

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ТАННУОЛЬСКОГО СЕКТОРА ТУВИНСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Е.В. Ветров^{1,2}, А.И. Черных³, Г.А. Бабин^{1,4}

¹Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов, 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129 корп. 1, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 190026, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Восточно-Таннуольский сектор Туvinского магматического пояса сложен раннекембрийскими вулканогенно-осадочными породами островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты), которые интродуцированы разновозрастными (от кембрия до девона) массивами различных гранитоидных комплексов Таннуольского ареал-плутона.

Проведен анализ структурно-геологического положения, вещественного состава, металлогенической специализации, геохронологических (U-Pb) и изотопно-геохимических (Sm-Nd, Rb-Sr) характеристик раннепалеозойских гранитоидов западной части Таннуольского ареал-плутона — Унгешского плутона. На основе комплекса имеющихся и вновь полученных данных установлены специфические вещественные параметры, возрастная последовательность, длительность и интенсивность, металлогенические особенности гранитоидного магматизма Восточно-Таннуольского сектора Туvinского магматического пояса.

Обосновано выделение в составе Унгешского плутона раннекембрийского (534—518 млн лет) габбро-плагиогранитного комплекса, аналогичного майнскому комплексу в Западном Саяне. Детализированы возраст и металлогения среднепозднекембрийского (508—492 млн лет) диорит-гранодиорит-плагиогранитового таннуольского, позднеордовикского (451—447 млн лет) гранит-лейкогранитового арголикского комплексов.

Предполагается, что становление гранитоидов раннекембрийского комплекса происходило на начальной стадии формирования островной дуги в ассоциации с кадвойско-серлигским базальт-андезит-риолитовым вулканическим комплексом. С гранитоидами этого типа связано формирование низкопродуктивных золото-сульфидно-кварцевых жил и прожилков первого этапа.

Формирование гранитоидов таннуольского комплекса происходило на начальной стадии развития аккреционно-коллизийной системы. С их становлением связано образование магнетитсодержащих скарнов и многочисленных жильно-прожилковых зон высокопродуктивного золото-сульфидно-кварцевого оруденения второго этапа.

Гранитоидные массивы арголикского комплекса формировались на завершающей стадии аккреционно-коллизийного этапа и, возможно, играли важную роль в регенерации рудной минерализации на отдельных участках.

Гранитоидный магматизм, U-Pb датирование (SHRIMP-II) цирконов, петрогеохимические и изотопно-геохимические (Sm-Nd, Rb-Sr) исследования, золото, медь, свинец, цинк, металлогения, Республика Тыва, Восточно-Таннуольский сектор, Туvinский магматический пояс.

EARLY PALEOZOIC GRANITOID MAGMATISM IN THE EAST TANNU-OLA SECTOR OF THE TUVINIAN MAGMATIC BELT: GEODYNAMIC SETTING, AGE, AND METALLOGENY

E.V. Vetrov, A.I. Chernykh, and G.A. Babin

The East Tannu-Ola sector of the Tuvinian magmatic belt is composed of Early Cambrian volcanosedimentary rocks of an island-arc association (Kadvoi, Serlig, and Irbitei Formations), which are intruded by granitoid massifs of different ages (from Cambrian to Devonian) of the Tannu-Ola areal pluton.

We analyzed the structural and geologic position, chemical composition, metallogenic signatures, and geochronological (U/Pb) and isotope-geochemical (Sm/Nd and Rb/Sr) characteristics of Early Paleozoic granitoids of the Ungesh pluton (western part of the Tannu-Ola areal pluton). The available and our new data made it possible to establish the specific chemical parameters, age sequence, duration, intensity, and metallogeny of granitoid magmatism in the East Tannu-Ola sector of the Tuvinian magmatic belt.

An early Cambrian (534–518 Ma) gabbro–plagiogranite complex similar to the Maina complex in West Sayan has been recognized in the Ungesh pluton. The age and metallogeny of the middle–late Cambrian (508–492 Ma) Tannu-Ola diorite–granodiorite–plagiogranite and Late Ordovician (451–447 Ma) Argolik granite–leucogranite complexes have been refined.

Granitoids of the early Cambrian complex formed probably at the initial stage of formation of an island arc, in association with the Kadvoi–Serlig basalt–andesite–rhyolite complex. It is in these granitoids that early low-productivity gold–sulfide–quartz veins and veinlets originated.

Granitoids of the Tannu-Ola complex formed at the initial stage of evolution of the accretion–collision system. Magnetite-containing skarns and numerous vein–veinlet zones of late high-productivity gold-sulfide-quartz mineralization evolved in these granitoids.

Granitoid massifs of the Argolik complex formed at the final stage of evolution of the accretion–collision system and probably played a crucial role in the regeneration of ore mineralization in some areas.

Granitoid magmatism, U/Pb (SHRIMP-II) zircon dating, petrogeochemical and isotope-geochemical (Sm/Nd and Rb/Sr) studies, gold, copper, lead, zinc, metallogeny, Republic of Tyva, East Tannu-Ola sector, Tuvinian magmatic belt

ВВЕДЕНИЕ

В Восточно-Таннуольском секторе Тувинского магматического пояса традиционно выделялись массивы среднекембрийского диорит-гранодиорит-плагиогранитового таннуольского и раннедевонского граносиенит-гранит-лейкогранитового бреньского комплексов [Пинус, 1961; Иванова, 1963; Телешев, 1981; Шаповалов и др., 2001; и др.]. При расчленении гранитоидов Восточно-Таннуольского сектора существенная роль отводилась внешнему облику пород. Например, серовато-красные лейкократовые граниты большинством исследователей относились к бреньскому комплексу раннего девона, серые плагиограниты — к таннуольскому комплексу среднего кембрия. Современные исследования с использованием прецизионных методов показали, что Таннуольский ареал-плутон наряду с другими гранитоидными ареал-плутонами Тывы (Каахемским, Хамсаринским, Бийхемским и другими, рис. 1) имеет гетерогенное и полихронное строение с возрастом от 450 до 570 млн лет [Руднев и др., 2004, 2005, 2006, 2015; Руднев, 2013].

Различный по составу полихронный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса определяет наличие здесь разнообразного эндогенного разновозрастного оруденения. К полю распространения пород Таннуольского ареал-плутона, прорывающего раннекембрийские вулканогенно-осадочные породы кадвойско-серлигского комплекса, приурочен Восточно-Таннуольский рудный район. Для него характерно наличие поисковых признаков золотого, золотосодержащего полиметаллического (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), медного, железного и молибденового оруденения [Черных, 2014; Черных и др., 2017]. Таким образом, расчленение Таннуольского ареал-плутона, изучение особенностей геологического строения, вещественного состава и возрастных ограничений позволяют не только выяснить эволюцию и модель формирования гранитоидного магматизма, но и понять пространственно-временные закономерности распределения полезных ископаемых и параметры связи золотого и молибден-медно-порфирового оруденения с интрузивными комплексами.

В настоящей статье приведены результаты комплексных исследований гранитоидов западной части Таннуольского ареал-плутона (Унгешского плутона), проведенных в ходе работ по ГДП-200 листа М-46-Х (Хову-Аксы). В рамках этих исследований расчленены гранитоиды Унгешского плутона и детально изучены геологическое строение, возраст, петрогеохимический состав, изотопные характеристики (Sm-Nd, Rb-Sr) и металлогения выделенных комплексов. На основе вновь полученных данных проведен анализ возрастной последовательности и длительности становления интрузий, условий генерации исходных расплавов на различных геодинамических этапах развития региона, уточнены особенности металлогении района и выделены основные металлогенические этапы.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении раннепалеозойских гранитоидов Унгешского полихронного плутона использован комплекс методов, который включал анализ картографических материалов, полевые наблюдения, петрографические, петрогеохимические, изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования.

По прямым полевым наблюдениям расчленены и закартированы раннепалеозойские гранитоиды Унгешского плутона и его сателлитов, изучены строение, состав и металлогеническая специализация выделенных комплексов, обособлены фазы внедрения, изучены взаимоотношения с вмещающими породами и между различными типами гранитоидов.

Особенности вещественного состава типизированных породных разновидностей установлены на микроуровне по данным петрографических и лабораторно-аналитических исследований. В ходе петрографического изучения шлифов особое внимание уделялось минеральному составу, структурно-текстурным особенностям пород и набору аксессуарных минералов.

Определение петрохимических элементов выполнено в лаборатории СНИИГиМС (г. Новосибирск, аналитик Д.О. Артомонов) с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра ARL Optim'X (Германия) по методике HSCAM №439-PC, основанной на измерении интенсивностей рентгеновской флуоресценции исследуемых элементов и их сравнении с интенсивностями стандартных образцов.

Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) и микроэлементов определены с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) ELAN-DRC-6100 (США) в центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов).

Для выяснения возраста интрузивных комплексов выполнено изотопно-геохронологическое датирование гранитоидов U-Pb (SHRIMP-II) методом в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитики А.Н. Ларионов, Е.Н. Лепехина) по стандартной методике [Williams, 1998] с использованием стандарта TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1σ , а вычисленных конкордантных возрастов — на уровне 2σ . Построение графиков с конкордией выполнены в программе Isoplot/Ex [Ludwig, 2003].

Для оценки источников магмообразующих субстратов для продатированных гранитоидов различных комплексов получены их изотопно-геохимические Rb-Sr и Sm-Nd характеристики по валовым пробам (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Изотопный анализ Sm, Nd, Rb и Sr выполнен на 7-коллекторном масс-спектрометре Triton T1 по методикам, описание которых было дано ранее [Богомолов и др., 2002]. Для контроля измерений стронция и неодима использованы стандарты ВНИИМ-Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70801 \pm 20$) и INd-1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121003 \pm 104$). Величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны из концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, определенных методом ICP-MS. Значения ϵ_{Nd} и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.0816$ [Фор, 1989]. Модельные возрасты T_{Nd} корового материала оценены по двухстадийной модели [Liew, Hofmann, 1988] по данным [De Paolo et al., 1991] — $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513079$, $\epsilon_{\text{Nd}} = 8.6$ и Sm/Nd = 0.352 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21194$).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УНГЕШСКОГО ПЛУТОНА

Унгешский плутон образует наиболее крупное тело в западной части Таннуольского ареал-плутона (см. рис. 1), имеет дугообразную форму и вытянут в субширотном направлении конформно основным геолого-структурным элементам. Площадь выходов раннепалеозойских магматических пород плутона и его сателлитов на современном эрозионном срезе составляет около 1000 км². Вмещающими породами для Унгешского плутона являются раннекембрийские вулканогенно-осадочные образования островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты) [Шаповалов, 2001; Черных и др., 2017]. Кадвойская и серлигская свиты представлены карбонатно-терригенно-вулканогенными отложениями базальт-андезит-плагиоориолитовой формации. Их формирование связано с начальным раннекембрийским этапом заложения энсиматических вулканических дуг Алтае-Саянской системы. Ирбитейская свита сложена терригенно-карбонатными отложениями с прослоями вулканогенных пород базальт-андезитовой формации, которые были сформированы на заключительном этапе развития раннекембрийской островной дуги [Бабин и др., 2006].

Унгешский плутон сложен породами трех разновозрастных комплексов — предположительно майнского (ϵ_1) габбро-плагиогранитного, таннуольского ($\epsilon_{2,3}$) диорит-гранодиорит-плагиогранитового и арголикского (О) гранит-лейкогранитового (рис. 2).

Майнский габбро-плагиогранитовый двухфазный комплекс выделен с определенной долей условности. Первая фаза представлена роговообманковыми и кварцевыми габбро, слагающими небольшие разобщенные вытянутые неправильной формы тела, прорывающие породы серлигской свиты и останцы среди гранитоидов таннуольского комплекса. Вторая фаза представлена роговообманково-биотитовыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, тоналитами и лейкоплагиогранитами, слагающими довольно крупные неправильной формы тела с извилистыми границами и крупные ксеноблоки (останцы) среди гранитоидов таннуольского комплекса.

Таннуольский диорит-гранодиорит-плагиогранитовый комплекс образован породами двух фаз. Первая фаза составляет 25—30 % его объема, представлена роговообманковыми диоритами (70 % от объема фазы) и кварцевыми диоритами. В краевых частях массивов распространены породы, переработанные до гибридных диоритоподобных разновидностей, габбродиоритов и горнблендитов, и распространены ксенолиты вмещающих пород. Вторая фаза составляет 70—75 % породного объема комплекса. Породы представлены биотит-амфиболовыми плагиогранитами (преобладают), тоналитами (до 40 % объема фазы), а также кварцевыми диоритами.

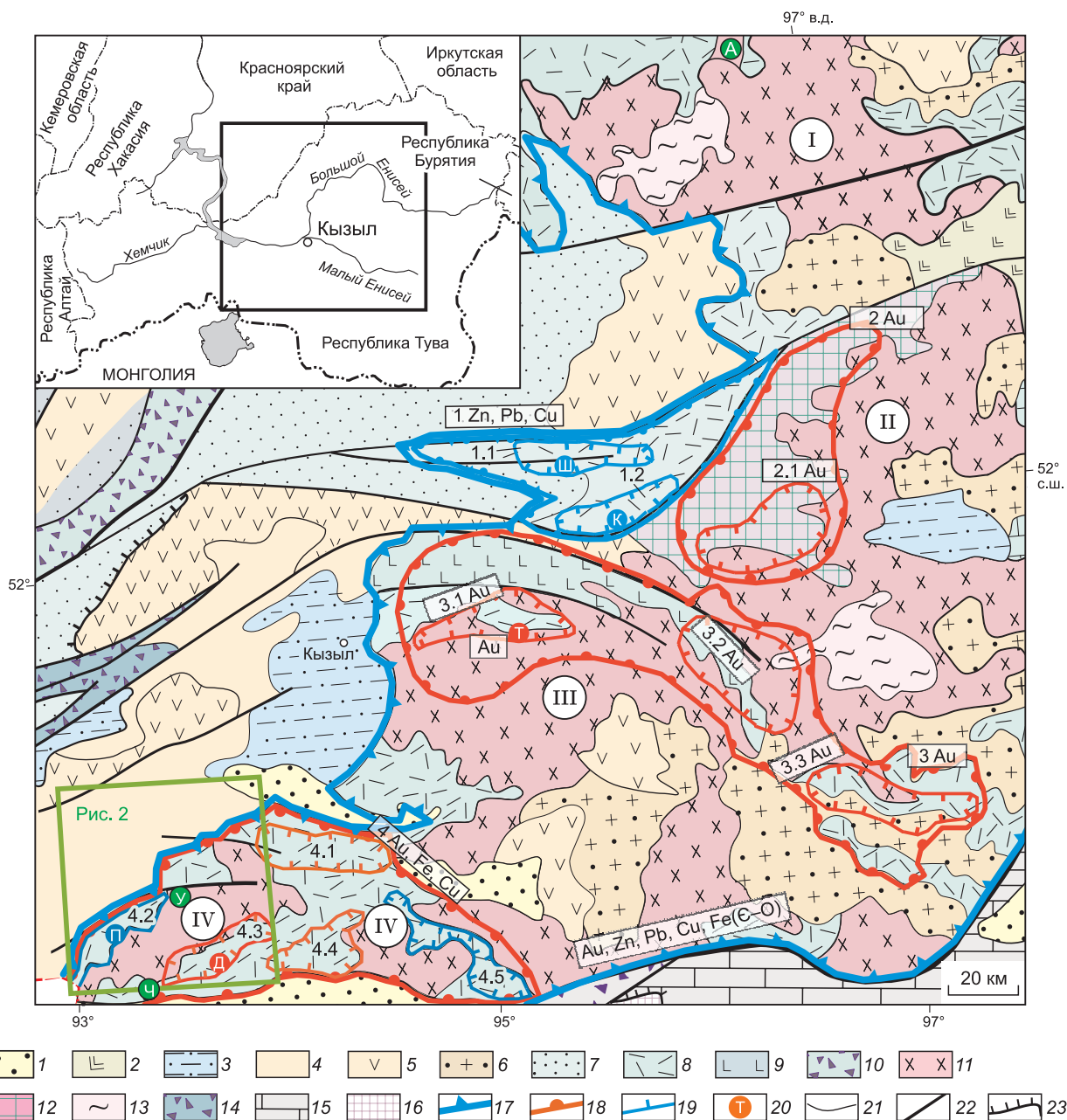


Рис. 1. Геологическая схема Тувинского магматического пояса.

