

УДК 550.93+552.2+552.31+551.2

ЭВОЛЮЦИЯ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО САЯНА

С.Н. Руднев¹, Г.А. Бабин², Д.В. Семенова¹, А.В. Травин¹

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

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, 199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Обобщены результаты геологических, геохронологических и петрохимических исследований интрузивных комплексов Западного Саяна, и на их основе дан анализ масштабов, последовательности формирования, петрохимических характеристик и геодинамических обстановок образования гранитоидных и габброидных комплексов. Геохронологические данные свидетельствуют, что развитие интрузивных комплексов (гранитоиды и габброиды) Западного Саяна происходило в интервале возрастов 580—370 млн лет на нескольких возрастных уровнях и в различных геодинамических обстановках: островодужная — 580—570, 550—520 млн лет, аккреционно-коллизионная — 505—450 млн лет, трансформно-сдвиговая континентальных окраин — 440—430 млн лет и активной континентальной окраины — 425—370 млн лет. По петрохимическим характеристикам среди изученных гранитоидных комплексов выделяются породы толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серий. Исследования ксеногенных цирконов из изученных гранитоидных и габброидных комплексов указывают на диапазон возрастов 650—440 млн лет. Выделяется несколько возрастных кластеров (~ 645, ~ 570, 555—520, 505—475, 455—440 млн лет), которые указывают на гетерогенный состав коры Западного Саяна и на участие в гранитообразовании позднерифейских, венд-раннекембрийских и ордовикских коровых источников.

Эволюция гранитоидного и базитового магматизма, геохронология, петрохимия, Алтай-Саянская складчатая область, Западный Саян

EVOLUTION OF INTRUSIVE MAGMATISM IN WEST SAYAN

S.N. Rudnev, G.A. Babin, D.V. Semenova, A.V. Travin

We summarize the results of geological, geochronological and petrochemical studies of the intrusive complexes of West Sayan, and on their basis analyze the scales, formation sequence, petrochemical characteristics and geodynamic environments of the formation of granitoid and gabbroid complexes. Geochronological data indicate that the formation of intrusive complexes (granitoids and gabbroids) of West Sayan ranged within 580—370 Ma at several age levels and in various geodynamic environments: island-arc — 580—570, 550—520 Ma, accretion-collision — 505—450 Ma, transform-shear of continental margins — 440—430 Ma, and active continental margin — 425—370 Ma. According to petrochemical characteristics, we distinguish the rocks of tholeiitic, calc-alkali and subalkaline series among the studied granitoid complexes. The study of xenogenic zircons from granitoid and gabbroid complexes indicate the age range of 650—440 Ma. Several age clusters are distinguished (~ 645, ~ 570, 555—520, 505—475, 455—440 Ma); this indicates heterogeneous composition of the West Sayan crust and participation of the Late Riphean, Vendian — Early Cambrian and Ordovician crust sources in granite formation.

Evolution of granitoid and basic magmatism, geochronology, petrochemistry, Altai-Sayan folded region, West Sayan

ВВЕДЕНИЕ

Западный Саян является самостоятельным мегаблоком в структуре Алтай-Саянской складчатой области (АССО) и представляет собой складчатое сооружение, протягивающееся более чем на 800 км (рис. 1). На севере венд-кембрийские островодужные вулканогенные образования Западного Саяна граничат со структурно-вещественными комплексами девона Южно-Минусинского прогиба, на юге — со структурно-вещественными комплексами среднего палеозоя и раннего мезозоя Хемчик-Систигхемского прогиба, на западе и северо-западе — с каледонскими образованиями Горного Алтая и Горной Шории. По тектоническим и вещественным характеристикам этот регион представляет собой гетерогенное сооружение, в составе которого выделяется несколько структурно-формационных зон, ограниченных глубинными разломами. Структурно-формационные зоны различаются по строению, возрасту и набору

осадочных, вулканогенных и метаморфических образований [Зоненшайн, 1963; Зальцман и др., 1996; и др.]. Этот регион характеризуется широкомасштабным развитием интрузивных комплексов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках и имеющих широкий диапазон возрастов (поздний рифей—девон) и вещественные характеристики.

Изучению интрузивных комплексов Западного Саяна посвящены многочисленные геологические исследования, результаты которых отражены в схемах корреляции магматических и метаморфических комплексов этого региона [Антонов и др., 1978; Зальцман и др., 1996; Единцев и др., 1999]. В этих схемах последовательность формирования интрузивных комплексов основывалась главным образом на данных стратиграфии и геологических взаимоотношений интрузивных пород с вмещающими их осадочными, вулканогенными и метаморфическими толщами и на единичных определениях геохронологического возраста пород. Предложенные схемы корреляции являлись лишь предварительными и не позволяли решать проблемы возраста и последовательности становления интрузивных комплексов Западного Саяна, а также проводить их корреляцию с магматическими образованиями сопредельных территорий. Для решения таких задач были необходимы масштабные геохронологические исследования с применением прецизионных изотопных методов. Первые результаты U-Pb изотопного датирования гранитоидных комплексов этого региона были получены для северо-западной и северной частей Западного Саяна [Шокальский и др., 2000; Бабин и др., 2003; Руднев и др., 2005; Kruck et al., 2011]. Для центральной части Западного Саяна, где наиболее масштабно проявился интрузивный магматизм, информация по возрасту гранитоидных комплексов была представлена в статьях [Руднев и др., 2009, 2013]. Следует отметить, что в статье [Руднев и др., 2009] большая часть геохронологических данных по гранитоидам была получена Ar-Ar изотопным методом по биотитам и амфиболам и лишь незначительная часть U-Pb изотопным методом по циркону. Выяснилось, что геохронологические возраста, полученные Ar-Ar методом по темноцветным минералам, в некоторых случаях существенно различались как между собой, так и в сравнении с единичными U-Pb изотопными данными по циркону. Для решения этих противоречий было необходимо проведение дополнительных геохронологических исследований U-Pb изотопным методом по циркону.

Целью данной работы является выяснение эволюции интрузивного магматизма Западного Саяна, проявившегося в различных геодинамических обстановках. Для решения поставленной цели авторами статьи была изучена серия гранитоидных и габброидных массивов, относящихся к различным интрузивным комплексам, расположенным в разных структурно-формационных зонах этого региона. Для пород этих массивов были выполнены петрохимические исследования и U-Pb геохронологические исследования по магматическому циркону. Вместе с тем в работе уделено внимание U-Pb датированию ксеногенного циркона в гранитоидах и габброидах, которое позволяет выяснить не только возраста магмообразующих источников, участвующих в формировании исходных расплавов для гранитоидов, но и характер строения коры на уровне генерации расплавов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО САЯНА

В строении Западного Саяна выделяется несколько структурно-формационных зон, образующих основной каркас этого геологического сооружения (см. рис. 1): Саяно-Тувинская офиолитовая (V); Джебашская метаморфическая (V— \mathbb{E}_2), Северо-Саянская островодужная (V— \mathbb{E}_1); Центрально-Саянская турбидитовая, флишоидная (\mathbb{E}_3 —S) и вулканогенная (S₂—D₁) [Зоненшайн, 1963; Зальцман и др., 1996; Единцев и др., 1999].

Саяно-Тувинская зона (V) представлена телами офиолитовой ассоциации вендинского возраста, которые в виде протяженных поясов окаймляют Центрально-Саянскую структурно-формационную зону. В строении этой зоны выделяются несколько поясов: Куртушибинский, Борусский, Изыхский и Актовракский. Геологическое строение этих поясов, а также детальное описание опорных стратиграфических разрезов и состав слагающих их породных ассоциаций подробно рассмотрены в работах [Пинус и др., 1958; Добрецов, Пономарева, 1976; Добрецов и др., 1977; Сибилев, 1980; Скляров, Добрецов, 1987; Щербаков, 1991; Гончаренко и др., 1994; Симонов и др., 1994; Куренков и др., 2002; Волкова и др., 2009; Монгуш и др., 2011; Монгуш, 2019]. В составе поясов основной объем слагают дуниты, гарцбургиты, вебстериты, габбро, пироксениты, перидотиты, клинопироксениты, дайки диабазов и габбро-диабазов, мелкие жилы и дайки плагиогранитов, а также породы метаморфизованных эфузивно-осадочных толщ, сложенные базальтовыми пиллоу-лавами, туфами, пирокластитами основного состава, кремнистыми породами, глинистыми сланцами, граувакками и черными доломитами.

Северо-Саянская островодужная зона (V— \mathbb{E}_1). Эта зона является самостоятельной структурно-формационной единицей (террейном) Западного Саяна (см. рис. 1). Она прослеживается по северному фасу Западного Саяна, а затем в западном направлении трассируется в Горной Шории и далее на юг в восточной части Горного Алтая. В целом Северо-Саянская зона является фрагментом крупной вендриннекембрийской островодужной системы АССО [Шокальский и др., 2000; Руднев и др., 2005, 2013].

