



LATE PALEOZOIC CONTRASTING MAGMATISM OF THE EASTERN KAAKHEM MAGMATIC AREA (CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT)

I.V. Karmysheva ¹✉, V.A. Yakovlev ¹, A.M. Sugorakova ², S.N. Rudnev ¹, D.V. Semenova ¹

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Internatsionalnaya St, 117a, Kyzyl, 667007, Republic of Tyva, Russia

ABSTRACT. Based on the isotope-geochronological (zircons, U-Pb method), petrogeochemical, and structural and petrologic data, the following paper provides a detailed description of the characteristics of the Late Paleozoic basic and granitoid magmatism in the eastern part of the Kaakhem magmatic area (Eastern Tuva). During the formation of the Shivey alkaline-granitoid and Chadal gabbroid massifs in the period of 292–283 Ma, there were revealed two stages of contrasting magmatism. The early stage is characterized by the formation of plutonic mingling structures and intermediate rocks. Deformation structures, widespread in the early-mingling rocks, are superimposed and formed in extensional regime. At a later stage, there occurred a sequential intrusion of salic and mafic magmas into the zones of local extension in the early-mingling host rocks. A similar petrogeochemical composition of basic rocks of the early and late mingling indicates that they all formed from enriched magma. Granosyenites and granites are derived from melting of tonalites and metasedimentary rocks with a significant contribution of the mantle component. The simultaneous formation of the Chadal gabbroid and Shivei granitoid massifs took place at the intraplate stage of the development of geological structures of Eastern Tuva in the Late Paleozoic.

KEYWORDS: Early Permian magmatism; gabbro-granite magmatism; mingling; U-Pb method; Kaakhem batolith

FUNDING: Work is done on state assignment of IGM SB RAS.

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Irina V. Karmysheva, iri@igm.nsc.ru

Received: August 24, 2021

Revised: December 27, 2021

Accepted: January 11, 2022

FOR CITATION: Karmysheva I.V., Yakovlev V.A., Sugorakova A.M., Rudnev S.N., Semenova D.V., 2022. Late Paleozoic Contrasting Magmatism of the Eastern Kaakhem Magmatic Area (Central Asian Orogenic Belt). *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (3), 0637. doi:10.5800/GT-2022-13-3-0637

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОНТРАСТНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КААХЕМСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС)

И.В. Кармышева¹, В.А. Яковлев¹, А.М. Сугоракова², С.Н. Руднев¹, Д.В. Семенова¹

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

² Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, 667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Республика Тыва, Россия

АННОТАЦИЯ. В настоящей работе на основе изотопно-геохронологических (цирконы, U-Pb метод), петрогеохимических и структурно-петрологических данных приводится характеристика позднепалеозойского магматизма Каахемского ареала (Восточная Тува). Выявлены два этапа контрастного по составу магматизма при становлении Шивейского щелочно-гранитоидного и Чадалского габброидного массивов в период 292–283 млн лет. Ранний этап характеризуется формированием структур плутонического минглинга и образованием пород промежуточного состава. Деформационные структуры, широко распространенные в породах раннего минглинга, имеют наложенный характер и формировались в обстановках растяжения. На позднем этапе последовательное внедрение салических и мафических магм происходило в зоны локального растяжения во вмещающих породах раннего минглинга. Мафические породы раннего и позднего минглинга идентичны по петрогеохимическому составу, что указывает на их происхождение из единого глубинного обогащенного источника. Образование граносиенитов и гранитов связано с плавлением тоналитов и метаосадочных пород со значительным вкладом мантийного компонента. Одновременное становление Чадалского габброидного и Шивейского гранитоидного массивов происходило на внутриплитном этапе развития геологических структур Восточной Тувы в позднем палеозое.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: раннепермский магматизм; габбро-гранитный магматизм; минглинг; U-Pb метод; Каахемский батолит

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

Магматические комплексы в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) формировались с конца протерозоя до мезозоя в разных геодинамических режимах. Позднепалеозойский этап магматизма связан с образованием гигантских гранитоидных интрузивов (Ангаро-Витимский, Хангайский, Калба-Нарымский батолиты) и является наиболее масштабным в ЦАСП [Dobretsov et al., 2010; Xiao et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2013; Tsygankov, 2014; и др.]. Многие авторы отмечают приуроченность магматизма позднепалеозойского – раннемезозойского этапа к внутриплитным рифтогенным структурам и пространственно-временную ассоциацию с производными мантийных обогащенных магм [Yarmolyuk et al., 2000; Yarmolyuk, Kovalenko, 2003; Vladimirov et al., 2008; Kuz'min et al., 2011; Yarmolyuk, Kuzmin, 2011; Yarmolyuk et al., 2013; Kozlovsky et al., 2015; и др.].

Каахемский гранитоидный ареал (~30000 км²), являющийся объектом исследования в данной статье, относится к структурам Восточной Тувы и считается одним из крупнейших магматических образований Алтае-Саянской складчатой области (рис. 1). Формирование ареала связывается с раннепалеозойской и позднепалеозойской стадиями магматизма. Гранитоиды, сформировавшиеся на ранней стадии (рис. 1), имеют широкое площадное распространение и детально изучены [Rudnev et al., 2015; Sugorakova, Khertek, 2017].

Проявления магматизма позднепалеозойской стадии, напротив, распространены локально и изучены недостаточно детально (пространственно сближенные Шивейский граносиенит-гранитный и Чадалский габброидный массивы) [Sugorakova, 2017]. Открытыми остаются вопросы, касающиеся петрогенезиса гранитоидов, тектонических обстановок проявления магматизма, связи базитового и гранитоидного магматизма.

Цель настоящей статьи – на основе изотопно-геохронологических, петрогеохимических и структурно-петрологических данных охарактеризовать позднепалеозойскую стадию магматизма Каахемского гранитоидного ареала.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Шивейский массив занимает площадь около 500 км² и располагается преимущественно на левом берегу р. Каа-Хем вдоль р. Шивей (рис. 1). Чадалский габброидный массив (4×3 км) расположен в северной части Шивейского массива на правом берегу р. Каа-Хем (рис. 2). Впервые массив был выделен и охарактеризован в работе [Sugorakova, 2017], ранее он описывался в составе бимодальной ассоциации Шивейского массива [Sugorakova et al., 2011].

В Шивейском массиве выделены сиениты, сиенодиориты, кварцевые сиениты, граносиениты и граниты. Четкие контакты между разновидностями пород отсутствуют, отмечаются постепенные переходы,

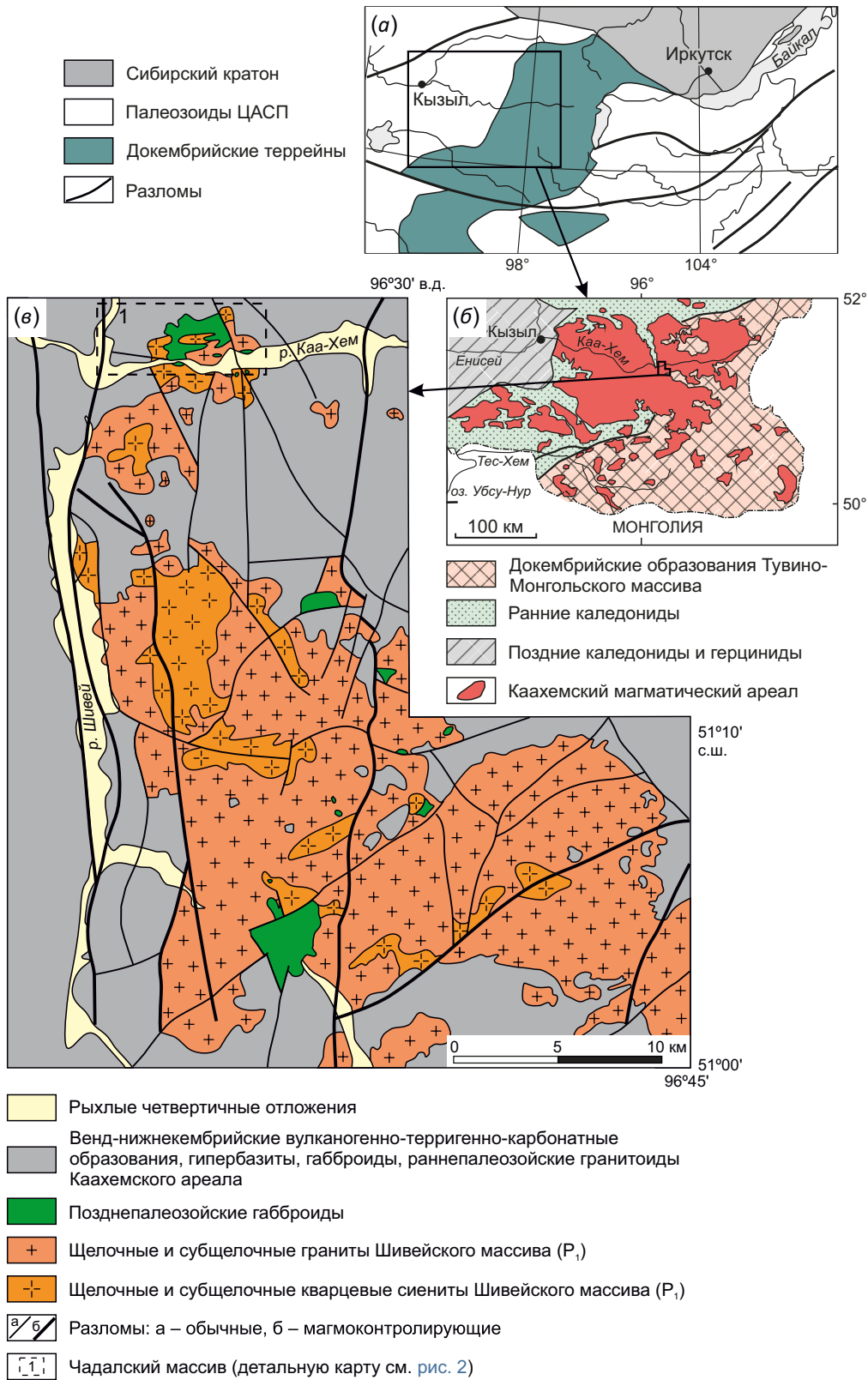


Рис. 1. Расположение Шивейского массива в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса. (а) – положение Каахемского ареала в структурах южного обрамления Сибирской платформы (по [Kuzmichev, 2004], с упрощениями); (б) – положение Шивейского массива в Каахемском ареале (по [Rudnev et al., 2015], с упрощениями); (в) – схема геологического строения Шивейского массива [Sugorakova et al., 2011].

Fig. 1. Location of the Shivey massif in the structures of the Central Asian fold belt. (а) – location of the Kaakhem areal in the structures of the southern frame of the Siberian Craton (after [Kuzmichev, 2004]); (б) – location of the Shivey massif in the Kaakhem areal modified (after [Rudnev et al., 2015]); (в) – scheme of the geological structure of the Shivey massif [Sugorakova et al., 2011].

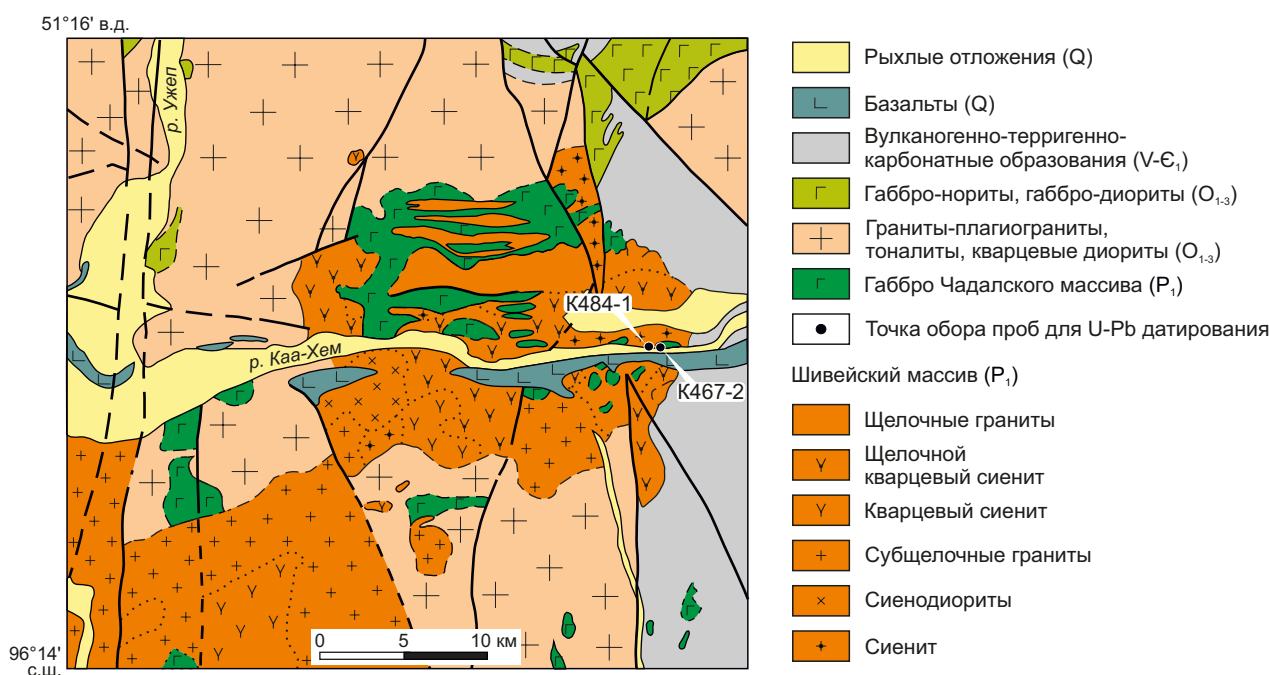


Рис. 2. Геологическая карта строения Шивейского и Чадалского массивов (фрагмент Государственной геологической карты масштаба 1:50000, 1990. Ответственный съёмщик – Сугорокова А.М.).

Fig. 2. Geological map of the Shivey and Chadal massifs structure (a fragment of the State Geological Map, scale 1:50000, 1990. Responsible executor – A.M. Sugorakova).