1 — кайнозойские впадины, 2 — Восточно-Тувинское кайнозойское вулканическое базальтовое плато, 3 — юрские впадины, 4 — среднепалеозойские терригенные отложения; 5 — дифференцированный умеренно-щелочной комплекс среднепалеозойских пород; 6 — граносиенит-гранитовый и нефелин-сиенитовый комплексы среднепалеозойских пород; 7 — карбонатно-терригенные отложения пассивной окраины (О-С); 8 — венд(?)—кембрийские образования базальт-плагиориолитового комплекса; 9 — венд(?)—кембрийские вулканогенно-осадочные образования с участием базальтов и гипербазитов; 10 — венд(?)—кембрийские меланжи; 11 — кембро-ордовикские гранитоиды; 12 — блоки позднерифейского (?) основания (области раннепалеозойского зеленосланцевого метаморфизма); 13 — блоки позднерифейского (?) основания (эпидот-амфиболитовые и амфиболитовые комплексы); 14 — венд-кембрийская офиолитовая ассоциация; 15 — карбонатные отложения венд-кембрийского чехла; 16 — выступы позднерифейского метаморфического основания; 17—19 — границы металлогенических подразделений: 17 — Таннуольско-Улуйской железо-медь-полиметаллически-золоторудной металлогенической зоны, 18 — рудных районов, 19 — рудных узлов; 20 — местоорождения и рудопроявления полезных ископаемых; 21 — геологические границы; 22 — тектонические границы; 23 — надвиги.

Металлогенические подразделения: Таннуольско-Улуйская железо-медь-полиметаллически-золоторудная металлогеническая зона: 1 Zn, Pb, Cu — Кызыл-Таштыгский колчеданно-полиметаллический рудный район; 1.1 — Кызыл-Таштыгский колчеданно-полиметаллический рудный узел; 1.2 — Кызыл-Таштыгский колчеданно-полиметаллический рудный узел; 2 — Харальский золоторудно-россыпной район; 2.1 — Харальский (Мозголевский) золоторудно-россыпной узел; 3 — Тапса-Каахемский золоторудно-россыпной район; 3.1 — Тарданский золоторудно-россыпной узел; 3.2 — Кагжирба-Кундусский золоторудно-россыпной узел; 3.3 — Карабильдырский золоторудно-россыпной узел; 4 — Восточно-Таннуольский медно-железо-полиметаллически-зо-

лоторудный район; 4.1 — Элегест-Межегейский золоторудно-россыпной узел; 4.2 — Ирбитейский золото-серебро-полиметаллический рудный узел; 4.3 — Аптаринский золоторудный узел; 4.4 — Шивилигский золоторудный узел; 4.5 — Шивилигхемский золото-серебро-полиметаллический узел. Секторы Тувинского магматического пояса (в квадратах): I — Хамсаринский, II — Каахемский, III — Улугойский, IV — Уюкский, V — Восточно-Таннуольский. Гранитоидные ареал-плутоны (в кружках): I — Хамсаринский, II — Бийхемский, III — Каахемский, IV — Таннуольский. Месторождения и проявления: золота — Т — Тарданское месторождение, Д — Деспенское рудопроявление; полиметаллические — Ш — Кызыл-Ташское рудопроявление, К — Кызыл-Таштыгское месторождение, Подперевальное рудопроявление; молибден-медно-порфировые — А — Ак-Сугское золотосодержащее месторождение, У — Улуг-Сайлыгское рудопроявление, Ч — Ак-Чаринское рудопроявление.

Породы таннуольского комплекса образуют крупные массивы, приуроченные к хр. Восточный Танну-Ола, и ряд более мелких сателлитов. Для массивов характерна причудливо изрезанная неправильная форма выходов на дневную поверхность. Их размеры на площади сильно колеблются. Площадь самого малого тела в междуречье Дувелига и Холу не превышает 0.28 км², а площадь самого крупного (Восточно-Таннуольского) достигает 700 км². Эрозионный срез массивов небольшой, чем обусловлено широкое развитие ксенолитов вмещающих пород, наличие крупных провисаний кровли, широкие ореолы экзоконтактовых роговиков и скарнов.

Арголикский гранит-лейкогранитовый комплекс включает двуслюдяные, двуполевошпатовые, аляскитовые граниты, лейкократовые мелкозернистые граниты и гранит-порфиры. Чаще всего они слагают небольшие по ширине (до 120 м) вытянутые штокообразные тела неправильной формы с вертикальными или близко к вертикальным контактами, местами сопровождающимися эруптивными брекчиями. Массивы нередко приурочены к синхронным по возрасту тектоническим зонам, в пределах которых слагающие их гранитоиды, обладающие прототектонической гнейсовидностью, подвергнуты катаклазу, разгнейсованию, окварцеванию, эпидотизации. При этом изменения гранитов часто более интенсивные, чем вмещающих пород. Возможно, эти штокообразные тела являются апофизами более крупных массивов, не вскрытых эрозией. Все массивы комплекса имеют однородный состав и строение.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Преобладающей группой пород майнского типа являются плагиограниты второй фазы. Они имеют светло-серый, желтовато-серый цвет, порфировидную структуру, нередко гнейсовидную текстуру. Для плагиогранитов этого комплекса характерно повышенное содержание зеленой роговой обманки (10—15 %) при присутствии биотита (1—3 %). При этом количество плагиоклаза составляет 40—55 %, кварца 40—45 %. Вокруг роговой обманки нередко скопления мелкозернистого биотита и акцессорных минералов. Порфировидность обусловлена присутствием более крупных зерен плагиоклаза, зеленой роговой обманки и кварца, размещенных в агрегате более мелких зерен этих же минералов (рис. 3). Породы характеризуются наличием графических прорастаний плагиоклаза кварцем. Породы первой фазы (роговообманковые и кварцсодержащие габбро) сложены плагиоклазом (50—60 %), зеленой роговой обманкой с реликтами зерен клинопироксена в центрах зерен (суммарно 40—50 %). В кварцсодержащих и кварцевых разностях содержания кварца составляют 1—5 %. На участках перехода от габброидов первой фазы к плагиогранитам второй фазы часто встречаются диориты и кварцевые диориты. Они не образуют обособленных тел с фиксированными границами и, возможно, являются гибридными образованиями. Это серые, зеленовато-серые массивные среднезернистые породы, сложенные плагиоклазом (40—55 %), калиевым полевым шпатом (КПШ) (1—3 %), кварцем (от 0 до 5—15 %), зеленой роговой обманкой (20—35 %). Акцессорные минералы пород представлены апатитом, магнетитом, цирконом. Вторичные минералы представлены серицитом, светло-зеленым хлоритом и соссюритом, которые развиваются по плагиоклазу, роговая обманка частично замещена хлоритом, биотитом, эпидотом, актинолитом.

В составе первой фазы таннуольского комплекса преобладают диориты. Это серые, зеленовато-серые мелкосреднезернистые массивные породы с гипидиоморфно-зернистой до хорошо проявленной призматически-зернистой структурой. Они характеризуются неравномерным количеством темноцветных минералов, часто содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород, образуют постепенные переходы к габбро и кварцевым диоритам. В основном породы сложены плагиоклазом (40—65 %) и бурой, зеленовато-бурой роговой обманкой (20—35 %).

Породы второй фазы таннуольского комплекса часто представляют собой непрерывный ряд от тоналитов до плагиогранитов, в котором варьирует лишь количественное соотношение породообразующих минералов. Разности пород внутри фазы связаны постепенными переходами. Например, в нижнем течении р. Холу на интервале в 50 м кварцевые диориты плавно сменяются плагиогранитами через тоналиты и гранодиориты. Структурные и текстурные особенности при этом остаются неизменными, меняется только соотношение и количество породообразующих минералов.

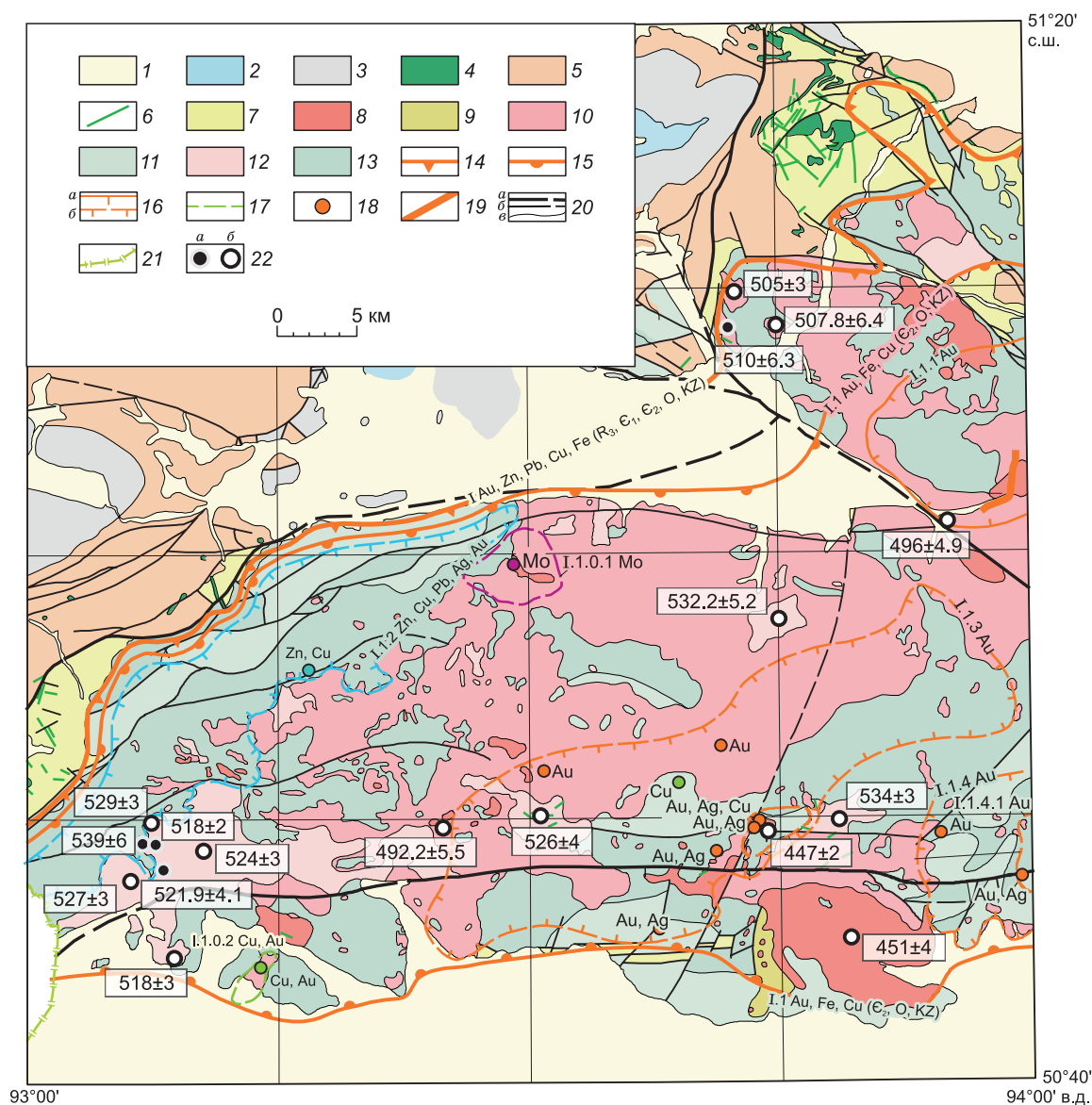


Рис. 2. Схема геологического строения западной части Восточно-Таннуольского ареал-плутона, составлена по [Черных и др., 2017] с дополнениями.

1 — кайнозойские отложения; 2 — юрская угленосная моласса; 3 — каменноугольные терригенные породы; 4 — торгалыгский сиенит-габбровый комплекс (D_3-C_1); 5 — девонские вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Центрально-Тувинского прогиба (D_1-D_3); 6 — базитовые дайки (PZ_3-MZ); 7 — ордовикско-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные отложения Центрально-Тувинского прогиба (O_3-S_2); 8 — аргольский гранодиорит-гранитовый комплекс; 9 — деспенская андезит-риодацитовая толща (O_3); 10 — таннуольский габбро-диорит-гранодиорит-плагиигранитовый комплекс ($E_{2,3}$); 11 — ирбитейская свита (E_1); 12 — майнский габбро-плагиигранитовый комплекс (E_1); 13 — кадвойская и серлигская свиты объединенные; 14–17 — границы металлогенических подразделений: 14 — металлогенических зон, 15 — рудных районов, 16 — рудных узлов (а) и прогнозируемых рудных узлов (б), 17 — прогнозируемых рудных полей; 18 — проявления с указанием вида полезных ископаемых (Au — золото, Cu — медь, Mo — молибден, Zn — цинк, Ag — серебро); 19 — малое месторождение россыпного золота; 20 — границы (а — главные разломы, б — второстепенные разломы, в — между геологическими подразделениями); 21 — государственная граница Россия—Монголия; 22 — место отбора проб, для которых получен изотопный возраст (млн лет) (а — опубликованные датировки, б — вновь полученные датировки).

Металлогенические подразделения: I — Таннуольско-Улугуйская железо-медь-полиметаллически-золоторудная металлогеническая зона: I.1 — Восточно-Таннуольский железо-медь-полиметаллически-золоторудный район; I.1.1 — Элегест-Межегейский золоторудно-россыпной узел; I.1.2 — Ирбитейский прогнозируемый золото-серебро-полиметаллический узел; I.1.3 — Аптаринский прогнозируемый золоторудный узел; I.1.3.1 — Деспенское золоторудное поле; I.1.4 — Шивилигский прогнозируемый золоторудный узел; I.1.4.1 — Онгешское прогнозируемое золоторудное поле; I.1.0.1 — Улуг-Сайлыгское прогнозируемое медно-молибденовое рудное поле; I.1.0.2 — Ак-Чаринское прогнозируемое золото-молибден-медное рудное поле.

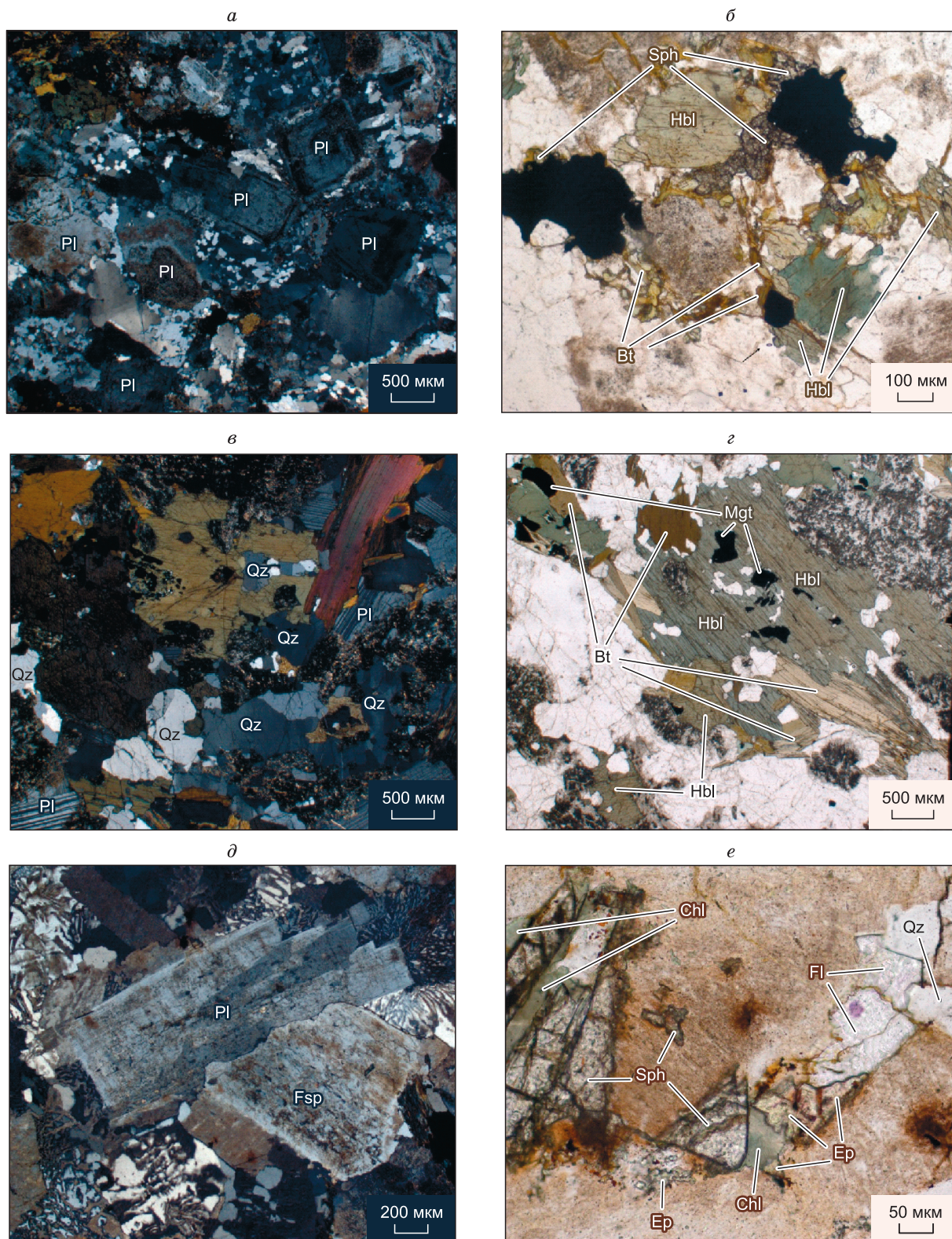


Рис. 3. Структурно-текстурные особенности гранитоидов майнского (а, б), таннуольского (в, з) и арголикского (д, е) комплексов Унгешского плутона.