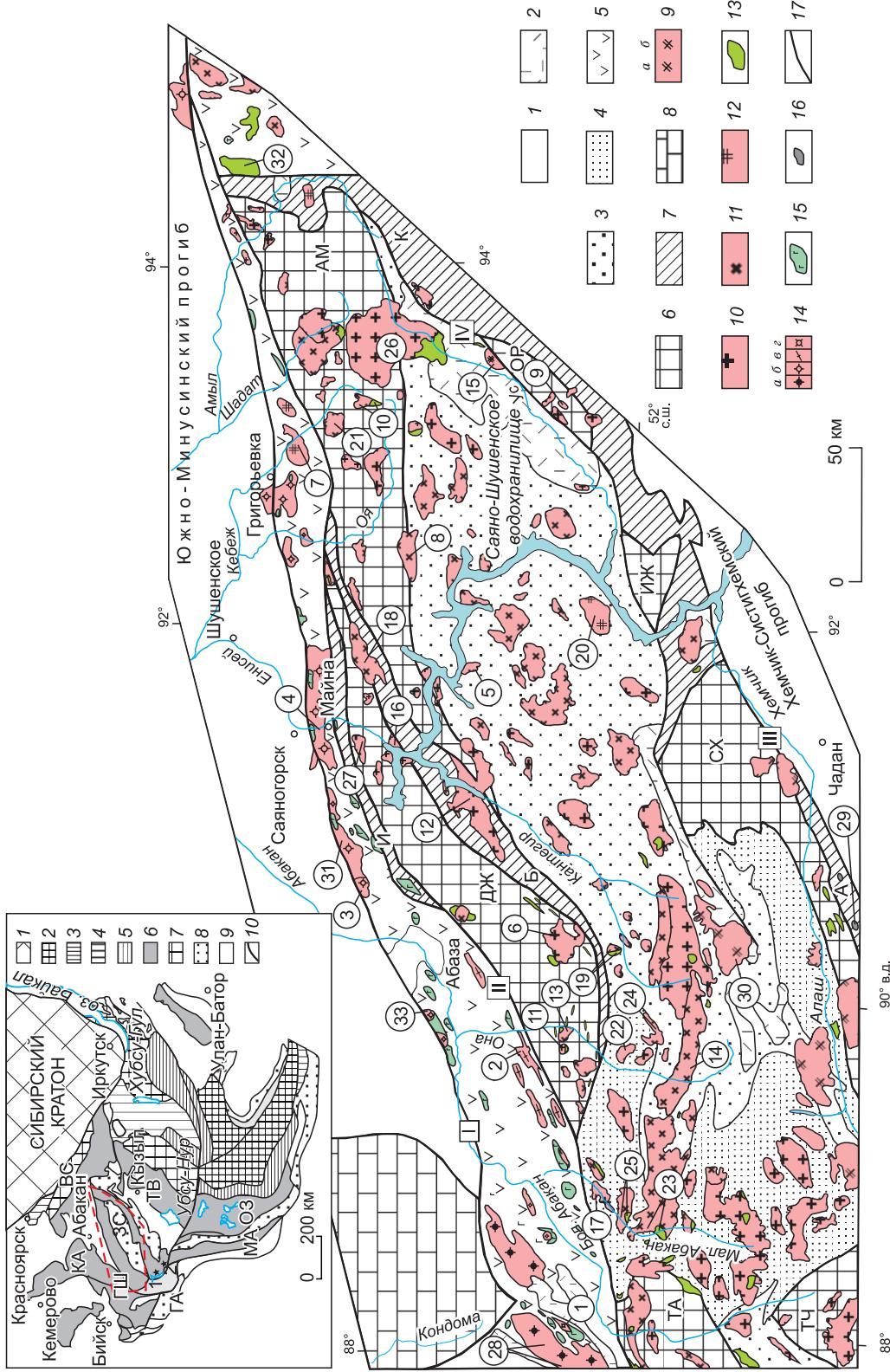


Рис. 1. Схема расположения ранне- и среднепалеозойских гранитоидов и габброидов в структурно-формационных зонах Западного Саяна (составлена с изменениями и дополнениями с учетом данных [Зоненшайн, 1963; Зальцман и др., 1996; Единцев и др., 1999; Руднев и др., 2005, 2009, 2013]).

Стратифицированные образования: 1 — терригенно-карбонатные и осадочно-вулканогенные отложения Южно-Минусинской и Хемчик-Систигхемской впадин (нерасщлененные) (D_{1-2}); 2—4 — Центрально-Саянская зона (2 — вулканогенно-осадочные отложения кужебинской базальт-трахиандезит-дацитовой серии (S_2 — D_1), 3 — карбонатно-терригенные флишоидные комплексы континентального шельфа O (E_1)— S_1 , 4 — турбидитовые отложения окраинных бассейнов?; склонов и глубоководных желобов E_3 — O_2); 5 — Северо-Саянская островодужная зона (венд-раннекембрийские островодужные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения нижнемонокской, верхнемонокской и чеханской свит нерасщлененные); 6 — Джев-

башская метаморфическая зона (метабазит-метапелитовые метаморфические образования джебашской серии ($V-\epsilon_2$), блоки: АМ — Амьльский, ДЖ — Джебашский, ИЖ — Иджимский, ОР — Орешский, СХ — Сютхольский, ТА — Телецко-Чульшманский, ГЧ — Гч — Телецко-Чульшманский; 7 — Саяно-Тувинская офиолитовая зона (чингинская серия и актовракский дунит-карбонатный комплекс, V_2 , нерасщлененные, в составе поясов: А — Акторракский, Б — Борусский, И — Изыхский, К — Куртушинский, К — Куртушинский, К — Куртушинский, К — Куртушинский; 8 — сютхольский кварц-сиенит-гранит-лейкогранитовый (S_2-D_1); 10 — джойский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый (S_2-D_1); 11 — большепорожкий диорит-транодиорит (тоналит)-транитовый (плагиогранитовый) (S_2-D); 12 — танзайбайский габбро-монцодиорит-транссиенит-транитовый комплекс (S_1); 13 — булкинский и бичебальский таббронитовые, нерасщлененные ($S-D$); Центрально-Саянский зоны; 14 — садринский диорит-тоналит-плагиогранитовый (ϵ_3-O_1), 6 — майнский диорит-тоналит-плагиогранитовый и куртажский диорит-тоналит-плагиогранитовый (ϵ_1), 2 — кипинский диорит-тоналит-плагиогранитовый ($V-\epsilon_1$); 15 — лысогорский перидот-пироксенит-таббронитовый ($V-\epsilon_1$) Северо-Саянской зоны, нерасщлененный; 16 — офиолиты автвракского гипербазитового комплекса (V) Саяно-Тувинской зоны; 17 — тектонические нарушения. Цифрами в кружках показаны положение и название массивов: 1 — Кипинский, 2 — Тараскырский, 3 — Куртажский, 4 — Енисейский, 5 — Гремячинский, 6 — Сабинский, 7 — Танзыбайский, 8 — Ойский, 9 — Воробьевский, 10 — оз. Ойское, 11 — Острые Сопки, 12 — Копенский, 13 — Колпакский, 14 — Онинский, 15 — Оренский, 16 — Джойский, 17 — Усть-Кайлийский, 18 — Сизинский, 19 — Ак-Таскыльский, 20 — Шигнестский (Узусутский), 21 — Рябой Таскыл, 22 — Большонинский, 23 — Байтульский, 24 — Уюкский, 25 — Киргизский, 26 — Буйинский, 27 — Аланский, 28 — Садринский и Базлинский, 29 — Мунгашакский, 31 — Табатский, 32 — Булкинский, 33 — Абазинский, 34 — Абаканский, 35 — мигматиты в составе Телецко-Чульшманского блока (показаны на врезке). Цифрами в квадратах показаны названия разломов: I — Саяно-Минусинский, II — Северо-Саянский, III — Хемчикский, IV — Куртушинский.

На врезке показана схема тектонического районирования Центрально-Азийского складчатого пояса [Владимиров и др., 1999]: 1 — Сибирская платформа; 2 — микроконтиненты с рифейским терригенно-карбонатным чехлом; 3 — рифгенные комплексы (RF_3); 4—6 — островодужные комплексы: 4 — поднерифейские, 5 — вендские, 6 — кембрийские; 7 — террейны с раннекаледонской ремобилизацией коры; 8 — оропенные молассы (ϵ_3-O) и осадочные бассейны ($O-S$), нерасщлененные; 9 — геологические комплексы среднего палеозоя и раннего мезозоя; 10 — основные разломы. Красной линией показана область, где проводились исследования. ВС — Восточный Саян, ГА — Горный Алтай, ГШ — Горная Шория, ЗС — Западный Саян, КА — Кузнецкий Алатау, МА — Монголо-Алтайская зона, ОЗ — Озерная зона Монголии, ТВ — Тува. Звездочками показаны положение Абаканского массива (1) и мигматитов в составе Телецко-Чульшманского блока (2).

С севера эта зона ограничена Саяно-Минусинским разломом, по которому она тектонически перекрываются девонскими отложениями Южно-Минусинской впадины. Южной границей зоны является Северо-Саянский надвиг, отделяющий ее от офиолитов вендинского возраста и образований вендинско-кембрийской джебашской метаморфической серии. Нижняя часть разреза (первая половина раннего кембра) Северо-Саянской островодужной зоны сложена преимущественно базальтами, андезибазальтами, дацитами (нижнемонокская, садринская, каечакская свиты) и прорывающими их интрузиями плагиогранитоидов майского комплекса. Выше них залегают вулканогенно-осадочные отложения верхнемонокской свиты (вторая половина раннего кембра) с галькой конгломератов гранитоидов майского комплекса в основании, а затем пестроцветные отложения среднего кембра (кайзасская, чеханская и арбатская свиты) [Велинский, 1968; Зальцман и др., 1996; Единцов и др., 1999; Перфилова и др., 2002].

Джебашская метаморфическая зона ($V-\epsilon_2$) имеет самостоятельное положение в структуре Западного Саяна. Породы этой зоны пространственно ассоциируют с офиолитами Саяно-Тувинской зоны, окаймляя с севера и юга в виде полукольца Центрально-Саянскую зону [Зальцман и др., 1996; Единцов и др., 1999]. Эта зона разбита тектоническими разломами на отдельные блоки: Джебашский, Амьльский, Абакано-Кантегирский, Иджимский, Орешский, Телецко-Чульшманский, Сютхольский (см. рис. 1). В строении этих блоков принимают участие преимущественно актинолит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлорит-карбонатные, кварц-хлорит-карбонатные сланцы, в меньшей степени развиты метаморфизованные кремнистые породы, кварц-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы с прослоями базальтов, туфов и мраморов, которые объединяются в джебашскую метаморфическую серию [Добрецов, Пономарева, 1976; Зальцман и др., 1996; Единцов и др., 1999; Плотников и др., 2003; Волкова и др., 2009; и др.].

Центрально-Саянская зона (ϵ_3-S) представляет собой прогиб, выполненный ордовик-силурийскими флишоидными и турбидитовыми отложениями, формировавшимися в условиях шельфа окраинного моря [Зоненшайн, 1963; Зальцман и др., 1996; Берзин, Кунгурцев, 1996; Yolkin et al., 2003], которые перекрывают образования джебашской метаморфической серии. Наземная вулканическая деятельность в этой зоне активизировалась на заключительной стадии в S_2-D_1 (пржидол-лохков) в форме автономных построек центрального типа (кужебазинский трахириолит-трахиандезитовый комплекс).

