

ВОЗРАСТ ОБРАЗОВАНИЯ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА В ДУНИТОВОМ “ЯДРЕ” КАМЕНУШЕНСКОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОГО МАССИВА (ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА, СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2021 г. С. Ю. Степанов^{a, *}, А. В. Кутырев^b, Е. Н. Лепехина^c, Л. Н. Шарпенко^c,
А. В. Антонов^c, М. Э. Кутырева^c

^aСанкт-Петербургский государственный университет, пер. Декабристов, 16, Санкт-Петербург, 199155 Россия

^bИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^cВсероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний проспект Васильевского острова, 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: Stepanov-1@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.06.2020 г.

После доработки 12.11.2020 г.

Принята к публикации 25.11.2020 г.

В статье приведены впервые полученные результаты U-Pb (SHRIMP-II) определения возраста по циркону из пород, слагающих дайки, залегающие в дунитах Каменушенского дунит-клинопироксенит-габбрового массива Уральского Платиноносного пояса. По геологическим данным, породы слагают последовательно внедряющиеся в дуниты дайки габбро-пегматитов, горнблендитов и гранитов. По вещественным признакам они относятся к различным магматическим сериям. Габбро-пегматиты являются дифференциатами дунит-клинопироксенит-габбровой серии, горнблендиты – дифференциаты собственно габбровой серии. Граниты по своим особенностям соответствуют анатектическим гранитоидам, развитым в пределах Платиноносного пояса. Для пород дайкового комплекса получены возрастные датировки: U-Pb возраст по цирконам из габбро составляет 418.3 ± 4.5 млн лет и может быть принят как время окончания формирования дунит-клинопироксенит-габбровой серии. Возраст горнблендитов 421.0 ± 2.4 млн лет близок к возрасту большей части габброидов Платиноносного пояса Урала. По результатам U-Pb датирования по циркону граниты обладают относительно молодым возрастом – 384.9 ± 0.5 млн лет. Это свидетельствует о продолжении интрузивной магматической активности в пределах Платиноносного пояса Урала после формирования наиболее молодых образований тагильской вулканической дуги – габбро-диорит-гранитовых интрузивов Ауэрбаховского комплекса – и существенно расширяет временные рамки развития магматизма, сопряженного с частичным плавлением габбрового субстрата непосредственно в пределах пояса.

Ключевые слова: Платиноносный пояс Урала, интрузивные породы, Каменушенский массив, U-Pb возраст по цирконам

DOI: 10.31857/S0016752521060091

ВВЕДЕНИЕ

Преобладающие породы Платиноносного пояса Урала (ППУ) – дуниты, верлиты, клинопироксениты и габброиды – в интрузивах дунит-клинопироксенит-габбровой формации прорваны дайками, сложенными породами различного состава. К их числу относятся горнблендиты, габбро-пегматиты, плагиограниты и граниты. Последовательность формирования этих дайковых тел может быть использована для установления закономерностей эволюции интрузивного магматизма, как в пределах Платиноносного пояса Урала (ППУ), так и тагильской островной палеодуги (Ефимов, 2009; Готтман и др., 2011). Дайки аналогичного состава являются типичной чертой концентрически-зональных массивов различных

районов мира. Помимо ППУ, они в качестве членов вулканоплутонической ассоциации описаны в пределах Корякско-Камчатского платиноносного пояса (Осипенко и др., 2002), северо-западного Алтая, Монголии и северо-западного Китая (Изох и др., 2011; Su et al., 2013; Dong et al., 2018).

Необходимо отметить, что возраст дунитовых тел, являющихся неотъемлемой частью интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, до сих пор остается дискуссионным (Ефимов, 2009; Ферштатер и др., 2009; Аникина и др., 2012; Ферштатер, 2013). И, если изотопные методы в большинстве случаев не позволяют надежно определить время начала формирования дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, то время окончания их образования может быть установлено с высокой степенью достоверности (Готт-

ман и др., 2011). Кроме того, анализ последовательности внедрения различных по составу пород дайковых тел может служить основой для оценки эволюции интрузивного магматизма в пределах Платиноносного пояса Урала.

