

**ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ ЮРСКИХ ГРАНИТОВ АРИАДНЕНСКОГО МАССИВА
(СИХОТЭ-АЛИНЬ, РОССИЯ)**

А.И. Ханчук, В.П. Молчанов, А.Н. Голич

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; e-mail: vpmol@mail.ru

Поступила в редакцию 22 августа 2025 г.

Приводятся первые геохимические и геохронологические данные о гранитах Ариадненской интрузии ультрабазит-базитов, концентрирующей значительные ресурсы стратегических и критически важных металлов. Эти граниты с U-Pb возрастными цирконов 165.2 ± 1.1 и 165.5 ± 1.1 млн лет относятся к высокодифференцированным породам А2-типа, образовавшимся в результате плавления терригенных пород при внедрении ультрабазит-базитового ОИВ расплава в аккреционную призму. Полученные результаты подтверждают гипотезу о возможном подъеме астеносферного материала из-под погружающейся океанической плиты.

Ключевые слова: граниты А2-типа, геохимия, геохронология, ультрабазит-базит-гранитоидная интрузия, аккреционная призма, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный орогенный пояс (САОП), согласно [2, 3, 8, 12, 13, 23], представляет собой коллаж террейнов юрских аккреционных призм с офиолитами и другими фрагментами океанической коры; раннемелового турбидитового бассейна и раннемеловой островной дуги, сформированных в различных геодинамических обстановках. Так, аккреционные призмы (клинья, комплексы) обычно формируются в процессе субдукции океанической плиты, которая не предполагает синхронное внедрение интрузий непосредственно в аккреционную призму. Тем не менее, имеются примеры интрузий высокотитанистого габбро в аккреционные призмы: в среднемеловую Францисканскую в Калифорнии [27] и в миоценовую Шиманто в ЮЗ Японии [24]. Для последней предполагается подъем астеносферного материала в результате образования разрывов в слэбе вследствие уменьшения его угла падения или из-за дифференциального движения внутри погружающегося слэба [24].

На западном фланге САОП выделяется протяженная аккреционная призма, которая формировалась с тоарского века ранней юры по берриасский век раннего мела [23]. Юрская часть призмы преобладает, и в ней известны высокотитанистые ультрабазит-базитовые плутонические комплексы, на про-

исхождение которых имеются разные точки зрения. На российской территории они рассматриваются как интрузии в аккреционной призме [1, 14], а на китайской – как аккрецированные фрагменты океанического острова [35].

На юге российской части САОП выделяется Кокшаровский интрузивный комплекс (рис. 1, а), который объединяет несколько относительно крупных интрузивных массивов (Ариадненский, Кокшаровский, Водораздельный и Черемшанский), сложенных породами переменного состава – от ультрабазитов (перидотиты, дуниты) до гранитоидов в Ариадненском массиве. Большинство интрузивов пространственно приурочены к верхней и наиболее древней части аккреционной призмы с турбидито-меланжевым матриксом от конца ранней до средней юры и синсубдукционными включениями фрагментов океанической плиты: базальтов, палеозойских и триас-раннеюрских ленточных кремней, юрских кремнистых аргиллитов и палеозойских известняков (Самаркинский террейн) [23]. В целях получения новых данных о геодинамических условиях их формирования, а также выявления критериев потенциальной рудоносности в качестве объекта исследований выбран Ариадненский, аккумулирующий значительные ресурсы стратегических и критически важных металлов (титана, золота, платины, ниобия, гафния, меди, сурьмы и т.д.) [13].

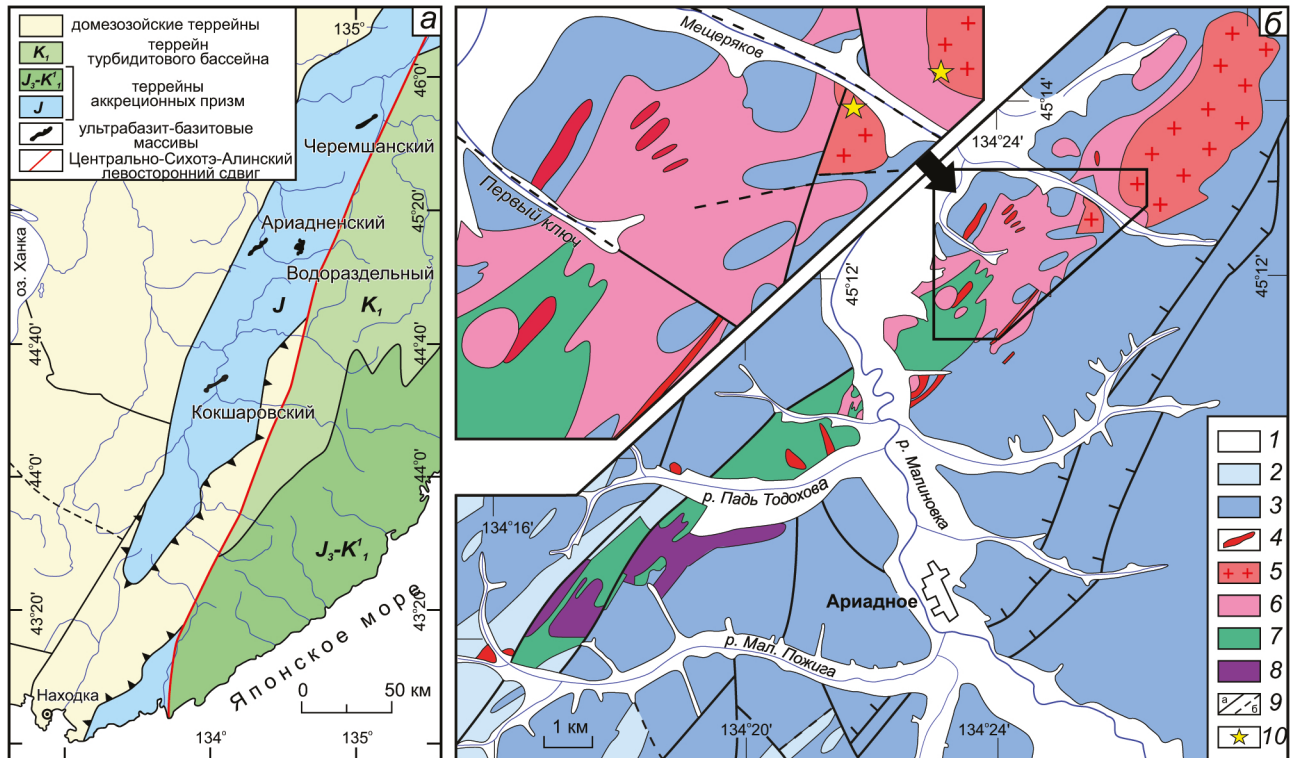


Рис. 1. Геолого-структурная позиция Кокшаровского комплекса ультрабазит-базитовых интрузий (а) и схема геологического строения Ариадненского массива (б). Составлено авторами с использованием материалов В.М. Лосива (1990 г.), Г.С. Белянского [1] и А.И. Ханчука [23].

1 – четвертичные отложения; 2 – ранне-среднеюрский субдукционный меланж с алевролитовым матриксом и включениями пермских и триасовых кремней, базальтов и раннеюрских кремнистых аргиллитов; 3 – ранне-среднеюрские турбидиты; 4 – позднемереловые интрузии и дайки основного и кислого состава; 5–8 – среднеюрский Ариадненский массив: 5 – гранитоиды; 6 – габродиориты, диориты, монцодиориты и сиениты; 7 – габбро, ильменитовые габбро; 8 – перидотиты и пироксениты; 9 – разломы установленные (а), предполагаемые (б); 10 – места отбора образцов.