Главной особенностью Западного Саяна является широкое развитие интрузивного магматизма (около 20 % его площади). Он проявляется во всех вышеупомянутых структурно-формационных зонах в виде различных по масштабам и строению массивов (см. рис. 1). Среди интрузивных образований наиболее масштабное развитие имеют гранитоидные комплек-

сы, в меньшей степени — габброидные комплексы, характеризующиеся различным возрастом, вещественным составом и геодинамическими обстановками формирования. Особенности вещественного состава гранитоидных и габброидных комплексов подробно рассмотрены в работах [Смышляев, 1957, 1958; Халфин, 1963; Орлов, 1962; Добрецов и др., 1977; Поляков и др., 1978; Антонов, 1979; Сибilev, 1980; Перфилова, 1991; Зальцман и др., 1996; Руднев и др., 2009]. Схема интрузивного магматизма Западного Саяна, предлагаемая ранее в работах [Зальцман и др., 1996; Единцев и др., 1999], выглядела следующим образом: RF₃? (актовракский, борусский, иджимский и изыхский комплексы ультраосновных и основных пород), E₂ (майнский габбро-плагиогранитовый комплекс), S₂—D₁ (большепорожский диорит-гранодиорит-гранитовый, джойский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый, сютхольский сиенит-гранит-лейкогранитовый комплексы, бичебалыкский и булкинский габбро-анортозитовый и танзыбайский габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитовый комплексы). Основой для выделения такой возрастной последовательности формирования интрузивных комплексов главным образом послужили результаты геологических и стратиграфических исследований, а также единичные значения возрастов, полученные K-Ar [Кляровский, 1972], U-Pb и Rb-Sr изотопными методами [Рублев, 2001]. Поэтому вопросы возраста и временной последовательности становления магматических комплексов были приблизительными и до конца не решенными. В связи с чем авторами статьи было проведено U-Pb изотопное датирование циркона из гранитоидных и габброидных массивов, расположенные в различных структурно-формационных зонах (см. рис. 1), и дана петрохимическая характеристика породных ассоциаций. В работе обобщены результаты геохронологических исследований по 35 гранитоидным и габброидным массивам Западного Саяна (табл. 1, рис. 2). Анализ полученных геохронологических и геологических данных позволил выделить несколько возрастных этапов проявления интрузивного магматизма и проследить его эволюцию в тесной взаимосвязи с геодинамическими обстановками, происходящими в АССО в раннем—среднем палеозое [Sengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержания петрогенных элементов определены рентгенофлюоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск, аналитики Н.Г. Карманова, А.Н. Торяник) по методике [Карманова, Карманов, 2011].

U-Pb изотопные исследования магматического и ксеногенного циркона выполнены методом LA-SF-ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) по единичным зернам циркона на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанный плазмой Element XR (Thermo Finnigan), соединенном с системой лазерной аблации UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd:YAG лазера с длиной волны 213 нм. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизированы для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Pb при минимальном значении ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2 %), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнены по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb + Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U, ²³⁸U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ²³⁸U (аналоговый режим). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц, плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы «Glitter» (GEMOC, университет Маккуори, Австралия). U-Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 [Black et al., 2004] и Plešovice [Slama et al., 2008]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1 σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2 σ . Диаграммы с конкордией, а также гистограммы возрастов построены с помощью программы Isoplot [Ludwig, 2003]. Катодолюминесцентные изображения магматических и ксеногенных цирконов, используемые при проведении U-Pb изотопного датирования, получены на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430 при ускоряющем напряжении 20 кВ в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск).

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Вендский этап (580—570 млн лет). С этим этапом в Западном Саяне связано формирование офиолитовых комплексов, наблюдаемых в составе Борусского, Изыхского, Куртушибинского и Актовракского поясов (см. рис. 1) и преимущественно представляющих собой комплексы океанического основания и инициальных стадий формирования раннекаледонской системы островных дуг Палеоазиатского океана [Sengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Метелкин, 2012]. Офиолитовые комплексы наиболее детально изучены на примере Куртушибинского и Актовракского поясов. В составе этих поясов выделяются следующие комплексы пород: дунит-гарцбургитовый; серпентинит-верлит-клинопироксенитовый; дайковый (типа «дайка в дайке»); плагиогранитный; эфузивно-осадочная тол-

Таблица 1. Результаты изотопного датирования интрузивных комплексов Западного Саяна

№ п/п	№ пробы	Массив	Порода	Петрохимическая серия	Возраст, млн лет	Метод	Источник
1	6078	Кштинский	Плагиогранит	Извест.-щел.	545 ± 8	SHRIMP-II	3
2	PC-22	Тараскырский	»	»	545 ± 7	»	3
3	PC-39a	Куртакский	Диорит (М)	Толеитовая	533 ± 3	LA-ICP-MS	н. р.
4	PC-44	Енисейский	Плагиогранит (М)	Извест.-щел.	524 ± 2	TIMS	1
5	2226	Гремячинский	Гранодиорит	»	468 ± 6	LA-ICP-MS	н.р.
6	2506a/87	Сабинский	»	»	462 ± 3	»	»
7	PC-64	Танзыбейский	Граносиенит (Т)	Субщелочной	433 ± 4	»	»
8	2153-А	Ойский	Гранодиорит (Б)	Извест.-щел.	425 ± 2	»	»
9	PC-57	Воробьевский	Гранит (Д)	»	422 ± 6	»	»
10	P-32/1-99	оз. Ойское	Габбро	—	421 ± 4	»	»
	PC-60	»	Гранодиорит (Б)	Извест.-щел.	406 ± 3	»	»
11	PC-27	Острая Сопка	Гранит (Д)	»	418 ± 3	»	»
12	1781Б/83	Копенский	Гранодиорит (Д)	»	417 ± 3	»	»
13	PC-26	Колганский	Гранодиорит (Б)	»	418 ± 2	TIMS	2
14	Б17/1	Онинский	»	»	416 ± 3	LA-ICP-MS	н. р.
15	PC-52	Орешский	»	»	415 ± 3	»	»
16	PC-41	Джойский	Гранит (Д)	»	414 ± 5	TIMS	2
17	5325	Усть-Кайлинский	»	»	413 ± 3	LA-ICP-MS	н. р.
18	PC-49	Сизинский	Гранодиорит (Б)	»	411 ± 3	TIMS	2
19	2540	Ак-Таскыльский	Габбро	—	407 ± 5	LA-ICP-MS	н. р.
	2548	»	Гранодиорит (Б)	Извест.-щел.	410 ± 3	»	»
20	2307	Шигнетский	Кварц-сиенит (С)	Субщелочной	409 ± 2	»	»
21	PC-63	Рябой Таскыл	Гранодиорит (Б)	Извест.-щел.	408 ± 3	»	»
22	PC-16	Большеонинский	»	»	404 ± 3	»	»
23	5304/1	Байгульский	Габбро	—	402 ± 4	»	»
	5303	»	Гранодиорит (Б)	Извест.-щел.	384 ± 4	»	»
24	PC-9	Уюкский	»	»	402 ± 4	»	»
25	5317/2	Киргизский	Габбро	—	400 ± 3	»	»
	5321	»	Гранит (Б)	Извест.-щел.	406 ± 3	»	»
26	PC-67	Буйбинский	Гранит (Д)	»	370 ± 7	»	»
27	Б-243	Аланский	Лейкогранит (Д)	»	~394	TIMS	»
28	1248	Садринский	Плагиогранит (СД)	»	502 ± 3	»	4, 5
	5219	Базлинский	»	»	505 ± 8	»	4, 5
29	XIII-306	Шатский	Габбро (А)	—	578 ± 6	Ar-Ar (Амф)	6
30	б/н	Мунгашакский	Гранит (С)	Субщелочной	401 ± 7	Rb-Sr (валы)	7
31	20017	Табатский	Плагиогранит (М)	Извест.-щел.	525 ± 10	TIMS	8
32	Бл	Булкинский	Габбро (БЛ)	—	450 ± 5	Ar-Ar (Амф)	9
33	X-06-10e	Абазинский	Плагиогранит	Извест.-щел.	437 ± 4	SHRIMP-II	10
34*	8103	Абаканский (ТЧ)	Тоналит	»	459 ± 3	»	11
35*	КА-14-3/3	ТЧ	Мигматит	»	484 ± 3	»	12

Примечание. 1 — [Руднев и др., 2005]; 2 — [Руднев и др., 2009]; 3 — [Руднев и др., 2013]; 4 — [Руднев и др., 2004]; 5 — [Руднев, 2013]; 6 — [Монгуш и др., 2011]; 7 — А.Г. Рублев, А.П. Чухонин (неопубликованные данные); 8 — [Рублев, 2001]; 9 — [Леснов и др., 2019]; 10 — [Третьякова, 2011]; 11 — [Гусев, 2018]; 12 — [Каргополов и др., 2016]; н. р. — настоящая работа. ТЧ — Телецко-Чульшманский метаморфический пояс (блок). В круглых скобках заглавными буквами даны названия комплексов: А — актоворакский офиолитовый комплекс, Б — большепорожский диорит-гранодиорит(тоналит)-гранитовый(плагиогранитовый), БЛ — булкинский габбро-анортозитовый комплекс Д — джойский гранит-лейкогранитовый, М — майнский диорит-тоналит-плагиогранитовый, С — сютхольский сиенит-гранит-лейкогранитовый, СД — садринский диорит-тоналит-плагиогранитовый, Т — танзыбейский габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитовый. Амф — амфибол, № п/п соответствует номерам и названиям массивов, показанным на рис. 1.

* Положение массивов на врезке рис. 1.

