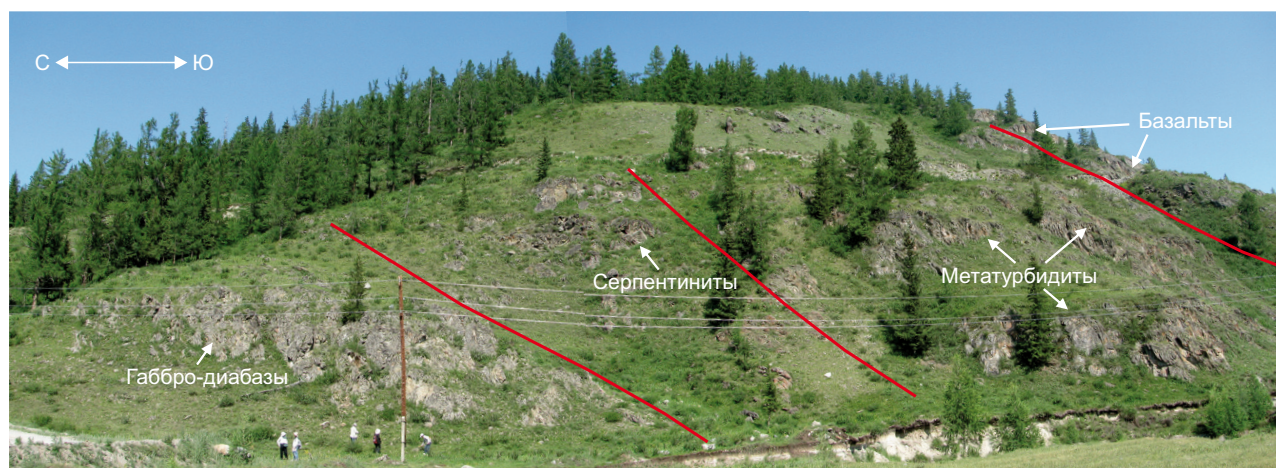


Рис. 5. Серпентинитовый меланж Кабак-Тайгинского массива. Красными линиями показаны разрывные нарушения.

Fig. 5. Serpentinite melange of the Kabak-Taiga massif. Red lines show the faults.

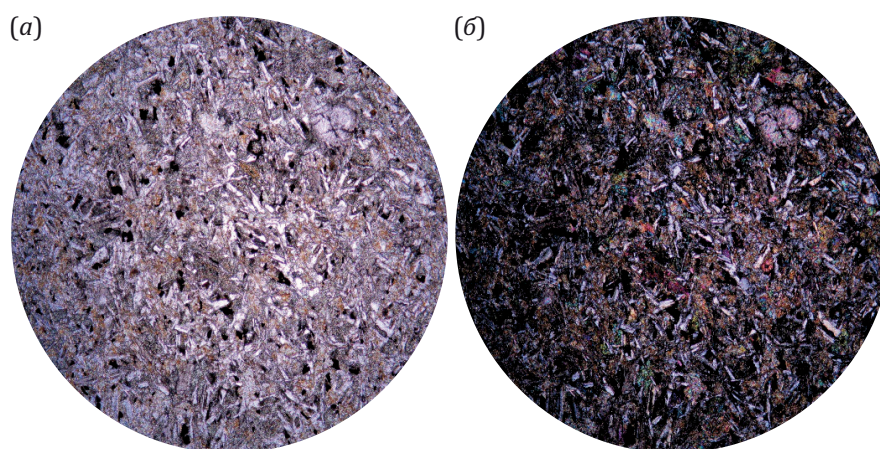


Рис. 6. Габбро-диабаз № Б-22-28. Минеральный состав: $Hbl+Pl+Mgt$. Вторичные минералы: $CZois+Chl+Bt$. Структура офитовая, текстура массивная. (а) – в проходящем свете, (б) – в скрещенных николях. Диаметр поля зрения 6 мм.

Fig. 6. Gabbro-diorite No. B-22-28. Mineral composition: $Hbl+Pl+Mgt$. Secondary minerals: $CZois+Chl+Bt$. Ophitic structure, massive texture. (a) – transmission, (б) – crossed nicols. The diameter of the field of view is 6 mm.

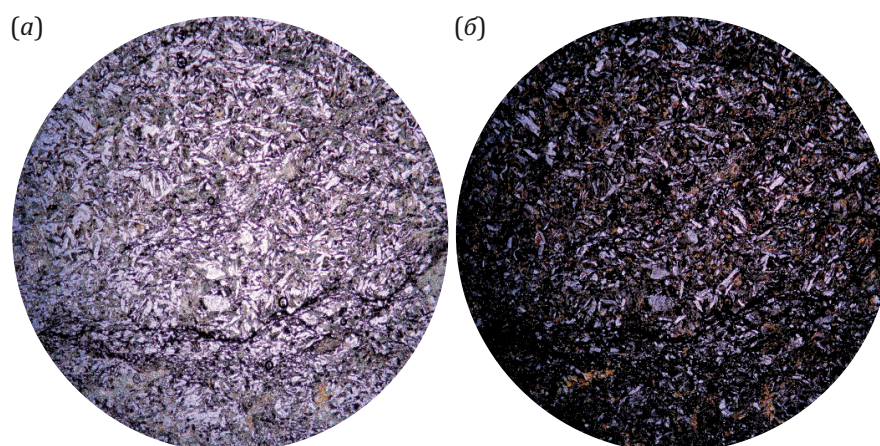


Рис. 7. Базальт № Б-22-26. Минеральный состав: Pl+Amr+Ep+Bt. Структура долеритовая, текстура массивная. (а) – в проходящем свете, (б) – в скрещенных николях. Диаметр поля зрения 6 мм.

Fig. 7. Basalt No. Б-22-26. Mineral composition: Pl+Amr+Ep+Bt. Doleritic structure, massive texture. (a) – transmission, (б) – crossed nicols. The diameter of the field of view is 6 mm.

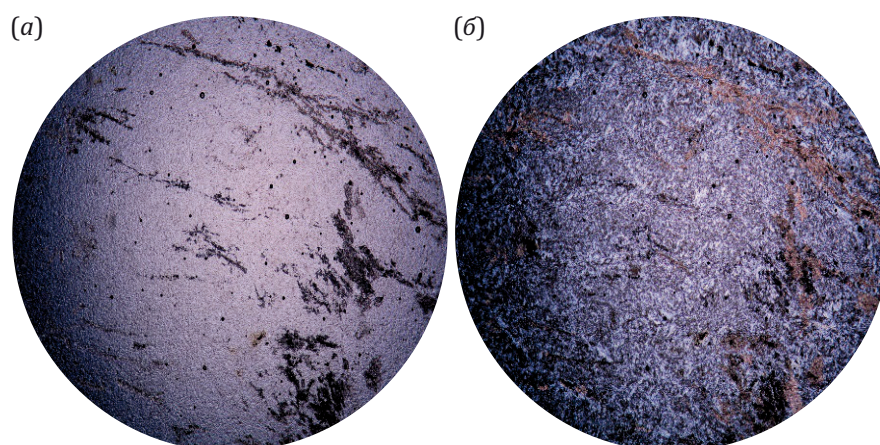


Рис. 8. Серпентинит № Б-16-101.2. Минеральный состав: Srp+Chr+Cal. Структура спутанно-волокнистая, гипидиоморфная, текстура массивная. (а) – в проходящем свете, (б) – в скрещенных николях. Диаметр поля зрения 6 мм.