Каменушенский клинопироксенит-дунитовый массив является составной частью ППУ (Иванов, 1997). Отличительная особенность этого массива — большое количество самых разнообразных дайковых тел, которые слагают от 5 до 10% объема дунитового “ядра” (Минибаев, Котова, 2017). Эта особенность, вместе с высокой обнаженностью центральной части массива, делает его самым подходящим для изучения как относительного, так и абсолютного возраста всего дайкового комплекса, характерного для всех массивов ППУ.

Эволюция интрузивного магматизма в пределах ППУ и Тагильской вулканической дуги охарактеризована с высокой степенью детальности (Иванов, 1998; Ферштатер, 2013), что позволяет также провести сравнительный анализ полученных нами результатов с уже известными фактами. Результаты проведенных исследований, основанные на представленных геологических данных и, прежде всего, на анализе взаимоотношений пересекающих друг друга геологических тел, позволяют впервые для Платиноносного пояса Урала однозначно охарактеризовать последовательность их внедрения и установить эволюцию интрузивного магматизма на примере локального геологического объекта.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологические наблюдения и отбор проб для последующих минералого-петрографических и изотопно-геохимических исследований проводился в рамках полевых работ нескольких сезонов (2014–2017 гг.). Для уточнения геологического строения Каменушенского дунит-клинопироксенит-габбрового массива в пределах дунитового ядра были пройдены опорные геологические маршруты по профилям через 250 м, пересекающим дунитовое тело и вмещающие его породы. Для детальных геологических наблюдений и отбора проб для изотопных исследований была выбрана серия геологических полигонов с наибольшей обнаженностью, часто расположенных в пределах участков отработки платиновых россыпей.

Всего было отобрано 173 образца горных пород, которые были исследованы оптическими методами в проходящем и отраженном свете. Типовые образцы были изучены с применением сканирующего электронного микроскопа VEGA 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром (ЭДС X-MAX с площадью 80 мм²) с программным обеспечением Aztec, аналитик В.М. Чубаров, Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Анализы проводились с использованием ускоряющего напряжения 20 кV и токе образца на кон-

трольном эталоне Ni:– 0.7 nA. Изучение морфологических особенностей и внутренней зональности циркона было проведено на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500 в режимах вторичных электронов и катодолуминесценции.

Определение химического состава пород проведено рентгенофлуоресцентным методом в центре коллективного пользования “Геоаналитик” в Институте геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого (г. Екатеринбург). Для определения соотношения закисного и окисного железа использован метод титрования. Содержание элементов-примесей в породах было определено методом ICP-MS в центральной аналитической лаборатории Всероссийского геологического института им. А.П. Карпинского (аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов).

Датирование локальным U-Pb методом зерен циркона выполнено на вторично-ионном масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 3 nA, диаметр пятна (кратера) составлял ~ 30 мкм. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.13 и ISOPLOT/Ex 3.41. (Ludwig, 2001, 2003). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black, Kamo, 2003). Погрешности единичных анализов (изотопных отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов приводятся на уровне двух сигма.

По результатам геологических наблюдений и петрографических исследований были отобраны образцы (табл. 1) для определения изотопного возраста U-Pb методом по циркону. Основными критериями выбора образцов были слабое развитие метасоматических процессов и хорошая обнаженность геологических тел, сложенных этими породами.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ ПОРОД КАМЕНУШЕНСКОГО МАССИВА

Каменушенский клинопироксенит-дунитовый массив географически расположен на восточном склоне Уральского хребта, в Свердловской области в 35 км к северу от г. Качканар. Этот массив является составной частью качканарского плутонического комплекса, как и аналогичные Светлоборский и Вересовоборский массивы, расположенные южнее (Государственная геологиче-

Таблица 1. Координаты точек отбора образцов для определения U-Pb возраста

Проба	Порода	Координаты в.д.	Координаты с.ш.
KP-14	Среднезернистый горнблендит	59°024.720	59°000.612
KP-7	Амфиболовое габбро	59°006.934	59°398.825
KP-15	Средне-мелкозернистый гранит	59°009.436	59°411.895

ская..., 2003). Магматиты качканарского комплекса залегают в западной части Тагило-Магнитогорской мегазоны на незначительном удалении от Главного Уральского разлома (рис. 1а).