В целях получения новых данных о геодинамических условиях их формирования, а также выявления критериев потенциальной рудоносности в качестве объекта исследований выбран Ариадненский, аккумулирующий значительные ресурсы стратегических и критически важных металлов (титана, золота, платины, ниобия, гафния, меди, сурьмы и т.д.) [13].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поставленные задачи решались с использованием минералого-геохимических и геохронологических методов исследований, выполненных в Центре коллективного пользования «Приморский центр локального элементного и изотопного анализа» (ПЦЛЭИА) Дальневосточного геологического института ДВО РАН, г. Владивосток.

Исследование химического состава минералов проводилось на электронном микроанализаторе JEOL JXA – 8100 (Япония) с тремя волновыми спектроме-

трами и ЭДС спектрометром INCA (Англия) с разрешением 137 эВ на линии MnKa при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда $1 \cdot 10^{-8}$ А. Для получения электронных изображений использовался режим сканирования отраженных электронов.

Определение содержания петрогенных элементов (кроме FeO и SiO₂) проводилось методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 7600 Duo (Thermo Scientific, США), содержания микроэлементов – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Techn., США). Концентрации H₂O, потери при прокаливании (ППП) и SiO₂ определялись методом гравиметрии, содержания железа закисного (FeO) – методом титриметрии. Пробоподготовка – сплавление с метабора́том лития (LiBO₂).

Предметом геохронологических исследований избраны цирконы гранитов, выделенные из неизме-

ненных вторичными процессами образцов горных пород. Выделение цирконов осуществлялось по стандартной схеме, включающей дробление, магнитную сепарацию, разделение в тяжелых жидкостях и ручной отбор с использованием бинокулярного микроскопа. Все отобранные зерна, запрессованные эпоксидной смолой в монтировку, полировались и покрывались слоем золота толщиной 50 нм.

U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов выполнено по методике, описанной в работе [22], на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7500a (Agilent Technologies, США), оснащенный системой лазерной абляции UP-213 (New Wave Research, США). Диаметр абляционного кратера составлял 40 мкм. Для калибровки измерений, контроля воспроизводимости и мониторинга стабильности работы прибора использовались стандартные цирконы TEMORA и 91500. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы IsoplotR [32]. Все погрешности, включая данные единичных анализов и итоговые возрастные оценки, приведены на уровне 2σ (в таблицах, тексте и на рисунках).

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ариадненский массив (рис. 1, б), наиболее крупный в Кокшаровском комплексе (площадью до 40 км²), расположен в бассейне среднего течения реки Малиновка (бассейн р. Большая Уссурка, Приморский край). Он представляет собой веретенновидное тело, ориентированное в северо-восточном направлении согласно простиранию вмещающих терригенных отложений. Юго-западная часть массива сложена ультраосновными породами – перидотитами и оливиновыми пироксенитами, которые постепенно сменяются ильменит- и амфиболсодержащими габбро. Центральная часть массива сложена преимущественно амфиболлизированными габбро, которые меняют свою структуру от мелкозернистой до средне- и крупнозернистой с отдельными пегматоидными участками. На северо-востоке интрузива преобладают диориты, монцодиориты и сиениты. Немногочисленные маломощные дайки трахибазальтов, пикритов и пикритовых брекчий с обломками вмещающих пород пересекают ультрабазиты, базиты и окружающие их роговики. Кроме того, в разных частях массива отмечаются жилы и мелкие штоки аплитовидных ортитсодержащих гранитов, пегматитов, габбро-пегматитов и плагиоклазитов. Северо-восточное окончание массива, в среднем течении кл. Мещерякова, сложено относительно небольшим (до 10 км²) телом гранитов, которые как включались в состав Ариадненского мас-

сива, так и относились к более молодому интрузивному комплексу.

Возраст пород Ариадненского массива определяется по интрузивным контактам роговинок с юрскими терригенными породами матрикса аккреционной призмы и по U-Pb изотопному датированию цирконов. На ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) были получены конкордантные значения возраста для цирконов из амфиболового габбро (161.0 ± 2 млн лет) и оливинового габбро (97.8 ± 1 млн лет) [11]. U-Pb датирование цирконов из образца ильменитового габбро (р. Падь Тодохова), выполненное методом LA-ICP-MS в аналитическом центре Цилинского университета (г. Чанчунь, КНР), позволило получить конкордантный возраст 164.8 ± 0.5 млн лет [10], соответствующий концу средней юры. Полученную датировку в ~165 млн лет можно принять в качестве возраста формирования габброидов Ариадненского массива. Более молодой U-Pb возраст цирконов в габбро совпадает с альб-сеноманским орогенезом и гранитизацией в САОП [23]. Современные изотопные исследования гранитоидов, ассоциированных с ультрабазит-базитовым массивом, отсутствуют, а в имеющихся литературных источниках упоминается лишь единственная K-Ar датировка возрастом 130 млн лет [9].

В этой связи, для выяснения геодинамических условий формирования Ариадненского массива геохронологические и петролого-геохимические характеристики гранитов имеют определяющее значение. Объектом исследования послужил гранитоидный массив на правом берегу руч. Мещерякова (СВ часть Ариадненского массива).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изученные породы представлены двумя типами: светло-серыми гранитами и светло-бурыми лейкогранитами.

Светло-серый гранит (обр. AG 23/14) представляет собой массивную, мелко-среднезернистую, преимущественно гипидиоморфнозернистую породу с преобладанием зерен размером 0.5–2 мм, состоящую в основном из плагиоклаза (40–50 %), кварца (25–35 %) и калиевого полевого шпата (КПШ) (5–10 %) (рис. 2, а, б). Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, зачастую с полисинтетическим двойникованием. Его состав зональный: основная масса соответствует альбиту-олигоклазу (An_{5-30}), тогда как в краевых частях отмечается андезин (An_{35-38}). По всей породе минерал частично замещен соссоритом, что указывает на гидротермальный метаморфизм. Зерна