Fig. 8. Serpentinite No. Б-16-101.2. Mineral composition: Srp+Chr+Cal. Felted, hypidomorphic structure, massive texture. (a) – transmission, (б) – crossed nicols. The diameter of the field of view is 6 mm.

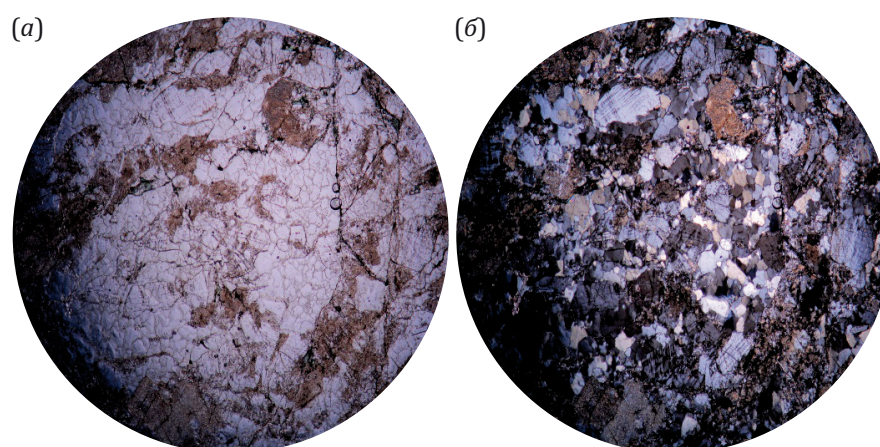


Рис. 9. Лейкоплагиогранит № KU-83. Минеральный состав: Qz+Pl+Kfs+Ms. Структура гранитная, текстура массивная. (а) – в проходящем свете, (б) – в скрещенных николях. Диаметр поля зрения 6 мм.

Fig. 9. Leucoplagiogranite No. KU-83. Mineral composition: Qz+Pl+Kfs+Ms. Granitic structure, massive texture. (a) – transmission, (б) – crossed nicols. The diameter of the field of view is 6 mm.

По характеру распределения редкоземельных элементов и на мультиэлементных диаграммах базальтовые лавы кабак-тайгинских офиолитов полностью совпадают с данными по основным породам бассейна Вудларк. Габбро-диабазы, содержащие меньше легких лантаноидов, располагаются одновременно в полях базальтов задуговых бассейнов и базальтов типа N-MORB (рис. 11).

Данные о макроэлементном составе лейкоплагиогранита (Прил. 1, табл. 1.1) указывают на то, что по соотношению $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO}$ он является кальциевым; индекс ASI равен 1.02. Содержания редкоземельных и рассеянных элементов находятся на низком уровне, при этом спектр РЗЭ, нормированный на хондрит [Sun, McDonough, 1989], является «плоским», а на спайдер-диаграмме выражено слабое фракционирование

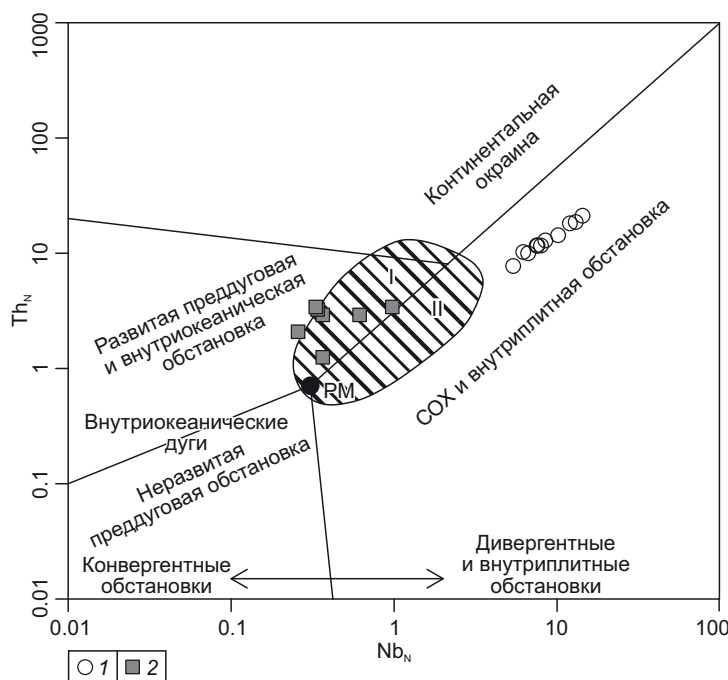


Рис. 10. Диаграмма $\text{Nb}_N - \text{Th}_N$ [Saccani, 2015] для базальтов и габбро-диабазов кабак-тайгинских офиолитов (Горный Алтай).

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы. Косая штриховка – поле базальтов задуговых бассейнов: I – с приносом субдукционных или коровых компонентов (неразвитые задуговые обстановки), II – без их приноса (развитые задуговые обстановки).

Fig. 10. The $\text{Nb}_N - \text{Th}_N$ diagram [Saccani, 2015] for basalts and gabbro-diabases from the Kabak-Taiga ophiolites (Gorny Altai).

1 – basaltic lavas; 2 – gabbro-diabases. Cross-hatching – the basaltic field of the back-arc basins: I – with the addition of subductional or crustal components (poorly developed back-arc settings), II – without the addition of those (well-developed back-arc settings).

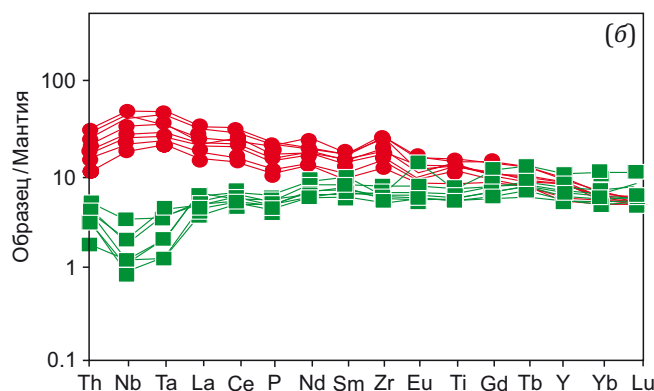
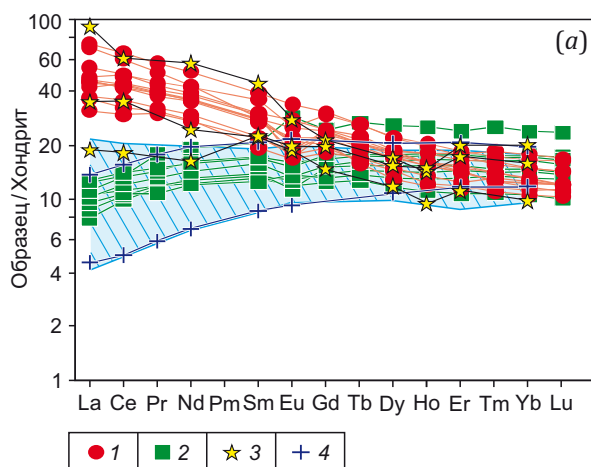


Рис. 11. Нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементные диаграммы (б) в базальтах и габбро-диабазках кабак-тайгинских офиолитов (Горный Алтай).