а, б — роговообманково-биотитовый плагиогранит (шлиф 2135-1); в, з — биотит-роговообманковый кварцевый диорит (шлиф 77); д, е — биотитовый лейкогранит (шлиф 2226-1). Фото а, в, д сделаны при $\times$ николях; б, з, е — в проходящем свете. Pl — плагиоклаз, Fsp — КПШ, Qz — кварц, Hbl — роговая обманка, Bt — биотит, Chl — хлорит, Ep — эпидот, Sph — сфен, Fl — флюорит, Mgt — магнетит.

Породы представляют собой серые, розовато-серые среднекрупнозернистые разновидности с гидриоморфно-зернистой структурой. Они сложены плагиоклазом (40—65 %), кварцем (25—45 %), биотитом (до 5 %) при отсутствии первичного калиевого полевого шпата. В зонах перехода от плагиогранитов к тоналитам и в краевых частях (зоны эндоконтакта) в породах появляется буровато-зеленая роговая обманка (0—10 %). В зонах влияния разрывных нарушений и зонах повышенной трещиноватости плагиограниты подвержены калишпатизации, вследствие которой происходит реакционное замещение микроклином кристаллов плагиоклаза. При этом плагиоклаз местами сохраняется лишь в виде фрагментов внутри зерен КПШ. Другие вторичные изменения — серицитизация, эпидотизация, хлоритизация. Биотит часто замещает роговую обманку. Распространенные акцессорные минералы пород таннуольского комплекса — сфен, апатит, магнетит, циркон, пирит.

Наиболее типичной разновидностью пород арголикского комплекса являются биотитовые граниты, которые представляют собой среднезернистые красные, до мясо-красных, часто порфириовидные породы с гранофировой структурой. Они состоят из альбита (5—10 %), КПШ (50—65 %), кварца (30—50 %) и биотита (1—5 %). Порфириовидное строение обусловлено наличием более крупных зерен ортоклаза. Биотит часто почти полностью замещен хлоритом. Вторичные минералы: эпидот, хлорит, лейкоксен. Для арголикских гранитов характерен богатый набор акцессорных минералов: циркон, монацит, ортит, сфен, апатит, флюорит.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Майнские породы в ряду от габбро до плагиогранитов образуют единый эволюционный тренд, отвечающий высоконатриевому низкощелочному ряду (рис. 4, а). На CaO—Sr диаграмме конфигуративные точки пород этого комплекса образуют толеитовый тренд (см. рис. 4, з), который указывает на генетическую принадлежность к габбро-гранитоидной формации. По мере увеличения кремнекислотности наблюдается возрастание содержаний $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и снижение Al_2O_3 , CaO, MgO, MnO, $\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$ и TiO_2 . Данные гранитоиды относятся к железистому типу $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}) = 0.6—0.9$, известковой серии (см. рис. 4, в, з; табл. 1).

Для гранитоидов майнского типа типичны низкие содержания рубидия ($\text{Rb} = 2—60$ г/т), ниобия ($\text{Nb} = 0—4$ г/т), средние содержания стронция ($\text{Sr} = 160—300$ г/т), циркония ($\text{Zr} = 100—260$ г/т), широкий диапазон содержания бария ($\text{Ba} = 100—800$ г/т), иттрия ($\text{Y} = 10—60$ г/т), церия ($\text{Ce} = 3—40$ г/т) и иттербия ($\text{Yb} = 1—4$ г/т). По содержанию редкоземельных элементов и нормированным по хондриту спектрам их распределения они характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием отрицательного минимума по европию ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.5—6.0$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.5—0.8$). На мультиэлементных спектрах для выделенных майнских плагиогранитов отмечаются положительные аномалии по Pb, отрицательные аномалии по Ta и Nb, минимумы по P и Ti, слабый максимум по Sr (рис. 5). На дискриминационных диаграммах фигуративные точки плагиогранитов майнского типа попадают в поля островодужных гранитоидов (см. рис. 4, е, ж).

Петрохимический состав пород таннуольского комплекса характеризуется широким диапазоном содержания SiO_2 (48—72 мас. %) и общей щелочности (3.0—7.5 мас. %), преобладанием натрия над калием при высоких содержаниях кальция (3—10 мас. %). Гранитоиды таннуольского комплекса по петрохимическому составу в большинстве своем отвечают нормально-щелочным, преимущественно натриевым, породам (см. рис. 4, а). Таннуольские гранитоиды относятся к магнезиальному типу $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}) = 0.5—0.8$, известковой и известково-щелочной сериям (см. рис. 4, в, з).

Таннуольским гранитоидам свойственны низкие содержания рубидия ($\text{Rb} = 2—30$ г/т), циркония ($\text{Zr} = 50—120$ г/т), ниобия ($\text{Nb} = 1—7$ г/т), иттрия ($\text{Y} = 10—30$ г/т), церия ($\text{Ce} = 10—30$ г/т) и иттербия ($\text{Yb} = 1—3$ г/т), широкий диапазон содержания бария ($\text{Ba} = 50—600$ г/т), высокие содержания стронция ($\text{Sr} = 200—700$ г/т). При общем низком содержании РЗЭ в нормированных по хондриту спектрах их распределения типично преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, отсутствует отрицательный минимум по европию ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 2—9$; $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N = 0.7—2.0$). На мультиэлементных спектрах для таннуольских гранитоидов отмечаются положительные аномалии по Sr и Pb, отрицательные аномалии по Ta и Nb, минимумы по P и Ti (см. рис. 5). Дискриминационные диаграммы (см. рис. 4, е, ж) указывают на сходство составов таннуольских пород с островодужными гранитоидами.

По петрогеохимическому составу арголикские гранитоиды относятся к породам известково-щелочного ряда повышенной калиевоности. В ряду от гранитов к лейкогранитам (см. рис. 4, а) отмечается закономерное возрастание содержаний $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (6.5—8.5 мас. %) главным образом за счет увеличения содержаний калия ($\text{K}_2\text{O} = 2—5$ мас. %). Содержания натрия в породах варьируют незначительно и уменьшаются по мере увеличения кремнекислотности от 5 до 2.5 мас. %. Арголикские гранитоиды относятся к железистому типу $\text{FeO}_{\text{общ}}/(\text{FeO}_{\text{общ}} + \text{MgO}) = 0.8—1.0$, щелочно-известковой и известково-щелочной сериям (см. рис. 4, в, з).

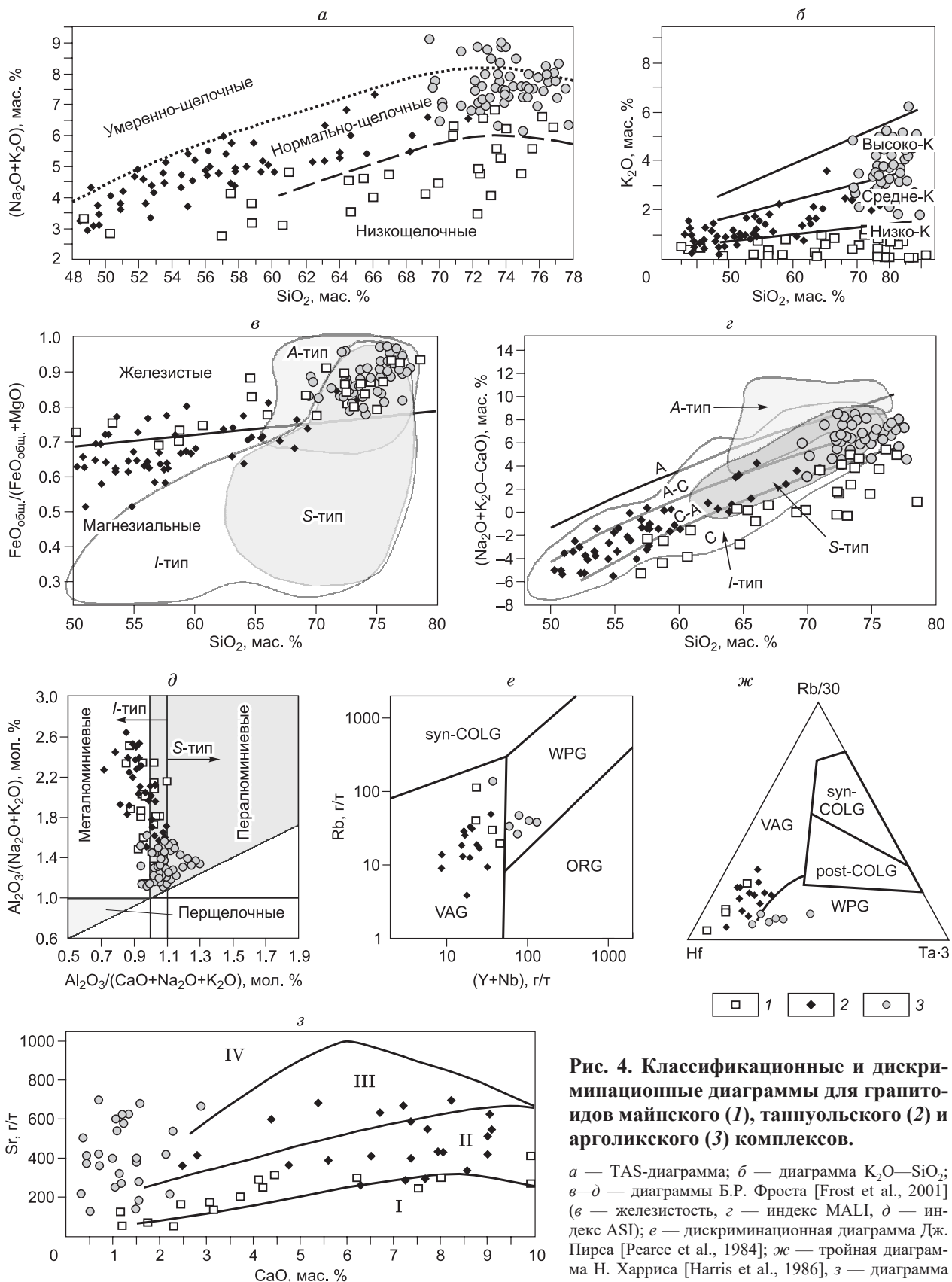


Рис. 4. Классификационные и дискриминационные диаграммы для гранитоидов майнского (1), таннольского (2) и арголикского (3) комплексов.

a — TAS-диаграмма; *б* — диаграмма K_2O-SiO_2 ; *в-д* — диаграммы Б.Р. Фроста [Frost et al., 2001] (*в* — железистость, *г* — индекс MAFI, *д* — индекс ASI); *е* — дискриминационная диаграмма Дж. Пирса [Pearce et al., 1984]; *ж* — тройная диаграмма Н. Харриса [Harris et al., 1986], *з* — диаграмма $CaO-Sr$. Серии пород: С — известковая, С-А — из-

вестково-щелочная, А-С — щелочно-известковая, А — щелочная. Поля гранитов: syn-COLG — синколлизионных, post-COLG — постколлизионных, WPG — внутриплитных, VAG — островодужных, ORG — океанических хребтов. Поля пород, производных исходных магм, по [Ферштатер и др., 1984]: I — толеитовой океанической, II — толеитовой континентальной и островодужной, III — толеитовой повышенной щелочности и андезитовой, IV — латитовой, толеитовой повышенной щелочности, щелочно-базальтовой. Границы типов щелочности приведены по [Петрографический кодекс..., 2008].