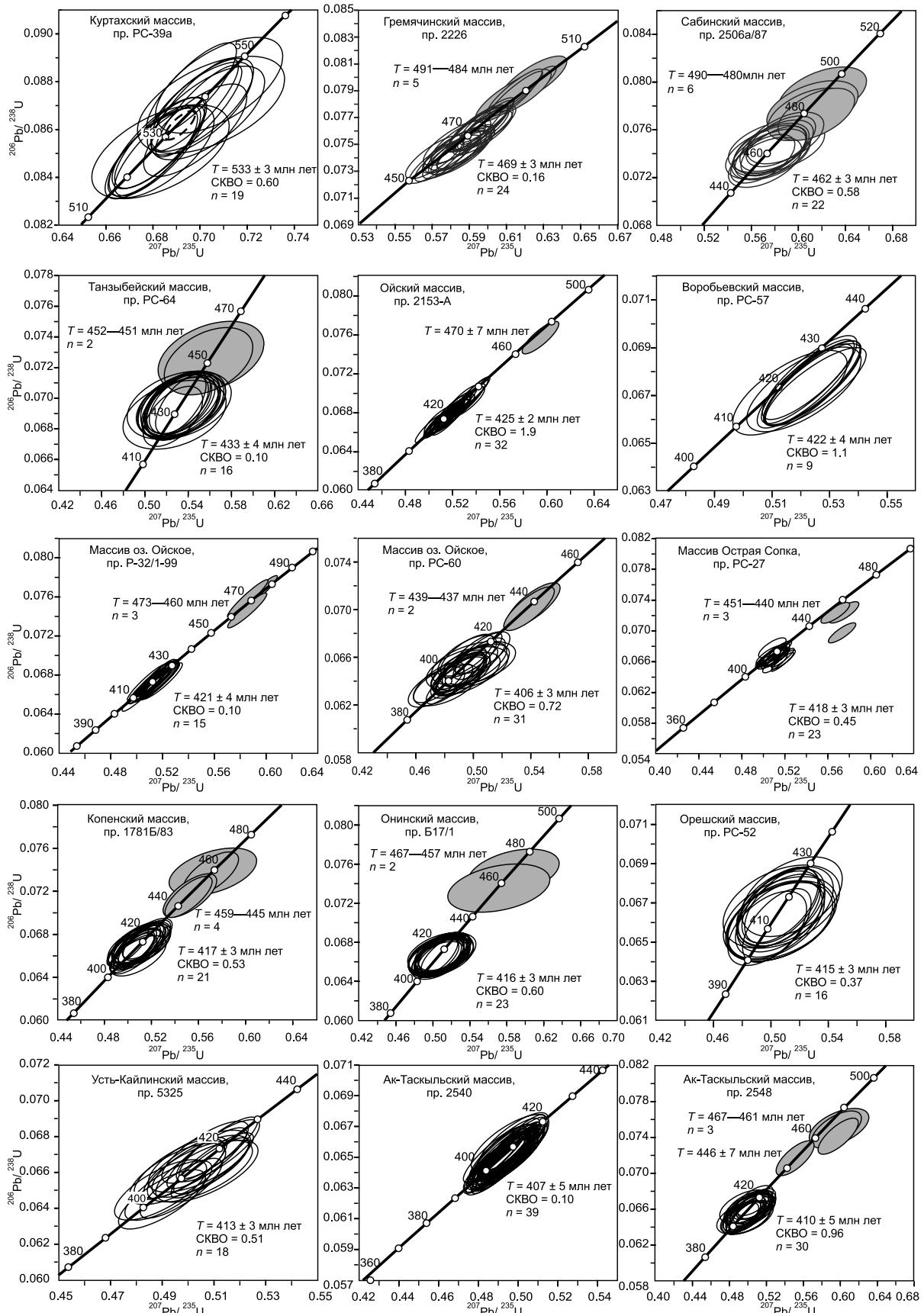


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями для циркона из гранитоидных и габброидных массивов Западного Саяна.

Светлыми эллипсами показаны значения возрастов, полученные по магматическим цирконам, серыми эллипсами — по ксеногенным цирконам, n — количество проанализированных точек.

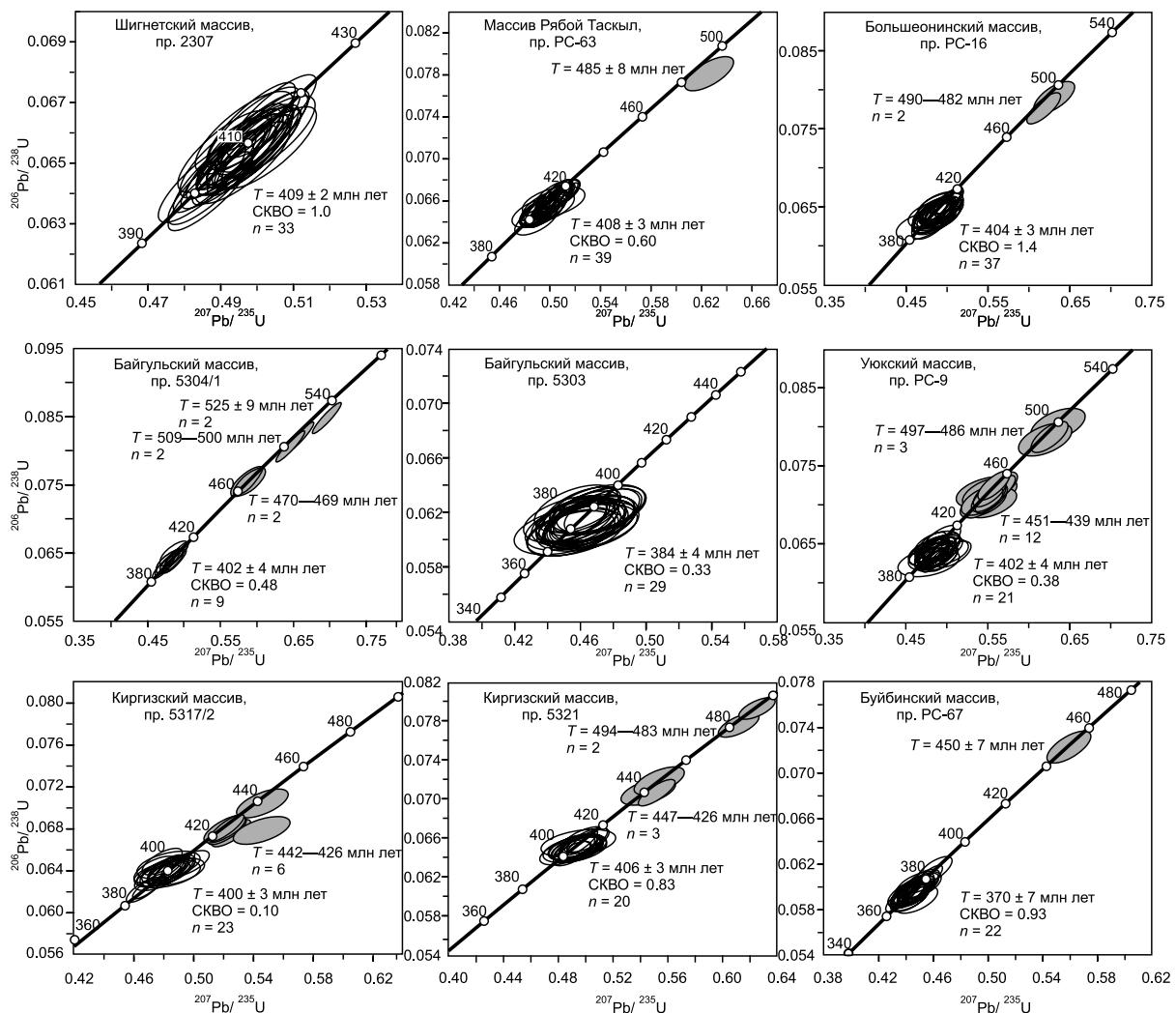


Рис. 2. (Окончание)

ща, сложенная подушечными базальтовыми лавами и пирокластитами с прослойями туфопесчаников [Добрецов, Пономарева, 1976; Щербаков, 1991; Гончаренко и др., 1994; Симонов и др., 1994; Куренков и др., 2002; Волкова и др., 2009; Монгуш и др., 2011; Монгуш, 2019]. Возраст пород офиолитовой ассоциации, согласно данным Ar-Ar изотопного датирования амфибола из габбро Шатского массива (Актовракский пояс, см. рис. 1), составляет 578 ± 6 млн лет (см. табл. 1) [Монгуш и др., 2011]. Особенности петрохимического состава пород офиолитовых ассоциаций Куртушибинского и Актовракского поясов подробно рассмотрены в работах [Куренков и др., 2002; Волкова и др., 2009; Монгуш и др., 2011; Монгуш, 2019]. В целом по возрасту и вещественному составу офиолиты Куртушибинского и Актовракского поясов сопоставляются с офиолитами Агардакской зоны Тувы [Pfänder et al., 2002] и Западной Монголии [Гибшер и др., 2001; и др.].

Поздневендо-раннекембрийский этап (550–520 млн лет). Этот этап интрузивного магматизма в структурах Северо-Саянской зоны ознаменовался широким развитием островодужных комплексов (вулканогенные, вулканогенно-осадочные, плагиогранитоидные и габброидные комплексы) [Единцев и др., 1996; Зальцман и др., 1996; Шокальский и др., 2000; Рублев, 2001; Бабин и др., 2003; Руднев и др., 2005, 2009, 2013; Руднев, 2013; Kruk et al., 2011] (см. рис. 1). Масштабы проявления гранитоидного и габброидного магматизма на раннем этапе формирования островной дуги (550–545 млн лет) были незначительными и представлены мелкими интрузиями в северо-западной части Западного Саяна [Руднев и др., 2013]. Среди них выделяются породы Атальской группы массивов лысогорского перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса (Большегатальский и Малоатальский массивы) и более поздние по отношению к ним породы Кштинского диорит-тоналит-плагиогранитного массива (545 ± 8 млн лет) и Тараксырского плагиогранитного массива (545 ± 7 млн лет, см. табл. 1). По содержанию петрогенных компонентов плагиогранитоиды Кштинского массива относятся к известково-щелочной серии с

низкой и умеренной калиевостью, а плагиограниты Тараксырского массива отвечают породам толеитовой серии с крайне низкими содержаниями калия (рис. 3, a) [Руднев и др., 2013].

С завершающим этапом (535—520 млн лет) интрузивного магматизма в Северо-Саянской острородоводужной зоне связано становление пород Куртакского диорит-тоналит-плагиогранитного массива возрастом 533 ± 3 млн лет (см. рис. 2), а также крупных plutонов и мелких массивов майнского тоналит-плагиогранитного комплекса (Енисейский, Табатский, Салбинский и др., около 20 массивов). Породы этих массивов прорывают островодужные вулканические образования нижнемонокского плахиориолит-базальтового комплекса и габброиды венд-раннекембрийского возраста [Смышляев, 1957; Зоненшайн, 1963; Зальцман и др., 1996; Единцев и др., 1999; Руднев и др., 2005, 2009, 2013; Руднев, 2013]. Возраст