1 – базальтовые лавы; 2 – габбро-диабазы; 3 – данные по базальтам и расплавленным включениям в оливиновых базальтах бассейна Вудларк (юго-запад Тихого океана) [Zonenshain et al., 1995; Dril et al., 1997; Simonov et al., 1999]; 4 – нормальные (N-MORB) базальты срединно-океанических хребтов. Косая штриховка – базальты задуговых бассейнов [Sharaskin, 1992].

Fig. 11. Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] rare-earth element distribution curves (a) and primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multielemental diagrams (b) in basalts and gabbro-diabases from the Kabak-Taiga ophiolites (Gorny Altai).

1 – basaltic lavas; 2 – gabbro-diabases; 3 – data on basalts and melt inclusions in olivines of basalts of the Woodlark basin (south-west Pacific) [Zonenshain et al., 1995; Dril et al., 1997; Simonov et al., 1999]; 4 – normal mid-ocean ridge basalts (N-MORB). Cross-hatching – basalts of the back-arc basins [Sharaskin, 1992].

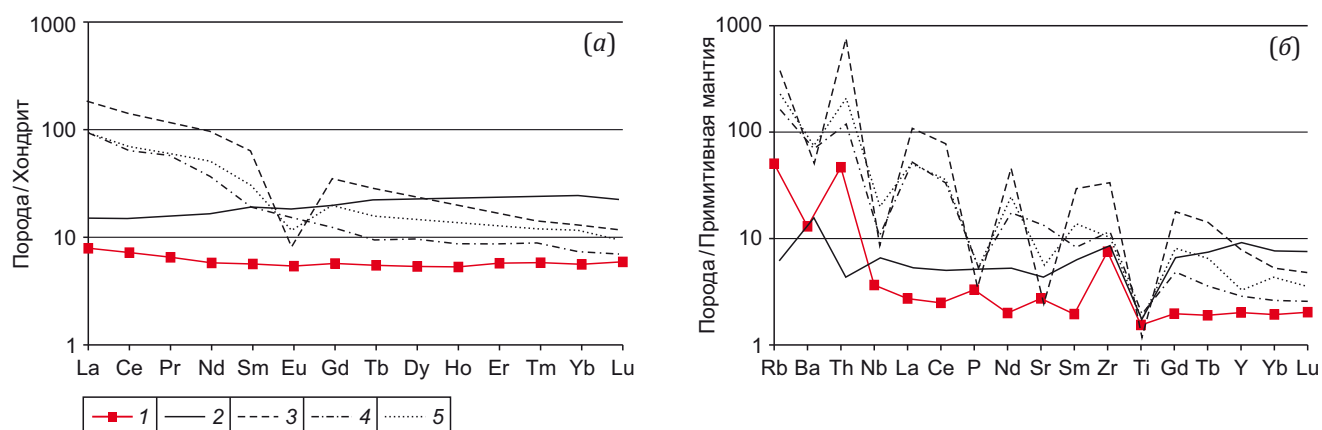


Рис. 12. Нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989] кривые распределения редкоземельных элементов (а) и нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского массива.

1 – лейкоплагиогранит № KU-83; 2 – граниты М-типа; 3 – граниты А-типа; 4 – граниты I-типа; 5 – граниты S-типа. Спектры гранитов различного типа (М-, А-, I- и S-) построены по данным [Rumyantsev et al., 1998; Turkina et al., 2006].

Fig. 12. Chondrite-normalized [Sun, McDonough, 1989] rare-earth element distribution curves (а) and primitive mantle-normalized [Sun, McDonough, 1989] multi-elemental diagrams of rare elements (б) for leucoplagiogranite from the Kabak-Taiga massif.

1 – leucoplagiogranite No. KU-83; 2 – M-type granites; 3 – A-type granites; 4 – I-type granites; 5 – S-type granites. The spectra of M-, A-, I- and S-type granites are drawn from the data reported in [Rumyantsev et al., 1998; Turkina et al., 2006].

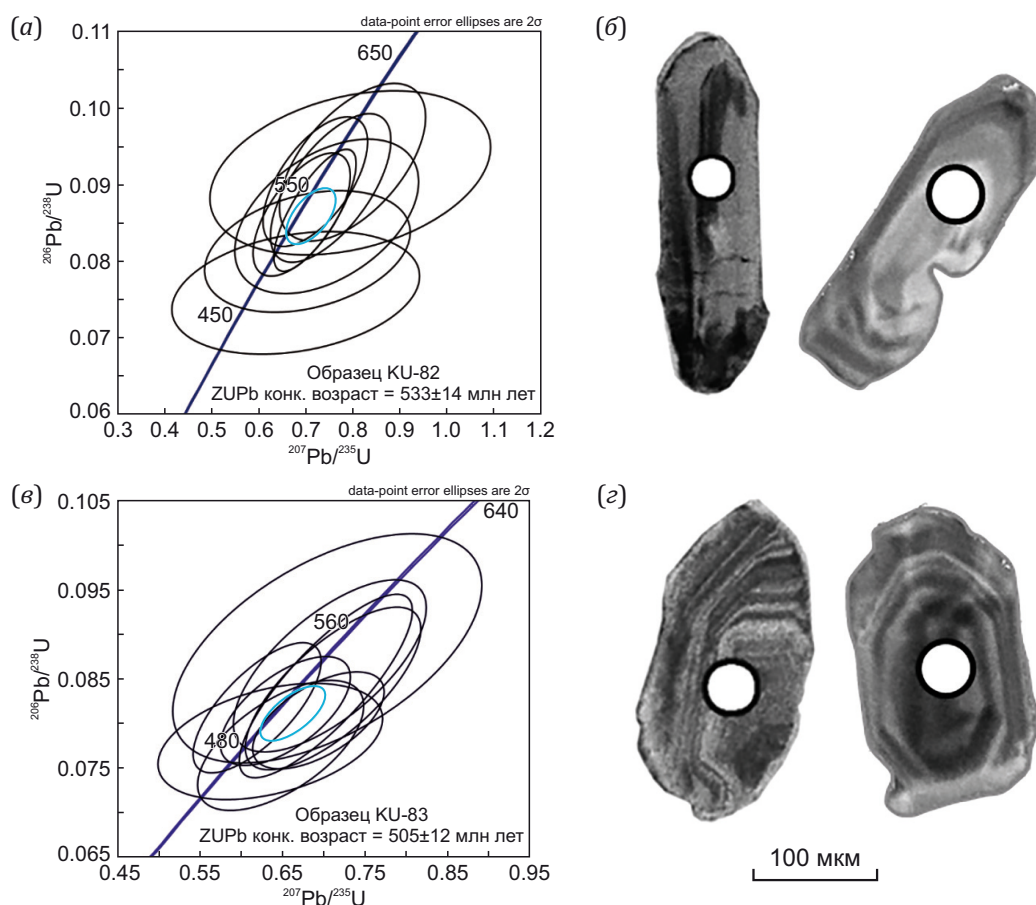


Рис. 13. Результаты U/Pb изотопных геохронологических исследований цирконов из габбро-диабазы № KU-82 и лейкоплагиогранита № KU-83 Кабак-Тайгинского массива. (а, в) – U/Pb изотопные диаграммы с конкордиями для цирконов; (б, г) – катодолуминесцентные изображения типовых зерен цирконов.