фиксируемые по увеличению или уменьшению содержания того или иного минерала. Выдержанные по минеральному составу разновидности слагают участки размером от 10 см² до десятков и сотен квадратных метров. В массиве породы распределены неравномерно, выделенные на карте границы проведены условно, породы обозначены по преобладающему типу. Далее по тексту породы Шивейского массива будут обобщенно называться граносиенитами и гранитами, за исключением моментов, когда точное название породы имеет принципиальное значение. U-Pb изотопным методом (SHRIMP-II, г. Санкт-Петербург) по цирконам из щелочных кварцевых сиенитов и щелочных гранитоидов получены значения возраста 297±4 и 293±4 млн лет соответственно [Sugorakova et al., 2011].

Чадалский массив сложен амфиболовыми габбро, монцогаббро, диоритами и монцодиоритами. Четких контактов между породами не наблюдается. Закономерностей распределения разновидностей пород в массиве не выявлено. Далее по тексту породы массива будут называться обобщенно монцогаббро по среднему составу пород.

3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования магматических пород включают в себя структурно-петрологические методы, определение петрогеохимического состава пород, U-Pb метод изотопного датирования пород.

Исследования состава пород выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) (определение петрогенных элементов

методом РФА и редкоземельных и высокозарядных элементов методом ИСП-МС), ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» на базе ГГФ ТГУ (г. Томск) (определение редкоземельных и высокозарядных элементов методом ИСП-МС) и в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования ИГХ СО РАН» (петрохимические исследования методом РФА) (г. Иркутск).

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов выполнены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования ИГМ СО РАН» (г. Новосибирск) методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерной системой лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Cetac), оснащенной двухкамерной ячейкой HelEx II. Данные о морфологии и внутреннем строении зерен получены по катодолюминесцентным изображениям. Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Pb при минимальном значении ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2 %) с использованием стандарта NIST SRM612. Все измерения выполняли по массам ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁸U. Съёмка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме ²³⁸U и ²³²Th (режим triple). Диаметр лазерного луча составлял 35 мкм, частота повторения импульсов 5 Hz и плотность энергии лазерного излучения 3 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений, в том числе расчет изотопных отношений, обрабатывали с помощью программы «Glitter» [Griffin et al., 2008]. Для учета элементного и изотопного фракционирования U-Pb

изотопные отношения нормализовали на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice [Slama et al., 2008]. Для цирконов проведена коррекция на нерадиоогенный свинец по [Andersen, 2002]. Погрешности единичных анализов (отношений, возрастов) приведены на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Диаграммы с конкордиями построены с использованием программы Isoplot [Ludwig, 2003].

4. СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ

Контакт Шивейского и Чадалского массивов представляет собой сложное чередование основных, средних

и кислых пород умеренной и повышенной щелочности с широко распространенными сетчатыми, фестончатыми, лапчатыми, пятнистыми текстурами, характерными для минглинга. Общая площадь, на которой наблюдаются структуры смешения, составляет около 12 км^2 . Структурно-петрологические исследования позволили выделить два типа минглинг-структур, соответствующих разным механизмам смешения контрастных по составу магм.

Первый тип структур представляет собой плутонический минглинг, для которого характерны как крупные (до нескольких метров) тела монцогаббро с трещинами растяжения, заполненными граносиенитами (рис. 3, а), так и мелкие включения пород среднего состава в более кислых (рис. 3, б). Контакты между

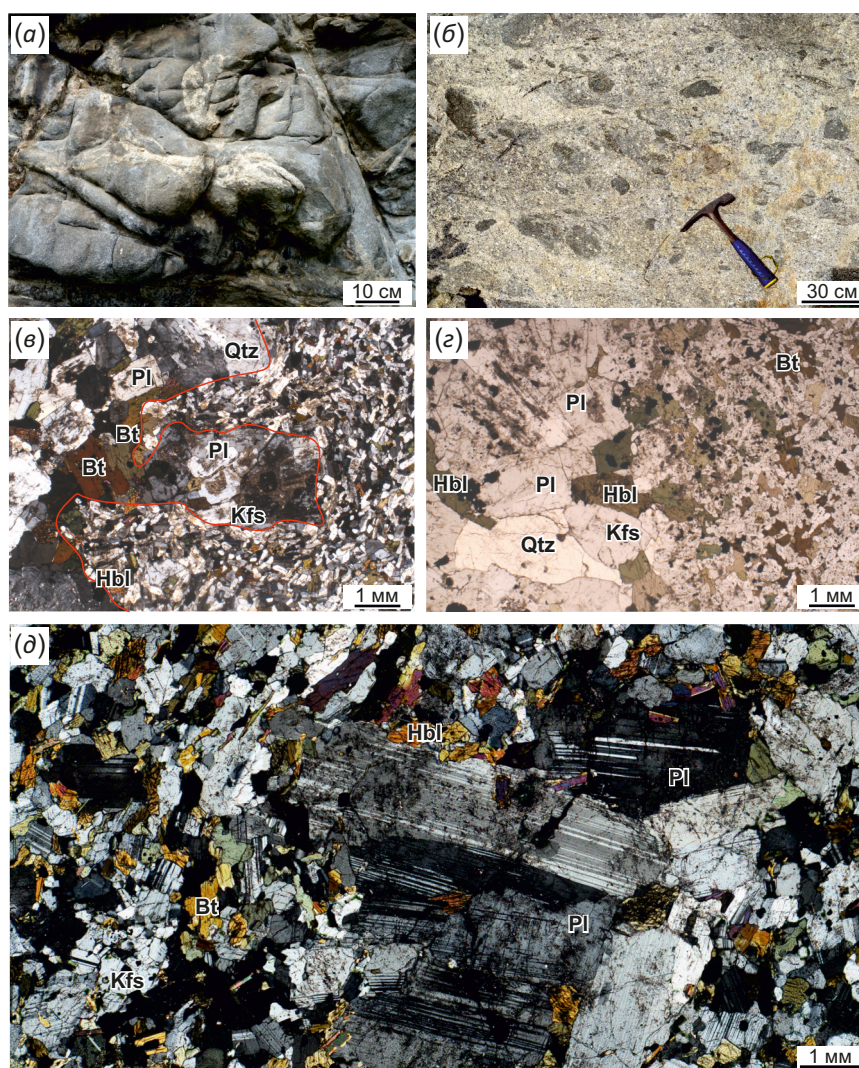


Рис. 3. Структуры и взаимоотношения контрастных по составу пород раннего типа минглинга.

(а) – монцогаббро с прожилками граносиенитов; (б) – включения монцодиоритов в граносиенитах; (е) – четкий контакт между граносиенитами и монцодиоритами; (z) – постепенный контакт между граносиенитами и монцодиоритами; (d) – захваченные вкрапленники плагиоклаза в монцодиорите.

Fig. 3. The early-type mingling structures.

(a) – monzogabbro with granosyenite veins; (b) – inclusions of monzodiorites in granosyenites; (e) – a well-defined contact between granosyenites and monzodiorites; (z) – a gradational contact between granosyenites and monzodiorites; (d) – xenocrystic plagioclase entrapped within monzodiorite.

породами варьируются от четких (рис. 3, в) до постепенных, где переход от одной минеральной ассоциации к другой фиксируется по увеличению количества темноцветных минералов и постепенному уменьшению размера агрегатов биотита и плагиоклаза.

Переходные зоны характеризуются пойкилитовыми кристаллизационными структурами с включениями темноцветных минералов в плагиоклазе (рис. 3, г). В основных и средних породах отмечаются захваченные из гранитоидов крупные вкрапленники плагиоклаза или сростки кварца и плагиоклаза (рис. 3, д).

В породах наблюдаются зоны мощностью примерно от 10–15 м до 0.5 км с наложенными хрупкопластичными деформациями и следами течения (рис. 4). Деформации наблюдаются как в телах граносиенитов с включениями диоритов, так и в телах монцогаббро, прорванных гранитными прожилками. Мелкие тела более основных пород вытягиваются по направлению движения, образуя линзы (рис. 4, в, д, ж). Трещины приобретают «перистый» и пламевидный характер, их ориентировка совпадает с направлением вытягивания и фрагментирования диоритов (рис. 4, г, е). В

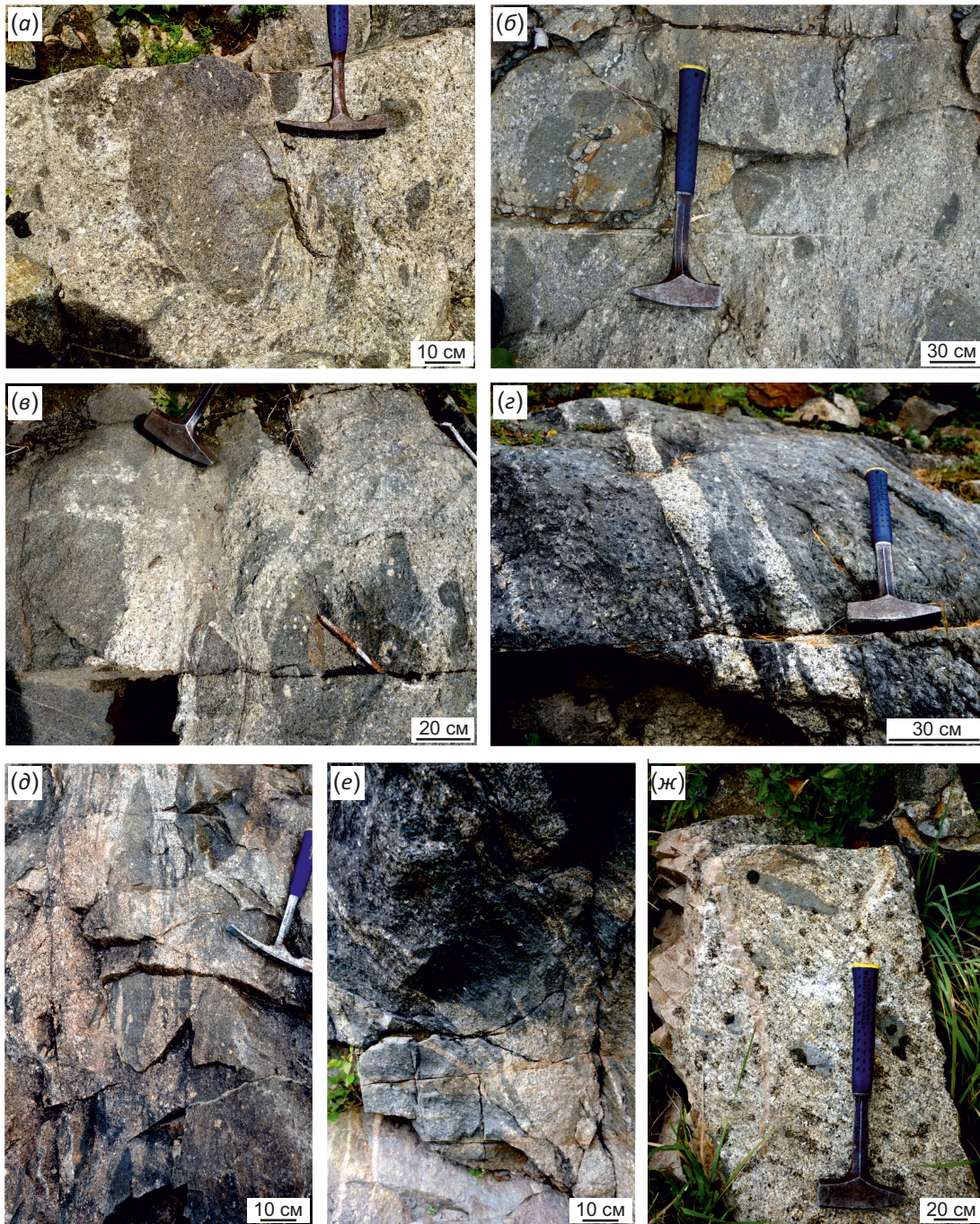


Рис. 4. Хрупкопластичные деформационные структуры, наложенные на породы раннего минглинга.
Fig. 4. Brittle-plastic deformation structures, superimposed on the early-mingling rocks.

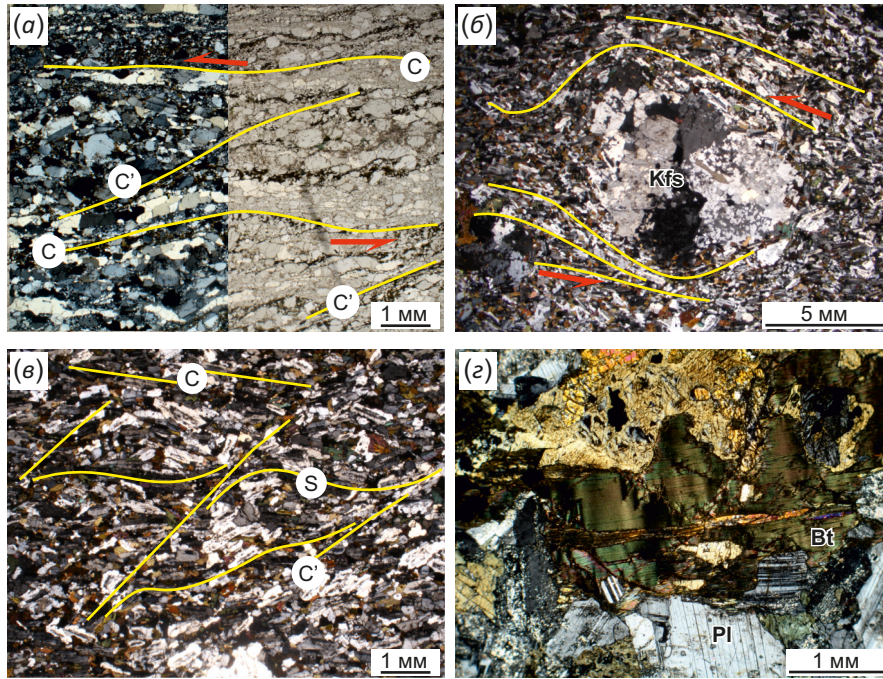


Рис. 5. Микрофотографии деформационных структур в породах раннего типа минглинга. (а) – C/C' структуры в бластомилонитах по монцодиориту с левосторонней кинематикой; (б) – левостороннее вращение вкрапленника калиевого полевого шпата с нарушением внутренней структуры минерала; (в) – C/C'/S структуры в монцодиорите; (г) – структуры kink-band в биотите из монзогаббро.