Таблица 1. Средние содержания петрохимических элементов, РЗЭ и микроэлементов

Ком- понент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	$\frac{48-52.9}{50.08 \pm 2.21}$	$\frac{57-61}{58.93 \pm 1.61}$	$\frac{64.6-67}{65.58 \pm 0.97}$	$\frac{69.2-72.6}{71.55 \pm 1.36}$	$\frac{73.1-78.6}{74.98 \pm 1.64}$	$\frac{48.4-52.8}{51.04 \pm 1.47}$	$\frac{53.4-56.7}{55.04 \pm 1.08}$	$\frac{57.1-63.1}{59.05 \pm 2.06}$	$\frac{64-66.1}{65.2 \pm 0.87}$	$\frac{68.2-71}{70.22 \pm 1.85}$	$\frac{69.4-72.8}{71.69 \pm 1.25}$	$\frac{73-77.7}{75.1 \pm 1.36}$
Al ₂ O ₃	$\frac{15.6-17.3}{16.4 \pm 0.83}$	$\frac{15.11-17.7}{16.49 \pm 1.02}$	$\frac{13.8-16}{14.92 \pm 0.8}$	$\frac{11.5-14.6}{13.21 \pm 0.97}$	$\frac{10.3-14.3}{12.59 \pm 1.1}$	$\frac{15.9-19.5}{17.59 \pm 1.03}$	$\frac{16.57-18.9}{17.81 \pm 0.8}$	$\frac{14.2-18.2}{16.97 \pm 1.42}$	$\frac{14.9-17}{15.53 \pm 0.94}$	$\frac{14.8-15.7}{15.25 \pm 0.34}$	$\frac{12.72-15.3}{13.78 \pm 0.76}$	$\frac{10.2-14.19}{12.73 \pm 0.73}$
TiO ₂	$\frac{0.86-1.26}{1.02 \pm 0.19}$	$\frac{0.4-0.8}{0.66 \pm 0.15}$	$\frac{0.38-0.9}{0.54 \pm 0.21}$	$\frac{0.3-0.5}{0.41 \pm 0.07}$	$\frac{0.16-0.42}{0.27 \pm 0.11}$	$\frac{0.33-1.61}{0.9 \pm 0.27}$	$\frac{0.7-1.63}{0.84 \pm 0.25}$	$\frac{0.22-1.9}{0.79 \pm 0.35}$	$\frac{0.44-0.74}{0.56 \pm 0.1}$	$\frac{0.17-0.46}{0.3 \pm 0.13}$	$\frac{0.2-0.52}{0.34 \pm 0.08}$	$\frac{0.01-0.33}{0.21 \pm 0.08}$
$\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\frac{9.3-13.8}{12.1 \pm 2.01}$	$\frac{5.8-9}{7.67 \pm 1.17}$	$\frac{4.5-9.3}{6.3 \pm 1.98}$	$\frac{3.1-6.6}{4.41 \pm 1.21}$	$\frac{1.4-4.3}{2.57 \pm 0.69}$	$\frac{7-11.5}{9.27 \pm 1.3}$	$\frac{6.3-10.4}{7.4 \pm 1.01}$	$\frac{5.5-9.7}{6.65 \pm 1.54}$	$\frac{3.7-5.4}{4.68 \pm 0.6}$	$\frac{2-4}{2.94 \pm 0.96}$	$\frac{2-4.2}{2.97 \pm 0.58}$	$\frac{1-3.5}{2.1 \pm 0.57}$
MnO	$\frac{0.17-0.24}{0.2 \pm 0.03}$	$\frac{0.08-0.14}{0.12 \pm 0.03}$	$\frac{0.1-0.22}{0.13 \pm 0.05}$	$\frac{0.05-0.14}{0.09 \pm 0.03}$	$\frac{0.02-0.07}{0.04 \pm 0.02}$	$\frac{0.12-0.27}{0.15 \pm 0.04}$	$\frac{0.1-0.36}{0.12 \pm 0.07}$	$\frac{0.03-0.17}{0.11 \pm 0.03}$	$\frac{0.06-0.1}{0.09 \pm 0.01}$	$\frac{0.04-0.07}{0.06 \pm 0.01}$	$\frac{0.02-0.13}{0.05 \pm 0.02}$	$\frac{0.01-0.07}{0.04 \pm 0.02}$
MgO	$\frac{4.3-7.2}{5.5 \pm 1.33}$	$\frac{2.6-5.8}{3.68 \pm 1.2}$	$\frac{1.3-2.1}{1.68 \pm 0.32}$	$\frac{0.3-1.4}{0.8 \pm 0.33}$	$\frac{9.3-13.8}{0.44 \pm 0.24}$	$\frac{3.4-9.5}{5.52 \pm 1.73}$	$\frac{2.6-4.9}{4.29 \pm 0.93}$	$\frac{2.1-4.2}{3.2 \pm 0.91}$	$\frac{1.1-2.9}{1.73 \pm 0.63}$	$\frac{0.34-1.9}{0.98 \pm 0.58}$	$\frac{0.2-1.1}{0.55 \pm 0.21}$	$\frac{0.1-0.7}{0.26 \pm 0.14}$
CaO	$\frac{4.6-10.3}{8.68 \pm 2.72}$	$\frac{6.3-8.1}{6.9 \pm 0.71}$	$\frac{4.1-6.2}{4.76 \pm 0.85}$	$\frac{1.6-4.2}{3.05 \pm 0.92}$	$\frac{0.8-4.4}{2.03 \pm 1.06}$	$\frac{7.4-12.5}{9.12 \pm 1.5}$	$\frac{5.6-9.3}{7.68 \pm 0.99}$	$\frac{4.4-7.7}{6.17 \pm 0.9}$	$\frac{2.8-5.3}{3.45 \pm 0.98}$	$\frac{2.51-4.1}{3.08 \pm 0.61}$	$\frac{0.3-3.4}{1.41 \pm 0.76}$	$\frac{0.1-1.8}{0.96 \pm 0.54}$
Na ₂ O	$\frac{2.3-5.2}{3.28 \pm 1.31}$	$\frac{2.6-4}{3.25 \pm 0.49}$	$\frac{3.4-4.3}{3.74 \pm 0.36}$	$\frac{3.4-4.9}{4.03 \pm 0.48}$	$\frac{3.3-6.6}{4.82 \pm 1.17}$	$\frac{1.1-3.5}{3.04 \pm 0.73}$	$\frac{2.9-4.8}{3.68 \pm 0.54}$	$\frac{2.57-4.6}{3.92 \pm 0.69}$	$\frac{3.4-4.4}{4.08 \pm 0.48}$	$\frac{3.5-5.1}{4.28 \pm 0.55}$	$\frac{2.9-5.1}{3.98 \pm 0.59}$	$\frac{2-4.64}{3.67 \pm 0.81}$
K ₂ O	$\frac{0.1-0.6}{0.4 \pm 0.22}$	$\frac{0.2-0.8}{0.42 \pm 0.3}$	$\frac{0.1-0.9}{0.58 \pm 0.35}$	$\frac{0.1-1.1}{0.6 \pm 0.36}$	$\frac{0.1-0.8}{0.38 \pm 0.32}$	$\frac{0.2-1.54}{0.71 \pm 0.43}$	$\frac{0.5-1.1}{0.99 \pm 0.25}$	$\frac{0.9-2.25}{1.25 \pm 0.37}$	$\frac{1.4-3.6}{2.35 \pm 0.79}$	$\frac{1.2-2.5}{1.99 \pm 0.5}$	$\frac{2.1-4.9}{3.56 \pm 0.9}$	$\frac{2.7-6.2}{3.99 \pm 0.94}$
P ₂ O ₅	$\frac{0.06-0.25}{0.13 \pm 0.09}$	$\frac{0.03-0.17}{0.11 \pm 0.05}$	$\frac{0.08-0.3}{0.14 \pm 0.09}$	$\frac{0.07-0.1}{0.08 \pm 0.03}$	$\frac{0.03-0.1}{0.04 \pm 0.03}$	$\frac{0.04-0.31}{0.18 \pm 0.08}$	$\frac{0.1-0.54}{0.18 \pm 0.12}$	$\frac{0.08-0.41}{0.2 \pm 0.08}$	$\frac{0.1-0.21}{0.15 \pm 0.05}$	$\frac{0.05-0.1}{0.09 \pm 0.03}$	$\frac{0.01-0.11}{0.07 \pm 0.03}$	$\frac{0.01-0.08}{0.33 \pm 0.03}$
П.п.п.	$\frac{0.8-2.9}{1.75 \pm 0.91}$	$\frac{0.6-2.38}{1.36 \pm 0.71}$	$\frac{0.83-1.44}{1.25 \pm 0.25}$	$\frac{0.21-3.01}{1.03 \pm 0.86}$	$\frac{0.36-1.8}{0.72 \pm 0.4}$	$\frac{0.08-3}{1.96 \pm 0.74}$	$\frac{0.78-2.16}{1.41 \pm 0.44}$	$\frac{0.8-2.41}{1.49 \pm 0.56}$	$\frac{0.8-1.66}{1.07 \pm 0.32}$	$\frac{0.35-1.4}{0.76 \pm 0.44}$	$\frac{0.3-1.9}{0.94 \pm 0.39}$	$\frac{0.12-3.41}{0.65 \pm 0.47}$
Сумма	$\frac{98.98-100.46}{99.53 \pm 0.64}$	$\frac{98.72-100.22}{99.59 \pm 0.65}$	$\frac{98.66-100.66}{99.63 \pm 0.83}$	$\frac{98.5-101.35}{99.76 \pm 0.98}$	$\frac{98.83-100.69}{99.55 \pm 0.56}$	$\frac{98.44-100.63}{99.47 \pm 0.72}$	$\frac{99.08-100.46}{99.61 \pm 0.63}$	$\frac{98.49-100.37}{99.74 \pm 0.62}$	$\frac{98.82-100.33}{99.33 \pm 0.58}$	$\frac{99.33-100.39}{99.93 \pm 0.38}$	$\frac{98.41-100.35}{99.33 \pm 0.63}$	$\frac{98.55-102.08}{99.72 \pm 0.78}$
La	4.42	—	7.51	15.13	9.78	7.11	7.6	9.3	—	11.69	—	28.74
Ce	11.7	—	16.4	34.4	20.06	16.44	17.77	20.33	—	26.35	—	79.87
Pr	1.85	—	2.51	4.71	2.57	2.48	2.65	2.76	—	3.32	—	8.91

Nd	9.06	—	11.4	20.37	11.3	12.48	13.56	12.52	—	13.2	—	38.9
Sm	2.75	—	2.92	5.06	3	3.28	3.35	3.08	—	2.91	—	9.92
Eu	0.91	—	0.72	0.94	0.82	1.07	1.35	0.87	—	0.73	—	1.27
Gd	2.88	—	2.57	4.46	2.98	2.93	3.14	2.78	—	2.46	—	8.95
Tb	0.51	—	0.46	0.81	0.61	0.51	0.52	0.44	—	0.42	—	1.74
Dy	3.44	—	2.92	5.37	4.29	3.05	3.15	2.96	—	2.71	—	13.2
Ho	0.73	—	0.6	1.2	1.01	0.63	0.63	0.64	—	0.58	—	3.02
Er	1.95	—	1.74	3.39	2.83	1.62	1.65	1.61	—	1.61	—	8.4
Tm	0.27	—	0.29	0.56	0.45	0.23	0.23	0.24	—	0.25	—	1.21
Yb	1.97	—	1.86	4.07	3.41	1.62	1.53	1.62	—	1.76	—	8.41
Lu	0.31	—	0.31	0.68	0.46	0.24	0.23	0.25	—	0.25	—	1.28
Rb	7.88	—	11.7	34.37	38.34	17.33	8.54	19.33	—	32.85	—	36.76
Sr	322	—	313	114.7	108.1	407.5	531.3	443.75	—	323.3	—	29.04
Y	19.49	—	18.1	32.63	26.25	17.15	14.36	16.04	—	16.13	—	73.16
Zr	52.1	—	107	217	96.63	72.2	68.73	81.85	—	129.6	—	274.9
Nb	1.2	—	1.28	6.57	2.93	1.6	2.06	3.29	—	5.64	—	19.83
Cs	0.23	—	0.31	0.31	0.28	0.32	0.22	0.3	—	0.51	—	0.3
Ba	267.45	—	389	533.8	313.7	312.8	281	358.75	—	632.8	—	506.2
Hf	1.1	—	2.89	6.11	3.02	1.91	1.88	2.19	—	3.53	—	8.71
Ta	0.12	—	0.11	0.45	0.28	0.12	0.14	0.22	—	0.46	—	1.34
Th	0.45	—	2.12	6	3.45	0.71	0.97	1.83	—	3.49	—	5.51
U	0.2	—	0.92	0.98	0.6	0.35	0.44	0.48	—	0.83	—	1.44
Pb	3.34	—	4.63	2.68	7.27	4.35	3.87	6.41	—	6.63	—	4.89

Примечание. Майнский комплекс: 1 — габбро (4/4), 2 — кварцевые диориты (6), 3 — гранодиориты (5/1), 4 — плагиограниты (8/3), 5 — лейкоплагиограниты (12/3); тануоольский комплекс: 6 — габбро (19/4), 7 — диориты (14/3), 8 — кварцевые диориты (16/4), 9 — гранодиориты (6), 10 — плагиограниты (6/4); аргонский комплекс: 11 — граниты (20), 12 — лейкограниты (48/9). В скобках указано количество анализов, по которым сделан расчет среднего содержания. петрохимических элементов в мас. % (РЗЭ и микроэлементов в г/т). Над чертой приведены пределы содержания элементов, под чертой — средние содержания ± среднеквадратичные отклонения.

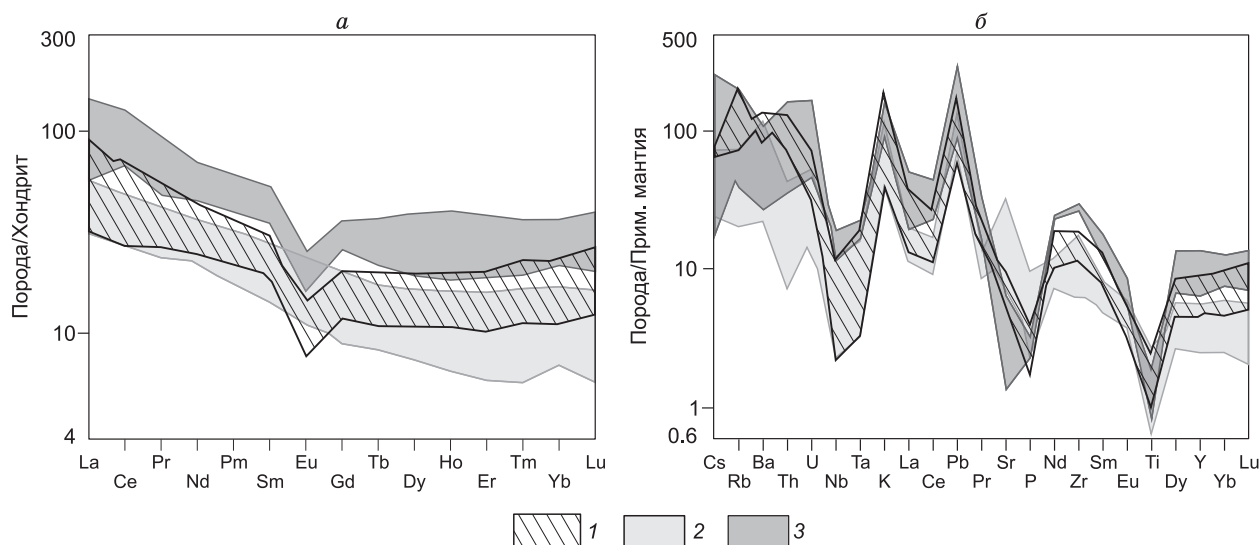


Рис. 5. Спайдер-диаграммы редкоземельных элементов (а) и мультиэлементные спайдер-диаграммы (б) пород майнского (1), таннуольского (2) и арголикского (3) комплексов.

Нормирование по [Sun, McDonough, 1989].

Для арголикских гранитоидов характерны средние содержания рубидия ($Rb = 25\text{—}130$ г/т), стронция ($Sr = 15\text{—}140$ г/т), циркония ($Zr = 130\text{—}350$ г/т), широкий диапазон содержания бария ($Ba = 50\text{—}980$ г/т), ниобия ($Nb = 10\text{—}30$ г/т), иттрия ($Y = 10\text{—}100$ г/т), церия ($Ce = 30\text{—}140$ г/т), высокие содержания иттербия ($Yb = 4\text{—}14$ г/т). По содержанию редкоземельных элементов и нормированным по хондриту спектрам их распределения (см. рис. 5) они характеризуются преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми и наличием отрицательного минимума по европию ($(La/Yb)_N = 2.5\text{—}7.0$; $(Eu/Eu^*)_N = 0.4\text{—}0.5$). На мультиэлементных спектрах для арголикских гранитов отмечаются положительные аномалии по Pb, слабые отрицательные аномалии по Ta и Nb на фоне общего обогащения высокочargedными элементами, ярко выраженные минимумы по Sr, P и Ti (см. рис. 5). Судя по дискриминационным диаграммам (см. рис. 4, е, ж), состав арголикских лейкогранитов соответствует внутриплитным гранитоидам.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ (U-Pb) И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ (Rb-Sr, Sm-Nd) ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические U-Pb (SHRIMP-II) исследования цирконов гранитоидов Унгешского плутона ограничивают время формирования массивов предполагаемых майнских пород диапазоном от 534 ± 3 до 518 ± 3 млн лет, таннуольских — от 507.8 ± 6.4 до 469.2 ± 5.5 млн лет и арголикских — от 451 ± 4 до 447 ± 2 млн лет (рис. 6, табл. 2, 3).

Для U-Pb изотопных исследований цирконов Унгешского плутона использовались крупнообъемные пробы главных породных разновидностей (рис. 6, табл. 2, 3). Для майнского комплекса изучены роговообманковое габбро (пр. 3624-2) первой фазы и биотитовые (роговообманково-биотитовые) плагиограниты второй фазы (пр. 4567-3, 2092-1, 2135-1, 4073-2, 4033-3, 2127-1). Цирконы, выделенные из майнских пород, желтого и розовато-желтого цвета, прозрачные и полупрозрачные, с рыжими включениями и трещинками представлены в виде идиоморфных призматических кристаллов длиной в среднем от 120 до 260 мкм и коэффициентом удлинения в среднем от 1.3 до 2.6. В катодолюминесцентном изображении цирконы с умеренным и ярким свечением, с грубой, реже тонкой, секториальной зональностью (рис. 7, а, б).

По всем цирконам из пород майнского типа получен конкордантный возраст (по 8—10 определениям) с вероятностью конкордантности от 0.046 до 0.9 (рис. 8). Учитывая морфологические особенности цирконов, можно утверждать о происхождении пород комплекса, аналогичного майнскому, в связи с магматическим событием в раннем кембрии (534—518 млн лет).

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования проводились по пробе плагиогранита майнского типа (пр. 2092-1). Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований (табл. 4) показали, что они характеризуются высоким первичным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 5.02$) и низким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704216$.