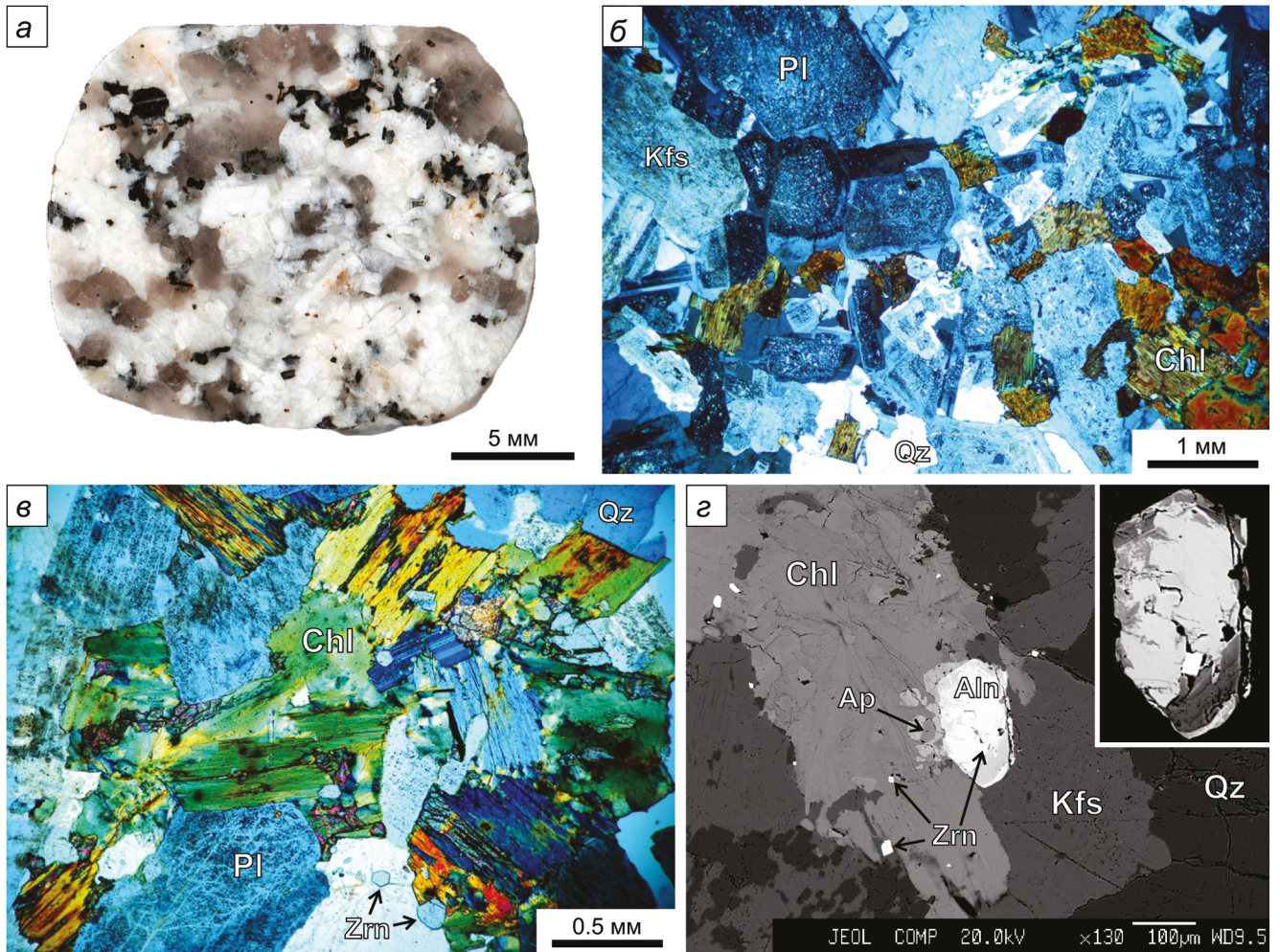


Рис. 2. Петрографические изображения образца гранита AG23/14.

a – аншлиф; *б, в* – микрофотографии шлифов в скрещенных николях: *б* – общая структура породы с полевыми шпатами, кварцем и хлоритом; *в* – морфология агрегатов вторичного хлорита; *г* – микрофотография в обратно-рассеянных электронах, в центре – зерно алланита с включением идиоморфного призматического циркона.

Обозначения минералов приведены в соответствии с [33]: *Pl* – плагиоклаз; *Kfs* – калиевый полевой шпат; *Qz* – кварц; *Chl* – хлорит; *Zrn* – циркон; *Ap* – апатит; *Aln* – алланит.

КПШ слабоизометричные, с мутноватым обликом. По составу преобладает калиевая разновидность (K_2O ~15–17 мас. %), часто содержащая пертитовые вросстки, реже встречается бариевая модификация КПШ (гиалофан) с содержанием $BaO = 0.8$ –1.13 мас. %. Кварц образует сероватые агрегаты неправильной формы, иногда с волнистым погасанием. Помимо сосюрита среди вторичных минералов присутствуют чешуйчатые, листоватые агрегаты хлорита (3–5 %), образующие скопления зеленоватого цвета (рис. 2, *в*). По составу эти хлориты относятся к железистым разновидностям: FeO от 32 до 39 мас. %, MgO от 5 до 7 мас. %, что может указывать на замещение железистого клинопироксена (авгита) или биотита. Среди аксессуарных минералов широко распространен ал-

ланит (ортит) (рис. 2, *г*), встречаются циркон, апатит, сфен, ильменит и торит.

Лейкограниты (*обр. AG 23/13, MA-37/24, MA-37/24a*) – массивные, мелкозернистые (размер зерен до 1 мм), светло-бурые с розоватым оттенком породы, что обусловлено значительно более высоким содержанием КПШ (25–35 %) по сравнению с гранитами и практически полным отсутствием темноцветных минералов (рис. 3, *а, б, в*). КПШ имеет состав, близкий к ортоклазу (K_2O от 15.14 до 16.52 мас. %; Or_{89-97}), а примесь Na_2O (0.43–1.52 мас. %) отображает присутствие пертитовых вростков альбита. Частично замещенный сосюритом плагиоклаз остается основным породообразующим минералом (45–55 %). Он образует таблитчатые или слабоудлиненные кристаллы

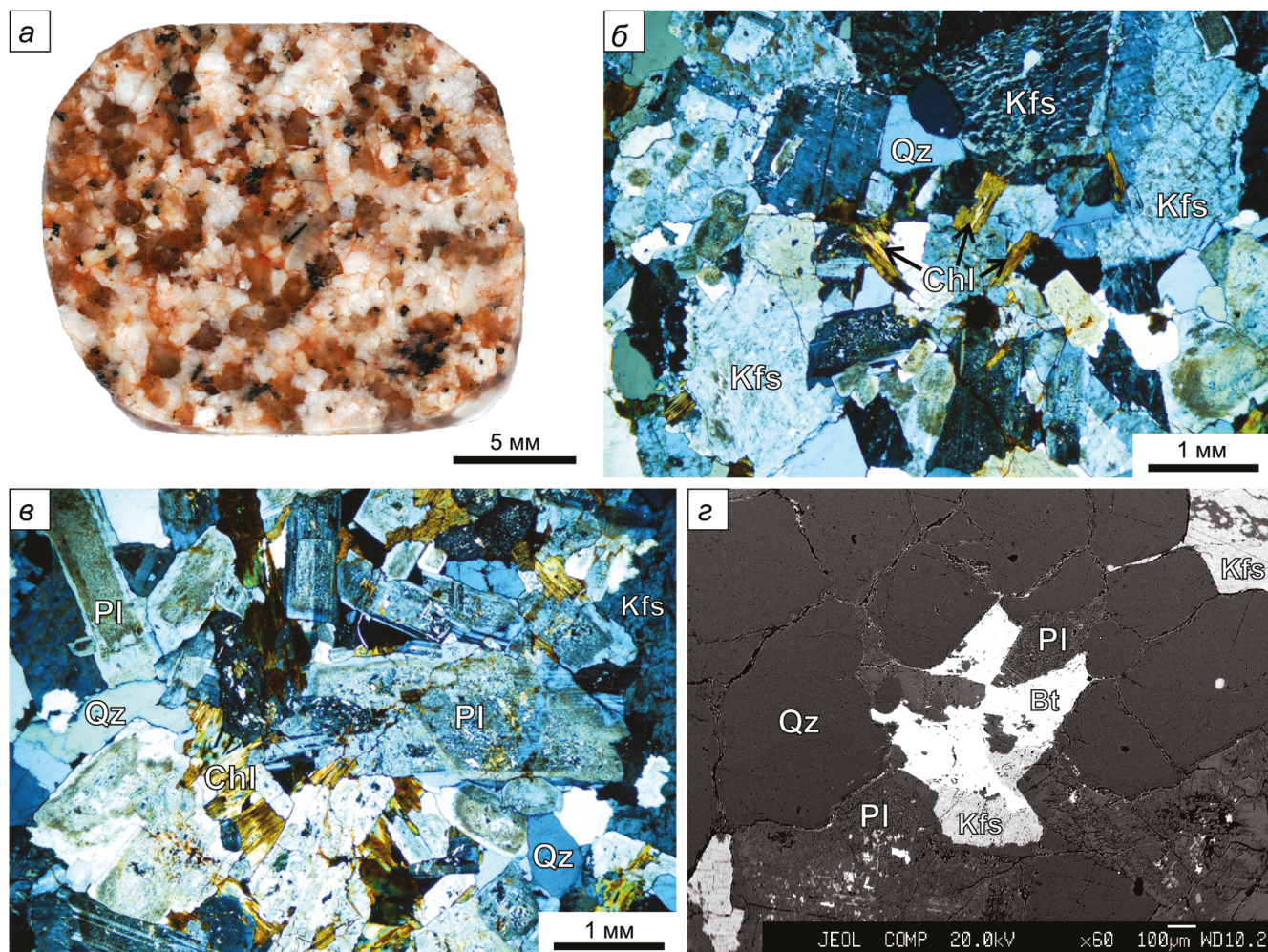


Рис. 3. Петрографические изображения образца лейкогранита AG23/13.