Fig. 5. Micrographs of deformation structures in rocks of the early-mingling type. (а) – C/C' structures with left-lateral kinematics within blastomylonite zones in the monzodiorites; (б) – left-lateral rotation of a potassium feldspar phenocryst with a dislocation of the mineral internal structure; (в) – C/C'/S structures in monzodiorite; (г) – biotite kink-band structures in monzogabbro.

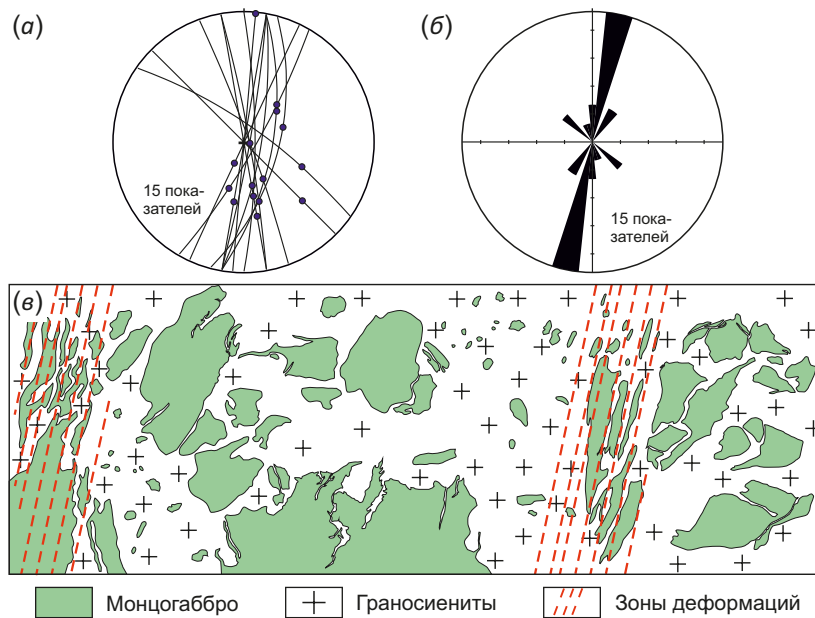


Рис. 6. Структурные диаграммы (а, б) и внесмасштабная схема смешения контрастных по составу расплавов с зонами деформаций (в).

(а) – дуги – ориентировка плоскостей скальвания, точки – ориентировка минеральной линейности (нижняя полусфера, равноугольная проекция); (б) – роза-диаграмма для простирания плоскостей скальвания (угловой сектор 24°, интервал 10 %). Доминирующее направление – 2° (7 замеров).

Fig. 6. Structural diagrams (а, б) and an off-scale scheme of the mingling with deformation zones (в). (а) – arcs – shear plane orientation, points – orientation of mineral lineation (lower hemisphere, equal-angle projection); (б) – rose chart for shearing planes (corner sector 24°, interval 10 %). Dominant direction – 2° (7 sample measurements).

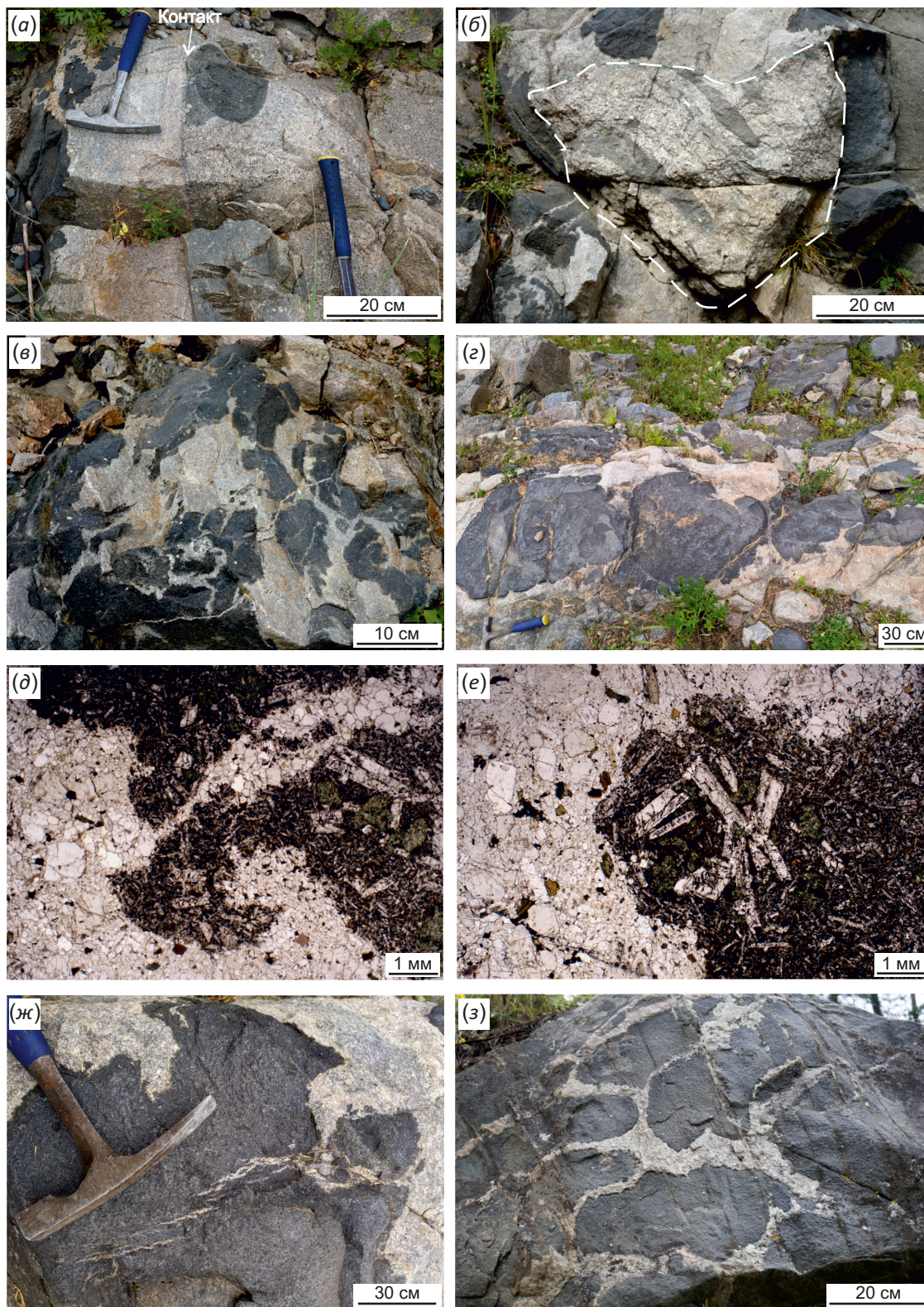


Рис. 7. Структуры и взаимоотношения контрастных по составу пород позднего минглинга.
 (а) – секущие контакты с вмещающими породами; (б) – ксеноблоки структур плутонического минглинга в граносиенитах;
 (в) – монцогаббро с прожилками граносиенитов; (г) – граносиениты с нодулями монцогаббро; (д) – заливообразный контакт между граносиенитами и монцогаббро; (е) – агрегаты плагиоклаза из граносиенитов в монцогаббро; (ж, з) – трещины растяжения в монцогаббро, заполненные граносиенитами.

Fig. 7. The late-mingling structures.
 (a) – crosscutting contacts with host rocks; (б) – xenoblocks of plutonic mingling structures in granosyenites;
 (в) – monzogabbro with granosyenite veins; (г) – granosyenite with monzogabbro nodules; (д) – bay-shaped contact between granosyenites and monzogabbro;
 (е) – granosyenite-plagioclase aggregates in monzogabbro; (ж, з) – granosyenite-filled extension fractures in monzogabbro.

относительно крупных телах монцогаббро в обнажениях деформации не зафиксированы (рис. 4, а–в), однако в шлифах из этих пород отмечаются многочисленные структуры, отражающие фрагментацию пород и внутрикристаллические деформации (рис. 5).

Фиксируемые деформационные структуры сдвигового генезиса представляют собой С/С'/S структуры и структуры вращения вкрапленников калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца или их сростков. Структуры С/С' и С/С'/S с левосторонней кинематикой наблюдаются в blastsмилонитах по монцодиоритам и фиксируются по зонам перекристаллизации кварца и плагиоклаза, зонам дробления и скольжения на границах зерен (рис. 5, а), преимущественной ориентировке кристаллов плагиоклаза (рис. 5, в). Вращение вкрапленников калиевого полевого шпата происходит с формированием теней давления вокруг агрегата и нарушением внутренней структуры минерала (рис. 5, б). Внутрикристаллические деформационные структуры также проявляются в кристаллах биотита из монцогаббро, где наблюдаются структуры kink-band (рис. 5, г). Сочетание внутризерновых деформаций, выраженных в волнистом и блочном погасании относительно крупных монокристаллов, и недеформированных мелких агрегатов указывает на синтетектоническую рекристаллизацию пород.

Плоскости скальвания в граносиенитах и монцодиоритах имеют субмеридиональную ориентировку. Ориентировка минеральной линейности в рассмотренных породах и, следовательно, направление транспорта вещества совпадают (рис. 6, а, б). Зоны с разгнейсованными гранитоидами и линзовидными телами базитов представляют собой плоскостные концентраторы сброса напряжений в породах, образовавшиеся в результате наложенных хрупкопластичных тектонических деформаций. Расположение, ориентировка этих зон и частота их проявления зависят от направления приложенных сил и реологического состояния пород (рис. 6, в).

Данные породы (деформированные и недеформированные) секутся **вторым, более поздним, минглингом** (рис. 7). Наблюдаются четкие секущие контакты между структурами раннего и позднего минглинга, а также ксеноблоками деформированных пород раннего минглинга в структуре позднего минглинга (рис. 7, а, б). Породы позднего минглинга представлены мелкозернистыми монцогаббро и граносиенитами без наложенных деформаций. Для них характерны фестончатые контакты (рис. 7, в, г). Породы четко отделяются друг от друга по составу и зернистости и не образуют переходных зон. В граносиенитах (в обнажениях и в шлифах) отмечаются округлые захваченные нодулы монцогаббро, и в краевых частях монцогаббро отмечаются захваченные из граносиенитов агрегаты плагиоклаза (рис. 7, д, е).

Распределение кислых и средних пород в структурах позднего минглинга неравномерное: отмечаются участки, сложенные преимущественно монцогаббро

с прожилками граносиенитов и формированием сетчатой структуры (рис. 7, ж, з), и участки, где преобладают кислые породы с отдельными захваченными включениями мафических пород. Доля основных пород в данном типе минглинга преобладает. Подобные структуры образуют участки от 2 до 10 м по протяженности.

5. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Основываясь на структурно-петрологических и петрогеохимических данных, породы из контактовой зоны Шивейского и Чадалского массивов можно разделить на пять групп: салические, мафические и промежуточные породы раннего минглинга, мафические и салические породы позднего минглинга. Содержания главных и редких элементов пород приведены в Прил. 1, табл. 1.1.

Салические породы раннего минглинга представляют собой среднезернистые равномерно-зернистые граносиениты и гранодиориты (рис. 8, а). По диаграмме $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ (рис. 9, а) породы относятся к умеренно-щелочным разновидностям.

Все салические породы первого типа минглинга являются железистыми (рис. 9, б): $\#Fe=0.80\text{--}0.96$. Значения ASI составляют $0.97\text{--}1.06$, обуславливая пограничное положение пород между метаалюминиевыми и слабопералюминиевыми разновидностями (рис. 9, г). Высокий индекс MAlI ($7.07\text{--}10.84$) в сочетании с низкими содержаниями SiO_2 позволяет отнести их к щелочному типу (рис. 9, в). Для салических пород раннего минглинга характерны тренды уменьшения содержания Fe_2O_3^T , Al_2O_3 , MgO и Eu, Zr с увеличением кремнекислотности пород (рис. 10).

Спектры распределения РЗЭ (рис. 11, а) демонстрируют относительно повышенную концентрацию РЗЭ, обогащение легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.11\text{--}13.65$) и незначительную дифференциацию тяжелых ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.53\text{--}2.01$), отрицательную европиевую аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.59\text{--}0.60$) и ее отсутствие ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.10$) (Прил. 1, табл. 1.1). На спайдер-диаграммах (рис. 11, б) фиксируется деплетирование Ti и Sr. Наблюдаемые в данной группе различия подчеркивают неравномерность распределения плагиоклаза в породах.

Мафические породы раннего минглинга представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми роговообманковыми монцогаббро и монцодиоритами, среди аксессуарных минералов очень распространены сфен (см. рис. 8, б). Темноцветы часто образуют гломеропорфировую структуру. По сумме щелочей породы являются щелочными и умеренно-щелочными (см. рис. 9, а).

Для пород характерны тренды уменьшения содержания Fe_2O_3^T , CaO и MgO при увеличении кремнекислотности пород, содержания Al_2O_3 и K_2O не коррелируют с количеством кремнезема в породах (см. рис. 10).