Каменушенский массив обладает отчетливо выраженным зональным строением. В центральной его части расположено дунитовое “ядро” размером 3.5 × 7.5 км. Это “ядро” окружено клинопироксенитовой оболочкой мощностью от 150 до 700 м. В отличие от большинства клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, для Каменушенского массива характерна высокая степень сохранности клинопироксенитовой каймы — клинопироксениты полностью окружают дунитовое “ядро”. Клинопироксениты на востоке контактируют с габбро Павдинского полиформационного массива. Габбро образуют кольцевой или полукольцевой интрузив вокруг клинопироксенит-дунитового массива (Иванов, 1997). На западе вмещающими породами для Каменушенского массива являются амфиболитизированные долериты и габбро-долериты, амфиболиты мариинского комплекса (рис. 1б). По данным О.К. Иванова (1997), Каменушенский массив представляет собой пологий купол со слабо эродированным ядром. Форма массива в сечении каплевидная, гарполитовая, круто падающая на восток (Иванов, 1997).

По данным О.К. Иванова (1997), дунитовое “ядро” обладает грубым зональным строением. Средне-крупнозернистые дуниты в пределах “ядра” Каменушенского массива образуют тело сложной формы (рис. 1б). Зернистость дунитов закономерно уменьшается от центра “ядра” к его краевой части. В центральной части “ядра” обнаружены небольшие тела крупнозернистых дунитов, по морфологии напоминающие жилы или сильно удлиненные линзы. Они залегают в средне-крупнозернистых дунитах. В краевой части “ядра” преобладают среднезернистые равномернoзернистые дуниты.

Особенность Каменушенского массива — широкое распространение даек различного петрографического состава (верлитовых, клинопироксенитовых, габбровых и гранитовых) в пределах дунитового ядра. Сопоставимое распространение пород дайкового комплекса установлено для юго-западной краевой части дунитового “ядра” Светлоборского массива (Готтман, Пушкарев, 2009; Толстых и др., 2011). Полной противоположностью Каменушенского и Светлоборского массивов является Нижнетагильский массив. Здесь в пределах дунитового ядра вообще не выявлены

дайковые тела (Заварицкий, 1935; Иванов, 1997), кроме того, они не обнаружены в дунитах Иовского тела, входящего в состав Тылай-Конжаковско-дунитовых массивов и дунитовых “ядрах” в пределах ППУ дайки встречаются редко.

Широкое распространение дайковых образований в дунитах Каменушенского массива, наряду со значительным количеством хорошо обнаженных, доступных для геологического наблюдения полигонов, позволило установить относительный возраст их формирования. Отчетливо фиксируемые и однозначно интерпретируемые пространственные взаимоотношения геологических тел в пределах дунитового “ядра” Каменушенского массива стали надежной основой для определения возраста пород с применением изотопных методов. Полученные возрастные датировки могут распространяться на другие подобные массивы ППУ, которые недоступны для геохронологических исследований вследствие убогого развития дайковых комплексов или сильного перекрытия объектов четвертичными отложениями.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Особенности геологического строения даек Каменушенского массива

Как и в большинстве зональных дунит-клинопироксенитовых массивов, наиболее ранними жильными образованиями в дунитовом “ядре” являются хромититовые прожилково-вкрапленные тела — как сингенетичные дунитам, так и эпигенетичные, секущие хромититовые жилы (Заварицкий, 1935; Иванов, 1997). Довольно часто наблюдаются пересечения хромититовых тел диопсидовыми жилами (Степанов и др., 2018). В свою очередь, дуниты, содержащие скопления хромититов и диопсидовые жилы, пересечены системой даек горнблендитов и габбро (рис. 2а, 2б). Наиболее поздние среди дайковых образований тела биотитсодержащих гранитов имеют секущие границы со всеми ранее перечисленными породами (рис. 2б, 2в). При этом, внедрение гранитов сопровождалось метасоматической переработкой дунитов с образованием хлорит-актинолитовых метасоматитов и замещением габбро хлорит-эпидотовыми метасоматитами. С целью датирования верхней возрастной границы проявления интрузивного магматизма в пределах дунитового “ядра” Каменушенского массива выполнено комплексное минералого-геохимическое исследование горн-