a – аншлиф; *б, в* – микрофотографии шлифов в скрещенных николях; *г* – микрофотография в обратно-рассеянных электронах, в центре – ксеноморфные кристаллы биотита (*Bt*) в ассоциации с полевыми шпатами и кварцем.

Обозначения минералов приведены на рис. 2.

и имеет зональный (в краевых частях более кальциевый) альбит-олигоклазовый состав (An_{1-24}). Сероватые кристаллы кварца в породе заполняют промежутки между другими минералами. Зерна хлорита редко образуют скопления, чаще встречаются единичные зерна темного, зеленовато-серого цвета. В отличие от гранитов, в изученных образцах лейкогранитов среди второстепенных минералов отсутствует алланит, но присутствует железистый биотит ($FeO \sim 35$ мас. %; $MgO \sim 3$ мас. %), который встречается в виде отдельных чешуек или агрегатов, заполняющих межзерновое пространство между кварцем и полевыми шпатами (рис. 3, *г*). К аксессуарным минералам также относятся монацит, циркон, апатит и ильменит.

В целом, гранит отличается от лейкогранитов более низким содержанием SiO_2 , более высокими концентрациями CaO , MgO и TiO_2 , а также менее вы-

раженной железистостью ($FeO^*/MgO = 6.72$ против $9.50-11.33$ в лейкогранитах). В изученном образце гранита, в отличие от лейкогранитов, для которых характерно четкое преобладание K_2O над Na_2O ($Na_2O/K_2O = 0.69-0.81$), соотношение щелочей близко к единице ($Na_2O/K_2O = 0.94$). Эти особенности указывают на меньшую степень дифференциации породы.

Предметом геохронологических исследований избраны цирконы, выделенные из образцов лейкогранита (*обр. AG 23/13*) и гранита (*обр. AG 23/14*), в большинстве своем имеющие идиоморфные удлиненно-призматические и дипирамидальные очертания. В каждой пробе проанализировано более 10 зерен, показавшие близкие изотопные отношения и средневзвешенные значения U-Pb возраста (рис. 4, *а, б*). Все изученные зерна характеризуются значениями отношений Th/U в интервале от 0.32 до 0.57 (табл. 1), что

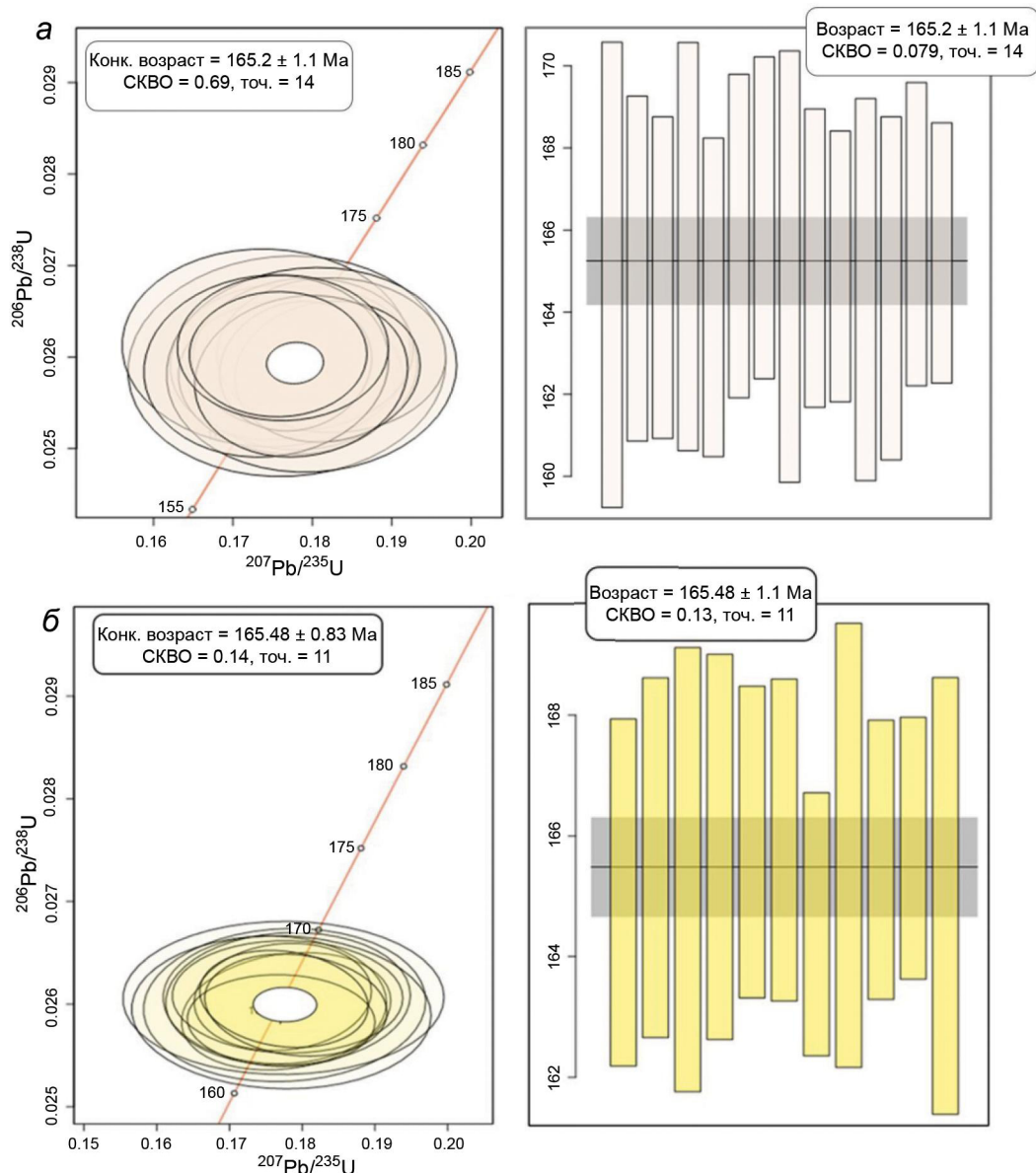


Рис. 4. Диаграммы с конкордией и средневзвешенного возраста для цирконов из лейкогранитов (образец AG 23/13, а) и гранитов (образец AG 23/14, б).

СКВО – среднеквадратичное взвешенное отклонение.