На спектрах распределения редкоземельных элементов для пород характерно обогащение легкими РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 8.47\text{--}11.46$), дифференциация тяжелых РЗЭ

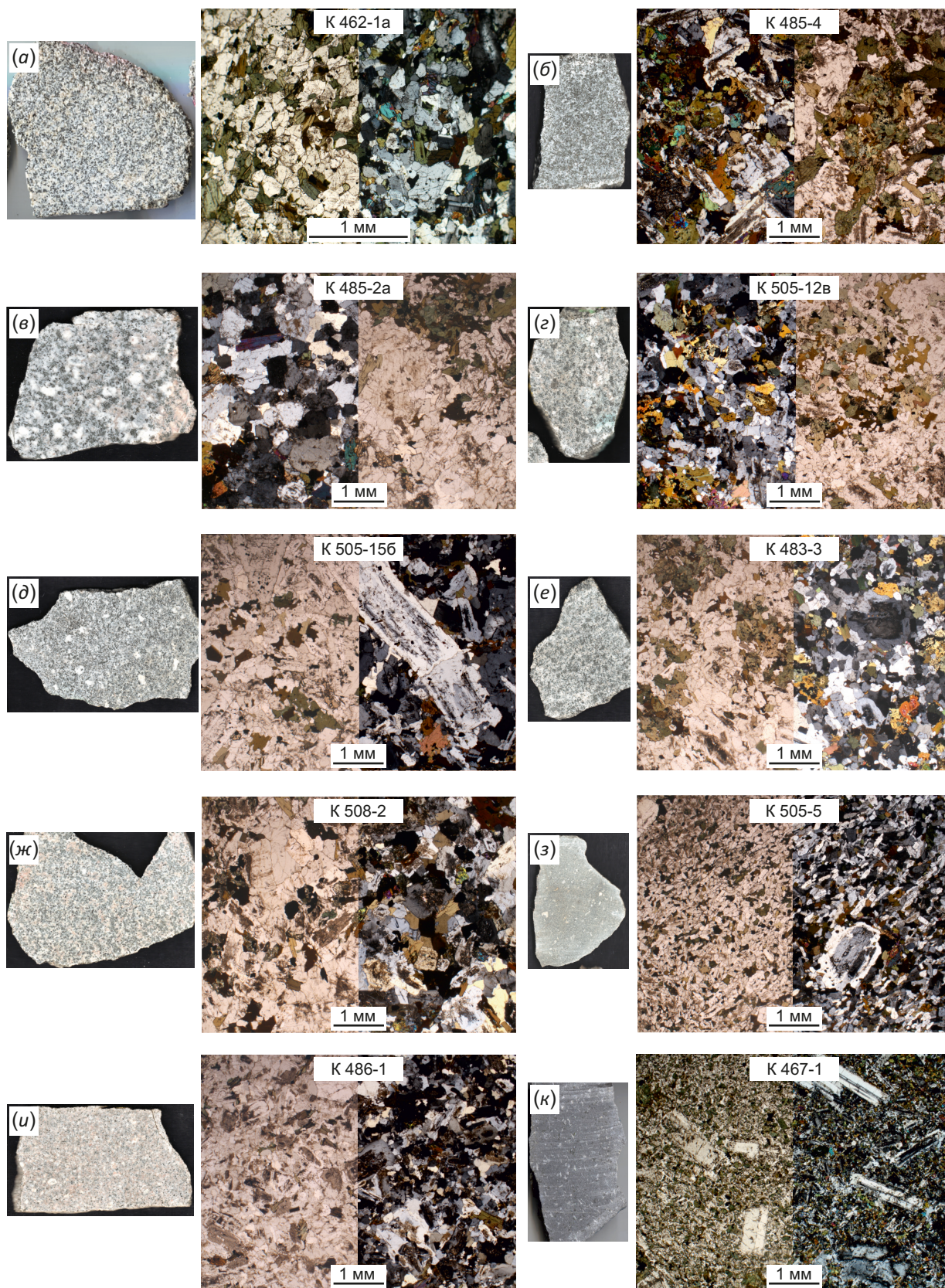


Рис. 8. Петрография пород Шивейского и Чадалского массивов.

(a) – граносиенит раннего минглинга; (б) – монцогаббро раннего минглинга; (в–з) – породы переходного состава; (u) – граносиенит позднего минглинга; (к) – монцодиорит позднего минглинга.

Fig. 8. Petrography of the Shivey and Chadal massifs.

(a) – granosyenite of the early mingling; (б) – monzogabbro of the early mingling; (в–з) – intermediate rocks; (u) – granosyenite of the late mingling; (к) – monzodiorite of the late mingling.

$((Gd/Yb)_n - 2.16 - 2.89)$ и слабовыраженная и отсутствующая европиевая аномалия ($Eu/Eu^* - 0.88 - 1.01$) (рис. 11, в; Прил. 1, табл. 1.1). На спайдер-диаграммах наблюдается обогащение пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами, незначительная Ta-Nb аномалия и слабовыраженный минимум по Ti (рис. 11, г).

К породам промежуточного состава раннего этапа минглинга отнесены образцы широкого спектра составов – от монцонитов до кварцевых сиенитов. Структуры пород варьируются от крупно- и среднезернистых равномерно-зернистых до мелкозернистых порфировидных с фенокристами плагиоклаза и калиевого полевого шпата (см. рис. 8, в-з). Для пород данной группы также характерны пойкилитовые структуры, где

хадакриты представлены темноцветными минералами (пироксен и амфибол), а ойкокриты – плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Кристаллы плагиоклаза (как во включениях, так и в основной массе) во всех породах промежуточного состава имеют зональное строение с включениями в центральной части. Из аксессуарных минералов широко развиты апатит и сфен. Последний образует крупные клиновидные агрегаты и часто встречается в виде пойкилитовых вростков в калиевом полевым шпате.

По сумме щелочей породы являются умеренно-щелочными (см. рис. 9, а). На бинарных диаграммах поля содержаний петрогенных оксидов гибридных пород лежат в промежуточной области между мафическими и салическими породами, тяготея к монцогаббро и

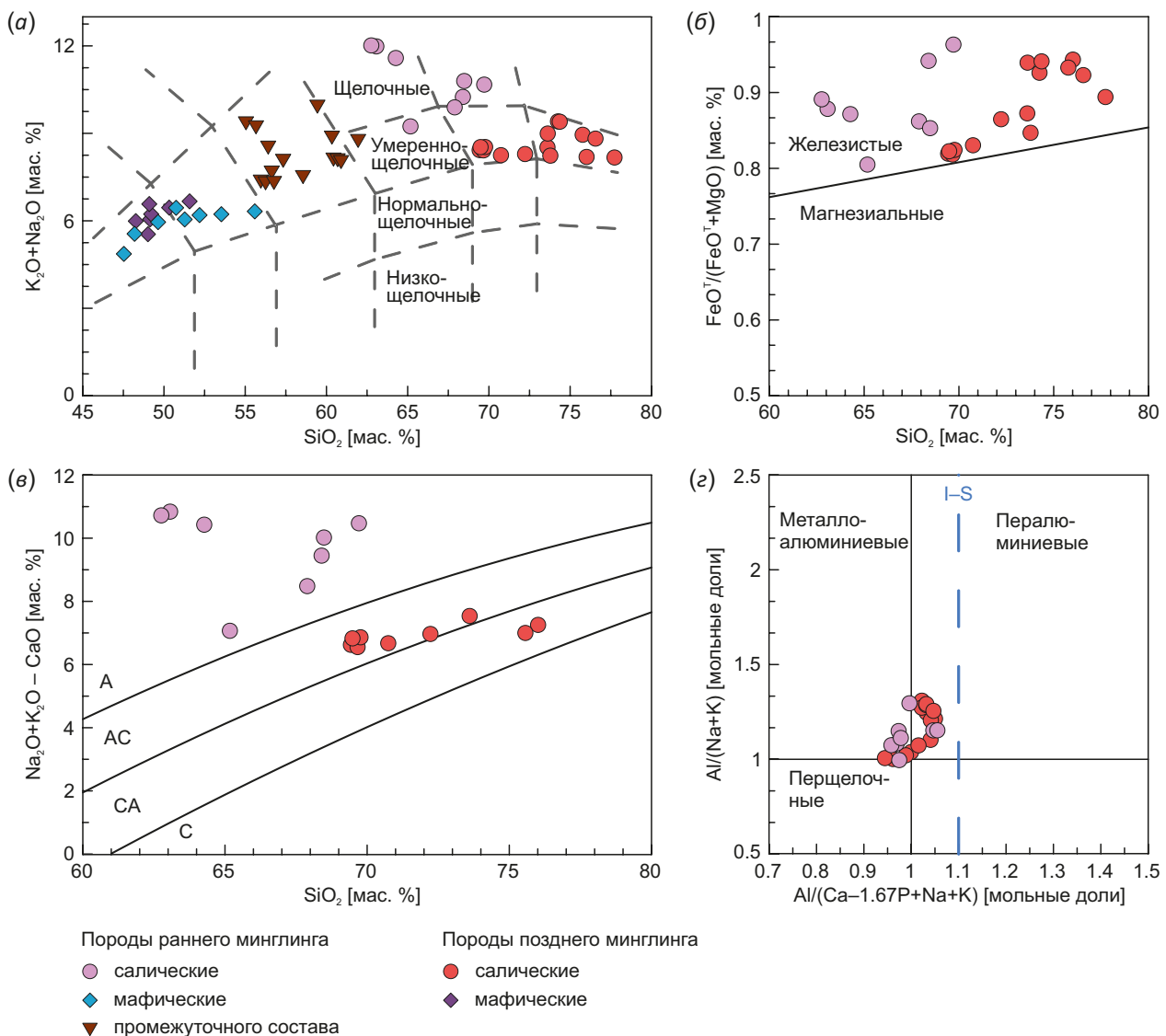


Рис. 9. Классификация пород раннего и позднего минглинга.

(а) – диаграмма $K_2O+Na_2O - SiO_2$ (классификационные границы по [Petrographic Code..., 2009]); (б) – диаграммы $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ по [Frost et al., 2001]; (в) – MALI – SiO_2 по [Frost et al., 2001]; (г) – диаграмма A/CPNK, I-S линия по [Chappell, White, 2001].

Fig. 9. Classification diagrams for early- and late-mingling types.

(а) – $K_2O+Na_2O - SiO_2$ (classification boundaries after [Petrographic Code..., 2009]); (б) – $FeO^*/(FeO^*+MgO) - SiO_2$ [Frost et al., 2001]; (в) – MALI – SiO_2 [Frost et al., 2001]; (г) – A/CPNK, I-S line after [Chappell, White, 2001].

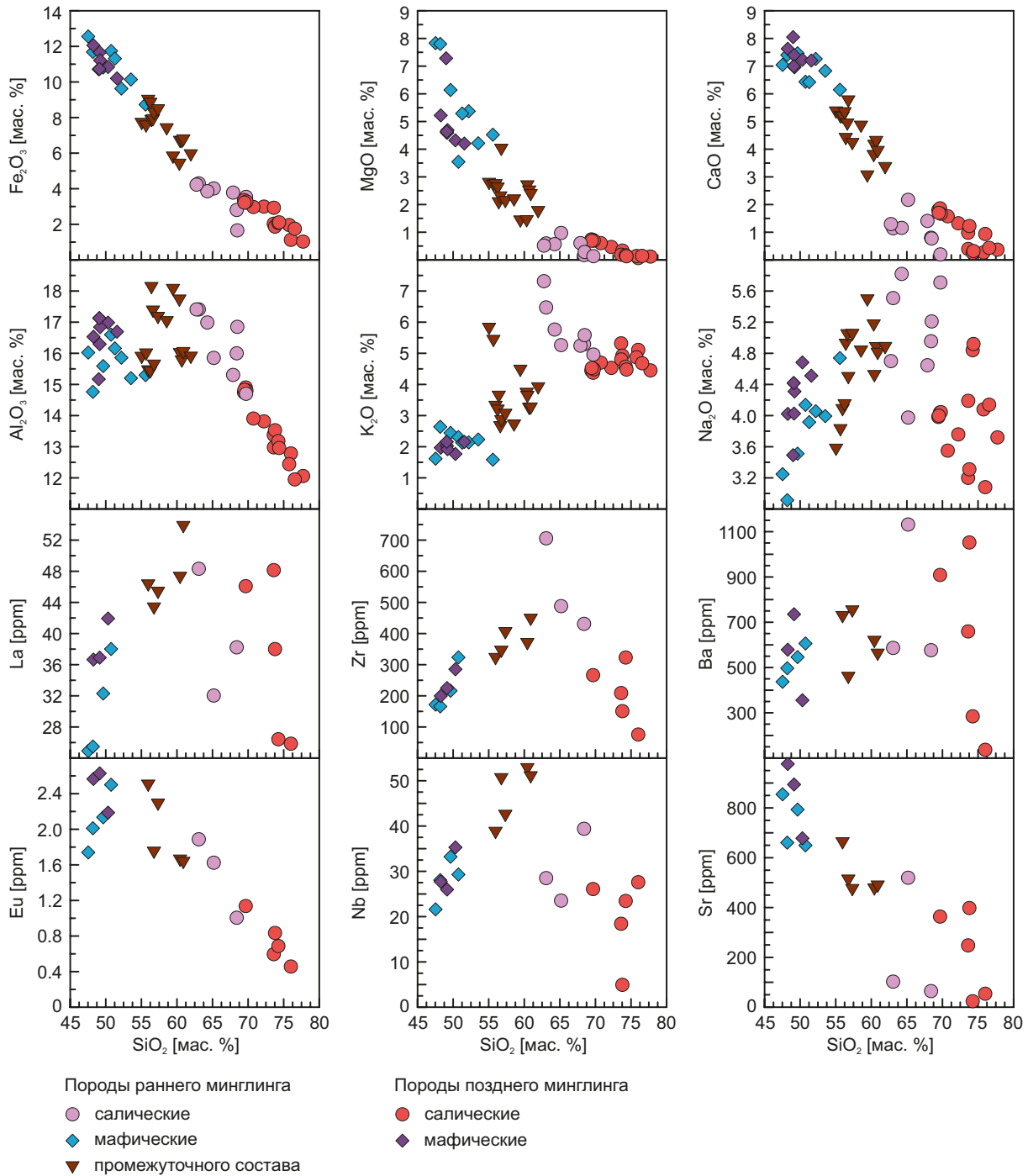


Рис. 10. Бинарные диаграммы для пород раннего и позднего минглинга.
Fig. 10. Binary diagrams for rocks of the early- and late-mingling types.