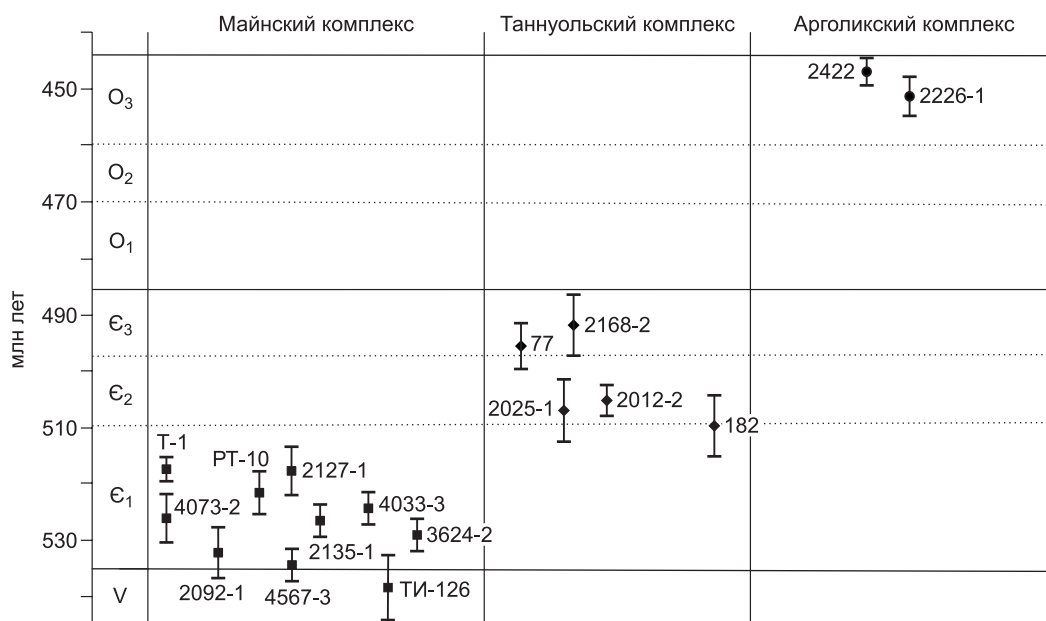


Рис. 6. Результаты изотопного U-Pb датирования гранитоидов Унгешского плутона.

Обр. 182, по [Гусев и др., 2014]; образцы ТИ-126 и Т-1, по [Монгуш и др., 2011]; обр. PT-10, по [Руднев и др., 2006].

Для пород таннуольского комплекса в пределах Унгешского плутона получены четыре значения U-Pb возраста по циркону (SHRIMP-II) — два для роговообманковых диоритов первой фазы (пробы 77, 2168-2) и два для плагиогранитов второй фазы (пробы 2012-2, 2025-1). Цирконы желтого и коричневого цвета представляют собой прозрачные идиоморфные и субидиоморфные призматические кристаллы и изометричные зерна. Кристаллы характеризуются средней длиной 130—300 мкм, средним коэффициентом удлинения 1.4—2.3, в катодоллюминесцентном изображении с ярким свечением, имеют секториальную и следы тонкой зональности, встречаются черные тонкие каемочки (см. рис. 7, в). По монофракциям цирконов каждой пробы получен конкордантный возраст (10 измерений) с вариацией вероятности конкордантности в пределах 0.14—0.63. Морфологические особенности цирконов из таннуольских гра-

Таблица 2. Результаты U-Pb датирования (SHRIMP-II) интрузивных пород Унгешского плутона

Комплекс	№ пробы	Кол-во изм.	Название породы. Массив. Фаза	Возраст, млн лет
Майнский	3624-2	10	Роговообманковое габбро. Ирбитейский массив. Первая фаза	529 ± 3
	4567-3	8	Порфировидный плагиогранит. Дыгтыгхемский массив. Вторая фаза	534 ± 3
	2092-1	10	Роговообманковый плагиогранит. Бичесайлыгский массив. Вторая фаза	532.2 ± 5.2
	2135-1	10	Роговообманково-биотитовый плагиогранит. Западная часть нижнеирбитейского массива. Вторая фаза	527 ± 3
	4073-2	10	Порфировидный плагиогранит. Аптаринский массив. Вторая фаза	526 ± 4
	4033-3	10	Роговообманково-биотитовый плагиогранит. Центральная часть нижнеирбитейского массива. Вторая фаза	524 ± 3
	2127-1	9	Биотитовый плагиогранит. Краевая часть нижнеирбитейского массива. Вторая фаза	518 ± 3
Таннуольский	2168-2	10	Роговообманковый диорит. Центральная часть Восточно-Таннуольского массива. Первая фаза	492.2 ± 5.5
	77	10	Роговообманковый диорит. Краевая часть Тейдашского массива. Первая фаза	496 ± 4.9
	2012-2	10	Порфировидный плагиогранит. Ховуаксинский массив. Вторая фаза	505 ± 3
	2025-1	10	Порфировидный плагиогранит. Усть-Унгешский массив. Вторая фаза	507.8 ± 6.4
Арголикский	2226-1	10	Биотитовый лейкогранит. Кызылдагский массив	451 ± 4
	2422	10	Биотит-роговообманковый лейкогранит. Бичесерлигский массив	447 ± 2

Таблица 3. Результаты U-Rb изотопных исследований единичных зерен циркона (SHRIMP-II) из пород Унгешского плутона

Образец, точка	$^{206}\text{Pb}_{\psi}$, %	U	T	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	Возраст по изотопным отношениям		Дискордантность, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Ошибка, $\pm$ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Ошибка, $\pm$ %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	Ошибка, $\pm$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Ошибка, $\pm$ %	Коэффициент корреляции
				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$													
							г/т											
Майнский габбро-плагногранитовый комплекс																		
Роговообманковое габбро																		
3624-2_1.1	0.77	115	69	0.62		8.62	534.2 $\pm$ 6.2	283 $\pm$ 180	-47	11.57	1.2	0.052	7.7	0.619	7.8	0.0864	1.2	0.16
3624-2_2.1	2.73	243	149	0.63		18.5	532.2 $\pm$ 5.2	388 $\pm$ 220	-27	11.61	1	0.0544	10	0.646	10	0.08606	1	0.10
3624-2_3.1	0.19	210	141	0.70		15.4	528.3 $\pm$ 4.4	498 $\pm$ 66	-6	11.71	0.87	0.0572	3	0.673	3.1	0.0854	0.9	0.28
3624-2_4.1	0.64	174	72	0.43		13	534.7 $\pm$ 5.1	575 $\pm$ 130	8	11.56	1	0.0592	5.9	0.706	6	0.08648	1	0.17
3624-2_5.1	0.00	87	45	0.54		6.38	529.8 $\pm$ 6.7	605 $\pm$ 79	14	11.67	1.3	0.0601	3.6	0.709	3.9	0.0857	1.3	0.34
3624-2_6.1	0.01	198	99	0.52		14.5	526.3 $\pm$ 4.5	552 $\pm$ 58	5	11.76	0.89	0.0586	2.6	0.687	2.8	0.08507	0.9	0.32
3624-2_7.1	0.70	177	118	0.69		13.1	530.2 $\pm$ 5.2	251 $\pm$ 160	-53	11.66	1	0.0512	7.1	0.605	7.2	0.08572	1	0.14
3624-2_8.1	1.21	137	84	0.64		10.1	523 $\pm$ 6.2	211 $\pm$ 240	-60	11.83	1.2	0.0503	10	0.587	11	0.0845	1.2	0.12
3624-2_9.1	0.00	143	86	0.62		10.5	528.4 $\pm$ 5.3	540 $\pm$ 68	2	11.71	1	0.0583	3.1	0.686	3.3	0.08542	1	0.32
3624-2_10.1	0.26	220	135	0.63		16	522.6 $\pm$ 5.1	569 $\pm$ 87	9	11.84	1	0.0591	4	0.688	4.1	0.08445	1	0.25
Порфировидный плагногранит																		
4567-3.8.1	0.14	508	257	0.52		33.4	475	596 $\pm$ 45	26	13.080	1.8	0.0598	2.1	0.630	2.7	0.0764	1.8	0.65
4567-3.10.1	0.10	461	264	0.59		32.6	509	539 $\pm$ 42	6	12.167	0.7	0.0583	1.9	0.660	2.0	0.0822	0.7	0.32
4567-3.7.1	0.24	343	219	0.66		25.2	529	509 $\pm$ 62	-4	11.703	0.7	0.0574	2.8	0.677	2.9	0.0854	0.7	0.25
4567-3.4.1	0.28	205	138	0.70		15.1	530	511 $\pm$ 78	-4	11.67	0.9	0.0575	3.5	0.680	3.6	0.0857	0.9	0.24
4567-3.3.1	0.23	838	726	0.89		61.9	530	620 $\pm$ 39	17	11.663	0.5	0.0605	1.8	0.715	1.9	0.0857	0.5	0.26
4567-3.2.1	0.00	223	86	0.40		16.5	532	561 $\pm$ 49	5	11.619	0.8	0.0588	2.3	0.698	2.4	0.0861	0.8	0.34
4567-3.9.1	0.07	739	497	0.70		54.9	535	513 $\pm$ 32	-4	11.557	0.6	0.05756	1.5	0.687	1.6	0.0865	0.6	0.39
4567-3.5.1	0.18	340	122	0.37		25.4	536	519 $\pm$ 54	-3	11.538	0.8	0.0577	2.5	0.690	2.6	0.0867	0.8	0.31
4567-3.1.1	0.00	410	275	0.69		30.6	538	532 $\pm$ 37	-1	11.498	0.6	0.05805	1.7	0.696	1.8	0.0870	0.6	0.35
4567-3.6.1	1.16	238	141	0.61		18	539	696 $\pm$ 160	29	11.46	1	0.0626	7.6	0.753	7.7	0.0872	1.0	0.13
Роговообманковый плагногранит																		
2092-1_1.1	0.51	174	32	0.19		13	534.7 $\pm$ 7.4	536.3 $\pm$ 7.4	-16	11.5	1.4	0.0601	1.4	0.056	4.4	0.667	1.4	0.31
2092-1_2.1	0.28	107	17	0.16		7.87	527.3 $\pm$ 7.9	527.6 $\pm$ 8.1	-3	11.7	1.6	0.0598	1.6	0.058	3.6	0.676	1.6	0.40
2092-1_3.1	0.25	118	17	0.15		8.79	532.7 $\pm$ 8	532.3 $\pm$ 8.2	5	11.58	1.6	0.0608	1.6	0.059	3.4	0.698	1.6	0.42
2092-1_4.1	0.00	101	10	0.10		7.48	531.9 $\pm$ 8.2	533.4 $\pm$ 8.4	-17	11.63	1.6	0.0557	1.6	0.056	3	0.66	1.6	0.47
2092-1_5.1	0.56	87	10	0.11		6.48	533.9 $\pm$ 9	536 $\pm$ 8.8	-23	11.51	1.7	0.0596	1.8	0.055	9.1	0.654	1.8	0.19
2092-1_6.1	0.00	111	17	0.16		8.33	539.5 $\pm$ 8	539.3 $\pm$ 8.2	2	11.46	1.6	0.0585	1.6	0.059	2.7	0.704	1.6	0.50
2092-1_7.1	0.34	87	10	0.12		6.3	519.3 $\pm$ 9.1	520.1 $\pm$ 9.5	-9	11.88	1.8	0.0592	1.8	0.057	6.8	0.653	1.8	0.26
2092-1_8.1	0.58	112	20	0.19		8.57	545.9 $\pm$ 8.2	547.3 $\pm$ 8.3	-14	11.25	1.5	0.0612	1.6	0.056	5.1	0.688	1.6	0.29
2092-1_9.1	0.42	94	12	0.13		6.91	527.4 $\pm$ 8.2	528.6 $\pm$ 8.3	-12	11.68	1.6	0.0597	1.6	0.056	5	0.662	1.6	0.31
2092-1_10.1	0.00	112	18	0.17		8.27	530.9 $\pm$ 7.7	529.6 $\pm$ 7.9	14	11.65	1.5	0.06	1.5	0.06	2.5	0.71	1.5	0.51

Роговообманково-биотитовый плагиогранит

2135-1_1.1	0.14	421	323	0.79	31.1	531.8	±3.4	525	± 63	-1	11.627	0.67	0.0579	0.67	0.686	2.9	0.086	3	0.23
2135-1_2.1	0.00	180	80	0.46	13	521.3	±4.8	507	± 63	-3	11.87	0.96	0.0574	0.96	0.667	2.8	0.08422	3	0.32
2135-1_3.1	0.57	223	96	0.44	16.4	528.7	±4.8	382	±130	-28	11.7	0.94	0.0543	0.94	0.64	5.7	0.08547	5.8	0.16
2135-1_4.1	0.00	151	79	0.54	11.1	528.3	±6.1	502	± 68	-5	11.71	1.2	0.0573	1.2	0.674	3.1	0.0854	3.3	0.36
2135-1_5.1	0.37	257	154	0.62	19	530.9	±4.5	450	±110	-15	11.65	0.89	0.0559	0.89	0.662	4.8	0.08584	4.9	0.18
2135-1_6.1	0.00	99	34	0.36	7.23	527.6	±6.7	632	± 80	20	11.72	1.3	0.0608	1.3	0.715	3.7	0.0853	4	0.33
2135-1_7.1	1.21	133	56	0.44	9.64	516.8	±6.3	256	±220	-51	11.98	1.3	0.0513	1.3	0.591	9.4	0.0835	9.5	0.13
2135-1_8.1	0.74	210	113	0.55	15.6	529.5	±5.1	290	±150	-45	11.68	1	0.0521	1	0.615	6.5	0.08561	6.6	0.15
2135-1_9.1	0.40	222	125	0.58	16.1	519.8	±4.7	457	± 97	-12	11.91	0.94	0.0561	0.94	0.65	4.4	0.08397	4.5	0.21
2135-1_10.1	0.35	307	194	0.65	22.4	523.8	± 5	502	±120	-4	11.81	0.99	0.0573	0.99	0.668	5.4	0.08465	5.5	0.18

Порфиroidный плагиогранит

4073-2.1.1	0.20	260	90	0.36	18.9	522	4.0	496	±61	-5	11.849	0.8	0.0571	0.8	0.665	2.9	0.0844	0.8	0.28
4073-2.2.1	0.20	265	82	0.32	19.7	534	4.7	432	±62	-19	11.58	0.9	0.0555	0.9	0.661	2.9	0.0864	0.9	0.31
4073-2.3.1	0.21	214	60	0.29	15.7	528	5.1	517	±65	-2	11.71	1.0	0.0577	1.0	0.679	3.1	0.0854	1.0	0.32
4073-2.4.1	0.18	353	140	0.41	25.6	521	3.6	589	±54	13	11.886	0.7	0.0596	0.7	0.691	2.6	0.0841	0.7	0.28
4073-2.5.1	0.22	299	84	0.29	21.6	520	3.9	473	±65	-9	11.908	0.8	0.0565	0.8	0.654	3.1	0.0840	0.8	0.25
4073-2.6.1	0.00	191	43	0.23	14.2	534	4.7	586	±55	10	11.58	0.9	0.0595	0.9	0.709	2.7	0.0863	0.9	0.34
4073-2.7.1	0.22	310	99	0.33	22.5	521	3.9	518	±63	-1	11.875	0.8	0.0577	0.8	0.67	3.0	0.0842	0.8	0.26
4073-2.8.1	0.00	255	66	0.27	18.5	521	4.1	580	±49	11	11.874	0.8	0.0593	0.8	0.689	2.4	0.0842	0.8	0.34
4073-2.9.1	0.32	211	66	0.32	15.7	533	4.8	452	±87	-15	11.6	0.9	0.056	0.9	0.665	4.0	0.0862	0.9	0.23
4073-2.9.2	0.17	386	127	0.34	28.8	536	3.6	418	±56	-22	11.544	0.7	0.0551	0.7	0.658	2.6	0.0866	0.7	0.27

Роговообманково-биотитовый плагиогранит

4033-3_1.1	0.88	215	99	0.48	15.6	517.5	±5.4	586	±110	13	11.96	1.1	0.0595	1.1	0.686	5	0.0836	1.1	0.22
4033-3_2.1	0.38	155	45	0.30	11.3	525.8	±5.5	537	±150	2	11.76	1.1	0.0582	1.1	0.682	7.2	0.08499	1.1	0.15
4033-3_3.1	0.60	419	316	0.78	30.5	521.5	±4	544	± 90	4	11.865	0.8	0.0584	0.8	0.678	4.2	0.08426	0.8	0.19
4033-3_4.1	0.89	130	37	0.30	9.62	526.9	±6	374	±150	-29	11.74	1.2	0.0541	1.2	0.635	6.8	0.0852	1.2	0.18
4033-3_5.1	0.55	136	40	0.30	9.95	522.7	±5.7	372	±110	-29	11.84	1.1	0.054	1.1	0.629	5.2	0.08446	1.1	0.22
4033-3_6.1	0.32	204	83	0.42	14.9	523.3	±4.8	676	±110	29	11.82	0.95	0.0621	0.95	0.723	5.4	0.08456	0.95	0.18
4033-3_7.1	0.36	175	62	0.37	12.9	526.4	±5.2	755	± 81	44	11.75	1	0.0644	1	0.756	4	0.08508	1	0.26
4033-3_8.1	0.55	119	38	0.33	8.69	524	±6.3	790	±150	51	11.8	1.2	0.0655	1.2	0.765	7.1	0.0847	1.2	0.18
4033-3_9.1	0.30	190	66	0.36	13.8	522.5	±4.8	631	± 74	21	11.84	0.96	0.0608	0.96	0.707	3.6	0.08443	0.96	0.27
4033-3_10.1	0.75	171	96	0.58	12.5	522.2	±5.4	682	±290	31	11.84	1.1	0.0622	1.1	0.724	14	0.08439	1.1	0.08