Fig. 13. The U/Pb isotope geochronological data obtained for zircons from gabbro-diabase No. KU-82 and leucoplagiogranite No. KU-83 of the Kabak-Taiga massif. (а, в) – the U/Pb isotope concordia diagrams for zircons; (б, г) – cathodoluminescence images of typical zircon grains.

элементов и не проявлен Nb-минимум (рис. 12). Кроме того, концентрации Rb и Th также крайне низкие (32 и 4 г/т соответственно), что в совокупности позволяет отнести данный лейкоплагиогранит к М-типу.

Для определения возраста офиолитов Кабак-Тайгинского массива проведено U/Pb датирование цирконов из габбро-диабаз (обр. № KU-82) и лейкоплагиогранита (обр. № KU-83), отобранных из него. Цирконы из габбро-диабаз демонстрируют раннекембрийский возраст (533 ± 14 млн лет); цирконы из лейкоплагиогранитов – позднекембрийский возраст (505 ± 12 млн лет) (Прил. 1, табл. 1.3). Все цирконы из обеих пород имеют неправильную, угловатую форму, осцилляторную магматическую зональность (рис. 13).

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На территории Тувы подобные Кабак-Тайгинскому массиву габбро-диабазы встречаются в Агардагской, Хемчикской и Каахемской офиолитовых зонах [Kurenkov et al., 2002; Tarasko, Simonov, 2007; Kotlyarov, 2010] и, по мнению [Kurenkov et al., 2002; Simonov et al., 2024], сформированы в задуговом бассейне, вероятно, Таннуольской (Таннуольско-Хамсаринской) дуги. Другие исследователи считают, что они сформированы в надсубдукционной обстановке во фронте Таннуольской островной дуги [Berzin, Kungurtsev, 1996; Berzin et al., 1999; Mongush, 2017; Mongush, Kuzhuget, 2017; Mongush et al., 2022]. Учитывая среднеордовикский возраст субдукционных глаукофановых сланцев, расположенных в аккреционном комплексе совместно с офиолитами Тувы и Куртушибинского хребта Западных Саян, авторы считают, что субдукция океанической коры задугового бассейна происходила в ордовике в южном направлении под Таннуольскую островную дугу. Задуговой бассейн формировался в позднем докембрии – кембрии в результате субдукции плиты Палеоазиатского океана с включенным в нее Тувино-Монгольским микроконтинентом под Тувино-Монгольскую островную дугу Сибирского палеоконтинента [Buslov, 2011; Dobretsov, Buslov, 2011; Buslov, Cai, 2017; Buslov et al., 2022].

Значения U/Pb возраста цирконов из лейкоплагиогранитов (505 ± 12 млн лет) и габбро-диабазов (533 ± 14 млн лет) офиолитов Кабак-Тайгинского массива, а также особенности их вещественного состава позволяют сделать вывод об их формировании в единой обстановке задугового бассейна. Лейкоплагиограниты сформированы позже офиолитов в стадию проявления надсубдукционного магматизма в тылу Таннуольской дуги и не относятся, вероятно, к магматизму зон растяжения задугового спрединга. Об этом свидетельствует и большая разница возрастов между ними – 30 млн лет. Учитывая то, что $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом определен возраст роговой обманки из офиолитового габбро Шатского массива Хемчикской зоны в 578.1 ± 5.6 млн лет [Mongush et al., 2011], возраст формирования офиолитов задугового бассейна следует считать венд-среднекембрийским с продолжительностью около 70 млн лет.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, полученные новые геологические, петрологические и геохронологические данные, а также имеющиеся опубликованные материалы по аналогичным параметрам офиолитов Тувы позволяют сделать следующие выводы.

1. Кабак-Тайгинский массив в правом борту р. Башкаус представлен серпентинитовым меланжем, включающим блоки габбро-диабазов, прорванных дайкой лейкоплагиогранитов. Меланж расположен в основании аккреционного комплекса, сложенного тектоническими пластинами базальтов океанической коры и ритмично-слоистых пород глубоководного желоба.

2. Заложение задугового океанического бассейна произошло в венде – среднем кембрии, период его формирования оценивается около 70 млн лет. Результаты U/Pb датирования цирконов из габбро-диабаз свидетельствуют об их магматической кристаллизации в раннем кембрии (533 ± 14 млн лет). Более позднее значение возраста цирконов (505 ± 12 млн лет) из лейкоплагиогранитов свидетельствует о времени завершения формирования магматизма задугового бассейна в среднем кембрии.

3. Фрагменты задугового бассейна приурочены к глобальной среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоне, сформированной в результате субдукции океанической коры задугового бассейна под венд-кембрийскую Таннуольскую (Тувино-Монгольскую) островную дугу Палеоазиатского океана.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам и редакции журнала за их кропотливый труд и подачу правильного вектора в подготовке данной рукописи.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Berzin N.A., Kungurtsev L.V., 1996. Geodynamic Interpretation of Geological Complexes of the Altai-Sayan Region. Russian Geology and Geophysics 37 (1), 63–81 (in Russian) [Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской

области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81].

Berzin N.A., Nokleberg W., Naumova V., Kuzmin M., Bounaeva T., 1999. Preliminary Terrane and Overlap Assemblage Map of Altai-Sayan Region. Scale 1:5000000. In: W.J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva (Eds), Preliminary Publications Book 1 from Project on Mineral Resources, Metallogenesis, and Tectonics of North-east Asia. USGS Open-File Report 99-165 (CD-ROM).

Buslov M.M., 2011. Tectonics and Geodynamics of the Central Asian Foldbelt: The Role of Late Paleozoic Large-Amplitude Strike-Slip Faults. *Russian Geology and Geophysics* 52 (1), 52–71. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.12.005>.

Buslov M.M., Cai K., 2017. 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. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (3), 421–427. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0252>.

Buslov M.M., Fujiwara Y., Safonova I.Yu., Okada Sh., Semakov N.N., 2000. The Junction Zone of the Gorny Altai and Rudny Altai Terranes: Structure and Evolution. *Russian Geology and Geophysics* 41 (3), 377–390.

Buslov M.M., Geng H., Travin A.V., Otgonbaatar D., Kulikova A.V., Ming C., Stijn G., Semakov N.N. et al., 2013. Tectonics and Geodynamics of Gorny Altai and Adjacent Structures of the Altai-Sayan Folded Area. *Russian Geology and Geophysics* 54 (10), 1250–1271. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.09.009>.

Buslov M.M., Ryabinin A.B., Zhimulev F.I., Travin A.V., 2009. Manifestations of the Late Carboniferous and Early Permian Stages of Formation of Nappe-Fold Structures in the Southern Framework of the Siberian Platform (East Sayany, South Siberia). *Doklady Earth Sciences* 428, 1105–1108. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09070149>.