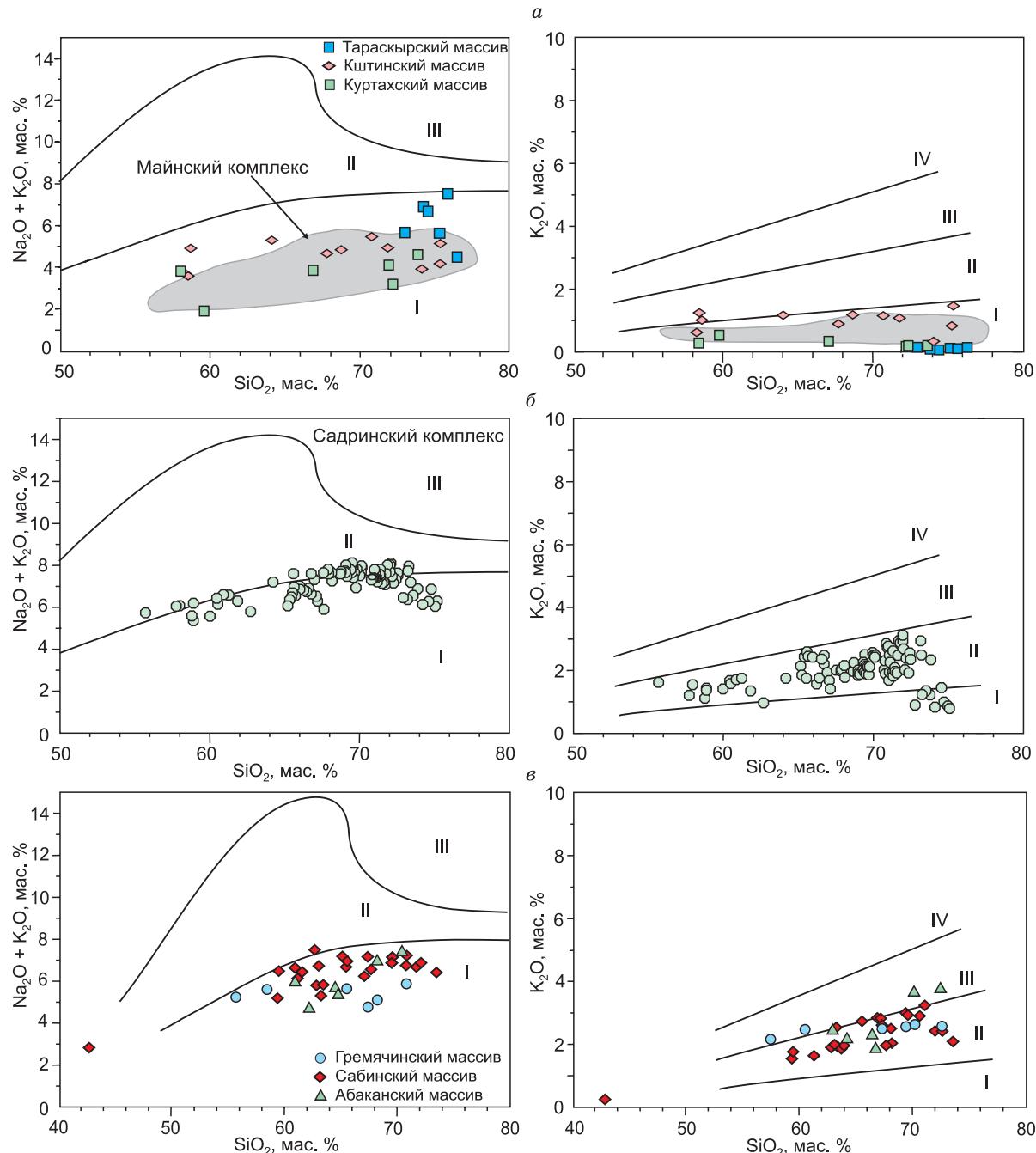


Рис. 3. Вариационные петрохимические диаграммы для интрузивных комплексов Западного Саяна, по [Руднев и др., 2005, 2009, 2013; Руднев, 2013].

Диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, по [Le Maitre, 1989], где I—III — поля состава пород (I — нормальной щелочности, II — умеренно щелочности, III — повышенной щелочности); диаграмма SiO_2 — K_2O , по [Rickwood, 1989], где I—IV — поля состава пород (I — низкокалиевые, II — умеренно калиевые; III — высококалиевые, IV — шошонитовые). а—ж — описание см. в тексте.

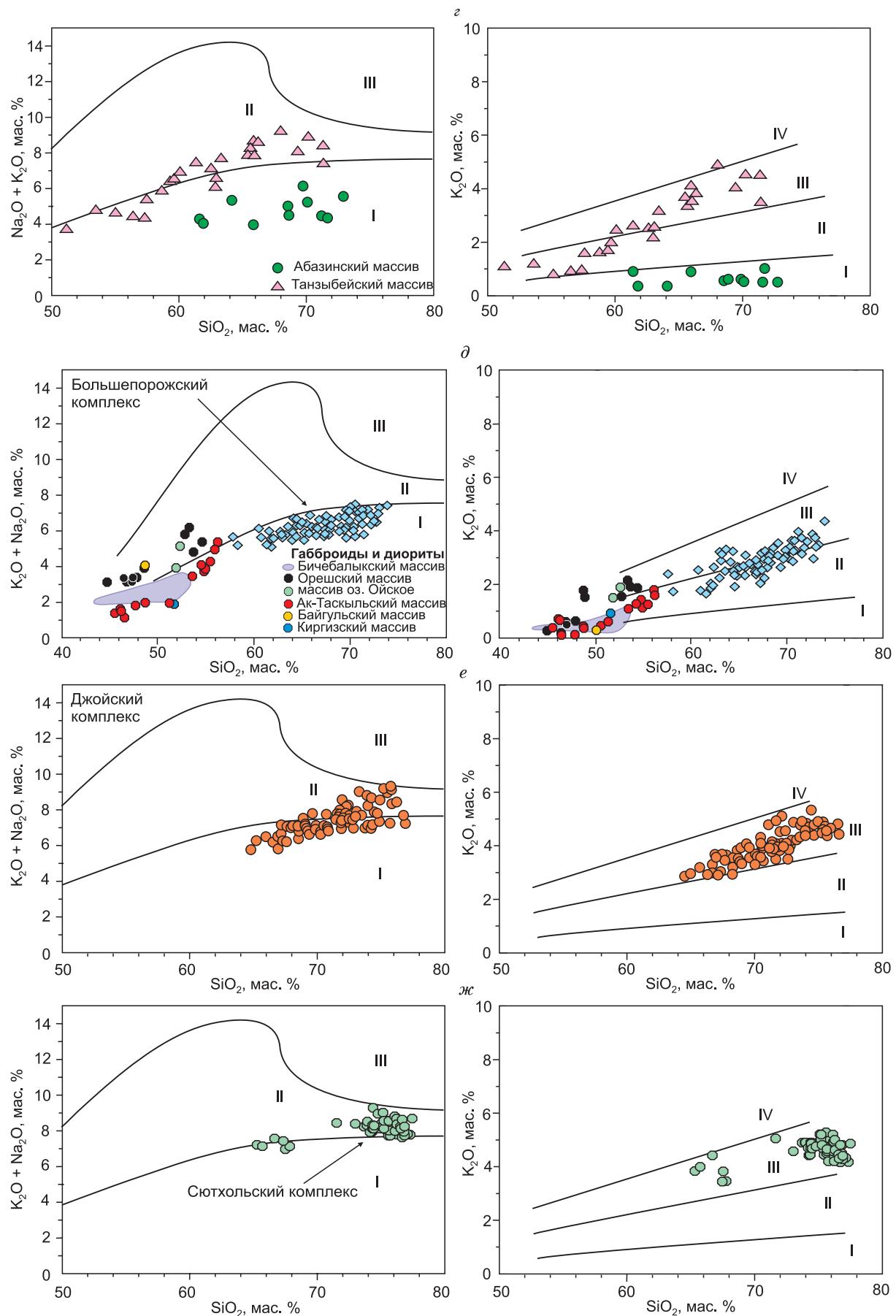


Рис. 3 (Окончание)

плагиогранитов Енисейского plutона, согласно данным U-Pb изотопного датирования по циркону, равен 524 ± 2 млн лет [Руднев и др., 2005, 2009; Руднев, 2013], Табатского plutона — 525 ± 10 млн лет (см. табл. 1) [Рублев, 2001]. По петрогохимическим характеристикам интрузивные образования Куртакского массива относятся к породам толеитовой серии с крайне низкой калиевостью (см. рис. 3, а), тогда как плагиогранитоиды майского комплекса (Табатский и Енисейский plutоны) занимают промежуточное положение между породами толеитовой и известково-щелочной сериями.

Позднекембрийско-позднеордовикский этап (505—450 млн лет). Этот этап интрузивного магматизма в структуре Западного Саяна связан с аккреционно-коллизионными процессами, сопровождавшими приключение к окраине Сибири систем островных дуг, задуговых бассейнов и микроконтинентов, происходившее на фоне проявления мантийного магматизма, по аналогии с кембро-ордовикским интрузивным магматизмом других регионов Алтая-Саянской складчатой области [Руднев и др., 2004; Руднев, 2013]. Следует отметить, что если в раннекаледонских структурах сопредельных регионов (Тува, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян) гранитоиды и габброиды этого возрастного этапа проявлены в очень широких масштабах [Руднев, 2013], то в Западном Саяне они представлены в виде отдельных интрузий. Среди интрузивных образований, формировавшихся на ранних стадиях (505—500 млн лет) аккреционно-коллизионных процессов, встречаются породы садринского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса (Садринский массив, 502 ± 3 млн лет и Базлинский массив, 505 ± 8 млн лет [Шокальский и др., 2000; Бабин, 2003; Руднев, 2013]), интрудирующие венд-раннекембрийские островодужные вулканогенные комплексы Северо-Саянской зоны. По петрогохимическим характеристикам породы садринского диорит-тоналит-плагиогранитного комплекса относятся к породам тоналит-плагиогранитной известково-щелочной серии с умеренной и низкой калиевостью (см. рис. 3, б).

С более поздним этапом (470—450 млн лет) аккреционно-коллизионных процессов связано становление Сабинского диорит-гранодиорит-гранитного массива (462 ± 3 млн лет, см. табл. 1, рис. 1), прорывающего образования джебашской метаморфической серии (Джебашский блок), Гремячинского диорит-гранодиорит-гранитного массива (468 ± 6 млн лет), интрудирующего флишоидные отложения позднего кембра — раннего ордовика в северной части Центрально-Саянской зоны, а также Абаканского диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиогранитного массива (459 ± 3 млн лет [Гусев, 2018]), прорывающего метаморфические образования Телецко-Чулышманского блока. Ранее породы этих массивов рассматривались в составе Большепорожского комплекса S_2 — D_1 . На этом же возрастном уровне также происходило становление пород Булкинского габбро-анортозитового массива (северо-восточная часть Западного Саяна) возрастом 450 ± 5 млн лет [Леснов и др., 2019]. Среди других пород основного состава можно отметить небольшую интрузию габброидов в составе Сабинского массива (см. рис. 1), становление которых предшествовало образованию гранитоидов. По петрохимическому составу гранитоиды Сабинского, Гремячинского и Абаканского массивов (см. рис. 3, в, дополнительные материалы, https://sibran.ru/journals/Suppl_Rudnev-114.pdf, table 1S) практически не отличаются от пород садринского комплекса, описанного выше, за исключением несколько более повышенных содержаний калия.