монцодиоритам и образуя с ними единый тренд распределения (см. рис. 10). В то же время поведение редких элементов (Eu, Sr) на бинарных диаграммах (см. рис. 10) совпадает с трендами распределения этих элементов в кислых породах. Поля содержаний Ba, La и Zr образуют промежуточные области между мафическими и салическими расплавами и создают собственные тренды распределения (см. рис. 10).

Спектры распределения РЗЭ (рис. 11, д) демонстрируют обогащение легкими РЗЭ ((La/Yb)_n – 8.32–11.97) и

незначительную дифференциацию тяжелых РЗЭ ((Gd/Yb)_n – 1.66–2.50) (Прил. 1, табл. 1.1). Для пород промежуточного состава характерны ярко и слабо выраженные отрицательные европиевые аномалии (Eu/Eu* – 0.57–0.87). На спайдер-диаграммах наблюдается обогащение пород LILE, слабо выраженная Ta-Nb аномалия, незначительные минимумы по Sr и Ti (рис. 11, е).

Салическая часть позднего минглинга представлена мелкозернистыми граносиенитами, для которых характерны порфировые вкрапления калиевого

полевого шпата и плагиоклаза до 1 см. Фенокристы зональные, в центральной части часто отмечаются мелкие вросстки темноцветов. Основная масса мелкозернистая, с изометричными агрегатами кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата (см. рис. 8, и). На диаграмме $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ эти породы занимают поле умеренно-щелочных разновидностей (см. рис. 9, а).

Граносиениты второго типа минглинга являются железистыми, слабопералюминиевыми, щелочно-известковыми и известково-щелочными: $\#Fe=0.82-0.94$; $ASI=0.94-1.05$; $MALI=6.55-9.16$ (см. рис. 9, б, в, г), породы характеризуются трендами уменьшения содержания $Fe_2O_3^T$, CaO , Al_2O_3 , MgO и увеличения K_2O с увеличением кремнекислотности пород (см. рис. 10). С ростом содержания SiO_2 наблюдается обеднение Eu , Sr , Zr (см. рис. 10).

Спектры распределения РЗЭ (рис. 11, а) демонстрируют сильное обогащение легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n - 6.47-$

26.31), дифференциацию тяжелых РЗЭ ($(Gd/Yb)_n - 1.48-2.34$) и отрицательные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* - 0.39-0.85$) (Прил. 1, табл. 1.1). На мультиэлементных диаграммах фиксируются Ti и Sr минимумы и в двух образцах отмечается $Ta-Nb$ аномалия (рис. 11, б).

К мафическим породам позднего минглинга относятся мелкозернистые роговообманковые монцогаббро, характеризующиеся порфирированной (длиннопризматические агрегаты плагиоклаза) и равномерно-зернистой структурой (см. рис. 8, к).

По сумме щелочей породы являются щелочными (см. рис. 9, а).

Для пород характерны тренды уменьшения содержания $Fe_2O_3^T$, CaO и MgO при увеличении кремнекислотности, при этом отмечается увеличение содержания Zr и Nb (см. рис. 10).

Мафические породы позднего минглинга обогащены легкими РЗЭ ($(La/Yb)_n - 13.15-14.75$), характеризуются

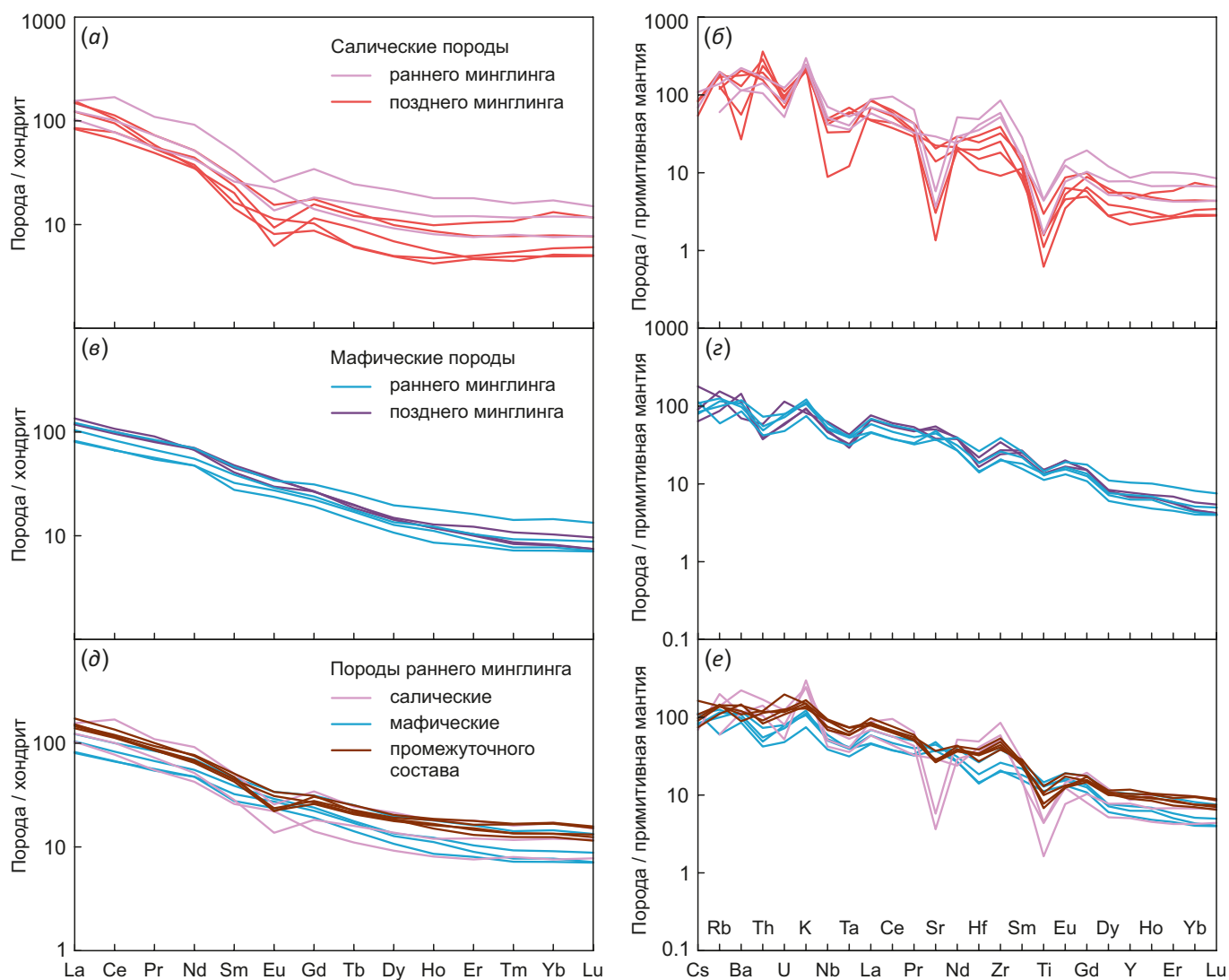


Рис. 11. Спектры распределения РЗЭ (а, в, д) (нормированы по хондриту CI [Boynnton, 1984]) и спайдер-диаграммы (б, г, е) (нормированы по примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]).

Fig. 11. The REE distribution spectra (a, в, д) – CI chondrite-normalized [Boynnton, 1984]; (б, г, е) – primitive mantle-normalized [Taylor, McLennan, 1985].

дифференциацией тяжелых РЗЭ ((Gd/Yb)_n – 2.60–3.28), европиевые аномалии слабо выражены (Eu/Eu* – 0.88–0.97) (рис. 11, в; Прил. 1, табл. 1.1). На спайдер-диаграммах наблюдается обогащение пород крупноионными литофильными элементами и незначительные Ta-Nb и Ti аномалии (рис. 11, г).

6. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения возраста проявления обоих типов минглинга были проведены исследования цирконов из базитов раннего типа и из гранитоидов позднего минглинга.

Проба К 467-2 (51°20'04.67" с.ш., 96°22'22.98" в.д.) отобрана из мелкозернистых граносиенитов, секущих структуры plutonic минглинга с признаками гибридизации. Монофракция циркона представлена полупрозрачными и прозрачными идиоморфными призматическими кристаллами с бледно-желтой окраской, четкими ребрами и ровной поверхностью граней. Размер зерен варьируется в диапазоне от 100 до 300 мкм

по удлинению и 40–60 мкм по ширине. В режиме катодоллюминесценции (CL) исследуемые цирконы характеризуются тонкой осцилляторной магматической зональностью (рис. 12). Аналитические исследования (Прил. 1, табл. 1.2; рис. 12), проведенные по 50 локальным точкам магматического циркона, указывают на конкордантное значение возраста, равное 283±2 млн лет (СКВО=0.15).

Проба К 484-1 (51°20'04.07" с.ш., 96°22'20.08" в.д.) отобрана из мелкозернистых монцодиоритов раннего типа минглинга. Монофракция циркона представлена полупрозрачными идиоморфными призматическими кристаллами с бледно-желтой окраской, четкими ребрами и ровной поверхностью граней. Размер зерен варьируется в диапазоне от 50 до 150 мкм по удлинению и от 50 до 70 мкм по ширине. Для исследуемых цирконов характерна осцилляторная магматическая зональность, видимая в режиме катодоллюминесценции (CL) (рис. 12). Изотопные отношения, полученные по девяти локальным точкам магматического циркона

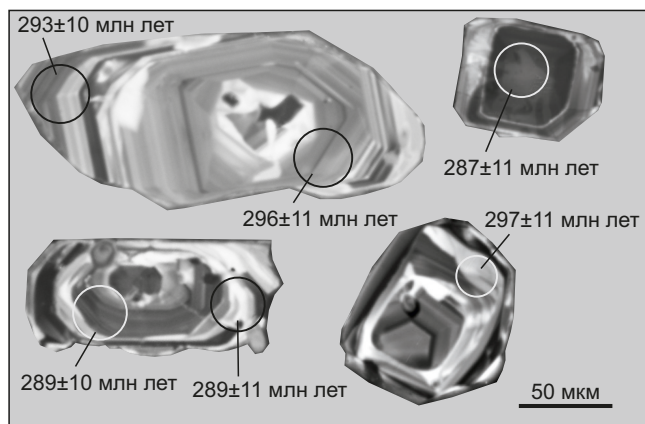
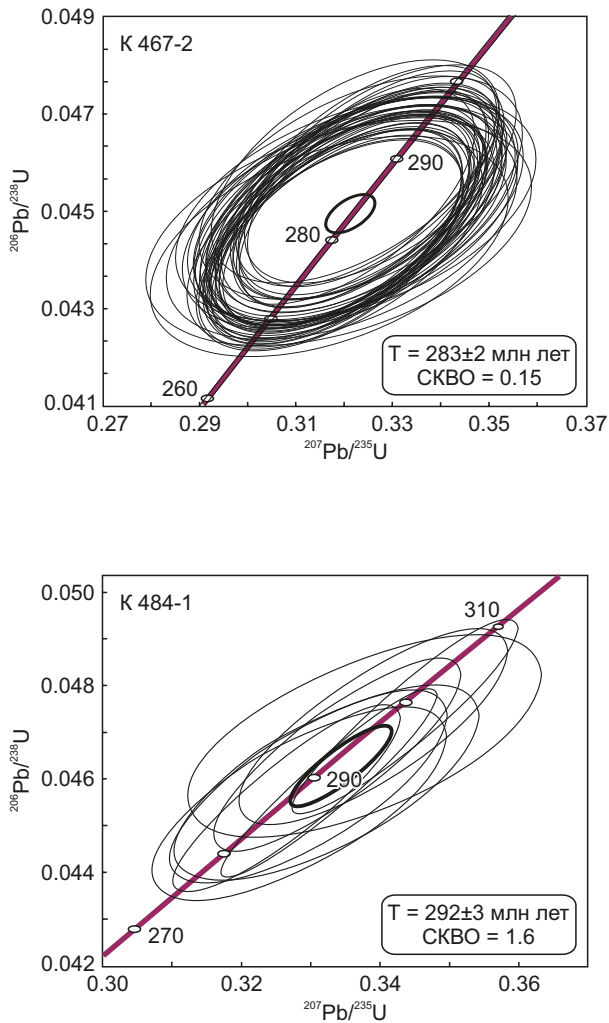


Рис. 12. Диаграммы с конкордиями и катодоллюминесцентное изображение цирконов из пород Шивейского и Чадалского массивов с точками измерений и возрастом (Pb²⁰⁶/U²³⁸).

Fig. 12. Concordia diagrams and CL-images of zircons from the Shivey and Chadal massifs, showing the analyzed sampling points and relevant ages (Pb²⁰⁶/U²³⁸).

(Прил. 1, табл. 1.2; рис. 12), указывают на конкордантное значение возраста 292 ± 3 млн лет (СКВО=1.6).

7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования позднепалеозойского магматизма в восточной части Каахемского ареала выявили два сближенных этапа формирования ассоциаций контрастных по составу пород в период 290–280 млн лет. Каждый этап характеризуется одновременным внедрением мафических и салических расплавов и образованием минглинг-структур.

Источники мафических и салических пород. Петрографические и петрогеохимические данные по мафическим породам свидетельствуют о происхождении базитов раннего и позднего минглинга из единого магматического источника. Обогащенность пород щелочами, Ti, PЗЭ, LILE и HFSE и слабые Ta-Nb аномалии позволяют отнести источник базитов к обогащенному внутриплитному типу (рис. 13, а, б). Последовательное внедрение базитовых расплавов из одного и того же очага свидетельствует о высокой проницаемости литосферы в возрастном промежутке 290–280 млн лет.

Образование пород промежуточного состава происходило только на первом этапе смешения контрастных по составу магм. Тренды распределения петрогенных оксидов и редких элементов (см. рис. 10) соответствуют таковым в мафических породах, а отрицательные европиевые аномалии ($Eu/Eu^* = 0.57-0.87$) указывают на фракционирование плагиоклаза, свойственное группе салических пород. Без детальных минералогических исследований однозначно определить генезис пород промежуточного состава невозможно, однако уже на данном этапе можно сделать вывод об их формировании за счет как минимум двустороннего переноса твердых минеральных фаз при сосуществовании контрастных магм [Hibbard, 1991; Ubide et al., 2014].