свидетельствует об их магматическом происхождении [16, 21], а следовательно, их U-Pb возраст отражает время кристаллизации. На диаграммах с датировкой (рис. 4, а, б) получены идентичные изотопные соотношения и средневзвешенные значения возраста. Так, в первой из них (обр. AG 23/13) конкордатное значение возраста составляет 165.2 ± 1.1 млн лет, во второй (обр. AG 23/14) – 165.5 ± 1.1 млн лет. Эти данные хорошо согласуются с опубликованным нами ранее [10] средневзвешенным возрастом ильменитовых габбро (164.8 ± 0.48 млн лет), что указывает на их формирование в одну и ту же магматическую эпоху (средняя

юра, ~165 млн лет назад). Полученные результаты доказывают синхронность магматических процессов, приведших к образованию изученных гранитов, лейкогранитов и габбро. По петрогеохимическим характеристикам ультрабазит-базиты Ариадненского массива соответствуют ОИВ типу [10].

Все изученные образцы гранитов обладают сходным петрохимическим составом и относятся к умеренно-щелочным высокодифференцированным гранитоидам (табл. 2, 3; рис. 5, а). Для них типичны повышенные содержания SiO_2 (72–76 мас. %) и умеренная щёлочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.78\text{--}8.56$ мас. %)

Таблица 1. U-Pb изотопные данные по цирконам гранитоидов.

№	Th/U	U (ppm)	Изотопные отношения				Возраст, млн лет			
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$		
Лейкогранит (AG 23/13)										
1	0.46	244	0.1768	0.0161	0.02590	0.00097	0.0495	0.0048	165	6
2	0.44	139	0.1787	0.0117	0.02588	0.00072	0.0501	0.0035	165	5
3	0.57	237	0.1749	0.0103	0.02594	0.00068	0.0489	0.0031	165	4
4	0.55	208	0.1742	0.0146	0.02610	0.00087	0.0484	0.0044	166	6
5	0.37	295	0.1773	0.0114	0.02578	0.00068	0.0499	0.0035	164	4
6	0.35	286	0.1788	0.0112	0.02603	0.00067	0.0498	0.0033	166	4
7	0.33	392	0.1824	0.0116	0.02602	0.00068	0.0508	0.0035	166	4
8	0.46	244	0.1799	0.0147	0.02586	0.00090	0.0504	0.0044	165	6
9	0.49	139	0.1819	0.0094	0.02584	0.00062	0.0510	0.0028	165	4
10	0.57	237	0.1779	0.0077	0.02590	0.00057	0.0498	0.0023	165	4
11	0.36	297	0.1742	0.0124	0.02590	0.00080	0.0488	0.0037	165	5
12	0.37	250	0.1786	0.0108	0.02579	0.00071	0.0502	0.0032	164	5
13	0.53	456	0.1763	0.0107	0.02610	0.00064	0.0490	0.0032	166	4
14	0.30	479	0.1757	0.0090	0.02603	0.00055	0.0489	0.0027	166	4
Гранит (AG 23/14)										
1	0.42	294	0.178	0.012	0.02593	0.00046	0.050	0.003	165	2.9
2	0.42	369	0.176	0.012	0.02604	0.00050	0.049	0.004	165.7	3.1
3	0.36	552	0.178	0.016	0.02599	0.00060	0.050	0.004	165.4	3.8
4	0.34	94	0.178	0.014	0.02605	0.00052	0.050	0.004	165.8	3.3
5	0.51	452	0.177	0.010	0.02607	0.00042	0.049	0.003	165.9	2.6
6	0.33	142	0.178	0.013	0.02607	0.00044	0.050	0.004	165.9	2.8
7	0.49	423	0.177	0.010	0.02584	0.00036	0.050	0.003	164.5	2.3
8	0.30	230	0.177	0.018	0.02606	0.00060	0.049	0.005	165.8	3.8
9	0.34	435	0.179	0.010	0.02599	0.00040	0.050	0.003	165.4	2.5
10	0.32	407	0.178	0.009	0.02605	0.00038	0.049	0.003	165.8	2.4
11	0.37	681	0.177	0.017	0.02592	0.00060	0.050	0.005	165	3.8

с преобладанием калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.69\text{--}0.94$). По содержанию K_2O они относятся к высококалийевым разновидностям (рис. 5, б). По индексу MAlI и содержанию кремнезема породы разделяются на известково-щелочные (лейкограниты) и щелочно-известковые (граниты) (рис. 5, в). Все породы имеют высокую железистость ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 6.72\text{--}11.33$, (рис. 5, з) и низкие содержания MgO (0.10–0.36 мас. %) и CaO (0.47–1.14 мас. %), что может свидетельствовать о глубокой дифференциации в восстановительных условиях. Гранитоиды обладают умеренными содержаниями глинозема (Al_2O_3 13–14 мас. %), хотя значение индекса насыщения алюминием ($\text{A}/\text{CNK} = 1.02\text{--}1.14$) соответствует высокоглиноземистым породам за счет дефицита кальция и щелочей (рис. 5, д).

Изученные породы характеризуются асимметричным типом распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) с преобладанием легких над тяжелыми ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 10.55\text{--}16.32$) и выраженной отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.34\text{--}0.65$) (рис. 5, е). Все исследованные образцы демонстрируют крутой наклон спектра легких РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 3.22\text{--}4.68$), в то время как тяжелые имеют более пологий тренд

без резкого фракционирования ($(\text{Gd}/\text{Lu})_n = 1.61\text{--}2.34$). Гранит (обр. AG 23/14) выделяется максимальными концентрациями РЗЭ (278.6 г/т), в нем слабее выражена отрицательная европиевая аномалия.

На нормированной к примитивной мантии мультиэлементной диаграмме (рис. 5, ж) все изученные образцы демонстрируют сходный характер распределения элементов: резкое обогащение литофильными элементами (Rb, Ba, Th, U, K, Pb) относительно примитивной мантии и выраженные отрицательные аномалии высокочarged элементов (Nb, Ta, Eu и Ti). Кроме того, наблюдаются значительные отрицательные аномалии Sr и P, свидетельствующие о фракционировании плагиоклаза и апатита, соответственно. Образец гранита (AG 23/14) отличается менее дифференцированным составом по сравнению с лейкогранитами: он характеризуется более высокими содержаниями Sr, P, Ti и Eu и низкими концентрациями Rb, Th и U.

При геохимической типизации [17, 24, 28, 30, 34] ариадненские гранитоиды лежат в области гранитов А-типа (рис. 6, а–в). Однако по одному из важных критериев [34] для гранитоидов А-типа ($\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} +$