Среди других геологических образований, формировавшихся на аккреционно-коллизионном этапе развития региона, следует отметить породы чулышманского мигматит-гнейсового комплекса, наблюдаемые в южной части Телецко-Чулышманского метаморфического блока, на стыке структур Западного Саяна и Юго-Восточного Алтая (см. рис. 1, врезка). Возраст мигматитов этого комплекса, по данным U-Pb изотопного датирования циркона, составляет 484 ± 3 млн лет [Каргополов и др., 2016].

Раннесиурийский этап (440—430 млн лет). Природа этого этапа наиболее сложна. По мнению [Berzin, 2001; Крук и др., 2004; Руднев и др., 2009], он был связан с обстановкой трансформного скольжения литосферных блоков (трансформно-сдвиговая континентальная окраина (ТКО) по крупным региональным разломам. Этот режим в Алтая-Саянской складчатой области реализовался после завершения крупномасштабных аккреционно-коллизионных процессов в раннем ордовике и существовал вплоть до позднего силура. В отдельных районах АССО в это время периодически имели место сдвиговые деформации, сопровождавшиеся метаморфизмом, а в обрамлении сдвиговых зон (Западный Саян) и на сопредельных территориях (Азартальское поднятие Кузнецкого Алатау) развивались локальные ареалы субщелочного вулканизма и формировались гранитоидные батолиты «пестрого» состава, содержащие в качестве ранних фаз габброиды. Кислые члены серий отвечали известково-щелочному (повышенной калиевости) и субщелочному типам [Шокальский и др., 2000]. Аналогичные по составу и возрасту образования известны в Восточном Саяне [Крук и др., 2004]. В Западном Саяне с этим геодинамическим этапом связано становление габбро, кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов Абазинского массива (см. рис. 1) с возрастом плагиогранитов 437 ± 4 млн лет [Третьякова, 2011] (см. рис. 1, табл. 1), а также близких им по возрасту пород танзыбейского габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитового массива (433 ± 4 млн лет, одноименный комплекс), расположенные в северном фланге Северо-Саянской островодужной зоны. По петрогохимическим характеристикам породы Абазинского массива относятся к высоконатриевым и низкокалиевым гранитоидам известково-щелочной серии

нормального ряда, Танзыбейского массива — к породам субщелочной серии с умеренной и высокой калиевостью (см. рис. 3, *г*). Предполагается, что на этом же возрастном этапе происходило становление субщелочных пород кукшинского габбро-сиенит-гранитового комплекса (одноименный массив, северо-восточная часть Северо-Саянской зоны).

Позднесиурийско-девонский этап (425—370 млн лет). Этот возрастной этап интрузивного магматизма в геологической истории Западного Саяна является одним из ярких и представительных. Формирование интрузивных комплексов на данном этапе отвечало обстановке активной континентальной окраины (АКО), проявившейся в Западном Саяне, Горном Алтае и в других сопредельных регионах АССО [Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Куйбida и др., 2019; Kruck et al., 2011]. Главной особенностью этого этапа интрузивного магматизма является масштабное развитие гранитоидов (см. рис. 1), выразившегося в становлении крупных и мелких массивов во всех структурно-формационных зонах Западного Саяна [Руднев и др., 2009], а также в вулканической активности S_2 — D_1 (кужебазинский комплекс). Гранитоиды, участвующие в строении этих массивов и plutонов, отличаются широким спектром минералого-петрографического состава и петрохимических характеристик. Они объединяются в различные магматические комплексы, среди которых выделяются (от ранних к поздним): большепорожский диорит-гранодиорит(тоналит)-гранитовый(плагиогранитовый), джойский гранодиорит-гранитовый и сютхольский сиенит-гранит-лейкогранитовый. На этом же возрастном этапе интрузивного магматизма Западного Саяна фиксируется становление интрузий основного состава, предшествующие становлению гранитоидов и объединяемые ранее в составе бичебальского габбро-анортозитового комплекса. Геохронологические данные, полученные по отдельным габброидным интрузиям, свидетельствуют, что их становление происходило как минимум на двух возрастных уровнях: 421 ± 4 млн лет — массив оз. Ойское и $407—400$ млн лет — Ак-Таскыльский, Байгульский и Киргизский массивы (см. табл. 1). Габброиды, как видно на рис. 3, *д*, различаются по петрохимическому составу, что также подразумевает и их различную формационную принадлежность и не позволяет их рассматривать в рамках одного бичебальского комплекса. Геохронологические данные, полученные по гранитоидам (см. табл. 1), указывают, что породы большепорожского (онинского) комплекса формировались в диапазоне от 425 до 406 млн лет. По петрохимическим характеристикам они относятся к гранитоидам известково-щелочной серии с умеренной (преимущественно) и повышенной калиевостью (см. рис. 3, *д*). Гранитоиды джойского комплекса развиты в меньших масштабах и их становление происходило в более широком диапазоне возрастов — от 422 до 370 млн лет. По петрохимическому составу они относятся к породам известково-щелочной серии, но, в отличие от большепорожского комплекса, имеют более высокую общую щелочность и калиевость (см. рис. 3, *е*). Интрузивные образования сютхольского сиенит-гранит-лейкогранитового комплекса имеют незначительное развитие (см. рис. 1). Их формирование прослеживается на заключительной стадии позднесиурийско-девонского этапа интрузивного магматизма (409—401 млн лет). В состав сютхольского комплекса входят породы Шигнетского (Узунсугского) монцонит-гранитового массива возрастом 409 ± 2 млн лет (см. табл. 1), Мунгашакского гранитового массива — 401 ± 7 млн лет, а также Алашского, Сютхольского и Ишкинского гранит-лейкогранитовых массивов. По петрохимическим характеристикам они относятся к породам субщелочной серии (см. рис. 3, *ж*).

Завершая общую характеристику интрузивного магматизма Западного Саяна, следует отметить несколько важных моментов. Описанные выше этапы интрузивного магматизма Западного Саяна, установленные во взаимосвязи геологических и геохронологических исследований гранитоидных и габброидных комплексов, свидетельствуют, что интрузивный магматизм в этом сегменте АССО проявился от венда до среднего—позднего девона на нескольких возрастных этапах и связан с различными геодинамическими обстановками [Sengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Шокальский и др., 2000; Крук и др., 2004; Руднев, 2013], проявившимися как в Западном Саяне, так и в сопредельных территориях АССО: островодужная — 580—524 млн лет, аккреционно-коллизионная — 505—450 млн лет, трансформного скольжения — 440—430 млн лет и активной континентальной окраины — 425—370 млн лет (рис. 4). Столь длительное проявление гранитоидного магматизма в Западном Саяне взаимосвязано с несколькими этапами проявления мантийного магматизма. На это указывают многочисленные данные геологических взаимоотношений гранитоидов и габброидов, установленные на примере отдельных массивов, а также результаты геохронологических исследований (см. табл. 1). Полученные геохронологические данные свидетельствуют, что выделенные возрастные этапы интрузивного магматизма, отражающие эволюционную последовательность проявления гранитоидного и габброидного магматизма во времени, как видно из табл. 2, существенно отличаются от предлагаемых ранее в схемах интрузивного магматизма [Зальцман и др., 1996; Единцев и др., 1999; Схемы..., 2002]. Следует подчеркнуть, что новая схема интрузивного магматизма, предлагаемая авторами статьи, является только предварительной и требует еще корректировки, уточнений и дополнений.

Другим важным моментом является то, что установленные возрастные этапы интрузивного магматизма Западного Саяна (см. рис. 4) в целом коррелируются с этапами становления интрузивных комп-

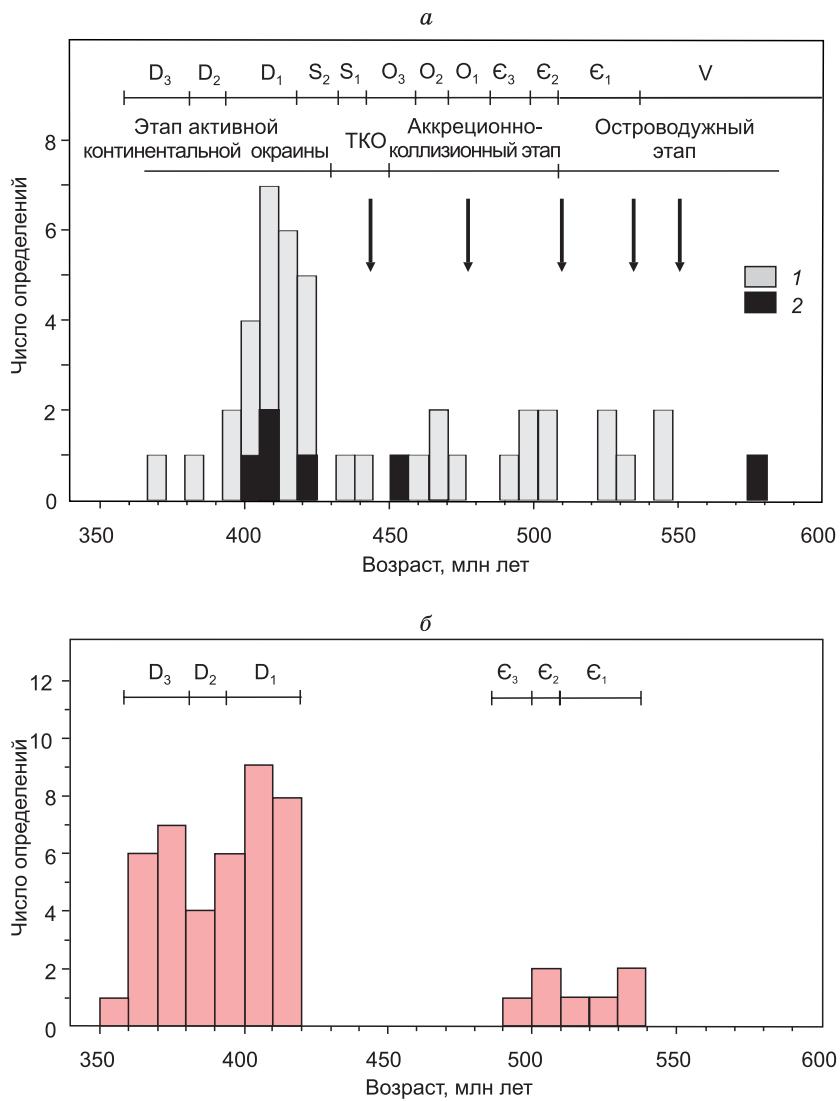


Рис. 4. Гистограммы возрастов гранитоидных и габброидных комплексов Западного Саяна (а), по данным табл. 1, и восточной части Горного Алтая (б), по [Kruk et al., 2011; Куйбida, 2019].