Биотитовый плагиогранит

2127-1.6.1	0.13	672	318	0.49	45.9	492	3.0	549	±42	12	12.6	0.6	0.0585	0.6	0.640	2.0	0.0794	0.6	0.32
2127-1.4.1	0.00	122	31	0.26	8.62	511	5.8	645	±72	26	12.12	1.2	0.0611	1.2	0.696	3.5	0.0825	1.2	0.33
2127-1.8.1	0.19	351	130	0.38	25	513	4.2	448	±60	-13	12.07	0.9	0.0559	0.9	0.638	2.8	0.0828	0.9	0.30

Образец, точка	$^{206}\text{Pb}^*$, %	U	T	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст по изотопным отношениям		Дискордантность, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Ошиб-ка, $\pm$ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Ошиб-ка, $\pm$ %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	Ошиб-ка, $\pm$ %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Ошиб-ка, $\pm$ %	Коэф-фициент корреля-ции		
						$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$												
Биотитовый плагиигранит																			
2127-1.2.1	0.29	230	82	0.37	16.5	516	4.4	493	± 81	-5	12	0.9	0.057	3.7	0.655	3.8	0.0833	0.9	0.24
2127-1.7.1	0.24	211	68	0.33	15.1	517	4.6	502	± 73	-3	11.97	0.9	0.0573	3.3	0.659	3.4	0.0835	0.9	0.27
2127-1.1.1	0.20	318	121	0.39	22.9	517	3.7	518	± 60	0	11.968	0.8	0.0577	2.7	0.665	2.8	0.0836	0.8	0.26
2127-1.10.1	0.23	434	108	0.26	31.3	518	3.4	525	± 57	1	11.952	0.7	0.0579	2.6	0.668	2.7	0.0837	0.7	0.25
2127-1.9.1	0.12	486	174	0.37	35.1	520	3.2	541	± 42	4	11.909	0.6	0.0583	1.9	0.675	2.0	0.0840	0.6	0.31
2127-1.3.1	0.17	335	125	0.39	24.2	521	4.3	503	± 54	-3	11.88	0.9	0.0573	2.5	0.665	2.6	0.0842	0.9	0.33
2127-1.5.1	0.00	77	38	0.51	5.65	531	7.4	532	± 89	0	11.65	1.5	0.0581	4.1	0.687	4.3	0.0858	1.5	0.34
Тануловский диорит-гранодиорит-плагиигранитовый комплекс																			
Роговообманковый диорит																			
2168-2_1.1	0.24	182	130	0.74	12.3	487	± 8.3	413	± 94	-15	12.71	1.8	0.055	4.2	0.595	4.6	0.079	1.8	0.39
2168-2_2.1	0.00	131	30	0.24	8.91	490.6	± 9.1	522	± 90	6	12.65	1.9	0.0578	4.1	0.63	4.5	0.079	1.9	0.42
2168-2_3.1	0.00	89	34	0.39	6.25	508	± 10	505	± 110	-1	12.21	2.1	0.0573	5.1	0.648	5.5	0.082	2.1	0.39
2168-2_4.1	0.30	298	141	0.49	20.2	489.3	± 7.7	402	± 87	-18	12.64	1.6	0.0548	3.9	0.595	4.2	0.079	1.6	0.39
2168-2_5.1	0.25	177	66	0.38	12	490.5	± 8.5	534	± 91	9	12.62	1.8	0.0581	4.2	0.633	4.5	0.079	1.8	0.4
2168-2_6.1	0.00	198	96	0.50	13.6	496.5	± 8.3	407	± 110	-18	12.49	1.7	0.0549	4.8	0.606	5.1	0.080	1.7	0.34
2168-2_7.1	0.00	108	43	0.41	7.43	494.2	± 9.5	405	± 100	-18	12.55	2	0.0548	4.6	0.602	5	0.08	2	0.40
2168-2_8.1	0.00	122	61	0.52	8.39	495.5	± 9.3	541	± 93	9	12.52	1.9	0.0583	4.3	0.642	4.7	0.08	1.9	0.42
2168-2_9.1	0.21	297	122	0.43	20.3	491	± 7.7	530	± 70	8	12.61	1.6	0.058	3.2	0.633	3.6	0.079	1.6	0.45
2168-2_10.1	0.43	141	55	0.40	9.53	487.2	± 9.6	409	± 130	-16	12.68	2	0.0549	5.7	0.594	6	0.079	2	0.34
Роговообманковый диорит																			
77_1.1	0.11	280	81	0.30	19.4	500.1	± 7.2	449	± 50	-10	12.4	1.5	0.0559	2.3	0.622	2.7	0.0807	1.5	0.55
77_2.1	0.49	71	18	0.26	4.98	505	± 11	593	± 120	17	12.26	2.2	0.0597	5.6	0.671	6	0.0815	2.2	0.37
77_3.1	0.00	394	63	0.17	27.7	507.7	± 7.4	489	± 37	-4	12.2	1.5	0.05693	1.7	0.643	2.3	0.0819	1.5	0.67
77_4.1	0.05	682	87	0.13	46.8	495.4	± 6.9	443	± 31	-11	12.52	1.4	0.05576	1.4	0.614	2	0.0799	1.4	0.72
77_4.2	0.00	86	24	0.29	5.93	498.5	± 9.1	425	± 83	-15	12.44	1.9	0.0553	3.7	0.613	4.2	0.0804	1.9	0.45
77_5.1	0.28	161	53	0.34	10.9	486.9	± 7.5	485	± 82	0	12.74	1.6	0.0568	3.7	0.615	4.1	0.0785	1.6	0.40
77_6.1	0.29	152	41	0.28	10.4	490.7	± 7.9	437	± 89	-11	12.64	1.7	0.0556	4	0.607	4.3	0.0791	1.7	0.39
77_7.1	0.09	376	54	0.15	25.7	493.2	± 6.9	503	± 40	2	12.58	1.5	0.0573	1.8	0.628	2.3	0.0795	1.5	0.63
77_8.1	0.00	279	47	0.17	19.2	497.4	± 7.5	521	± 47	5	12.47	1.6	0.0578	2.1	0.639	2.6	0.0802	1.6	0.59
77_9.1	0.00	147	26	0.18	10.1	494.7	± 8.4	515	± 64	4	12.54	1.8	0.0576	2.9	0.634	3.4	0.0798	1.8	0.52
Порфиroidный плагиигранит																			
2012-2_1.1	1.08	173	54	0.32	12.3	508	± 4.5	247	± 210	-51	12.19	0.91	0.0511	9	0.578	9	0.08199	0.91	0.10
2012-2_2.1	0.72	118	36	0.31	8.3	504.7	± 4.5	456	± 130	-10	12.28	0.93	0.0561	6	0.63	6.1	0.08144	0.93	0.15
2012-2_3.1	0.76	131	40	0.32	9.33	509.5	± 4.3	390	± 140	-24	12.16	0.89	0.0544	6.4	0.617	6.5	0.08224	0.89	0.18
2012-2_4.1	0.74	127	42	0.34	8.9	503.2	± 4.4	330	± 140	-34	12.32	0.91	0.053	6.2	0.594	6.3	0.08118	0.91	0.15
2012-2_5.1	1.93	127	51	0.41	9.14	508.7	± 6.6	246	± 340	-52	12.17	1.3	0.0511	15	0.579	15	0.0821	1.3	0.09
2012-2_6.1	0.59	153	47	0.32	10.7	500	± 3.9	477	± 87	-5	12.395	0.8	0.0566	3.9	0.63	4	0.08066	0.8	0.20

2012-2_7.1	0.69	126	42	0.35	8.86	504.2	±6.6	444	±140	-12	12.29	1.4	0.0558	6.5	0.626	6.6	0.0814	1.4	0.21
2012-2_8.1	3.44	231	134	0.69	16.9	507.8	±4.5	369	±190	-27	12.19	0.92	0.054	8.3	0.61	8.3	0.08196	0.92	0.111
2012-2_9.1	0.26	109	35	0.33	7.6	502.9	±4.4	594	±74	18	12.32	0.91	0.0597	3.4	0.668	3.5	0.08113	0.91	0.26
2012-2_10.1	1.46	135	39	0.30	9.55	503.1	±4.6	206	±200	-59	12.32	0.96	0.0502	8.4	0.562	8.5	0.08118	0.96	0.11
<i>Порфировидный плаггиогранит</i>																			
2025-1_1.1	0.20	343	142	0.43	24.7	519	±10	494	±53	-5	11.91	2	0.059	2.4	0.057	3.1	0.66	2	0.64
2025-1_2.1	0.00	55	23	0.43	3.82	498	±11	597	±110	20	12.45	2.4	0.06	4.8	0.060	5.4	0.663	2.4	0.44
2025-1_3.1	0.13	266	100	0.39	18.8	508.7	±9.7	451	±51	11	12.16	2	0.057	2.3	0.056	3	0.634	2	0.65
2025-1_4.1	0.53	71	36	0.53	4.82	491	±19	415	±140	15	12.58	4	0.059	6.1	0.055	7.3	0.601	4	0.55
2025-1_5.1	0.12	1080	335	0.32	77.3	515.9	±9.4	494	±29	-4	11.99	1.9	0.058	1.3	0.057	2.3	0.656	1.9	0.82
2025-1_6.1	0.47	284	143	0.52	19.8	500.1	±9.6	540	±94	8	12.33	2	0.062	4.3	0.058	4.7	0.648	2	0.42
2025-1_7.1	0.12	320	139	0.45	22.3	501.8	±9.5	494	±46	-2	12.34	2	0.058	2.1	0.057	2.9	0.637	2	0.69
2025-1_8.1	0.09	969	346	0.37	69.4	515.6	±9.4	515	±30	0	12	1.9	0.058	1.4	0.058	2.3	0.661	1.9	0.81
2025-1_9.1	0.40	94	44	0.49	6.75	515	±11	557	±120	8	11.98	2.2	0.062	5.6	0.059	6.1	0.673	2.2	0.37
2025-1_10.1	0.33	118	44	0.38	8.24	503	±10	530	±90	5	12.29	2.1	0.061	4.1	0.058	4.6	0.649	2.1	0.46

Аргонидский гранит-лейкогранитовый комплекс

<i>Биотитовый лейкогранит</i>																			
2226-1.1.1	0.77	100	65	0.67	6.38	456	6.3	281	±200	-38	13.64	1.4	0.0519	8.9	0.524	9	0.0733	1.4	0.16
2226-1.2.1	0.00	122	95	0.80	7.6	450	6.2	456	±82	1	13.82	1.4	0.0561	3.7	0.560	3.9	0.0724	1.4	0.36
2226-1.3.1	0.68	129	82	0.65	7.89	440	6.5	284	±180	-36	14.16	1.5	0.0520	7.9	0.506	8.1	0.0706	1.5	0.19
2226-1.4.1	0.77	124	101	0.84	7.64	442	6.2	134	±220	-70	14.08	1.5	0.0487	9.5	0.477	9.6	0.0710	1.5	0.15
2226-1.5.1	2.48	200	135	0.70	12.7	450	5.9	632	±250	40	13.82	1.4	0.0608	12	0.606	12	0.0723	1.4	0.12
2226-1.6.1	0.00	109	57	0.54	6.77	451	6.5	530	±84	18	13.81	1.5	0.0580	3.8	0.579	4.1	0.0724	1.5	0.36
2226-1.7.1	0.74	107	56	0.54	6.67	449	6.0	291	±200	-35	13.85	1.4	0.0521	8.7	0.519	8.8	0.0722	1.4	0.16
2226-1.8.1	0.00	151	104	0.71	9.49	457	4.8	528	±70	16	13.62	1.1	0.0579	3.2	0.587	3.4	0.0734	1.1	0.32
2226-1.9.1	0.49	156	93	0.61	9.99	460	5.0	401	±130	-13	13.52	1.1	0.0547	5.8	0.558	5.9	0.0740	1.1	0.19
2226-1.10.1	0.83	133	91	0.71	8.19	444	5.4	255	±200	-43	14.02	1.3	0.0513	8.6	0.504	8.7	0.0713	1.3	0.15

Биотит-рогообманковый лейкогранит

2422_6.1	0.13	260	161	0.64	16	444.6	±2.6	511	±46	15	14.006	0.6	0.0575	2.1	0.566	2.2	0.0714	0.6	0.27
2422_10.1	0.67	171	100	0.61	10.6	445.3	±3.4	439	±120	-1	13.98	0.78	0.0557	5.3	0.549	5.4	0.0715	0.78	0.15
2422_15.1	0.11	184	146	0.82	11.3	445.8	±3	582	±47	31	13.965	0.7	0.0594	2.2	0.587	2.3	0.0716	0.7	0.31
2422_9.1	0.06	363	262	0.74	22.4	446.2	±2.4	495	±43	11	13.954	0.55	0.0571	1.9	0.564	2	0.0717	0.55	0.27
2422_7.1	0.39	236	135	0.59	14.6	446.3	±2.8	448	±69	0	13.948	0.64	0.0559	3.1	0.552	3.2	0.0717	0.64	0.21
2422_8.1	0.00	180	94	0.54	11.1	446.4	±3	436	±43	-2	13.946	0.69	0.0556	1.9	0.55	2	0.0717	0.69	0.34
2422_4.1	0.17	520	271	0.54	32.2	447.3	±2	416	±37	-7	13.918	0.47	0.05509	1.6	0.5457	1.7	0.0718	0.47	0.28
2422_14.1	0.52	467	265	0.59	29	447.4	±2.6	369	±63	-17	13.913	0.6	0.054	2.8	0.535	2.9	0.0719	0.6	0.21
2422_11.1	0.00	264	131	0.51	16.3	447.6	±2.6	545	±36	22	13.909	0.6	0.05839	1.6	0.579	1.7	0.0719	0.6	0.35
2422_12.1	0.74	351	298	0.88	21.9	448.7	±2.5	331	±79	-26	13.871	0.58	0.053	3.5	0.527	3.5	0.0721	0.58	0.17
2422_13.1	0.54	130	95	0.76	8.09	449	±4	554	±140	23	13.86	0.92	0.0586	6.4	0.583	6.4	0.0721	0.92	0.14

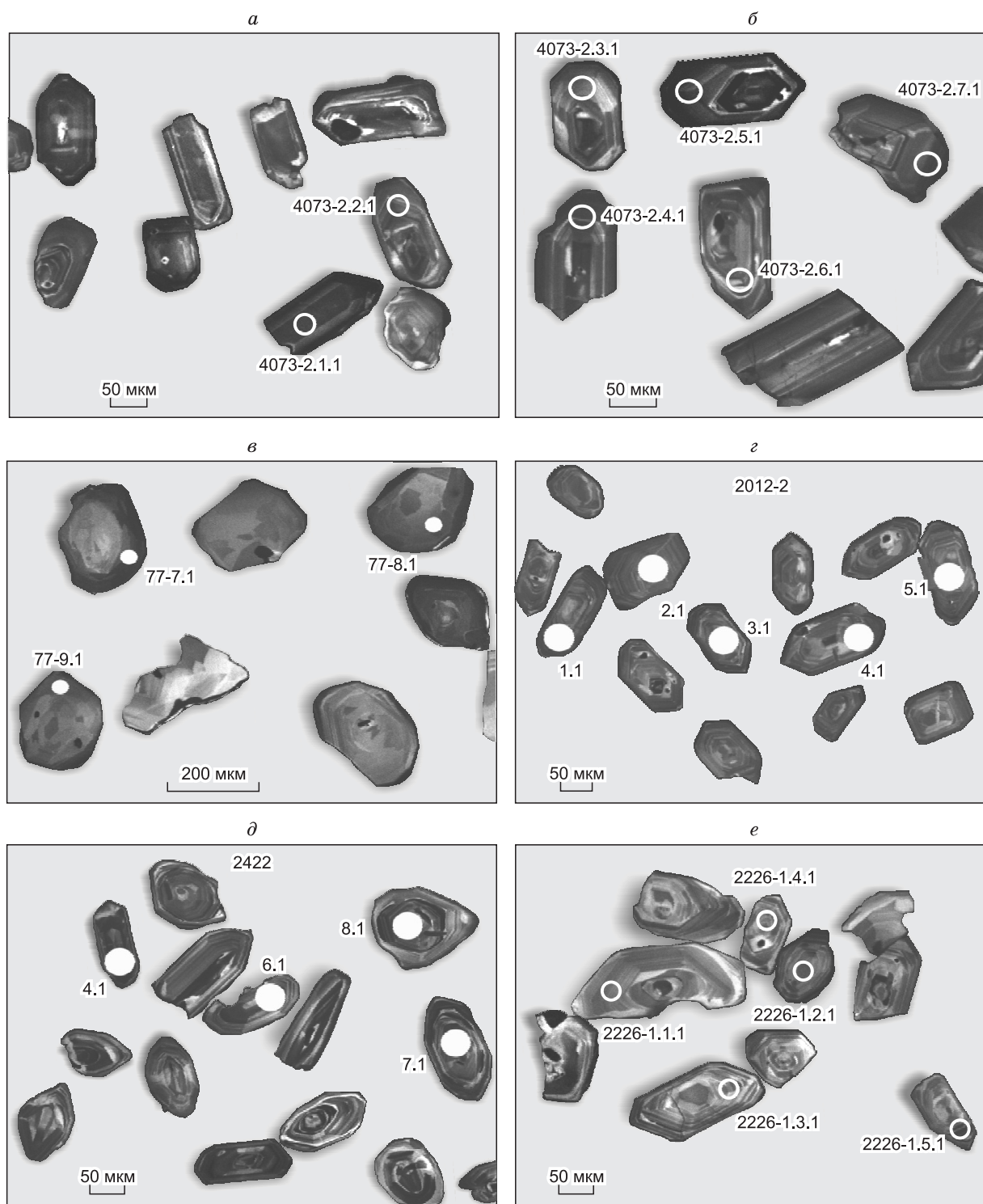


Рис. 7. Микрофотографии внутреннего строения кристаллов циркона из пород майнского (а, б), таннуольского (в — диориты, з — плагиограниты) и арголикского (д, е) комплексов, полученные катодоллюминесцентным методом.