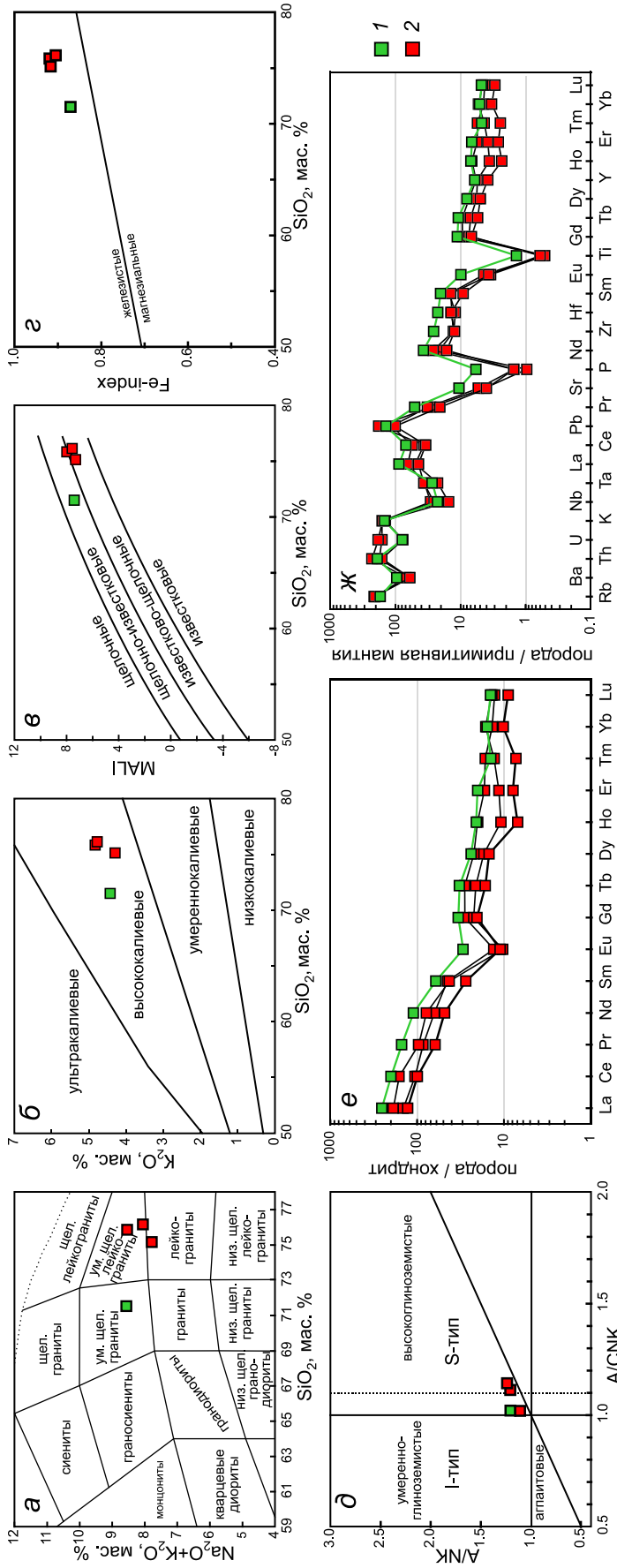


Рис. 5. Петрохимические диаграммы для гранитоидов Ариадненского массива: *a* – $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [15]; *b* – $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ [29]; *c* – $\text{SiO}_2 - \text{MALI}$ (Modified Alkali Lime Index, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) [19]; *d* – $\text{SiO}_2 - \text{Fe-index}$ ($(\text{FeO} + 0.89 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) / (\text{FeO} + 0.89 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$) [19]; *e* – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту C1 [31]; *ж* – спайдер-диаграмма, нормированная к примитивной мантии [31].

1 – образец гранита (AG 23/14); *2* – образец лейкогранита (AG 23/13, MA-37/24, MA-37/24a).

Таблица 2. Химический состав гранитоидов (мас. %).

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	ППП	Σ
23/13	75.85	0.11	12.56	1.26	-	0.02	0.10	0.55	3.72	4.82	0.01	0.08	0.51	99.59
23/14	71.52	0.30	13.95	2.72	-	0.04	0.36	1.14	4.14	4.42	0.08	0.17	0.67	99.52
37/24	76.15	0.11	12.72	0.18	0.98	0.01	0.12	0.48	3.28	4.77	0.02	0.13	0.45	99.40
37/24А	75.15	0.13	12.85	0.52	1.07	0.03	0.14	0.47	3.49	4.29	0.02	0.17	1.05	99.37

Примечание. 23/13 – лейкогранит; 23/14, 37/24, 37/24А – граниты; ППП – потери при прокаливании.

Таблица 3. Микроэлементы (г/т) в гранитоидах.

Элементы	Пробы			
	23/13	23/14	37/24	37/24А
Be	3.132	2.548	4.38	6.30
Sc	2.102	5.105	16.23	13.60
Cr	3.310	7.445	95.14	61.38
Co	0.739	1.951	1.06	1.90
Ni	3.029	3.392	3.32	6.62
Cu	4.638	4.028	41.84	16.90
Zn	19.520	48.949	10.73	20.43
Ga	15.414	19.224	25.09	28.82
Rb	134.845	108.865	130.60	131.70
Sr	90.600	222.700	112.20	84.28
Y	26.251	27.611	25.11	17.33
Zr	142.042	289.900	144.70	138.70
Nb	10.859	16.059	20.61	18.24
Mo	0.205	0.097	4.44	3.77
Cd	-	-	4.42	4.06
Sn	0.513	2.377	4.53	1.15
Cs	2.194	2.078	1.12	1.59
Ba	425.525	664.864	482.20	418.30
La	34.092	60.312	44.45	30.35
Ce	64.657	122.157	98.44	60.74
Pr	7.905	13.920	8.90	5.73
Nd	28.902	50.267	35.66	22.03
Sm	6.621	9.001	6.28	4.05
Eu	0.734	1.658	0.58	0.62
Gd	5.582	5.662	4.42	4.06
Tb	1.017	1.669	0.76	0.59
Dy	5.439	5.879	4.19	3.65
Ho	1.099	1.138	0.59	0.38
Er	2.682	3.219	1.83	1.26
Tm	0.405	0.351	0.32	0.18
Yb	2.195	2.511	2.61	1.64
Lu	0.315	0.352	0.34	0.22
Hf	3.722	6.883	4.20	4.33
Ta	0.920	1.116	1.47	1.50
W	0.717	0.267	5.30	3.60
Pb	12.832	9.934	8.15	7.15
Th	15.031	16.159	19.48	13.73
U	3.383	1.641	3.86	1.61

У) ариадненские лейкограниты отклоняются в поле фракционированных разновидностей гранитов I- и S-типа (рис. 6, з). Они также отличаются умеренными содержаниями Zr (139–145 г/т), что ниже пороговых значений для типичных внутриплитных (А-тип) гранитов (> 300 г/т). Пониженные концентрации Zr, возможно, связаны с фракционированием циркона. Даже если исходный расплав содержал много Zr, ранняя кристаллизация циркона и других минералов-накопителей (титанита, ортита) снизила концентрацию в остаточном расплаве. Петрохимические и геохимические особенности изученных образцов (высокий K₂O; низкие MgO и CaO; A/CNK > 1.1; обеднение Nb, Ta и Ti; отрицательные аномалии Sr, Р и Eu) могут указывать на присутствие корового материала в источнике в процессе формирования породы. Этот вывод подтверждается анализом положения ариадненских гранитоидов на тройных геохимических диаграммах (рис. 6, д, е), демонстрирует их принадлежность к восстановленному А2-типу гранитов. В целом, геохимические параметры среднеюрских гранитоидов Ариадненского массива исключают их образование в процессе дифференциации базитовой магмы и указывают на их формирование в результате плавления терригенных пород при внедрении ультрабазит-базитового ОИВ расплава в аккреционную призму.

Представленные результаты U-Pb LA-ICP-MS исследования цирконов свидетельствуют о том, что гранитоиды Ариадненского массива имеют среднеюрский возраст (165.2 ± 1.1 и 165.5 ± 1.1 млн лет), сопоставимый с возрастом габброидов (164.8 ± 0.5 млн лет). Полученные данные указывают, что формирование габброидов предшествовало или происходило одновременно с кристаллизацией гранитоидов, что позволяет отнести их образование к единому магматическому событию. Как известно, в среднеюрское время Сихотэ-Алинь был активной субдукционно-аккреционной системой, где происходила субдукция Палеотихоокеанской плиты под восточную окраину Азии и формирование аккреционных комплексов [23].