Buslov M.M., Shcherbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V., 2022. Paleotectonic Reconstructions of the Central Asian Folded Belt in the Silurian Tuvaella and Retziella Brachiopod Fauna Locations. *Lethaia* 55 (1), 1–15. <https://doi.org/10.18261/let.55.1.7>.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P., 2004. Late Paleozoic Faults of the Altai Region, Central Asia: Tectonic Pattern and Model of Formation. *Journal of Asian Earth Sciences* 23 (5), 655–671. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00131-7](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00131-7).

Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave I., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.A., 2003. Role of Strike-Slip Faults in Late Paleozoic – Early Mesozoic Tectonics and Geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan Folded Zone. *Russian Geology and Geophysics* 44 (1–2), 49–75 (in Russian) [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].

Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2007. Late Cambrian-Ordovician Tectonics and Geodynamics of Central Asia. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 71–82. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.006>.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., 2011. Problems of Geodynamics, Tectonics, and Metallogeny of Orogens. *Russian Geology and Geophysics* 52 (12), 1505–1515. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.11.012>.

Dobretsov N.L., Ponomareva L.G., 1977. Ophiolites and Glaucofane Schists of the Western Sayan and Kurtushibinsky Belt. In: V.S. Sobolev, N.L. Dobretsov (Eds), *Petrology and Metamorphism of Ancient Ophiolites (by the Example of the Polar Urals and Western Sayan)*. Nauka, Novosibirsk, p. 128–156 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Ред. В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156].

Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P., 1997. Geochemistry of Basalts from the Western Woodlark, Lau and Manus Basins: Implications for Their Petrogenesis and Source Rock Compositions. *Marine Geology* 142 (1–4), 57–83. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00041-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00041-8).

Gerdes A., Zeh A., 2009. Zircon Formation Versus Zircon Alteration – New Insights from Combined U-Pb and Lu-Hf In-Situ LA-ICP-MS Analyses, and Consequences for the Interpretation of Archean Zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology* 261 (3–4), 230–243. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.005>.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den Haute P., 2010. Multi-Method Chronometric Constraints on the Evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan Granitoids (Central Asian Orogenic Belt): From Emplacement to Exhumation. *Journal of Asian Earth Sciences* 38 (3–4), 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.12.009>.

Gusev N.I., Gutak Ya.M., Lyakhnitsky V.M., Butvilovskiy V.V., 1983. Geological Structure and Minerals of the Middle Reaches of the Bashkaus River Basin. Report of the Aturkol Detachment of the Kurai Party on Geological Survey Work on a Scale of 1:50000 Within Sheets M-45-44-V, G; M-45-45-V, G; M-45-57-A, B for 1978–83. Novokuznetsk, 923 p. (in Russian) [Гусев Н.И., Гутак Я.М., Ляхницкий В.Н., Бутвиловский В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Башкаус: Отчет Атуркольского отряда Курайской партии по геолого-съемочным работам м-ба 1:50000 в пределах листов М-55-44-В, Г, М-45-45-В, Г, М-45-57-А, Б за 1978–83 гг. Новокузнецк, 1983. 923 с.].

Gutak Ya.M., 1984. On the Formation Time of the Ulagan Depression (Altai Mountains). *Soviet Geology* 2, 77–82 (in Russian) [Гутак Я.М. О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай) // Советская геология. 1984. № 11. С. 77–82].

Kotlyarov A.V., 2010. Petrology of Ophiolite Associations of Southern and Eastern Tuva. Brief PhD Thesis (Candidate

of Geology and Mineralogy). Novosibirsk, 18 p. (in Russian) [Котляров А.В. Петрология офиолитовых ассоциаций Южной и Восточной Тувы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 18 с.].

Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A., 2002. Geodynamics of Paleospreding. GEOS, Moscow, 294 p. (in Russian) [Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.].

Ludwig K.R., 2003. ISOPLOT/Ex: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Version 3.00. Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 74 p.

Mongush A.A., 2017. The Ophiolites of the Western Sayan and Western Tuva – Autochthonous Complexes of the Sayan-Tuva Forearc of the V- ϵ_1 Island Arc of the Paleasian Ocean. In: Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting (October 17–20, 2017). Iss. 15. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 194–196 (in Russian) [Монгуш А.А. Офиолиты Западного Саяна и Западной Тувы – автохтонные комплексы венд-раннекембрийской Саяно-Тувинской преддуговой зоны Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (17–20 октября 2017 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. Вып. 15. С. 194–196].

Mongush A.A., Gusev N.I., Prudnikov S.G., Khertek Ch.M., Druzhkova E.K., 2022. Material Composition and Age of the Izinyulsk Gabbrodiorite-Plagiogranite Complex (Kurtushiba Forearc Subzone, Western Sayan). In: Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent). Proceedings of Scientific Meeting (October 18–21, 2022). Iss. 20. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 208–210 (in Russian) [Монгуш А.А., Гусев Н.И., Прудников С.Г., Хертек Ч.М., Дружкова Е.К. Вещественный состав и возраст Изинзюльского габбро-диорит – плагиогранитного комплекса (Куртушибинская преддуговая подзона, Западный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания (18–22 октября 2022 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 208–210].

Mongush A.A., Kuzhuget R.V., 2017. Suprasubduction Forearc Gabbro of the Duushkunnug Massif (Tuva): Unusual Geochemical Composition and the Problem of Geodynamic Interpretation. Geosphere Research 3, 41–49 (in Russian) [Монгуш А.А., Кужугет Р.В. Надсубдукционные преддуговые габбро Душкуннугского массива (Тува): необычный состав и проблема геодинамической интерпретации // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 41–49]. <https://doi.org/10.17223/25421379/4/6>.

Mongush A.A., Lebedev V.I., Travin A.V., Yarmolyuk V.V., 2011. Ophiolites of Western Tyva as Fragments of a Late Vendian Island Arc of the Paleasian Ocean. Doklady Earth Sciences 438, 866–872. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11060328>.

Mongush A.A., Olschewski P.A., 2024. A New Look at the Geodynamic Development of the Ediacaran-Early Cam-

brian Forearc Basalts of the Tannuola-Khamsara Island Arc (Central Asia, Russia): Conclusions from Geological, Geochemical, and Nd-Isotope Data. Open Geosciences 16 (1). <https://doi.org/10.1515/geo-2022-0586>.

Pfänder J.A., Jochum K., Kozakov I., Kröner A., Todt W., 2002. Coupled Evolution of Back-Arc and Island Arc – Like Mafic Crust in the Late – Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem Ophiolite, Central Asia: Evidence from Trace Element and Sr-Nd-Pb Isotope Data. Contributions to Mineralogy and Petrology 143, 154–174. <https://doi.org/10.1007/s00410-001-0340-7>.

Rumyantsev M.Yu., Turkina O.M., Nozhkin A.D., 1998. Geochemistry of the Shumikhinsky Gneiss-Amphibolite Complex of the Kansk Block (Northwestern Part of the Eastern Sayan). Russian Geology and Geophysics 39 (8), 1103–1115 (in Russian) [Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. Геохимия шумихинского гнейсово-амфиболитового комплекса Канской глыбы (северо-западная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 8. С. 1103–1115].

Saccani E., 2015. A New Method of Discriminating Different Types of Post-Archean Ophiolitic Basalts and Their Tectonic Significance Using Th-Nb and Ce-Dy-Yb Systematics. Geoscience Frontiers 6 (4), 481–501. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.006>.