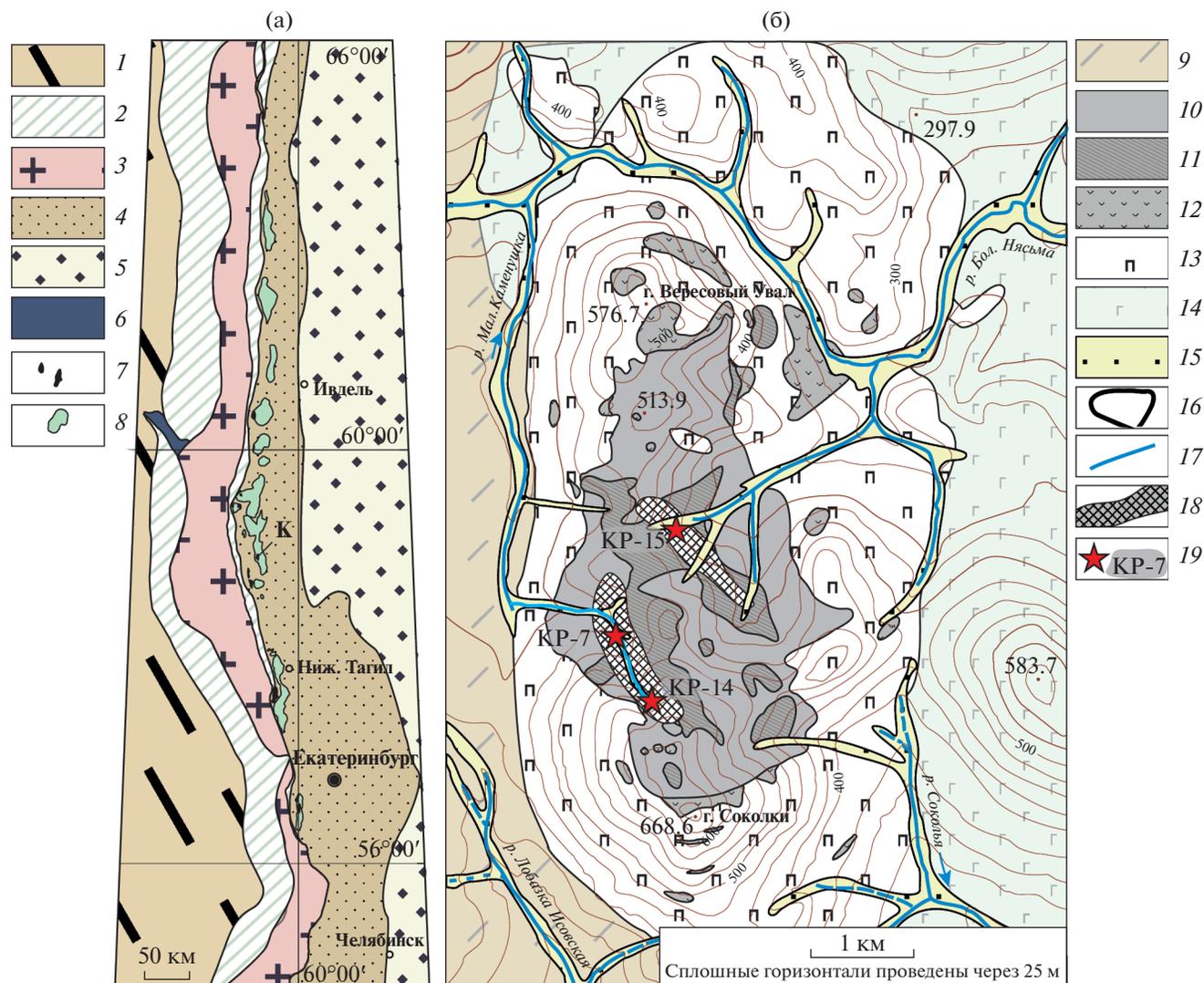


Рис. 1. Положение Каменушенского клинопироксенит-дунитового массива в структурах Урала (а) и особенности его геологического строения по О.К. Иванову (1997) с дополнениями (б). Условные обозначения: 1 – палеозойские отложения осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, 2 – Западно-Уральская складчато-надвиговая область, 3 – Центральное Уральское поднятие, 4 – Тагило-Магнитогорская мегазона, 5 – мезозойско-кайнозойские отложения Западно-Сибирской платформы, 6 – Полюдовское поднятие, 7 – клинопироксенит-дунитовые массивы (К – Каменушенский массив), 8 – клинопироксенитовые и габбровые интрузивы Платиноносного пояса, 9 – амфиболлизированные долериты и габбро-долериты, амфиболиты мариинского комплекса, 10 – средне-крупнозернистые дуниты, 11 – мелкозернистые дуниты, 12 – верлиты, 13 – пироксениты, 14 – габбро, 15 – аллювиальные отложения, 16 – изолинии высот, 17 – гидросеть, 18 – поля развития даек; 19 – точки отбора проб на определение U–Pb возраста.

блендитов, габбро и гранитов, слагающих наиболее поздние дайковые образования (табл. 1).

Минералого-петрографические особенности пород дайкового комплекса

Горнблендиты на 90–95% состоят из таблитчатых или изометричных кристаллов амфибола, по составу пограничного между эденитом и магнезиогастингситом, размером по удлинению 0.4 мм (рис. 3а). В кристаллах амфибола встречены изометричные включения пирротин-пентландитового состава, а в интерстициях между ними находятся

зерна плагиоклаза, в значительной мере замещенные эпидот-хлоритовым агрегатом и содержащие большое количество призматических кристаллов апатита. Преобладающее большинство изученных горнблендитов характеризуется призматическозернистой средне- мелкозернистой структурой. Текстура этих пород обычно массивная.

Амфиболовые габбро обладают более высоким содержанием SiO_2 и щелочных металлов при значительно меньшем содержании MgO, по сравнению с горнблендитами (табл. 2). Амфиболовые габбро – это преимущественно грубозернистые породы, в равной степени состоящие из длинно-