Таким образом, результаты U-Pb датирования цирконов базитов и гранитов Ариадненского массива

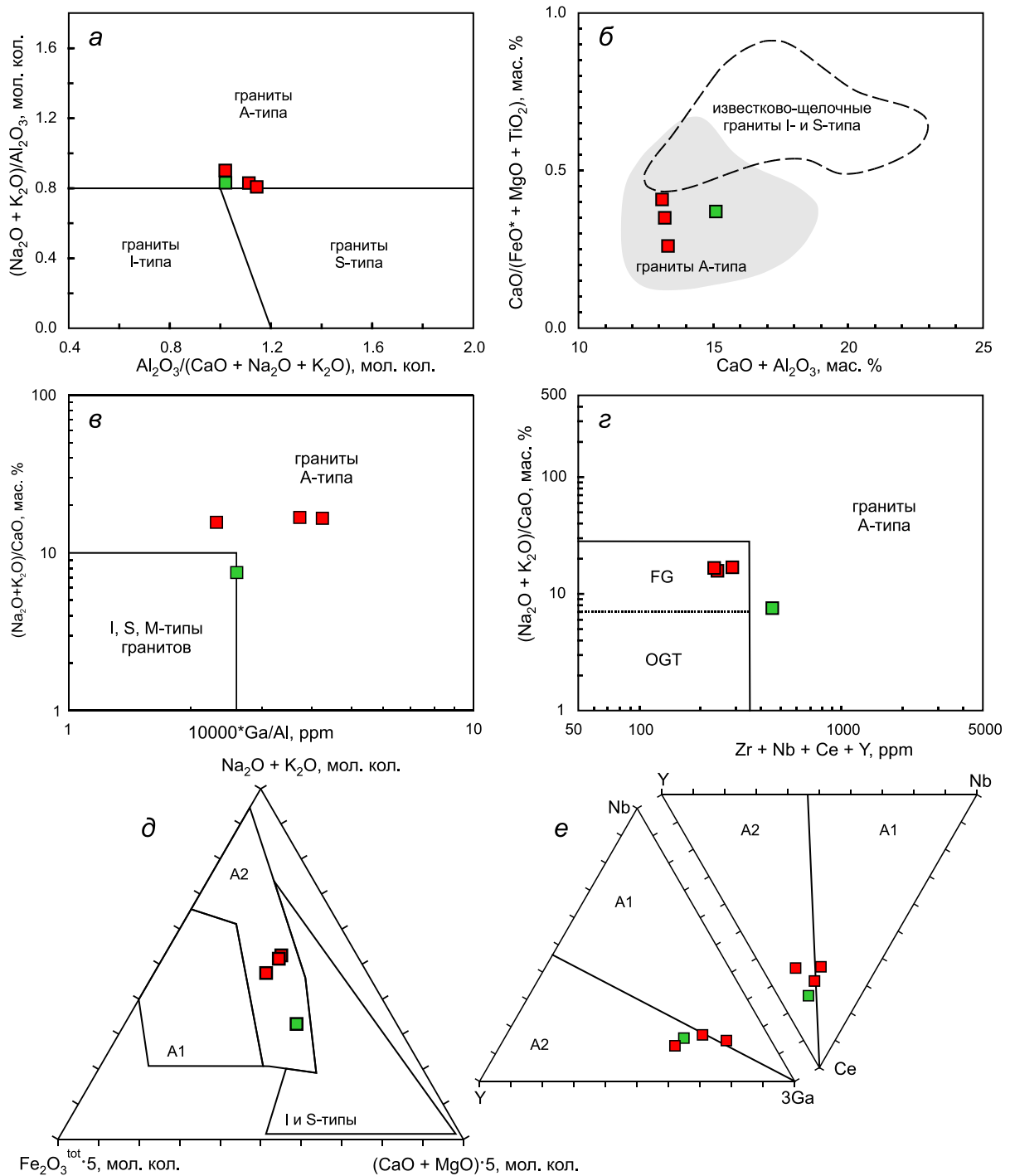


Рис. 6. Классификационные диаграммы для гранитоидов Ариадненского массива: *a* – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, мол. кол. [25]; *б* – $(\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3) - \text{CaO}/(\text{FeO}^* + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ [17]; *в* – $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ [34]; *з* – $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ [34]; *д* – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}} \cdot 5 - (\text{CaO} + \text{MgO}) \cdot 5$ [5]; *е* – $\text{Nb}-\text{Y}-3\text{Ga}$ и $\text{Nb}-\text{Y}-\text{Ce}$ [18].

Поля: A1 – кремнекислые породы внутриплитных обстановок (океанические острова, континентальные рифты); A2 – кислые магматические ассоциации окраинно- и внутриконтинентальных обстановок (посторогенные комплексы, окраинно-континентальные рифты); S-, I-, M-типы – прочие типы гранитов: синколлизийного, магматического и мантийного происхождения; FG (Fractionated Granites) – фракционированные граниты (посторогенные и внутриплитные обстановки, рифтогенные зоны); OGT (Ordinary Granite Type) – нефракционированные граниты (различные геодинамические условия). A-тип – внутриплитные граниты.

Условные обозначения на рис. 5.

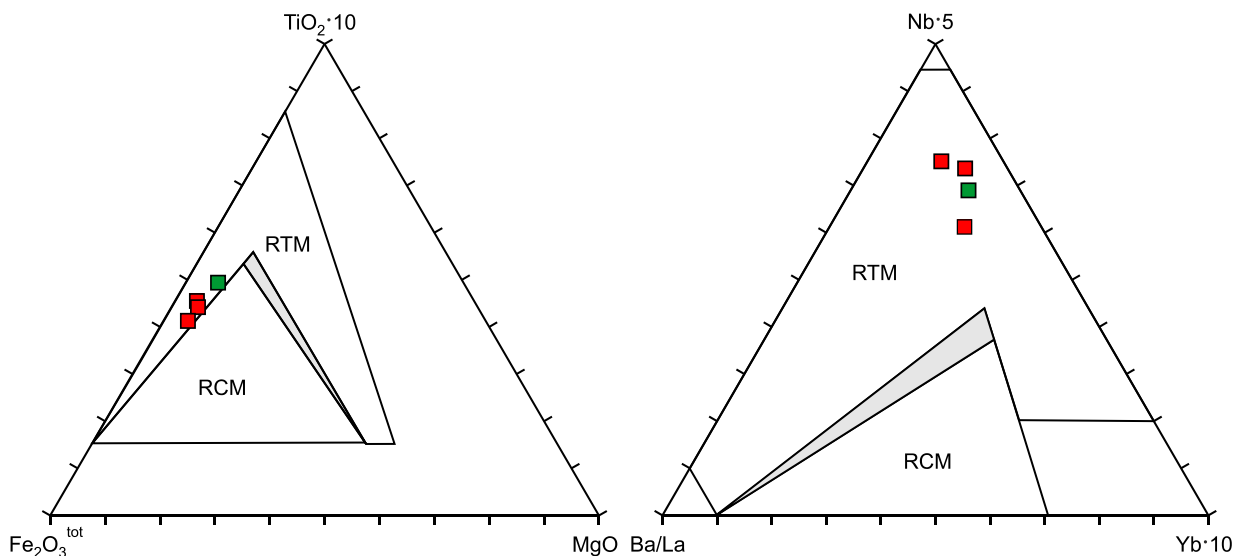


Рис. 7. Диаграммы $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{tot} - MgO$ и $Nb \times 5 - Ba/La - Yb \times 10$ [20].

Поля: RCM (related continental margin, конвергентные окраины) – магматических пород надсубдукционных островодужного и окраинно-континентального типов; RTM (related transform margin, трансформные окраины континентов и островных дуг) – магматических пород границ скольжения литосферных плит.

Условные обозначения на рис. 5.

не оставляют сомнений о его внедрении в аккреционную призму вблизи глубоководного желоба в период субдукции океанической плиты, но обусловлены подъемом астеносферного материала сквозь слэб. Об этом же свидетельствуют геохимические данные, вынесенные на дискриминантные диаграммы [6] $TiO_2 \times 10 - Fe_2O_3^{tot} - MgO$ и $Nb \times 5 - Ba/La - Yb \times 10$ (рис. 7).