Салические породы раннего и позднего минглинга по своим петрогеохимическим характеристикам относятся к гранитоидам A_1 -типа [Whalen et al., 1987; Grebennikov, 2014] (рис. 13, в, г). Отмечаемая Ta-Nb аномалия, минимумы по Sr и Ti (см. рис. 11, б) в гранитах и граносиенитах свидетельствуют о коровом субстрате. На диаграмме по экспериментальным данным по плавлению различных источников [Laurent et al., 2014] граносиениты и граниты располагаются между полями тоналитов и метаосадочных пород (рис. 13, д). Незначительная часть образцов попадает в поле высококальциевых мафических пород. Значения Rb/Sr и Rb/Ba для граносиенитов варьируются в диапазоне 0.15–1.69 и 0.06–0.19, для гранитов разброс значений еще больше: 0.17–2.91 и 0.06–0.77 (рис. 13, е), что указывает на протолит смешанного состава с вкладом как метапелитов, так и базитов. Это подтверждается результатами изотопных исследований: значения $\epsilon Nd(T)$ для щелочных сиенитов Шивейского массива составляют +3.4 [Sugorakova, 2017].

Наиболее возможным протолитом гранитоидов Шивейского массива являются тоналиты и метаосадочные

породы континентальной коры, сформированные на субдукционной или коллизионной стадии развития региона. Плавление нижнекорового субстрата в раннепермское время протекало за счет привноса тепла от ювенильных расплавов, дифференциатами которых являются породы Чадалского массива.

Образование салического расплава сопровождалось фракционированием плагиоклаза, что отмечается по уменьшению содержаний CaO, Al_2O_3 , Sr и Eu при увеличении кремнекислотности салических пород (см. рис. 10). Петрогеохимические тренды отражают закономерную эволюцию расплава от граносиенитов раннего минглинга до гранитов позднего минглинга.

Широкий спектр петрографических различий салических пород раннего минглинга, а также их структурное положение позволяют охарактеризовать условия их кристаллизации как крайне нестабильные. Формирование и консолидация расплава происходили в условиях корово-мантийного взаимодействия и активных кратковременных тектонических деформаций.

Салические породы позднего минглинга более выдержанны по составу и представляют собой продукт кристаллизации остаточного кислого расплава. При этом для данных пород отсутствуют свидетельства химического взаимодействия салических и мафических расплавов. На это же косвенно указывает и пониженное содержание K_2O в гранитах.

Формирование минглинг-структур и роль тектонических деформаций. Согласно современным представлениям, смешение контрастных по составу магм с образованием структур плутонического минглинга, характерных для раннего этапа смешения, возможно в базальной и средней части неконсолидированной гранитоидной камеры при ее инъецировании базитовой магмой [Barbarin, 2005]. Необходимым условием для вертикального перемещения более плотной базитовой магмы в гранитоидной камере является возникновение неоднородности в базальной части гранитной камеры за счет кратковременной тектонической активности [Polyansky et al., 2017]. Зафиксированные в породах раннего минглинга наложенные деформационные структуры однозначно говорят об импульсном проявлении тектонических деформаций в данном регионе. Следовательно, можно предполагать и существование более раннего, также кратковременного, деформационного события, которое послужило причиной возникновения области локального возмущения и дальнейшего перемещения и смешения расплавов за счет контрастов вязкости и разности плотностей уже при отсутствии тектонических деформаций.

Перемещение основных и средних магм в верхнюю часть гранитоидной камеры происходило до тех пор, пока степень кристалличности гранитоидов не достигла второго реологического порога, выше которого магма приобретает жесткий каркас и не способна к течению в виде сплошной среды [Rosenberg, Handy, 2005]. Последующий сброс накопившегося напряжения привел к формированию линейных зон распространения

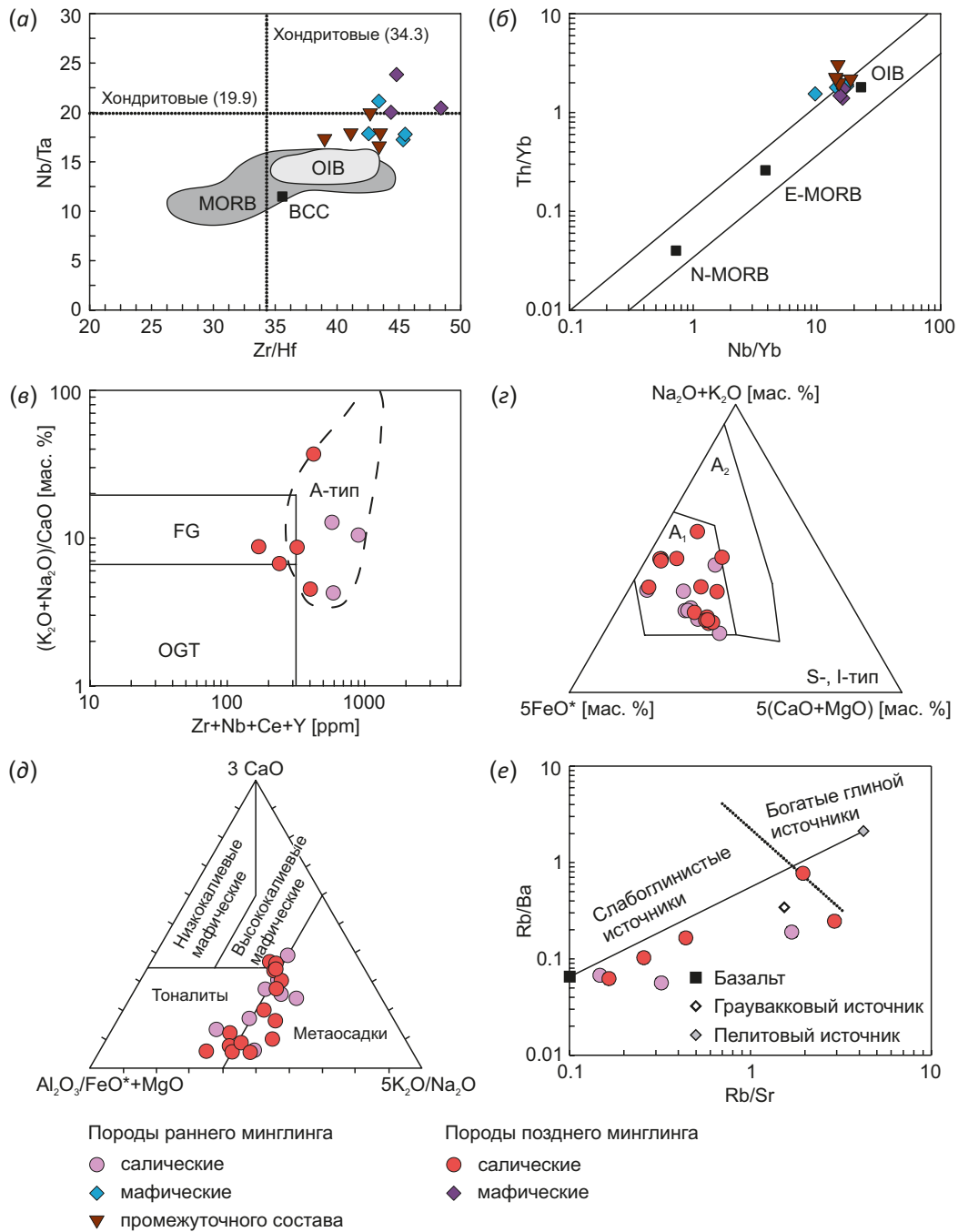


Рис. 13. Классификационные диаграммы для мафических (а, б) и салических пород (в, г). (а) – Nb/Ta – Zr/Hf [Munker et al., 2003]; (б) – Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008]; (в) – (K₂O+Na₂O)/CaO – Zr+Nb+Ce+Y [Whalen et al., 1987]; (г) – Na₂O+K₂O – 5FeO* – 5(CaO+MgO) [Grebennikov, 2014]; (д) – 3CaO – Al₂O₃/FeO*+MgO – 5K₂O/Na₂O [Laurent et al., 2014]; (е) – Rb/Ba – Rb/Sr [Sylvester, 1998].

(а–б) – MORB – базальты COX, E-MORB – обогащенные базальты COX, N-MORB – нормальные базальты COX, OIB – базальты океанических островов, BCC – валовая континентальная кора. (в–г) – FG – фракционированные граниты; OGT – нефракционированные граниты М-, I- и S-типа; А₁ – граниты, возникшие в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм при незначительных процессах ассимиляции; А₂ – граниты, характеристики которых обусловлены значительным контаминирующим воздействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры.

Fig. 13. Classification diagrams for mafic (a, b) and salic (v, g) rocks.

(a) – Nb/Ta – Zr/Hf [Munker et al., 2003]; (b) – Th/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008]; (v) – (K₂O+Na₂O)/CaO – Zr+Nb+Ce+Y [Whalen et al., 1987]; (g) – Na₂O+K₂O – 5FeO* – 5(CaO+MgO) [Grebennikov, 2014]; (d) – 3CaO – Al₂O₃/FeO*+MgO – 5K₂O/Na₂O [Laurent et al., 2014]; (e) – Rb/Ba – Rb/Sr [Sylvester, 1998].

(a–b) – MORB – mid-ocean ridge basalts, E-MORB – enriched mid-ocean ridge basalts, N-MORB – normal mid-ocean ridge basalts, OIB – oceanic-island basalts, BCC – bulk continental crust. (v–g) – FG – fractionated granite; OGT – unfractionated M-, I- and S-type granites; A₁ – granites formed as a result of differentiation of alkaline-basaltic magmas, with insignificant assimilation processes; A₂ – granites, the characteristics of which are due to significant impact of contamination of mantle melts with acidic material of the continental crust.

деформационных структур, наложенных на уже частично раскристаллизованные породы. Кинематика деформаций (левосторонний сдвигосброс) отвечает обстановке растяжения.

Структуры позднего минглинга обладают признаками, свойственными ассоциациям контрастных пород, сформировавшимся при внедрении базитовой магмы в магму кислого состава [Litvinovsky et al., 1995; Ubide et al., 2014]. Внедрение второй фазы граносиенитной магмы по ослабленным зонам в породах раннего минглинга происходило в условиях кратковременного сдвига, когда время протекания деформаций намного ниже скорости консолидации пород. Последующее внедрение в неконсолидированные граносиениты монцодиоритовой магмы привело к формированию контактовых фестончатых минглинг-структур. Контраст температур при смешении приводит к быстрой консолидации более основной магмы, что сопровождается формированием контракционных трещин, впоследствии заполненных салическим материалом.

Геодинамическая интерпретация. Структурно-петрологические исследования раннепермских проявлений базитового и кислого магматизма показали их тесную сопряженность с процессами растяжения. Полученные данные по составу базитов Чадалского массива указывают на обогащенный внутриплитный источник магмы. Сочетание мантийного тепла и тектонических

обстановок растяжения обусловили пульсационное проявление габбро-гранитного магматизма в восточной части Каахемского ареала в раннепермское время, что является характерной чертой позднепалеозойской эволюции ЦАСП [Kozlovsky et al., 2012; Khromykh et al., 2018; Yarmolyuk et al., 2019].

Период проявления (290–280 млн лет) высокощелочного габбро-гранитного магматизма на территории Каахемского ареала позволяет считать его фрагментом развития позднепалеозойской Восточно-Саянской щелочно-гранитоидной провинции. Согласно [Yarmolyuk et al., 2013, 2019], данные магматические образования входят в состав Баргузинской крупной изверженной провинции (LIP) (рис. 14). В ее строении выделяется несколько рифтовых зон, характеризующихся проявлением высокощелочного бимодального магматизма в период 300–280 млн лет. В частности, в пределах Восточно-Саянской рифтовой зоны, расположенной вдоль восточной границы Тувы и хр. Восточный Саян, наблюдаются габбро-сиенитовые ассоциации [Yarmolyuk et al., 2013]. Так как формирование основного объема гранитоидов Каахемского ареала (512–445 млн лет) произошло на аккреционно-коллизиионном этапе [Rudnev et al., 2015; Sugorakova, Khertek, 2017], становление Чадалского и Шивейского массивов можно считать постколлизиионным (внутриплитным) этапом развития региона.

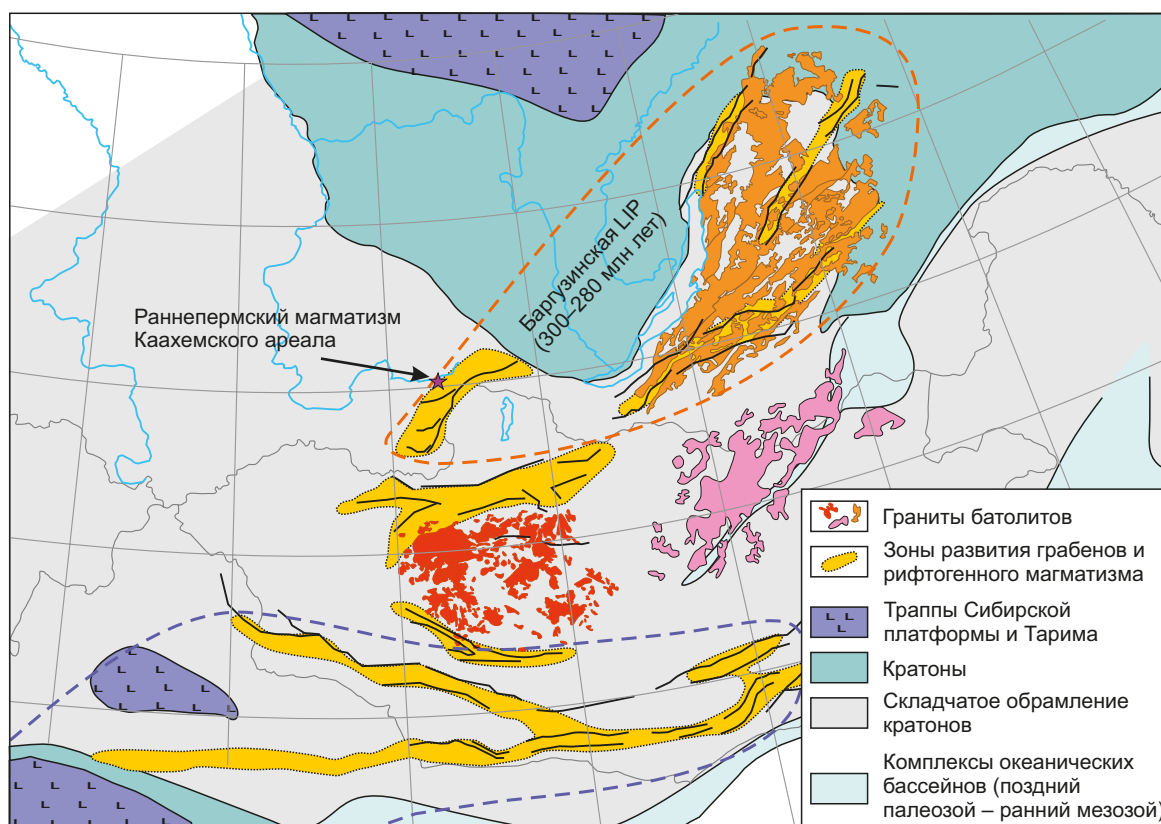


Рис. 14. Расположение Баргузинской крупной изверженной провинции (LIP) в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (по [Yarmolyuk et al., 2013, 2019]; с упрощениями и дополнением).