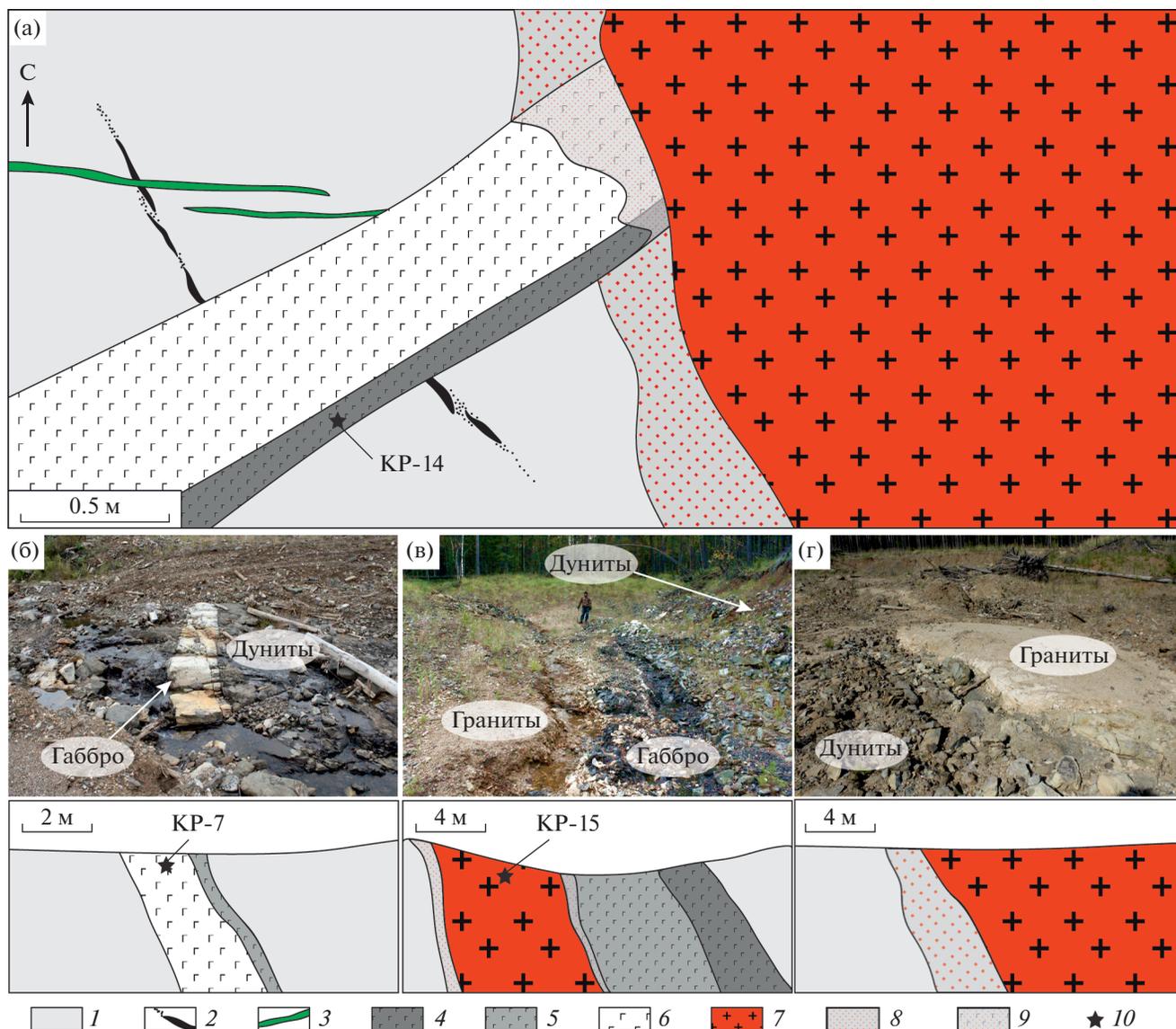


Рис. 2. Характер взаимоотношения дайковых тел с вмещающими дунитами: а – план расположения жильных тел в верховьях Первоначального лога р. Большая Каменушка; б–г – фото точек отбора проб для изотопных исследований в разрезах. Условные обозначения: 1 – дуниты, 2 – массивные и прожилково-вкрапленные хромититы, 3 – прожилки клинопироксенитов, 4 – горнблендиты, 5 – амфибол-плагиоклазовые габбро-пегматиты, 6 – пегматоидное лейкогаббро, 7 – биотитсодержащие граниты, 8 – актинолит-хлоритовые аподунитовые метасоматиты, 9 – апогаббровые эпидот-хлоритовые метасоматиты, 10 – точки отбора проб.

призматических, часто зональных, кристаллов магнезиогастингсита и короткопризматических или таблитчатых зональных индивидов плагиоклаза, по составу отвечающего лабрадору № 50–55 (рис. 36). По характеру взаимоотношения индивидов минералов в породе ее структура может быть определена как габбровая. Часто наблюдается переход от грубозернистых разновидностей габбро к пегматитам с сохранением структурных особенностей. В редких случаях в телах габбро-пегматитов проявляется однонаправленная ориентировка длиннопризматических кристаллов амфибола. Они направлены от зальбанда дайки к ее центральной части, иногда – с отчетливым

проявлением геометрического отбора. Текстура амфиболовых габбро массивная.

Наиболее поздними по времени внедрения являются граниты. Они состоят в равных пропорциях из кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза, состав которого варьирует от олигоклаза № 20–25 до альбита. Из второстепенных минералов в граните обнаружены биотит и мусковит, а также апатит, титанит, циркон и ильменит. В последнем были встречены структуры распада с обособлениями мелких кристаллов оксида Nb и Ta. В протолочках и концентратах, полученных в ходе извлечения циркона, было встречено



Рис. 3. Фото образцов и микроструктур пород, из которых выделены цирконы для определения U-Pb возраста: а – мелко-среднезернистый горнблендит (КР-14); б – крупнозернистое плагиоклаз-амфиболовое габбро (КР-7); в – среднезернистый биотитосодержащий гранит (КР-15). *Amf* – амфибол, *Bt* – биотит, *Pl* – плагиоклаз, *Fsp* – щелочной полевой шпат, *Qz* – кварц, *Zrn* – циркон.