Эти диаграммы позволяют отличать магматические породы известково-щелочной серии среднего и кислого состава, которые образовались под влиянием апвеллинга подслэбовой астеносферы, характерного для постсубдукционных трансформных окраин тихоокеанского типа, но также допустимого и в других геодинамических обстановках, в том числе и синсубдукционных. Что касается возможной причины образования разрывов в слэбе (slab tear) вблизи палеожелоба, то следует иметь ввиду, что юрская аккреционная призма САОП формировалась в обстановке плоской (пологой) субдукции (flat-slab subduction) зрелой (большой мощности) литосферы океанических поднятий [4]. Однако для среднебатьского-раннекекеловейского века (~167–163 млн лет назад), согласно геохимическим данным базальтов, предполагается эпизод субдукции фрагмента мало-мощной литосферы. Эта литосфера образовалась в ранней юре (~190–185 млн лет назад) в результате рассечения зоной спрединга древней (~380–310 млн лет назад) океанической литосферы вблизи края Азиатского континента [7]. Именно резкое измене-

ние толщины слэба могло привести к появлению в нем разрывов.

ВЫВОДЫ

1. Впервые в Сихотэ-Алинском орогенном поясе обнаружены среднеюрские граниты с U-Pb возрастами цирконов 165.2 ± 1.1 и 165.5 ± 1.1 млн лет, которые являются составной частью одновозрастного Ариадненского ультрабазит-базитового массива.

2. По составу гранитоиды являются железистыми и относятся к умеренно-щелочной, известково-щелочной (лейкограниты) и щелочно-известковой (граниты) петрохимическим сериям. Их геохимические особенности соответствуют особой группе высокоглиноземистых гранитоидов А2-типа и указывают на их формирование в результате плавления терригенных пород при внедрении ультрабазит-базитового ОИВ расплава в аккреционную призму.

3. Ариадненский ультрабазит-базит-гранитоидный массив сформировался в период субдукции океанической плиты, в результате подъема астеносферного вещества сквозь разрывы в слэбе, образованные вследствие резкого изменения толщины погружающейся океанической плиты.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00093 (<https://rscf.ru/project/23-17-00093>).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность к.г.-м.н. А.В. Гребенникову (ДВГИ ДВО РАН) за обсуждение настоящей темы исследований, ценные замечания и предложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белянский. Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52, 53). Оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 684 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1–2. 982 с.
3. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Хейлунцзянский комплекс – фрагмент юрской аккреционной призмы в тектонических окнах перекрывающей континентальной плиты: модель плоской субдукции // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 4. С. 3–17. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-4-3-17
5. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
6. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 1. С. 3–24. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24
7. Зябрев С.В., Войнова И.П., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Ячинская кремнисто-вулканогенная толща – фрагмент юрской аккреционной призмы Центрального Сихотэ-Алиня, Дальний Восток России // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 5. С. 54–76.
8. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. Москва: Наука, 2006. 258 с.
9. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А., Сорока В.П., Коваленко С.В., Федчин Ф.Г., Мартынов Ю.А., Сокарев А.Н., Волосов А.Г., Куличенко А.Г., Прищепка Т.К., Семеняк Л.Е., Семенова Н.Н. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
10. Молчанов В.П., Ханчук А.И., Андросов Д.В. Минералы золота и платины в позднемезозойском Ариадненском ультрабазит-базитовом массиве (Сихотэ-Алинский орогенный пояс) // Тихоокеан. геология. 2024. Т. 43. № 5. С. 103–118. DOI: 10.30911/0207-4028-2024-43-5-103-118.
11. Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015.
12. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
13. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 3. С. 4–29. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-3-4-29.
14. Ханчук А.И., Молчанов В.П. Рудоносность позднемезозойского Ариадненского массива ультрабазитов, базитов и гранитоидов (Сихотэ-Алинский орогенный пояс) // Тихоокеан. геология. 2023. Т. 42, № 6. С. 5–19. DOI: 10.30911/0207-4028-2023-42-6-5-19.
15. Шарпенко Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
16. Corfu F., Hanchar G.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53 (1). P. 469–500.
17. Dall’Agnol R., de Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93, N 3–4. P. 215–233.
18. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20, N 7. P. 641.
19. 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. of Petrology. 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
20. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // International Geology Review. 2021. V. 63, N 5. P. 601–629. DOI: 10.1080/00206814.2020.1848646.
21. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53, N 1. P. 27–62.
22. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211, N 1. P. 47–69.
23. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sciences. 2016. V. 120. P. 117–138. DOI: 10.1016/j.jseas.2015.10.023.
24. Kiminami K., Imaoka T., Ogura K., Kawabata H., Ishizuka H., Mori Y. Tectonic implications of Early Miocene OIB magmatism in a near-trench setting: The Outer Zone of SW Japan and the northernmost Ryukyu Islands // J. Asian Earth Sciences. 2017. V. 135. P. 291–302. DOI: 10.1016/j.jseas.2016.12.033.
25. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. T. 174, N 3–4. С. 235–255.
26. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. V. 101, N 5. P. 635–643.
27. Mertz D.F., Weinrich A.J., Sharp W.D., Renne P.R. Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan Complex, California: Constraints from geochemistry, petrology, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology // American J. of Science. 2001. V. 301. Alkaline intrusions in a near-trench setting, Franciscan Complex, California. N 10. P. 877–911.

28. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // *J. of Petrology*. 1984. V. 25, N 4. P. 956–983.
29. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos*. 1989. V. 22, N 4. P. 247–263.
30. Robinson F.A., Bonin B., Pease V., Anderson J. A discussion on the tectonic implications of Ediacaran late-to post-orogenic A-type granite in the Northeastern Arabian Shield, Saudi Arabia // *Tectonics*. 2017. V. 36. P. 582–600.
31. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42, N 1. P. 313–345.
32. Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. № 5. P. 1479–1493. DOI: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.
33. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. 2021. V. 85, N 3. P. 291–320. DOI: <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.
34. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.
35. Zhou J.-B., Cao J.-L., Wilde S.A., Zhao G.-C., Zhang J.-J., Wang B. Paleo-Pacific subduction-accretion: Evidence from Geochemical and U-Pb zircon dating of the Nandanhada accretionary complex, NE China: Pacific subduction-accretion in NE China // *Tectonics*. 2014. V. 33, N 12. P. 2444–2466. DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003637>.

Рекомендована к печати А.В. Гребенниковым.

после доработки 02.09.2025 г.

принята к печати 16.01.2026 г.

**PETROLOGICAL, GEOCHEMICAL AND GEOCHRONOLOGICAL FEATURES
OF FORMATION OF JURASSIC GRANITES OF THE ARIADNE MASSIF
(SIKHOTE-ALIN, RUSSIA)**

A.I. Khanchuk, V.P. Molchanov, A.N. Golich

*Far Eastern Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
e-mail: evpmol@mail.ru*

The paper presents the first geochemical and geochronological data on granites of the Ariadne intrusion of ultrabasic basites, which concentrates significant resources of strategic and critically important metals. These granites with U-Pb zircon ages of 165.2 ± 1.1 and 165.5 ± 1.1 million years are highly differentiated A2-type rocks formed as a result of melting of terrigenous rocks during the intrusion of an ultrabasite-basite OIB melt into an accretionary prism. The results obtained confirm the hypothesis of a possible asthenospheric material ascent from beneath the subsiding oceanic plate.

Key words: A2-type granites, geochemistry, geochronology, ultrabasite-basite-granitoid intrusion, accretionary prism, Sikhote-Alin.