На отдельных зернах показаны точки и их номера, в которых проводились изотопные измерения. а, б — цирконы из порфировидного гранита (пр. 4073-2), в — цирконы из роговообманкового диорита (пр. 77), з — цирконы из порфировидного плагиогранита (пр. 2012-2), д — цирконы из биотит-роговообманкового лейкогранита (пр. 2422), е — цирконы из биотитового лейкогранита (пр. 2226-1).

Таблица 4. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr исследований гранитоидов Унгешского плутона

№ пробы	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	⁽⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	⁽¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) ₀	ε _{Nd} (T)	T _{Nd} (DM-2st)
	г/т	г/т					г/т	г/т						
2226-1	125.8	139.9	2.601	0.720009	0.000008	0.703298	6.752	34.83	0.1172	0.512683	0.000023	0.512337	5.46	0.71
2092-1	2.391	160.7	0.043	0.704216	0.000015	0.703890	0.814	2.846	0.1729	0.512812	0.000022	0.512209	5.02	—
2422	50.55	408.6	0.3575	0.706316	0.000008	0.704040	2.139	10.85	0.1192	0.512654	0.000021	0.512305	4.74	0.78
77	18.61	580.8	0.0925	0.704214	0.000011	0.703562	2.169	9.839	0.1333	0.512725	0.000023	0.512293	5.71	0.72

Примечание. 2226-1 — биотитовый лейкогранит (арголикский комплекс), 2092-1 — роговообманковый плагиогранит (вторая фаза майнского комплекса), 2422 — биотит-роговообманковый лейкогранит (арголикский комплекс), 77 — роговообманковый диорит (первая фаза таннуольского комплекса).

гранитоидов указывают на их магматическое происхождение и свидетельствуют о среднепозднекембрийском времени (508—492 млн лет) формирования пород таннуольского комплекса.

Результаты проведенных Sm-Nd и Rb-Sr исследований (см. табл. 4) по роговообманковым диоритам первой фазы таннуольского комплекса (пр. 77) показали, что они характеризуются высокой величиной $\epsilon_{Nd}(T) = 5.71$ и низким первичным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704214$. Модельный возраст пород отвечает позднему рифею ($T_{Nd}(\text{DM-2st}) = 0.72$ млрд лет).

U-Pb исследования монофракций циркона арголикских лейкогранитов проведены по двум пробам (2226-1, 2422). Цирконы бесцветные, прозрачные представлены идиоморфными кристаллами призматического облика, многие с рыхими включениями и трещинками. Средняя длина кристаллов составляет 90—270 мкм, средний коэффициент удлинения 1.3—3.7. В катодолюминесцентном изображении цирконы имеют яркое свечение, тонкую и секториальную зональность. Полученные результаты цирконов свидетельствуют о позднеордовикском (451—447 млн лет) возрасте гранитоидов арголикского комплекса.

Результаты проведенных Sm-Nd и Rb-Sr исследований (см. табл. 4) по породам арголикского комплекса (пробы 2226-1, 2422) показали, что они характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(T) = 5.46$ и 4.74 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703298$ и 0.704040 соответственно. Модельный возраст пород отвечает позднему рифею ($T_{Nd}(\text{DM-2st}) = 0.71$ млрд лет для пр. 2226-1 и 0.78 млрд лет для пр. 2422).

Таким образом, геохронологические U-Pb (SHRIMP-II) исследования цирконов гранитоидов Унгешского плутона ограничивают время формирования массивов пород майнского типа диапазоном от 534 до 518 млн лет, пород таннуольского комплекса — от 508 до 492 млн лет и арголикского — от 451 до 447 млн лет.

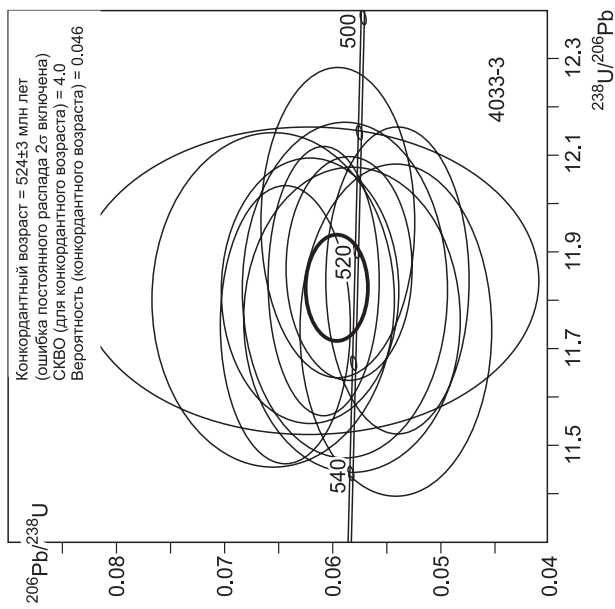
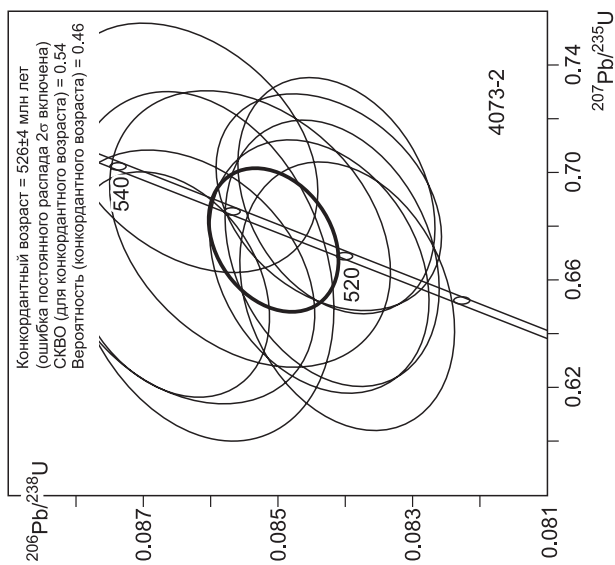
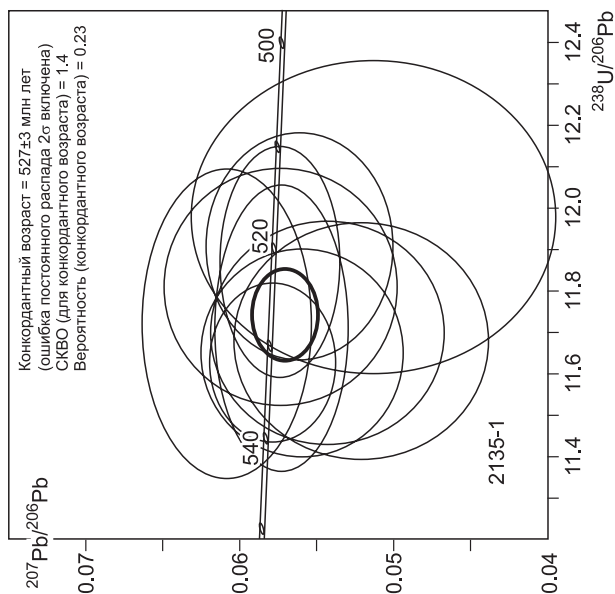
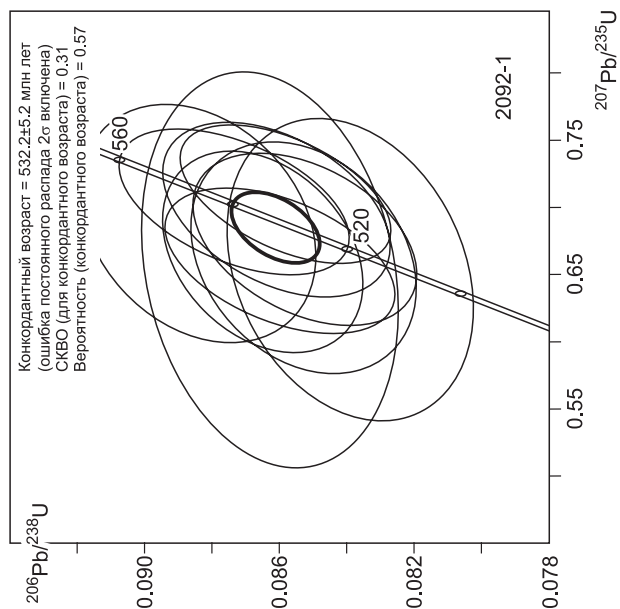
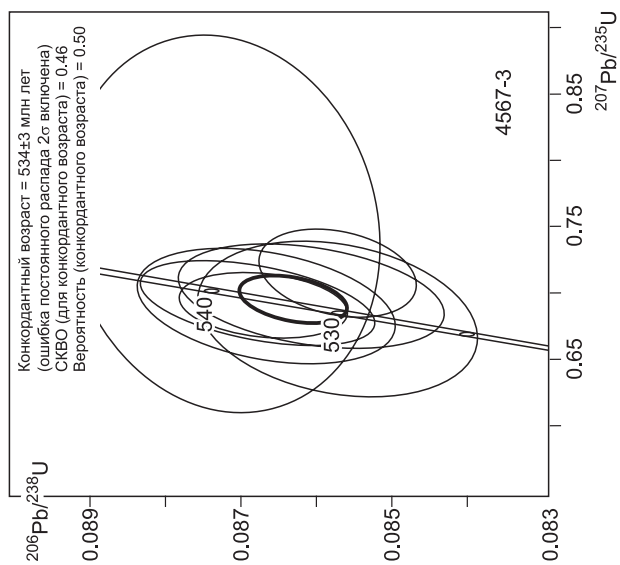
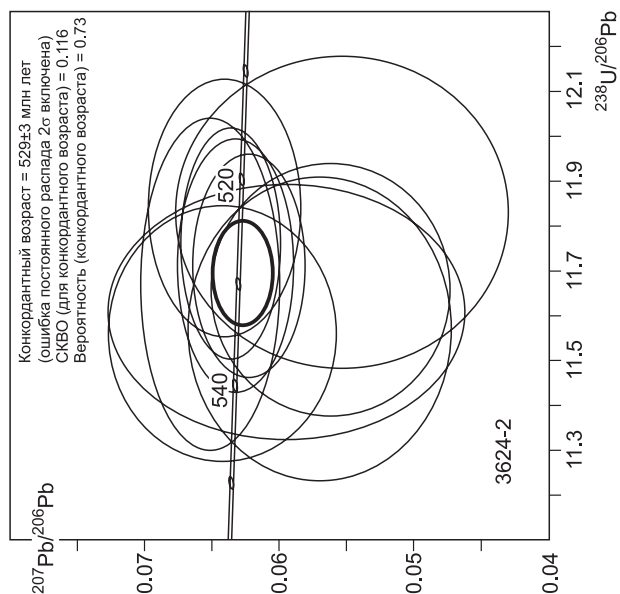
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

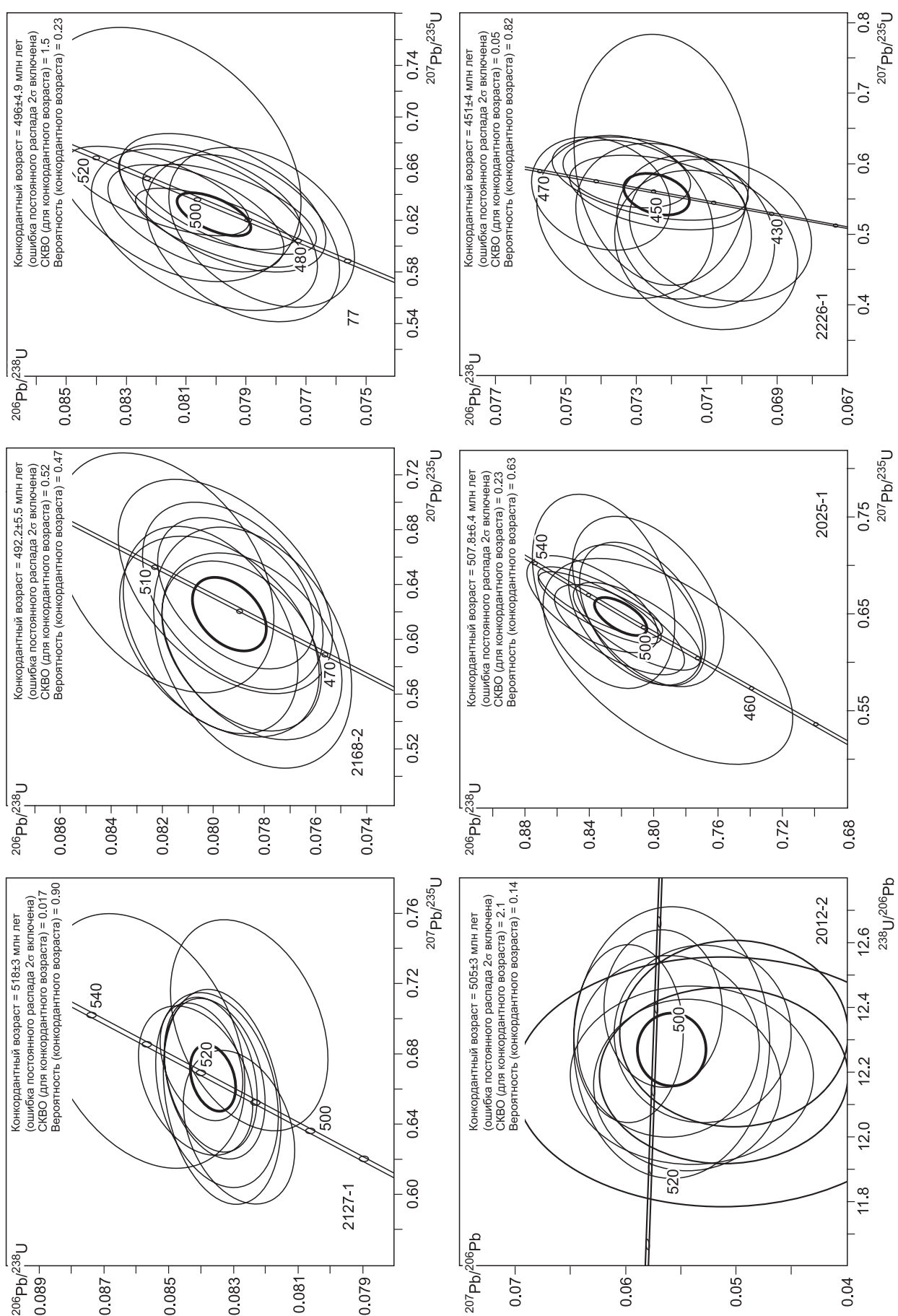
Площади развития гранитоидов Унгешского плутона определяют границы западной части Восточно-Таннуольского рудного района (ВТРП) в составе Таннуольско-Улугуйской металлогенической зоны (см. рис. 1). В пределах ВТРП распространены поисковые признаки золотого, золотосодержащего полиметаллического (Cu, Pb, Zn, Au, Ag), медного, железного и молибденового оруденения (см. рис. 1, 2). В определенной мере все вышеперечисленные типы оруденения генетически связаны с гранитоидными комплексами.