1 — гранитоиды, 2 — габброиды. Стрелками на рис. 4, а, показаны приблизительные значения возрастов габброидных ассоциаций, установленные на основе геологических данных.

лексов Горного Алтая, формировавшихся в тех же геодинамических обстановках. Как видно из гистограмм, для этих регионов в раннем—среднем палеозое отмечаются практически одинаковые этапы проявления интрузивного магматизма (поздний кембрий—ранний ордовик и ранний—средний девон). Тем не менее между ними намечаются некоторые различия. Если в структурах Западного Саяна отчетливо фиксируются среднепозднеордовикский и силурийский этапы интрузивного магматизма, то в Горном Алтае, согласно данным [Kruk et al., 2011; Куйбida, 2019], они не наблюдаются, зато наиболее ярко и масштабно проявился интрузивный магматизм среднего—позднего девона.

АНАЛИЗ ВОЗРАСТОВ КСЕНОГЕННОГО ЦИРКОНА И ИХ ИСТОЧНИКИ

Результаты геохронологических исследований ксеногенного циркона из различных по возрасту, вещественному составу и геодинамической обстановке формирования гранитоидных и габброидных комплексов Западного Саяна представлены на рис. 2 и отображены в виде гистограммы на рис. 5. Геохронологические исследования ксеногенного циркона (80 конкордантных значений) указывают, что их возрасты варьируют в диапазоне от ~650 до ~435 млн лет. В этом диапазоне условно выделяется несколько возрастных кластеров (~642, ~570, 550—520, 510—460, 450—435) с ярко выраженным возрастными пиками — ~550, ~525, ~485, ~465 и ~435 млн лет (см. рис. 5). Установленные возрастные

Таблица 2.

Схемы интрузивного магматизма Западного Саяна

Эпоха	Геодинамическая обстановка	Схема интрузивного магматизма, по [Зальцман и др., 1996; Единцев и др., 1999; Схемы..., 2002]	Обновленная схема интрузивного магматизма по данным авторов статьи и других исследователей (см. табл. 1, рис. 4)
D ₂ —D ₃	АКО	—	
D ₁		Булкинский и бичебалыкский габбро-анортозитовые, танзыбейский габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитовый, большепорожский диорит-гранодиорит-гранитовый, джойский гранодиорит-гранитовый и сютхольский сиенит-гранит-лейкогранитовый комплексы	Бичебалыкский габбро-анортозитовый, большепорожский диорит-гранодиорит-гранитовый, джойский гранодиорит-гранитовый и сютхольский сиенит-гранит-лейкогранитовый комплексы
S ₂		—	
S ₁	ТКО	—	Танзыбейский габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитовый комплекс (одноименный массив). Диорит-тоналит-плагиогранитовая ассоциация (Абазинский массив) [Третьякова, 2011]
O ₃	Аккремационно-коллизионная	—	Булкинский габбро-анортозитовый комплекс (одноименный массив) [Леснов и др., 2019]
O ₂		—	Диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиогранитовые ассоциации (Гремячинский, Сабинский и Абаканский массивы) [Гусев, 2018]
O ₁		—	—
€ ₃		—	Садринский диорит-тоналит-плагиогранитовый комплекс (Садринский, Базлинский массивы и др.) [Шокальский и др., 2000; Бабин, 2003; Руднев и др., 2004; Руднев, 2013]
€ ₂	Островодужная	Майнский тоналит-плагиогранитовый комплекс (Енисейский, Табатский и др. plutоны). Садринский диорит-тоналит-плагиогранитовый комплекс	—
€ ₁		—	Майнский тоналит-плагиогранитовый комплекс (Кштинский, Тараксырский и Куртакский массивы, Енисейский и Табатский plutоны) [Рублев, 2001; Руднев и др., 2005, 2009, 2013]
V	Островодужная	Офиолиты актовракского комплекса	Офиолиты актовракского комплекса (Шатский массив) [Монгуш и др., 2011]
RF ₃	—	—	—

интервалы ксеногенного циркона однозначно указывают не только на гетерогенный состав коры Западного Саяна, сложенной различными по возрасту, составу и геодинамической природе комплексами, но и на участие в магмогенерации различных по своей природе источников (преимущественно осадочных), дополнительно вовлекаемых в плавление.

Среди интрузивных образований островодужного этапа развития Западного Саяна ксеногенные цирконы являются редкими и наблюдались только в плагиогранитоидах Енисейского plutона (~524 млн лет, см. табл. 1). Результаты U-Pb геохронологических исследований ксеногенного циркона из пород этого plutона показали, что их возрасты варьируют в узком диапазоне 551—541 млн лет. В целом указанный интервал возрастных значений ксеногенного циркона сопоставляется с временем формирования вмещающих венд-раннекембрийских островодужных вулканитов нижнемонокского плагиориолит-базальтового комплекса, слагающих нижние части разреза Северо-Саянской островной дуги, что позволяет предполагать последние в качестве магмообразующих источников для плагиогранитоидов. Это предположение также подтверждается результатами численного геохимического моделирования и Nd-изотопными данными гранитоидов и вулканитов [Руднев и др., 2005].

Гранитоидные комплексы аккремационно-коллизионного этапа развития Западного Саяна (505—460 млн лет) имеют широкий диапазон возрастов ксеногенного циркона (642—484 млн лет). Среди интрузивных образований, формировавшихся на ранних стадиях аккремационно-коллизионных процессов, они фиксируются в породах садринского диорит-тоналит-плагиогранитового комплекса (Садринский

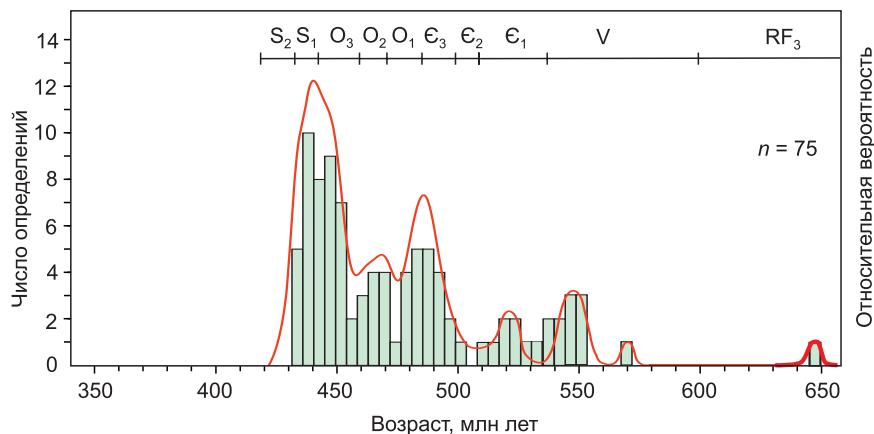


Рис. 5. Гистограммы возрастов ксеногенного циркона из гранитоидов и габброидов Западного Саяна (по данным рис. 2).

n – количество измерений.

массив ~ 642 , ~ 569 и 535 – 520 млн лет; Базлинский массив — 553 – 525 млн лет). Следует отметить, что в структурах Западного Саяна интрузивные образования возрастом ~ 642 млн лет не наблюдаются. Предполагается, что наиболее вероятным источником таких цирконов могли быть осадочные породы, образованные за счет разрушения и сноса океанических или островодужных комплексов позднерифейского возраста, расположенные на сопредельных территориях. В качестве примера можно отметить породы белоиусско-сынныгского плагиориолит-базальтового комплекса Кузнецкого Алатау и чернореченского базальтового комплекса юга Горной Шории [Шокальский и др., 2000].

В качестве источника ксеногенного циркона возрастом ~ 569 млн лет (Садринский массив) могли быть или продукты разрушения офиолитовых комплексов Куртушибинского, Актовракского и других блоков (например, Шатский массив — 578 ± 6 млн лет), в том числе их аналоги, или продукты размыва и сноса островодужных и океанических вулканогенных комплексов венского возраста на сопредельных территориях. Среди последних наиболее вероятными являются породы кульбюрстюгского трахибазальт-базальтового комплекса позднерифейско-венского возраста восточного склона Кузнецкого Алатау (Азыртальское поднятие) [Шокальский и др., 2000], непосредственно примыкающие с севера к Западному Саяну.

Ксеногенные цирконы возрастом 553 – 520 млн лет, также наблюдаемые в плагиогранитоидах садринского комплекса, предполагают, что наиболее вероятным их источником являются осадочные породы, образованные за счет разрушения островодужных комплексов (кислые вулканиты и плагиогранитоиды) Северо-Саянской зоны, упомянутые выше.

Гранитоидные ассоциации (470–460 млн лет), формировавшиеся на заключительных стадиях аккреционных-коллизионного процессов, имеют узкие вариации значений возрастов ксеногенного циркона (Сабинский массив — 490 – 480 млн лет и Гремячинский — 491 – 484 млн лет). Предполагается, что их источником могли быть продукты разрушения интрузивных комплексов ранних этапов аккреционно-коллизионных процессов. В качестве альтернативных магмообразующих источников, вовлекаемых в плавление при формировании исходных расплавов для гранитоидов, следует отметить породы джебашской метаморфической серии или продукты их разрушения. На это обстоятельство указывает геологическое положение исследованных гранитоидных массивов среди метаморфических пород джебашской серии (Сабинский массив — Джебашский блок и Абаканский массив — Телецко-Чулышманский блок) и осадочных отложений Центрально-Саянской зоны (см. рис. 1).

Интрузивные ассоциации, формировавшиеся в обстановке ТКО (437–433 млн лет, Танзыбайский и Абазинский массивы, см. табл. 1) с точки зрения присутствия в них ксеногенного циркона, еще недостаточно изучены. Единичные ксеногенные цирконы возрастом 452–451 млн лет наблюдались только в породах Танзыбайского массива.

Результаты геохронологических исследований ксеногенного циркона из силуро-девонских гранитоидов большепорожского и джойского комплексов, а также габброидных ассоциаций (Киргизский, Байгульский, Ак-Таскыльский и оз. Ойского массивов, см. рис. 2) указывают на широкие вариации их возрастов (530–440 млн лет) и наличие нескольких возрастных кластеров (530–520, 505–475, 455–440 млн лет). Анализ выделенных возрастных кластеров показывает, что главными источниками ксеногенного циркона в гранитоидах и габброидах являются осадочные породы, образованные за счет раз-

рушения кембро-ордовикских магматических комплексов аккреционно-коллизионной стадии развития региона, в меньшей степени — породы раннекембрийских островодужных комплексов (гранитоиды и кислые вулканиты) и джебашской метаморфической серии. На это обстоятельство указывают прямые геологические данные по прорыванию силуро-девонскими гранитоидами и габброидами вмещающих островодужных раннекембрийских комплексов Северо-Саянской зоны, метаморфических образований джебашской метаморфической серии и терригенно-осадочных пород Центрально-Саянской зоны.