Sharaskin A.Ya., 1992. Tectonics and Magmatism of the Marginal Seas in Connection with the Problems of the Evolution of the Crust and Mantle. Nauka, Moscow, 163 p. (in Russian) [Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.].

Shcherbakov S.A., 1991. Ophiolites of Western Tuva and Their Structural Position. Geotectonics 4, 88–101 (in Russian) [Щербаков С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101].

Simonov V.A., Dril S.I., Kuz'min M.I., 1999. Evolution of Deep Basaltic Melts in the Woodlark Back-Arc Basin (Pacific Ocean). Doklady Earth Sciences 368, 996–999.

Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Kulikova A.V., 2024. Conditions for the Formation of Paleooceanic Complexes of the Altai-Sayan Folded Region. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 309 p. (in Russian) [Симонов В.А., Котляров А.В., Куликова А.В. Условия формирования палеоокеанических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2024. 309 с.]. <https://doi.org/10.53954/9785605099505>.

Smirnova L.V., Tenissen K., Buslov M.M., 2002. Formation of the Late Paleozoic Structure of the Teletsk Region: Kinematics and Dynamics (Gorny Altai–West Sayan Junction). Russian Geology and Geophysics 43 (2), 100–113.

Stacey J.T., Kramers J.D., 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model. Earth and Planetary Science Letters 26 (2), 207–221. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6).

State Geological Map of the Russian Federation, 2011. Altai-Sayan Series. Scale of 1:1000000. Sheet M-45 (Gorno-Altai). Explanatory note. VSEGEI Publishing House, Saint

Petersburg, 567 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Алтае-Саянская. Масштаб 1:1000000. Лист М-45 (Горно-Алтайск): Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 567 с.].

Stupakov S.I., Simonov V.A., 1997. Features of the Ultrabasic Mineralogy: Criteria for Paleogeodynamic Conditions of Ophiolite Formation in the Altai-Sayan Fold Area. *Russian Geology and Geophysics* 38 (4), 787–798.

Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society of London Special Publications* 42 (1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

Tarasko D.A., Simonov V.A., 2007. Geological Structure and History of the Formation of Geological Complexes of the Agardag Ophiolite Zone (Southern Tuva). In: *Metallogeny of Ancient and Modern Oceans. Proceedings of the XIII Student Scientific School (April 22–24, 2007). Vol. 2.* Institute of Mineralogy UB RAS, Miass, p. 195–199 (in Russian) [Тараско Д.А., Симонов В.А. Геологическое строение и история формирования геологических комплексов Агардагской офиолитовой зоны (Южная Тува) // Металлогения древних и современных океанов: Материалы XIII научной студенческой школы (22–27 апре-

ля 2007 г.). Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2007. Т. 2. С. 195–199].

Turkina O.M., Nozhkin A.D., Bayanova T.B., 2006. Sources and Formation Conditions of Early Proterozoic Granitoids from the Southwestern Margin of the Siberian Craton. *Petrology* 14 (3), 262–283. <https://doi.org/10.1134/S0869591106030040>.

Volkova N.I., Sklyarov E.V., 2007. High-Pressure Complexes of the Central Asian Folded Belt: Geological Position, Geochemistry and Geodynamic Consequences. *Russian Geology and Geophysics* 48 (1), 83–90. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2006.12.008>.

Volkova N.I., Stupakov S.I., Tret'yakov G.A., Simonov V.A., Travin A.V., Yudin D.S., 2005. Blueschists from the Uimon Zone as Evidence for Ordovician Accretionary-Collisional Events in Gorny Altai. *Russian Geology and Geophysics* 46 (4), 361–378.

Zonenshain L.P., Dril S.I., Kuzmin M.I., Simonov V.A., Bobrov V.A., 1995. Geochemical Types of Basalts of the Back-Arc Basins of the Western Woodlark, Lau and Manus. *Doklady Earth Sciences* 341 (4), 532–535 (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Симонов В.А., Бобров В.А. Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // Доклады РАН. 1995. Т. 341. № 4. С. 532–535].

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Химический состав габбро-диабазов и лейкоплагиогранита Кабак-Тайгинского массива**Table 1.1.** Chemical composition of gabbro-diabases and leucoplagiogne of the Kabak-Taiga massif

Проба	Б-22-28	Б-12-у-3	KU-82*	Б-23-28	Б-14-01	Б-15-121	Б-23-27	Б-16-104	Б-16-105	KU-83*
Компонент										
SiO ₂	46.36	47.76	49.59	50.09	50.28	50.72	50.78	51.47	52.13	77.24
TiO ₂	1.06	1.44	1.32	1.20	1.05	1.32	1.49	1.45	1.49	0.32
Al ₂ O ₃	16.67	14.36	13.92	14.53	14.97	14.41	14.14	14.22	14.09	8.69
Fe ₂ O ₃	11.63	12.75	12.76	13.40	12.53	13.05	15.11	14.65	14.01	2.08
MnO	0.13	0.18	0.28	0.28	0.27	0.31	0.32	0.30	0.30	0.08
MgO	8.57	7.17	8.12	5.72	6.14	5.70	4.84	4.70	4.33	1.26
CaO	8.93	11.07	7.72	9.37	8.79	8.68	8.77	8.40	7.74	2.49
Na ₂ O	1.96	2.17	3.80	3.54	3.79	3.56	3.10	2.83	3.59	2.43
K ₂ O	1.47	0.19	0.29	0.24	0.24	0.21	0.24	0.36	0.27	1.35
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.10	0.10	0.09	0.12	0.10	0.11	0.11	0.07
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
SO ₃	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03
V ₂ O ₅	0.03	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.01
Cr ₂ O ₃	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
NiO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	2.30	2.43	2.07	1.04	1.71	0.77	0.82	0.91	1.60	4.00
Сумма	99.31	99.81	100.06	99.64	99.95	99.01	99.83	99.50	99.78	100.09
Rb	48.61	0.54	2.78	3.05	2.54	н.а.	1.93	4.91	2.86	31.98
Cs	1.70	0.10	0.10	0.16	0.27	н.а.	0.11	0.41	0.27	0.76
Ba	127	33	65	94	103	н.а.	98	142	109	91
Nb	2.27	0.82	0.85	0.85	0.60	н.а.	1.43	0.79	0.77	2.60
Ta	0.14	0.08	0.05	0.05	0.05	н.а.	0.17	0.05	0.05	0.22
La	3.37	3.94	2.47	2.78	3.03	н.а.	3.25	3.54	4.04	1.87
Ce	9.29	11.09	8.18	8.65	8.90	н.а.	10.00	10.90	11.60	4.41
Pr	1.48	2.21	1.44	1.48	1.34	н.а.	1.64	1.77	1.84	0.62
Sr	255	1005	131	261	308	н.а.	234	240	228	58
Nd	7.53	11.75	8.06	7.83	7.40	н.а.	8.74	9.97	9.71	2.70
Hf	1.8	2.5	2.0	1.9	1.7	н.а.	2.1	2.4	2.3	2.2
Zr	65	68	64	62	58	н.а.	70	82	81	84
Sm	2.61	4.08	2.78	2.68	2.49	н.а.	3.13	3.42	3.40	0.86
Eu	0.90	2.16	0.86	0.96	1.04	н.а.	1.01	1.21	1.15	0.31
Gd	3.29	6.41	3.99	3.65	3.48	н.а.	4.06	4.39	4.69	1.17
Tb	0.61	1.28	0.74	0.69	0.66	н.а.	0.77	0.84	0.84	0.21
Dy	3.85	8.47	5.05	4.70	4.34	н.а.	5.36	5.68	5.78	1.36
Ho	0.82	1.85	1.13	1.04	0.95	н.а.	1.23	1.27	1.33	0.30
Er	2.29	5.13	3.29	3.10	2.79	н.а.	3.52	3.78	3.79	0.95
Tm	0.35	0.82	0.48	0.46	0.44	н.а.	0.53	0.57	0.56	0.15
Yb	2.3	5.1	3.1	3.0	2.8	н.а.	3.5	3.7	3.7	1.0
Lu	0.33	0.76	0.46	0.45	0.42	н.а.	0.51	0.57	0.54	0.15
Y	23	46	30	29	27	н.а.	32	35	36	9
Th	0.41	0.39	0.15	0.35	0.25	н.а.	0.35	0.39	0.41	4.00
U	0.16	0.21	0.09	0.14	0.16	н.а.	0.14	0.20	0.21	0.76