Fig. 14. Location of the Barguzin large igneous province (LIP) in the Central Asian orogenic belt (after [Yarmolyuk et al., 2013, 2019]).

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В восточной части Каахемского батолита выделено два этапа проявления контрастного магматизма в период 292–283 млн лет. Ранний этап характеризуется формированием структур плутонического минглинга и образованием пород промежуточного состава. Поздний этап представляет собой последовательное внедрение в зоны локального растяжения кислых и основных магм с формированием минглинг-структур.

Приведены первые конкретные данные по тектоническим режимам и кинематике деформаций в обстановках внутриконтинентального рифтогенеза, проявленного в раннепермский период. Сброс напряжений был кратковременным и периодичным, деформационные структуры имеют хрупкопластичный характер и формировались синхронно со становлением контрастных магматических ассоциаций.

Петрогеохимический состав базитов раннего и позднего минглинга указывает на единый обогащенный источник магмы. Образование граносиенитов и гранитов связано с плавлением тоналитов и метаосадочных пород со значительным вкладом мантийного компонента.

Становление Чадалского габброидного и Шивейского гранитоидного массивов происходило на внутриплитном этапе развития геологических структур Восточной Тувы в раннепермское время.

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность академику РАН В.В. Ярмолюку, д.г.-м.н. С.В. Хромых и к.г.-м.н. М.Л. Куйбида за активное обсуждение работы.

10. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку публикации.

The authors contributed equally to this article.

11. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

12. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Andersen T., 2002. Correction of Common Lead in U-Pb Analyses That Do Not Report ²⁰⁴Pb. *Chemical Geology* 192 (1–2), 59–79. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00195-X).

Barbarin B., 2005. Mafic Magmatic Enclaves and Mafic Rocks Associated with Some Granitoids of the Central Sierra Nevada Batholith, California: Nature, Origin, and Relations with the Hosts. *Lithos* 80 (1–4), 155–177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>.

Boynton W.V., 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry* 2, 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.

Chappell B.W., White A.J.R., 2001. Two Contrasting Granite Types. 25 Years Later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (4), 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.

Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M., 2010. A Thermochemical Model of Eurasian Permo-Triassic Mantle Plumes as a Basis for Prediction and Exploration for Cu-Ni-Pge and Rare-Metal Ore Deposits. *Russian Geology and Geophysics* 51 (9), 903–924. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.08.002>.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2035–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Grebennikov A.V., 2014. A-Type Granites and Related Rocks: Petrogenesis and Classification. *Russian Geology and Geophysics* 55 (9), 1356–1373. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., 2008. GLITTER: Data Reduction Software for Laser Ablation ICPMS. In: P.J. Sylvester (Ed.), *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Vol. 40. Vancouver, p. 308–311.

Hibbard M.J., 1991. Textural Anatomy of Twelve Magma-Mixed Granitoid Systems. In: J. Didier, B. Barbarin (Eds), *Enclaves and Granite Petrology*. *Developments in Petrology* 13, 431–444.

Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Kotler P.D., Sokolova E.N., 2018. Mantle-Crust Interaction in Petrogenesis of the Gabbro-Granite Association in the Preobrazhenka Intrusion, Eastern Kazakhstan. *Petrology* 26, 368–388. <https://doi.org/10.1134/S0869591118040045>.

Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Travin A.V., Kotov A.B., Plotkina J.V., Kudryashova E.A., Savatenkov V.M., 2015. Late Paleozoic Anorogenic Magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): Tectonic Position, Geochronology and Correlation with Igneous Activity of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Science* 113 (1), 524–541. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.01.013>.

Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Travin A.V., Salnikova E.B., Anisimova I.V., Plotkina Yu.V., Savatenkov V.M., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., 2012. Stages and Regularities in the Development of Late Paleozoic Anorogenic Volcanism in the Southern Mongolia Hercynides. *Doklady Earth Science* 445, 811–817. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12070239>.

Kuzmichev A.B., 2004. Tectonic History of the Tuva-Mongolian Massif: Early Baikal, Late Baikal and Early Caledonian Stages. *Probel-2000, Moscow*, 192 p. (in Russian) [Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000, 2004. 192 с.].

Kuz'min M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A., 2011. Phanerozoic Within-Plate Magmatism of North Asia: Absolute Paleogeographic Reconstructions of the African Large Low-Shear-Velocity Province. *Geotectonics* 45, 415–438. <https://doi.org/10.1134/S0016852111060045>.

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R., 2014. The Diversity and Evolution of Late-Archean Granitoids: Evidence for the Onset of "Modern-Style" Plate Tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>.

Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Kalmanovich M.A., 1995. Multiple Displacements of Coexisting Syenite and Basite Magmas and Their Petrological Importance, Ust-Khilok Massif, Transbaikalia. *Petrology* 3 (2), 133–157 (in Russian) [Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смещение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // *Петрология*. 1995. Т. 3. № 2. С. 133–157].

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

Munker C., Pfander J.A., Weyer S., Buchl A., Kleine T., Mezger K., 2003. Evolution of Planetary Cores and the Earth-Moon System from Nb/Ta Systematic. *Science* 301 (5629), 84–87. <https://doi.org/10.1126/science.1084662>.

Pearce J.A., 2008. Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust. *Lithos* 100 (1–4), 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.

Petrographic Code of Russia: Magmatic, Metamorphic, Metasomatic and Impact Formations, 2009. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 200 p. (in Russian) [Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.].

Polyansky O.P., Semenov A.N., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Vladimirov A.G., Yakovlev V.A., 2017. Numerical Simulation of Magma Mingling (Case of Bayankol Gabbro-Granite Series, Sangilen, Tuva). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 385–403 (in Russian) [Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 2. С. 385–403]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0247>.

Rosenberg C.L., Handy M.R., 2005. Experimental Deformation of Partially Melted Granite Revisited: Implications for the Continental Crust. *Journal of Metamorphic Geology* 23 (1), 19–28. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x>.

Rudnev S.N., Serov P.A., Kiseleva V.Yu., 2015. Vendian-Early Paleozoic Granitoid Magmatism in Eastern Tuva. *Russian Geology and Geophysics* 56 (9), 1232–1255. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.08.002>.

Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A. et al., 2008.

Plešovice Zircon – A New Natural Reference Material for U-Pb and Hf Isotopic Microanalysis. *Chemical Geology* 249 (1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.

Sugorakova A.M., 2017. A Role of Gabbroid Magmatism in Formation of the Kaakhem Magmatic Area (Eastern Tuva). In: *Petrology of Igneous and Metamorphic Complexes. Proceedings of the IX All-Russia Petrographic Conference (November 28 – December 26, 2017)*. Vol. 9. Publishing House of CSTI, Tomsk, p. 395–398 (in Russian) [Сугоракова А.М. Роль габброидного магматизма в формировании Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // *Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы IX Всероссийской петрографической конференции (28 ноября – 2 декабря 2017 г.)*. Томск: ЦНТИ, 2017. Вып. 9. С. 395–398].

Sugorakova A.M., Khertek A.K., 2017. The New Data to the Question of the Age of Associations Kaakhem Magmatic Area (Eastern Tuva). *Geosphere Research* 3, 50–60 (in Russian) [Сугоракова А.М., Хертек А.К. Новые данные к вопросу о возрасте Каахемского магматического ареала (Восточная Тува) // *Геосферные исследования*. 2017. № 3. С. 50–60]. <https://doi.org/10.17223/25421379/4/7>.

Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Lykhin D.A., 2011. Late Paleozoic Alkali-Granitic Magmatism of Tuva and Its Relation to Intraplate Activity within the Siberian Paleocentroid. *Doklady Earth Sciences* 439, 1070. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11080198>.

Sylvester P.J., 1998. Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites. *Lithos* 45 (1–4), 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3).

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 379 p.

Tsygankov A.A., 2014. Late Paleozoic Granitoids in Western Transbaikalia: Sequence of Formation, Sources of Magmas, and Geodynamics. *Russian Geology and Geophysics* 55 (2), 153–176. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.004>.

Ubide T., Gale C., Larrea P., Arranz E., Lago M., Tierz P., 2014. The Relevance of Crystal Transfer to Magma Mixing: A Case Study in Composite Dykes from the Central Pyrenees. *Journal of Petrology* 55 (8), 1535–1559. <https://doi.org/10.1093/petrology/egu033>.

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Polyansky O.P., Chervov V.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Babin G.A., Kuibida M.L., Khomyakov V.D., 2008. Permian Magmatism and Lithospheric Deformation in the Altai Caused by Crustal and Mantle Thermal Processes. *Russian Geology and Geophysics* 49 (7), 468–479. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.006>.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., 1987. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>.

Xiao W., Huang B., Han Ch., Sun Sh., Li J., 2010. A Review of the Western Part of the Altaids: A Key to Understanding the Architecture of Accretionary Orogens. *Gondwana Research* 18 (2–3), 253–273. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007>.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., 2003. Batholiths and Geodynamics of Batholith Formation in the Central Asian Fold Belt. *Russian Geology and Geophysics* 44 (12), 1260–1274.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuz'min M.I., 2000. North Asian Superplume Activity in the Phanerozoic: Magmatism and Geodynamics. *Geotectonics* 34 (5), 343–366.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Savatenkov V.M., 2019. Gigantic Batholiths of Central Asia and a Role of Mantle Plumes in Their Formation from the Isotopic (Nd, Pb) and Geochemical Data. In: *Large Igneous Provinces in the History of the Earth: Mantle Plumes, Supercontinents, Climate Changes, Metallogeny, Oil and Gas Formation, Terrestrial Planets*. Abstract Volume of the VII International Conference (August 28 – September 8, 2019). Publishing House of CSTI, Tomsk, p. 193–194 (in Russian) [Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. Гигантские батолиты

Центральной Азии и роль мантийных плюмов в их формировании: по результатам изотопных (Nd, Pb) и геохимических исследований // *Крупные изверженные провинции в истории Земли: мантийные плюмы, суперконтиненты, климатические изменения, металлогения, формирование нефти и газа, планеты земной группы: Тезисы VII Международной конференции (28 августа – 8 сентября 2019 г.)*. Томск: ЦНТИ, 2019. С. 193–194].

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., 2011. Rifting and Silicic Large Igneous Provinces of the Late Paleozoic – Early Mesozoic in the Central Asia. Available from: <http://www.largeigneousprovinces.org> (Last Accessed June 15, 2021).

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Kozlovsky A.M., 2013. Late Paleozoic – Early Mesozoic Within-Plate Magmatism in North Asia: Traps, Rifts, Giant Batholiths, and the Geodynamics of Their Origin. *Petrology* 21, 101–126. <https://doi.org/10.1134/S0869591113010062>.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 / APPENDIX 1

Таблица 1.1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и редких элементов (ppm) в породах раннего и позднего минглинга
Table 1.1. Contents of major (wt. %) trace and rare-earth (ppm) elements in the representative samples of the early and late mingling