С формированием гранитоидов майнского типа, в равной степени как и с образованием островодужной ассоциации вулканических раннекембрийских комплексов, связано полиметаллическое оруденение вулканогенно-гидротермального генезиса, аналогичное оруденению Кызыл-Таштыгского узла. При этом не исключена перекристаллизация полиметаллических руд, вызванная внедрением более поздних массивов Унгешского плутона. С внедрением гранитоидов майнского типа также связано формирование магнетитсодержащих гранат-пироксеновых скарнов и золото-сульфидно-кварцевых жил. Кварцевые жилы представляют собой одиночные тела мощностью менее 1 м с содержанием золота, как правило, менее 1 г/т. Золотую минерализацию этого этапа сложно отделить от более позднего и более масштабно проявленного золотого оруденения позднекембрийского этапа.

Основной объем золотого оруденения ВТРП контролируется масштабно проявленным таннуольским комплексом. С внедрением диоритов и кварцевых диоритов первой фазы таннуольского комплекса связано формирование золото-скарнового оруденения. Скарны гранат-пироксенового состава образуют небольшие линзообразные тела мощностью до 5—10 м и протяженностью по падению и простиранию десятки метров. Для скарнов, кроме магнетитовой минерализации, характерно присутствие халькопирит-борнитовой, кварцевой и золотой минерализации. С гранитоидами второй фазы таннуольского комплекса связано формирование многочисленных золото-сульфидно-кварцевых жил и прожилков. На участках наложения жильно-прожилковой кварцевой минерализации на скарнированные поро-

Рис. 8. (Начало).





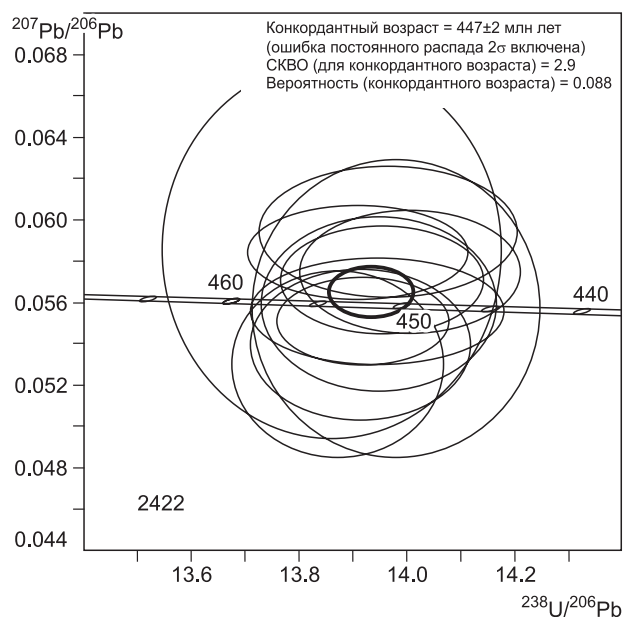


Рис. 8. U-Pb изотопные диаграммы с конкордиями для цирконов из пород Унгешского плутона.

Результаты анализов приведены в табл. 3.

ды наблюдается увеличение содержаний золота. Большая масштабность рудообразующих процессов этой стадии определяется, с одной стороны, большими объемами проявленного магматизма, а с другой, — большей проницаемостью интенсивно дислоцированных островодужных вулканогенных и интрузивных комплексов.

Кроме того, гранитоиды таннуольского комплекса могут рассматриваться как рудогенерирующие для молибден-медно-порфирового оруденения подобно Кызык-Чадрскому рудному узлу, где продуктивные на золото-медное оруденение порфировые интрузии имеют возраст от 490 ± 4 до 508 ± 7 млн лет [Гусев и др., 2014].

Среди более молодых гранитоидов арголикского комплекса золото-сульфидно-кварцевых жил, метасоматитов, либо других признаков оруденения пока неизвестно. Более того, массивы гранитов арголикского комплекса с возрастом 447 ± 2 млн лет (пр. 2422) прорывают золотоносные скарны с золото-сульфидно-кварцевыми прожилками.

С пострудными массивами гранитоидов арголикского комплекса, обедненными рудными компонентами, пространственно сопряжены геохимические аномалии, вторичные ореолы и потоки рассеяния меди, молибдена и золота.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установлен полиформационный и полихронный генезис Унгешского плутона, в составе которого выделяются массивы трех гранитоидных комплексов. Основной объем плутона составляют породы двухфазного таннуольского комплекса. В краевых частях плутона либо в ксеноблоках среди таннуольских гранитоидов впервые для данного района выделяются породы двухфазного комплекса, схожие по своим структурным, вещественным и возрастным параметрам с породами майнского комплекса в Западном Саяне.

По физиографическому облику раннекембрийские породы майнского типа слабо отличаются от пород таннуольского комплекса, поэтому их надежное разделение возможно только с использованием геохимических и изотопных данных. Арголикские граниты пространственно приурочены к тектоническим зонам, чаще всего образуют небольшие массивы и «инъекционные тела», которые могут являться апофизами более крупных, не вскрытых эрозией, массивов.

Выделенные гранитоидные комплексы отличаются по петрохимическому составу и находят схожие черты в содержаниях РЗЭ и микроэлементов. Отличия проявлены главным образом в увеличении калиевоности и общей щелочности пород от более древних гранитоидов к более молодым. Используя «алфавитную типизацию», по петрохимическому составу плагиограниты майнского типа относятся к М-типу [White et al., 1979], гранитоиды таннуольского комплекса соответствуют гранитам I-типа [Chapel, White, 1974], арголикские лейкограниты обладают петрогеохимическими параметрами (см. рис. 4, в—д) гранитоидов, сформированных на стабилизированной континентальной коре (А-тип) [Collins et al., 1982]. В то же время все спектры распределения РЗЭ и мультиэлементов (см. рис. 5) показывают высокую степень фракционирования, Ta-Nb отрицательную аномалию, минимумы по Ti и Р, максимум по Pb. Значения $\varepsilon_{Nd}(T) = 4.7—5.7$ и модельные возрасты протолита (0.71—0.78 млрд лет) для гранитоидов также близки. Все вышеперечисленные геохимические характеристики указывают на возможный единый источник для гранитоидов разных комплексов, формировавшихся при различных условиях кристаллизации расплавов. Базитовый источник, из которого были выплавлены гранитоиды, вероятно, имел субдукционное происхождение, его признаки унаследованы гранитоидами всех комплексов и проявлены в Ta-Nb минимуме на спектрах распределения мультиэлементов. В процессе эволюции гранитоидного магматизма предполагается неоднократное внутрикоровое фракционирование с повышением кремнекислотности и калиевоности коры [Rudnick, 1995; Лучицкая, 2014; Крук, 2015]. Закономер-

ности изменения вещественного состава разновозрастных гранитоидных комплексов могут быть объяснены в рамках ранее предложенной тектонической модели формирования региона [Руднев, 2013]. В рамках данной модели плагиограниты майнского типа в ассоциации с кадвойско-серлигским базальт-андезит-риолитовым вулканическим комплексом маркируют начальную стадию формирования островной дуги, когда в процессы плавления наряду с мантийными источниками вовлекались базитовые породы океанического основания и низов островодужной постройки. Формирование гранитоидов таннуольского и арголикского комплексов связано соответственно с начальной и завершающей стадиями аккреционно-коллизийного этапа развития региона и маркирует следующий этап внутрикорового фракционирования. При этом на завершающей стадии аккреционно-коллизийного этапа не исключены процессы локального рифтогенеза в верхних частях аккреционно-коллизийного сооружения, что может объяснить формирование калиевых гранитоидных магм с внутриплитными геохимическими характеристиками.

По результатам геохронологических исследований установлены временные интервалы формирования выделенных комплексов (534—518, 508—492 и 451—447 млн лет), соответствующие раннепалеозойским тектономагматическим событиям Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса и согласующиеся с возрастными рубежами, выделенными для родственных полихронных плутонов Восточной Тывы [Руднев, 2013; Руднев и др., 2015].

Анализ картографических материалов и металлогенических данных смежных рудных районов в пределах Тувинского магматического пояса показал, что наиболее разнообразным, масштабным и, соответственно, значимым в металлогеническом отношении является этап, связанный со становлением гранитоидов таннуольского комплекса. Металлогеническая специализация интрузий таннуольского комплекса характеризуется генетической связью с ним проявлений рудной минерализации железа, золота, меди, свинца, цинка, молибдена. Однако в качестве поискового признака следует рассматривать массивы более поздних гранитоидов арголикского комплекса, с их внедрением связана частичная регенерация и перераспределение рудного вещества в пределах ранее сформированных рудных полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восточно-Таннуольский сектор Тувинского магматического пояса характеризуется широким распространением разновозрастных гранитоидных комплексов раннего палеозоя. Комплексное исследование гранитоидов западной части Таннуольского ареал-плутона (Унгешского плутона) позволило сократить область распространения пород таннуольского комплекса за счет выделения из его состава массивов раннекембрийского габбро-плагиогранитного комплекса, по многим параметрам аналогичных майнскому. К первой фазе майнского комплекса отнесены габброиды, которые предшествуют главной фазе внедрения плагиогранитов. Некоторые исследователи рассматривают эти габброиды в составе мажалькского дунит-пироксенит-габбрового комплекса венда(?)—раннего кембрия [Шаповалов, 2001; Монгуш и др., 2011]. На синхронность формирования габброидов с гранитоидами майнского типа главным образом указывают результаты датирования. На основе анализа имеющихся и вновь полученных геологических и изотопно-геохронологических данных обосновано отнесение изученных в юго-западной части Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса массивов, рассматриваемых ранее в составе бреньского комплекса [Пинус, 1961; Иванова и др., 1963; Чучко, 1965; Телешев, 1981; Шаповалов, 2001], к породам ордовикского арголикского комплекса. Случаи подобного сокращения площадей распространения и объемов пород таннуольского и бреньского комплексов известны на примере Восточной Тывы [Руднев и др., 2004, 2006, 2015; Руднев, 2013].

Таким образом, на данный момент в пределах Унгешского плутона выделены три интрузивных комплекса, отличающиеся условиями формирования, возрастом, вещественным составом и металлогенией.

Наиболее древний (534—518 млн лет) предположительно майнский комплекс, впервые выделенный в исследуемом районе из состава таннуольского комплекса, представлен породами габбро-плагиогранитной формации и наряду с кадвойско-серлигским базальт-андезит-плагиориолитовым вулканическим комплексом образует раннекембрийскую островодужную ассоциацию пород. Необходимо продолжить работы по обоснованию выделения и уточнению особенностей строения и состава выделенных раннекембрийских гранитоидов майнского типа в пределах других ареал-плутонов Тывы. С поствулканической гидротермальной деятельностью островодужного этапа связано формирование золотосодержащего полиметаллического оруденения, а с майнскими интрузиями — магнетитсодержащих скарнов и золото-сульфидно-кварцевых жил и прожилков.

Среднепозднекембрийский (508—492 млн лет) таннуольский комплекс, представленный породами диорит-гранодиорит-плагиогранитовой формации, формировался на начальном этапе развития аккреционно-коллизийной системы. С масштабным проявленным интрузивным магматизмом этого этапа связано формирование магнетитсодержащих скарнов с медной (халькопирит-борнитовой) и золотой

минерализацией, а также многочисленных жильно-прожилковых зон золото-сульфидно-кварцевого оруденения. Кроме того, исходя из имеющихся металлогенических данных, породы второй фазы таннуольского комплекса рассматриваются как рудогенерирующие для формирования золотосодержащей молибден-меднопорфировой минерализации.

Массивы позднеордовикского (451—447 млн лет) арголиковского комплекса, представленные породами гранит-лейкогранитовой формации, формировались в сравнительно меньших масштабах на поздней стадии аккреционно-коллизийного этапа. Внедрение гранитов арголиковского комплекса рассматривается как дополнительный фактор регенерации медной и золотой минерализации более раннего возраста, что могло приводить к ее концентрированию в пределах ранее сформированных рудных полей.

Авторы выражают глубокую признательность Е.Д. Шабалинской и Д.Н. Шаповалову за ценные рекомендации и постоянную поддержку при проведении геологических работ.

Статья подготовлена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Бабин Г.А., Зейферт Л.Л., Щигрев А.Ф., Кондрашов А.К., Кораблева Т.В., Сазонов В.А., Тереда Н.Ф., Черных А.К., Головина А.Г. Легенда Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье издание). Новокузнецк, 2006, 172 с., 8 рис., 7 текст. прил., 24 граф. прил.

Богомолов Е.С., Гусева В.Ф., Турченко С.И. Мантийное происхождение мафитовой расслоенной интрузии Панских Тундр: изотопные Sm-Nd и Rb-Sr свидетельства // *Геохимия*, 2002, № 9, с. 946—951.

Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызыкчадрское медно-порфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // *Региональная геология и металлогения*, 2014, № 59, с. 70—79.

Иванова Т.Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963, 165 с.

Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (8), с. 1403—1423.

Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое—кайнозое. М., ГЕОС, 2014, 360 с. (Труды ГИН РАН, вып. 607).

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии // *Геология и геофизика*, 2011, т. 52 (5), с. 649—665.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 203 с.

Пинус Г.В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1961, 119 с.

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

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бибикова Е.В., Телешев А.Е., Ковалев П.Ф. Состав и возраст гранитоидов Бренского массива (Восточная Тува) // *Петрология магматических и метаморфических комплексов*. Вып. 4. Материалы Всероссийской петрографической конференции. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 72—77.

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., Куйбида 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., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // *Литосфера*, 2006, № 2, с. 3—33.

Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю. Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (9), с. 1572—1600.

Телешев А.Е. Взаимоотношения разновозрастных гранитоидов Бренского плутона с девонскими вулканическими комплексами Восточной Тувы // *Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири*. Новосибирск, Наука, 1981, с. 63—103.

Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С., Рапопорт М.С. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М., Наука, 1984, 264 с.

- Фор Г.** Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М., Мир, 1989, 589 с.
- Черных А.И.** Особенности распределения и перспективы освоения золотого оруденения Восточно-Таннуольского района, Республика Тыва // Руды и металлы, 2014, № 5, с. 10—18.
- Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А.** Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) — на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология, 2017, № 2, с. 4—21.
- Чучко В.Н., Сарбаа Я.В., Аверин О.К.** Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-46-32-А, М-46-32-Б, М-46-32-В(а,б) и М-46-32-Г(а,б) в районе Ховуаксинского никелево-кобальтового и Узунйского месторождений. Кызыл, 1965, № 835.
- Шаповалов Д.Н.** Легенда Верхнеенисейской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (второе издание). Кызыл, Тывинский филиал ФБУ «ТФГИ по Сибирскому федеральному округу», 2001, № 2401.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.
- Chappell B.W., White A.J.R.** Two contrasting granite types // Pacific Geol., 1974, v. 8, p. 173—174.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W.** Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia // Contr. Miner. Petrol., 1982, v. 80, p. 1—2.
- De Paolo D.J., Linn A.M., Schubert G.** The continental crust age distribution: methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, № B2, p. 2071—2088.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.** A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, p. 1771—1802.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.** Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics / Eds. M.P. Cowards, A.C. Ries. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1986, v. 19, p. 67—81.
- Liew T.C., Hofmann A.W.** Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // Contr. Miner. Petrol., 1988, v. 98, p. 129—138.
- Ludwig K.R.** User's manual for Isoplot/Ex, version 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA, Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, v. 25, p. 956—983.
- Rudnick R.L.** Making continental crust // Nature, 1995, v. 378, p. 571—578.
- Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345.
- White A.J.R.** Source of granite magmas. Geol. Soc. Am., Abst. Prog., 1979, v. 11, 539 p.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 17 сентября 2018 г.
Н.Н. Круком*

*Поступила в редакцию 22 ноября 2017 г.,
после доработки — 6 августа 2018 г.*