Примечание. * – пробы на изотопное U/Pb датирование цирконов (LA-ICP-MS). н.а. – не анализировался. Содержание оксидов петрогенных элементов приведено в мас. %, содержание редких и рассеянных элементов – в г/т.

Note. * – samples for U/Pb isotope dating of zircons (LA-ICP-MS). н.а. – not analyzed. The contents of oxides of petrogenic elements are given in wt. %, the contents of rare and trace elements – in g/t.

Таблица 1.2. Химический состав базальтов Кабак-Тайгинского массива

Table 1.2. Chemical composition of basalts of the Kabak-Taiga massif

Проба	Б-22-27	Б-23-46	Б-23-44	Б-23-42	Б-23-43	Б-16-107	Б-16-93.2	Б-15-113	Б-23-45	Б-12-у-2	Б-16-109	Б-9-122	Б-22-26	Б-9-116	Б-15-116	Б-15-115	Б-16-95.1
Компонент																	
SiO ₂	42.96	44.56	44.64	44.96	45.06	45.49	45.52	45.72	46.26	46.56	46.77	47.28	47.32	47.44	48.37	50.16	51.77
TiO ₂	3.05	2.58	2.76	2.54	2.56	2.82	2.28	3.26	2.42	2.12	2.36	1.71	2.89	2.22	2.34	3.77	2.10
Al ₂ O ₃	15.01	16.02	17.61	15.85	16.07	18.92	13.35	12.98	15.36	14.69	17.86	15.65	14.25	13.09	15.46	14.70	11.96
Fe ₂ O ₃	14.98	13.60	13.78	13.44	13.51	11.89	10.20	13.29	12.20	13.97	13.39	12.55	13.98	14.88	11.87	13.61	9.76
MnO	0.20	0.14	0.13	0.14	0.16	0.13	0.17	0.19	0.14	0.18	0.19	0.18	0.17	0.24	0.13	0.23	0.15
MgO	4.67	7.76	7.15	7.84	7.25	7.66	4.26	4.60	7.12	5.89	7.17	8.73	5.11	7.91	6.20	4.64	3.52
CaO	10.32	5.57	4.37	6.61	6.53	2.50	12.20	9.46	7.06	10.80	3.28	6.45	7.93	10.29	6.18	3.34	10.86
Na ₂ O	3.24	4.08	4.41	3.97	4.18	4.33	4.25	3.74	4.42	2.74	3.38	3.80	4.42	2.64	4.68	4.21	3.66
K ₂ O	0.64	0.18	0.24	0.27	0.26	0.34	0.40	0.85	0.25	0.42	0.72	0.43	0.62	0.22	0.37	0.13	0.70
P ₂ O ₅	0.42	0.28	0.34	0.28	0.30	0.42	0.28	0.51	0.28	0.27	0.33	0.21	0.44	0.26	0.27	0.52	0.25
BaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
SO ₃	0.08	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.21	0.05	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.11	0.03
V ₂ O ₅	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.06	0.04
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
NiO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
п.п.п.	3.73	5.13	4.11	3.83	3.76	4.54	6.45	4.14	4.38	2.54	4.29	2.95	2.50	1.24	3.08	4.45	4.48
Сумма	99.40	99.99	99.65	99.85	99.75	99.19	99.49	99.08	100.02	100.32	99.89	99.95	99.75	100.45	99.11	99.99	99.33
Rb	12.76	4.89	2.92	5.34	4.76	8.29	н.а.	н.а.	5.06	н.а.	16.58	7.30	15.26	2.07	н.а.	н.а.	12.63
Cs	1.24	0.38	0.16	0.33	0.27	0.53	н.а.	н.а.	0.38	н.а.	1.08	0.68	1.19	0.23	н.а.	н.а.	0.92
Ba	135	63	38	41	37	47	н.а.	н.а.	42	н.а.	104	55	81	41	н.а.	н.а.	113
Nb	30.31	19.74	18.55	17.47	17.64	33.39	н.а.	н.а.	17.61	н.а.	23.64	14.45	27.91	12.53	н.а.	н.а.	15.48
Ta	1.40	1.22	1.13	1.13	1.09	1.87	н.а.	н.а.	1.13	н.а.	1.37	0.90	1.79	0.84	н.а.	н.а.	1.00
La	15.08	13.23	14.64	14.31	14.33	22.10	н.а.	н.а.	13.99	н.а.	17.08	11.44	23.03	9.80	н.а.	н.а.	11.73
Ce	39.55	36.16	35.85	34.60	34.42	49.32	н.а.	н.а.	35.21	н.а.	40.57	26.60	53.48	24.31	н.а.	н.а.	29.22
Pr	5.54	5.05	4.94	4.81	4.65	6.31	н.а.	н.а.	4.80	н.а.	5.36	3.84	7.10	3.72	н.а.	н.а.	3.99
Sr	396	159	188	211	199	128	н.а.	н.а.	243	н.а.	254	361	173	153	н.а.	н.а.	370
Nd	25.6	23.0	22.0	21.7	21.4	26.2	н.а.	н.а.	21.8	н.а.	23.91	16.87	31.35	16.63	н.а.	н.а.	18.00
Hf	6.5	4.8	4.6	4.4	4.4	5.6	н.а.	н.а.	4.4	н.а.	4.6	3.7	6.3	4.0	н.а.	н.а.	3.6

Таблица. 1.2 (продолжение)

Table 1.2 (continued)