ВЫВОДЫ

1. Геохронологические исследования интрузивных комплексов Западного Саяна позволили установить, что их становление происходило в диапазоне от 580 до 370 млн лет, отражающих эволюционную последовательность проявления кислого и базитового магматизма в этом регионе. Выделяется несколько импульсов проявления гранитоидного и габброидного магматизма, связанного с различными геодинамическими обстановками формирования: островодужная — 580—520 млн лет, аккреционно-коллизионная — 505—450 млн лет, трансформно-сдвиговая континентальных окраин (440—430 млн лет) и активной континентальной окраины (425—370 млн лет). Масштабное развитие гранитоидного магматизма в Западном Саяне связано с многократным проявлением мантийного магматизма, на что указывают широкое развитие интрузий габброидов, предшествующих становлению гранитоидных комплексов, а также присутствие ксенолитов габброидов среди гранитоидов всех возрастных уровней. Геохронологическими данными достоверно установлено несколько возрастных рубежей проявления базитового магматизма (~578, ~433, ~421 и 407—400 млн лет).

2. По петрохимическим характеристикам среди изученных гранитоидных комплексов Западного Саяна выделяются породы толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серий. Отчетливо наблюдается возрастание общей щелочности и калиевости гранитоидов в ряду от островодужных, аккреционно-коллизионных комплексов, ТКО к гранитоидным АКО.

3. Геохронологические данные, полученные по ксеногенным цирконам из гранитоидных и габброидных комплексов Западного Саяна, указывают на возрастной диапазон 650—440 млн лет. Условно выделяется несколько возрастных кластеров ксеногенного циркона (~645, ~570, 555—520, 505—475, 455—440 млн лет) с ярко выраженными пиками на ~550, ~525, ~485 и ~440 млн лет. Такой широкий диапазон возрастов ксеногенного циркона свидетельствует, что при формировании исходных расплавов при гранитообразовании немаловажная роль принадлежала осадочным породам, образованным за счет разрушения и сноса магматических комплексов с позднерифейскими, венд-раннекембрийскими и кембро-ордовикскими возрастами.

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам Т.В. Донской (ИЗК СО РАН, Иркутск) и А.А. Цыганкову (ИГ СО РАН, Улан-Удэ) за ценные советы и замечания к рукописи статьи, а также Н.Н. Круку (ИГМ СО РАН, Новосибирск) за конструктивные предложения и рекомендации при подготовке рукописи статьи в печать, Е.А. Крук за техническую помощь и Н.Г. Кармановой, А.Н. Торянику, А.Т. Титову (ЦКП ЦИИ СО РАН, Новосибирск) за помощь в аналитических исследованиях.

Работа выполнена по госзаданию ИГМ СО РАН (проект № 122041400044-2).

Дополнительные материалы: https://sibran.ru/journals/Suppl_Rudnev-114.pdf

ЛИТЕРАТУРА

Антонов П.С., Долгушин С.С., Коллеганов Ю.М. Состояние вопроса по формационному расчленению магматических образований Западного Саяна // Региональные схемы магматизма Алтас-Саянской складчатой области. Л., ВСЕГЕИ, 1978, т. 270, с. 41—53.

Антонов П.С. Геологическое строение типовых plutонов позднекаледонской гранитовой формации Западного Саяна // Гранитоидные комплексы Сибири / Ред. Ю.А. Кузнецова. Новосибирск, Наука, 1979, с. 75—86.

Бабин Г.А. Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация): Автореф. дис....к. г.-м. н. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 20 с.

Берzin Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтас-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Берzin Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

Велинский В.В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, Наука, 1968, 153 с.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Монгуш А.А. Подвижность редких элементов при субдукционном метаморфизме (на примере глаукофановых сланцев Куртушибинского хребта, Западный Саян) // Геохимия, 2009, т. 47, № 4, с. 401—414.

Гибшер А.С., Хайн Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Поздневенденский возраст хантайширского оphiолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1179—1185.

Гончаренко А.И., Чернышов А.И., Возная А.А. Офиолиты Западной Тувы (строение, состав, петроструктурная эволюция). Томск, ТГУ, 1994, 125 с.

Гусев Н.И. Ордовикские гранитоиды Абаканского массива как проявление позднеколлизионного магматизма в Восточном Горном Алтае // Материалы научн. совещ. «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск, ИЗК СО РАН, 2018, вып. 16, с. 80—82.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта // Геология и геофизика, 1976 (2), с. 40—53.

Добрецов Н.Л., Молдавцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск, Наука, 1977, 221 с.

Единцев Е.С., Зальцман В.Д., Хомичев В.Л., Бабкин А.Н., Катанов С.Г. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна // Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтай-Саянской складчатой области. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, с. 69—85.

Зальцман В.Д., Кокодзеев И.К., Единцев Е.С. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1996, 17 с.

Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963, 111 с.

Каргополов С.А., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М. Высокоградиентный метаморфизм и анатексис в Телецко-Чулышманском метаморфическом поясе (Горный Алтай); новые данные о возрасте и оценка $P-T$ -параметров // ДАН, 2016, т. 471, № 2, с. 203—208, doi: 10.7868/S0869565216320207.

Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP // Тезисы докладов VII Всероссийской конференции по рентгеноспектральному анализу. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2011, с. 126.

Кляровский В.М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1972, 258 с.

Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Руднев С.Н., Куйбida М.Л., Савиных Я.В., Мороз Е.Н. Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтай-Саянской складчатой области (средний палеозой) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, т. 1, с. 273—275.

Куйбida М.Л. Базальтовый вулканизм системы островная дуга—задуговой бассейн (Алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология, 2019, т. 38, № 3, с. 108—120, doi: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-108-102.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2019, 350 с., doi: 10.21782/B978-5-6043021-0-1.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2012, 460 с.

Монгуш А.А. Геологическое положение, геохимический и Sm-Nd изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны // Известия ИГУ, серия «Науки о Земле», 2019, т. 30, с. 56—75, doi: 10.26516/2073-3402.2019.30.56.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы — фрагмент поздневенденской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН, 2011, т. 438, № 6, с. 796—802.

Орлов Д.М. О дифференцированных массивах гранитоидов джойского комплекса Западного Саяна // Труды ВСЕГЕИ, Новая серия, Л., 1962, т. 73, № 4, с. 169—181.

Перфилова О.Ю. К проблеме формационного единства крупнейших гранитных интрузий Западного Саяна // Проблема стратиграфии и магматизма Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск, 1991, вып. 2, с. 93—97.

Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Дербан А.Г. Кембрийская островодужная ассоциация Северо-Саянской зоны // Материалы конф. «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск, ТГУ, 2002, т. 1, с. 194—200.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Госгеолтехиздат, 1958, 295 с.

Плотников А.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Ковач В.П., Журавлев Д.З., Мороз Е.Н. Sm-Nd изотопная систематика метаморфических пород западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН, 2003, т. 388, № 2, с. 228—232.

Поляков Г.В., Богнибов В.И., Кривенко А.П., Балыкин П.А. Явления гранитизации и магматического замещения в Енисейском plutоне майнского плагиогранитного комплекса (Западный Саян) // Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 21—40.

Рублев А.Г. Sr-Nd систематика раннепалеозойских магматических пород центральной части АССО и проблема источников их вещества // Материалы XVI симпозиума по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова. М., ГЕОХИ РАН, 2001, с. 214—215.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

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

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков О.А., Терлеев А.А., Куйбиди М.Л. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (2), с. 170—187.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Телешев А.Е., Шелепаев Р.А., Плоткина Ю.В. Состав и возрастные рубежи формирования гранитоидов Западного Саяна // Литосфера, 2009, № 1, с. 23—46.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Ковач В.П., Киселева В.Ю., Серов П.А. Ранние этапы островодужного гранитоидного магматизма Горной Шории и Западного Саяна // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 27—44.

Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск, Наука, 1980, 216 с.

Симонов В.А., Буслов М.М., Кунгурцев Л.В., Казанский А.Ю. Бонинитсодержащие палеоспреддинговые комплексы северо-саянского офиолитового комплекса // ДАН, 1994, т. 339, № 5, с. 650—653.

Скляров Е.В., Добрецов Н.Л. Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика, 1987 (2), с. 3—14.

Смышляев В.Н. К петрохимии пород Майнской плагиогранитной интрузии (Западный Саян). Томск, Изд-во ТГУ, 1957, вып. 4, с. 40—55.

Смышляев В.Н. Основные черты геологического строения Майнской плагиогранитной интрузии (Западный Саян). Томск, Известия ТПИ, 1958, т. 90, с. 69—84.

Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2002, 178 с.

Третьякова И.Г. Возрастные рубежи формирования гидротермального кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его соотношения с магматизмом: Автореф. дис. ...к. г.-м. н. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2011, 16 с.

Халфин С.Л. Тараксырский магматический комплекс плагиогранитов и кварцевых кератофиров в Западном Саяне // Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 107—112. (Труды ИГГ СО АН СССР, вып. 33).

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.М., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 188 с.

Щербаков С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника, 1991, № 4, с. 88—101.

Berzin N.A. A kinematic model for the formation of Altai-Sayan fold region: structural constraints // Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, Filial «Geo», 2001, p. 8—11.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.*, 2004, v. 205, p. 115—140, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.01.003.

Kruk N., Rudnev S., Vladimirov A., Shokalsky S., Kovach V., Serov P., Volkova N. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42, p. 928—948, doi: 10.1016/j.jseas.2010.12.008.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Ludwig K. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel, v. 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 2003, p. 1—70.

Pfänder J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W. 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 isotopic data // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2002, v. 143, p. 154—174.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*, 1989, v. 22, p. 247—263.

Şengör A.M.C., Natal'in B., Burtman V. Evolution of the Altaiid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 34, p. 299—307.

Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon — A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.*, 2008, v. 249 (1—2), p. 1—35, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.

Yolkin E.A., Sennikov N.V., Bakharev N.K., Izokh N.G., Klets A.G. Silurian paleogeography along the southwest margin of the Siberian continent: Altai-Sayan folded belt // Silurian lands and seas: Paleogeography outside of Laurentia. N. Y. State Mus. Bull., 2003, v. 493, p. 299—322.