Компо- ненты	Породы раннего минглинга														
	Салические породы				Мафические породы					Породы промежуточного состава					
	Среднее (n=8)	K463- 1	K508- 3	ШВ-7	Среднее (n=9)	K480	K485- 4	K505- 11	K507- 1	Среднее (n=15)	K483- 3	K485- 2	K505- 12	K508- 2	K510- 1
SiO ₂	66.22±2.7	68.40	65.17	63.07	50.87±2.6	47.53	49.64	50.75	48.19	58.16±2.3	56.77	60.90	60.43	55.96	57.34
TiO ₂	0.52±0.2	0.26	0.70	0.72	2.01±0.2	1.80	2.05	2.33	2.15	1.47±0.4	1.60	1.09	1.24	2.08	1.71
Al ₂ O ₃	16.31±1.0	16.00	15.85	17.41	15.85±0.7	16.02	15.59	16.60	14.76	16.47±1.0	15.60	16.00	15.97	15.42	17.13
Fe ₂ O ₃ ^T	3.52±0.9	2.81	4.02	4.30	10.82±1.2	12.56	10.82	11.74	11.69	7.29±1.1	8.20	6.71	6.63	8.93	8.40
MnO	0.09	0.05	0.05	0.13	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.13	0.14	0.09	0.11	0.17	0.14
MgO	0.48±0.3	0.17	0.97	0.60	5.48±1.5	7.83	6.14	3.55	7.80	2.34±0.6	3.97	2.34	2.65	2.69	2.09
CaO	1.12±0.6	0.80	2.17	1.14	6.89±0.5	7.05	7.47	6.44	7.40	4.48±0.8	5.72	3.90	4.12	5.14	4.18
Na ₂ O	5.07±0.6	4.96	3.98	5.51	3.88±0.6	3.25	3.51	4.14	2.91	4.63±0.5	4.48	4.79	4.51	4.07	5.03
K ₂ O	5.74±0.8	5.29	5.26	6.47	2.14±0.4	1.62	2.44	2.31	2.64	3.63±0.9	2.82	3.22	3.60	3.28	3.02
P ₂ O ₅	0.12	0.04	0.22	0.16	0.64±0.1	0.61	0.66	0.72	0.59	0.55±0.2	0.40	0.31	0.31	0.86	0.55
ППП*	-	0.23	1.24	0.25	-	0.97	0.84	0.76	1.35	-	0.47	0.45	0.64	1.33	0.55
Сумма	-	99.02	99.63	99.75	-	99.39	99.30	99.49	99.63	-	100.17	99.79	100.21	99.93	98.74
Rb	-	109	76	33	-	33	64	55	69	-	80	76	76	78	470
Sr	-	65	520	102	-	855	793	650	661	-	508	484	472	658	41
Y	-	26	17.1	29	-	18.2	25	35	21	-	35	40	33	31	0.44
Zr	-	431	488	706	-	172	216	323	166	-	341	444	366	318	6.9
Nb	-	39.4	23.5	29	-	21.6	33.2	29.3	28.1	-	50.3	50.8	52.5	38.5	1.3
Cs	-	1.24	1.96	-	-	2.0	1.44	1.51	1.96	-	1.75	2.9	1.63	1.96	61
Ba	-	577	1132	587	-	437	546	606	497	-	454	556	613	722	32
La	-	38	32	48	-	25	32	38	25	-	43	54	47	46	45
Ce	-	81	63	137	-	54	67	81	54	-	91	109	94	97	93
Pr	-	8.8	6.7	13	-	6.9	8.2	10.3	6.6	-	10.4	12.3	10.4	11.4	11
Nd	-	31	25	55	-	29	33	42	28	-	40	45	39	46	8.7
Sm	-	5.5	5.1	9.9	-	5.4	7.6	9.0	6.3	-	8.8	9.2	8.3	9.9	1.0
Eu	-	1.01	1.62	1.9	-	1.74	2.1	2.5	2.0	-	1.74	1.62	1.65	2.5	5.9
Gd	-	4.7	3.7	8.9	-	5.0	6.2	8.1	5.8	-	7.2	7.9	6.7	8.1	1.2
Tb	-	0.76	0.52	1.2	-	0.67	0.84	1.20	0.81	-	1.07	1.19	0.98	1.05	5.3
Dy	-	4.4	3.0	6.9	-	3.5	4.4	6.3	4.1	-	6.2	6.5	5.7	5.9	3.1
Ho	-	0.86	0.58	1.3	-	0.62	0.88	1.29	0.80	-	1.30	1.34	1.16	1.08	2.8
Er	-	2.5	1.59	3.8	-	1.68	2.2	3.4	1.89	-	3.4	3.7	3.2	2.7	0.40
Tm	-	0.38	0.26	0.52	-	0.23	0.30	0.46	0.25	-	0.53	0.54	0.44	0.40	2.0
Yb	-	2.5	1.58	3.6	-	1.50	1.90	3.0	1.61	-	3.5	3.6	2.8	2.6	9.2
Lu	-	0.38	0.25	0.48	-	0.23	0.28	0.43	0.23	-	0.49	0.51	0.42	0.37	2.4
Hf	-	9.6	11.1	13	-	3.8	5.0	7.1	3.9	-	8.7	10.4	8.9	7.3	2.3
Ta	-	2.1	1.43	1.6	-	1.25	1.57	1.65	1.57	-	2.9	2.6	3.0	2.3	747
Th	-	9.1	10.8	6.7	-	2.7	3.5	4.7	3.1	-	7.3	7.7	5.8	7.5	401
U	-	1.44	2.2	0.93	-	0.86	1.30	1.43	1.41	-	2.3	3.5	2.2	2.1	42
La/Yb	-	10.31	13.65	9.11	-	11.20	11.46	8.47	10.65	-	8.32	10.12	11.35	11.97	10.89
Gd/Yb	-	1.53	1.86	2.01	-	2.67	2.63	2.16	2.89	-	1.66	1.78	1.94	2.50	2.00
Eu/Eu*	-	0.59	1.10	0.60	-	1.01	0.93	0.88	1.00	-	0.65	0.57	0.65	0.83	0.87

Таблица 1.1. (продолжение)

Table 1.1. (continued)

Компоненты	Породы позднего минглинга									
	Салические породы						Мафические породы			
	Среднее (n=15)	K467-2	K487-3	K481	ШВ9	ШВ12	Среднее (n=7)	K467-1	K487-1	K488-2
SiO ₂	73.13±2.8	73.60	69.66	76.01	73.78	74.25	49.52±1.0	50.32	48.27	49.14
TiO ₂	0.29±0.2	0.27	0.47	0.10	0.25	0.18	2.22±0.1	2.18	2.43	2.37
Al ₂ O ₃	13.48±1.0	13.38	14.90	12.78	13.53	13.18	16.52±0.7	16.99	16.53	16.29
Fe ₂ O ₃ ^T	2.40±0.8	2.03	3.22	1.13	1.87	2.08	11.06±0.6	10.84	12.06	11.67
MnO	0.05	0.03	0.05	0.01	0.04	0.04	0.17	0.18	0.17	0.16
MgO	0.37±0.3	0.30	0.71	0.07	0.34	0.17	4.99±1.1	4.32	5.22	4.59
CaO	1.01±0.6	0.98	1.86	0.94	1.23	0.25	7.35±0.4	7.23	7.63	7.40
Na ₂ O	3.92±0.5	3.20	4.04	3.08	3.31	4.84	4.21±0.4	4.68	4.02	4.03
K ₂ O	4.69±0.3	5.32	4.38	5.11	4.93	4.57	2.01±0.1	1.77	1.97	2.02
P ₂ O ₅	0.08±0.1	0.06	0.16	0.02	0.06	0.03	0.79±0.1	0.78	0.92	0.97
ППП*	-	0.06	0.45	0.54	0.31	0.26	-	0.44	0.86	0.76
Сумма	-	99.23	99.92	99.79	99.65	99.85	-	99.74	100.07	99.40
Rb	-	109	94	54	66	70	-	72	85	48
Sr	-	248	364	21	398	24	-	678	977	894
Y	-	10.7	18.7	0.16	7.3	16	-	26	23	24
Zr	-	209	266	3.0	151	323	-	285	200	225
Nb	-	18.4	26.1	0.97	4.9	23	-	35.3	27.7	26.0
Cs	-	1.52	1.48	106	-	-	-	3.2	1.63	1.15
Ba	-	659	909	12	1052	284	-	356	579	735
La	-	48	46	26	38	26	-	42	37	37
Ce	-	85	91	54	77	63	-	87	78	81
Pr	-	7.2	8.9	6.0	6.6	6.8	-	11.1	9.8	10.0
Nd	-	21	31	3.9	23	27	-	40	41	42
Sm	-	2.8	5.7	0.44	3.2	4.6	-	8.0	8.8	9.3
Eu	-	0.60	1.14	2.2	0.83	0.69	-	2.2	2.6	2.6
Gd	-	2.3	4.6	0.40	2.7	4.1	-	6.9	7.0	6.9
Tb	-	0.29	0.63	23	0.29	0.57	-	0.93	0.88	0.94
Dy	-	1.60	3.2	1.00	1.6	3.6	-	4.8	4.6	4.6
Ho	-	0.34	0.62	1.0	0.30	0.71	-	0.92	0.85	0.85
Er	-	1.05	1.63	0.16	0.98	2.2	-	2.6	2.2	2.1
Tm	-	0.18	0.25	1.6	0.14	0.35	-	0.35	0.28	0.27
Yb	-	1.23	1.65	3.0	1.1	2.8	-	2.2	1.71	1.69
Lu	-	0.19	0.25	2.7	0.16	0.38	-	0.31	0.24	0.24
Hf	-	5.3	6.6	0.46	4.1	8.1	-	5.9	4.5	5.1
Ta	-	1.34	2.3	137	0.49	2.4	-	1.73	1.16	1.30
Th	-	18.3	12.4	76	10.0	15	-	3.8	2.4	2.5
U	-	1.42	1.74	28	1.2	2.0	-	2.1	1.08	1.04
La/Yb	-	26.31	18.87	16.92	23.89	6.47	-	13.15	14.42	14.75
Gd/Yb	-	1.48	2.23	2.34	2.00	1.19	-	2.60	3.28	3.28
Eu/Eu*	-	0.70	0.66	0.39	0.85	0.48	-	0.88	0.97	0.96

Таблица 1.2. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из пород раннего и позднего минглинга
Table 1.2. U-Pb zircon isotope ratios and derived age determinations from the early- and late-mingling rocks

Проба К 467-2 (граносиенит, поздний минглинг)										
№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s%		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs	
1	0.31793	3.4	0.04441	2.0	0.58	280	11	280	19	99.27
2	0.31900	3.6	0.04456	2.0	0.55	281	11	281	20	99.60
3	0.32092	3.7	0.04482	2.0	0.54	283	11	283	21	100.18
4	0.32465	3.5	0.04535	2.0	0.55	286	11	286	20	101.32
5	0.32754	3.5	0.04575	2.0	0.57	288	11	288	20	102.21
6	0.31790	3.4	0.04450	2.0	0.58	281	11	280	19	101.27
7	0.32051	3.3	0.04477	2.0	0.60	282	11	282	18	100.06
8	0.32608	3.3	0.04565	2.0	0.61	288	11	287	19	103.93
9	0.32138	3.6	0.04489	2.0	0.55	283	11	283	20	100.33
10	0.31962	3.4	0.04464	2.0	0.59	282	11	282	19	99.79
11	0.31729	3.5	0.04432	2.0	0.56	280	11	280	20	99.07
12	0.32488	3.5	0.04538	2.0	0.56	286	11	286	20	101.39
13	0.32147	4.0	0.04490	2.0	0.51	283	12	283	22	100.35
14	0.32080	3.3	0.04529	2.0	0.60	286	11	283	19	110.85
15	0.31705	3.6	0.04428	2.0	0.56	279	11	280	20	99.00
16	0.32347	4.2	0.04547	2.1	0.49	287	12	285	24	107.15
17	0.32504	3.4	0.04540	2.0	0.59	286	11	286	19	101.44
18	0.32561	3.5	0.04551	2.0	0.58	287	12	286	20	102.24
19	0.32055	3.4	0.04477	2.0	0.59	282	11	282	19	100.07
20	0.31888	5.1	0.04454	2.1	0.41	281	12	281	29	99.56
21	0.32237	4.4	0.04503	2.1	0.47	284	12	284	25	100.63
22	0.32208	3.9	0.04507	2.0	0.52	284	12	284	22	102.26
23	0.32384	3.3	0.04523	2.0	0.60	285	11	285	19	101.08
24	0.31693	4.8	0.04427	2.1	0.44	279	12	280	27	98.96
25	0.32347	3.8	0.04518	2.0	0.53	285	12	285	22	100.96
26	0.32245	4.7	0.04504	2.1	0.44	284	12	284	27	100.65
27	0.32235	3.8	0.04580	2.0	0.54	289	12	284	21	118.84
28	0.31807	3.9	0.04443	2.0	0.52	280	11	280	22	99.31
29	0.32111	3.4	0.04485	2.0	0.59	283	11	283	19	100.24
30	0.31887	3.7	0.04480	2.0	0.55	282	12	281	21	105.13
31	0.32331	3.7	0.04516	2.0	0.55	285	12	285	21	100.91
32	0.31919	3.5	0.04458	2.0	0.58	281	11	281	20	99.66
33	0.32126	4.4	0.04487	2.1	0.47	283	12	283	25	100.29
34	0.31997	4.0	0.04469	2.1	0.52	282	12	282	22	99.89
35	0.31851	3.3	0.04449	2.0	0.60	281	11	281	19	99.45
36	0.32461	3.4	0.04571	2.0	0.59	288	12	286	19	109.34
37	0.32075	3.6	0.04480	2.0	0.56	282	11	283	21	100.13
38	0.34281	3.3	0.04788	2.0	0.60	301	12	299	20	106.86
39	0.31837	3.5	0.04447	2.0	0.57	280	11	281	20	99.41
40	0.32141	4.1	0.04489	2.0	0.50	283	12	283	23	100.33
41	0.32033	3.7	0.04474	2.0	0.55	282	11	282	21	100.01
42	0.32252	3.9	0.04505	2.1	0.52	284	12	284	22	100.67
43	0.32038	3.6	0.04475	2.0	0.57	282	11	282	20	100.02
44	0.31952	4.6	0.04463	2.1	0.45	281	12	282	26	99.76

Таблица 1.2. (продолжение)

Table 1.2. (continued)

№	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет				D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1s%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1s%		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2s abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2s abs	
45	0.32244	4.3	0.04504	2.1	0.49	284	12	284	24	100.65
46	0.32219	4.2	0.04500	2.1	0.50	284	12	284	24	100.57
47	0.32387	3.2	0.04524	2.0	0.63	285	12	285	18	101.16
48	0.32156	3.8	0.04491	2.1	0.54	283	12	283	22	100.38
49	0.32109	3.5	0.04491	2.1	0.58	283	12	283	20	101.50
50	0.32409	3.4	0.04527	2.0	0.60	285	12	285	20	101.15
Проба К 484-1 (монцодиорит, ранний минглинг)										
1	0.32976	2.5	0.04583	1.8	0.74	289	10	289	12	0.17
2	0.33239	2.7	0.04591	1.9	0.69	289	11	291	14	0.69
3	0.33274	1.9	0.04591	1.8	0.94	289	10	292	10	0.79
4	0.34371	1.9	0.04733	1.8	0.92	298	10	300	10	0.64
5	0.33912	2.3	0.04711	1.8	0.78	297	11	297	12	-0.10
6	0.33784	3.1	0.04691	1.9	0.61	296	11	296	16	0.00
7	0.33389	2.2	0.04652	1.8	0.83	293	10	293	11	-0.20
8	0.32842	2.6	0.04547	1.8	0.70	287	10	288	13	0.59
9	0.32668	2.0	0.04557	1.8	0.87	287	10	287	10	-0.10