Проба	Б-22-27	Б-23-46	Б-23-44	Б-23-42	Б-23-43	Б-16-107	Б-16-93.2	Б-15-113	Б-23-45	Б-12-у-2	Б-16-109	Б-9-122	Б-22-26	Б-9-116	Б-15-116	Б-15-115	Б-16-95.1
Компонент																	
Zr	276	196	185	177	174	232	н.а.	н.а.	177	н.а.	191	135	266	137	н.а.	н.а.	148
Sm	7.14	5.92	5.58	5.57	5.32	5.64	н.а.	н.а.	5.51	н.а.	5.97	3.84	7.76	4.32	н.а.	н.а.	4.41
Eu	1.90	1.29	1.40	1.88	1.67	1.58	н.а.	н.а.	1.56	н.а.	2.09	1.27	2.54	1.42	н.а.	н.а.	1.35
Gd	7.80	6.21	6.07	6.32	5.84	5.34	н.а.	н.а.	5.90	н.а.	6.42	4.79	8.01	6.36	н.а.	н.а.	5.09
Tb	1.26	0.98	0.98	0.98	0.90	0.76	н.а.	н.а.	0.94	н.а.	1.02	0.81	1.25	1.08	н.а.	н.а.	0.78
Dy	7.29	5.78	6.06	5.87	5.65	4.24	н.а.	н.а.	5.59	н.а.	6.11	4.90	7.17	6.20	н.а.	н.а.	4.75
Ho	1.50	1.18	1.18	1.18	1.13	0.87	н.а.	н.а.	1.13	н.а.	1.33	0.99	1.45	1.32	н.а.	н.а.	0.90
Er	3.95	3.05	3.29	3.19	3.05	2.43	н.а.	н.а.	3.00	н.а.	3.53	2.67	3.74	3.83	н.а.	н.а.	2.54
Tm	0.56	0.41	0.46	0.46	0.41	0.38	н.а.	н.а.	0.41	н.а.	0.53	0.43	0.51	0.61	н.а.	н.а.	0.36
Yb	3.5	2.5	2.8	2.7	2.6	2.4	н.а.	н.а.	2.6	н.а.	3.2	2.7	3.2	3.8	н.а.	н.а.	2.2
Lu	0.53	0.36	0.39	0.39	0.39	0.37	н.а.	н.а.	0.39	н.а.	0.47	0.40	0.46	0.55	н.а.	н.а.	0.34
Y	40	30	34	33	32	24	н.а.	н.а.	31	н.а.	35	28	39	37	н.а.	н.а.	25
Th	2.24	1.55	1.40	1.40	1.40	2.54	н.а.	н.а.	1.40	н.а.	1.72	1.23	2.18	0.93	н.а.	н.а.	1.20
U	1.08	0.42	0.38	0.38	0.38	1.38	н.а.	н.а.	0.33	н.а.	0.53	0.33	0.86	0.44	н.а.	н.а.	0.38

Примечание. н.а. – не анализировался. Содержание оксидов петрогенных элементов приведено в мас. %, содержание редких и рассеянных элементов – в г/т.

Note. н.а. – not analyzed. The contents of petrogenic element oxides are given in wt. %, the contents of rare and trace elements – in g/t.

Таблица 1.3. Результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования цирконов из габбро-диабазы № KU-82 и лейкоплагиогранита № KU-83 Кабак-Тайгинского массива

Table 1.3. The results of U/Pb LA-ICP-MS dating of zircons from gabbro-diabase No. KU-82 and leucoplagiogneiss No. KU-83 of the Kabak-Taiga massif

Проба	N ^o п/п	²⁰⁷ Pb ^a , cps	U ^b , ppm	Pb ^b , ppm	Th ^b /U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^b / ²³⁸ U	±2σ, %	²⁰⁷ Pb ^b / ²³⁵ U	±2σ, %	²⁰⁷ Pb ^b / ²⁰⁶ Pb	±2σ, %	rho ^г	²⁰⁶ Pbд ²³⁸ /U	±2σ, млн лет	²⁰⁷ Pb ^a / ²³⁵ U	±2σ, млн лет	con. ^е
KU-83	1	5875	279	27	0,23	2650	0.0839	8.9	0.7112	12.2	0.0543	9.4	0.73	519	44	545	53	105
	2	3614	180	18	0.54	508	0.0803	5.5	0.6934	9.4	0.0553	8.6	0.59	498	27	535	40	107
	3	1737	94	10	0.84	2395	0.0775	7.7	0.6476	12.7	0.0535	11.4	0.61	481	36	507	52	105
	4	3650	193	18	0.25	666	0.0813	6.1	0.6533	9.8	0.0514	8.7	0.62	504	30	511	40	101
	5	731	39	4	0.57	177	0.0779	6.8	0.6351	17.5	0.0522	18.2	0.39	484	32	499	71	103
	6	7698	371	52	0.29	337	0.0841	10.0	0.7023	12.2	0.0535	7.9	0.82	521	50	540	52	104
	7	5511	301	29	0.30	19295	0.0817	7.3	0.6193	10.2	0.0485	8.1	0.71	506	36	489	40	97
	8	3191	159	15	0.18	1014	0.0864	9.1	0.7073	13.5	0.0524	11.2	0.68	534	47	543	58	102
	9	439	16	2	0.39	95	0.0802	11.9	0.6114	40.2	0.0488	43.5	0.30	497	57	484	168	97
	10	957	39	4	0.36	218	0.0884	11.9	0.7043	21.7	0.0510	20.5	0.55	546	63	541	95	99
KU-82	1	4293	187	17	0.34	5228	0.0896	8.8	0.7566	13.8	0.0613	10.5	0.64	553	47	572	62	103
	2	3485	154	15	0.59	908	0.0904	7.7	0.7238	12.5	0.0581	9.9	0.61	558	41	553	55	99
	3	1098	47	5	0.35	435	0.0929	9.1	0.8029	15.8	0.0627	13.0	0.57	573	50	598	74	105
	4	1023	45	4	0.35	248	0.0858	9.6	0.7481	21.4	0.0632	19.1	0.45	531	49	567	97	107
	5	1440	78	7	0.36	4918	0.0861	7.6	0.6949	12.1	0.0586	9.4	0.63	532	39	536	52	101
	6	414	22	2	0.30	1336	0.0812	8.0	0.7072	25.2	0.0631	23.9	0.32	503	39	543	112	108
	7	2107	146	13	0.29	2546	0.0866	7.5	0.7235	9.9	0.0606	6.4	0.76	535	39	553	43	103

Примечание. а – среднее содержание ²⁰⁷Pb с поправкой на фон в рамках анализа; б – содержание U и Pb, а также отношение Th/U, рассчитанные относительно стандарта циркона GJ-1; в – с поправкой на: фон, фракционирование Pb/U в рамках анализа (²⁰⁶Pb/²³⁸U), где необходим обычный Pb [Stacey, Kramers, 1975], и впоследствии нормализованные на стандарт GJ-1 (скорректированная инструментальная ошибка); г – rho – ошибка корреляции, определяемая как (ошибка ²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(ошибка ²⁰⁷Pb/²³⁵U); д – U/Pb возраст, рассчитанный с помощью Isoplot [Ludwig, 2003]; е – степень соответствия = (возраст ²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(возраст ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)·100.

Note. а – within-run, background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal; б – U and Pb content and Th/U ratio calculated relative to the GJ-1 zircon standard; в – corrected for: background, within-run Pb/U fractionation (²⁰⁶Pb/²³⁸U) in which common Pb is required [Stacey, Kramers, 1975]; г – rho is the error correlation defined as (err ²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(err ²⁰⁷Pb/²³⁵U); д – U/Pb age calculated with Isoplot [Ludwig, 2003]; е – degree of concordance = (age ²⁰⁶Pb/²³⁸U)/(age ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)·100.