значительное количество зерен Се-монацита и ксенотима. Структура гранитов среднезернистая гипидиоморфнозернистая (рис. 3в). Непосредственно в гранитовых телах отмечаются участки увеличения зернистости с переходом их в пегматоидные разновидности и гранитовые пегматиты с графической и блоковой структурой, обогащенные мусковитом турмалином и гранатом.

Геохимические особенности дайковых пород Каменушенского массива

Габбро-пегматит, так же, как и горнблендит из даек Каменушенского массива, характеризуется слабо дифференцированным характером распределения РЗЭ $(La/Sm)_n = 2.45-3.83$, $(Gd/Yb)_n = 2.10-2.19$. По характеру распределения РЗЭ

Таблица 2. Химический состав пород, отобранных для определения абсолютного U-Pb возраста по циркону в мас. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма
КР-14	45.45	1.11	14.42	7.70	6.00	9.29	12.08	0.22	1.95	0.36	0.22	1.16	100.10
КР-7	48.20	0.46	22.88	6.96	2.50	2.53	9.33	0.09	4.07	0.52	0.26	2.27	100.07
КР-15	72.91	0.06	15.63	0.31	0.40	0.39	2.86	0.02	4.87	0.74	0.00	1.80	100.02
КР-12	74.27	0.06	15.07	0.23	0.04	0.03	0.96	0.03	4.23	4.35	0.00	0.25	99.89

Примечания. КР-14 – горнблендит, КР-7 – габбро-пегматит, КР-15 – плагиогранит, КР-12 – гранитный пегматит.

горнблендиты и габбро-пегматиты близки к спектрам габброидов Уральского платиноносного пояса (рис. 4а). В то же время, граниты дайковых тел в пределах дунитового “ядра” Каменушенского массива по сравнению с габбро-пегматитами и горнблендитами характеризуются в целом низкими содержаниями редкоземельных элементов и отчетливо заметной положительной европиевой аномалией (рис. 4а). Такой характер распределения РЗЭ в гранитах указывает на отсутствие прямой генетической связи между ними и жильными породами основного состава. В то же время, характер распределения РЗЭ в гранитах даек в дунитах Каменушенского массива наиболее близок к гранитам Черноисточинского массива, имеющим анатектическую природу (Ферштатер и др., 2013). Аналогичные по геохимическим особенностям и возрастным взаимоотношениям с ультрамафическими породами гранитоиды также описаны в пределах Кытлымского плутона на Северном Урале (Ефимов и др., 2005) и Мачевнинского массива Корьякско-Камчатского платиноносного пояса (Кутырев, Жирнова, 2019).

При анализе поликомпонентных спайдер-диаграмм (рис. 4б, 4в; табл. 3) сходство между габбро-пегматитом и горнблендитом становится очевидным. Для обеих пород характерны высокие содержания Sr, что в целом характерно для интрузивных габбро платиноносного пояса и отдельных мафических дайковых тел (Ферштатер, 2013). В ходе анализа характера распределения малых компонентов в мафитах и гранитоидах установлен целый ряд общих черт. Так, на фоне низких содержаний большинства редких элементов, повышенными концентрациями выделяются крупноионные литофильные элементы – K, Ba, Sr, R. Наряду с этим, гранитам свойственно уменьшение содержания РЗЭ элементов по сравнению с другими породами, включая габброиды.

Детальные геохимические исследования пород Платиноносного пояса Урала позволили выявить геохимические особенности габброидов разных серий (Ферштатер, 2013). Сопоставление результатов, полученных для мафических даек Каменушенского массива, с данными по геохимическим особенностям габбро ППУ (рис. 5), позволило установить, что по сочетанию элементов-примесей габбро и габбро-пегматиты, образующие дайковые тела, наиболее близки к габброидам дунит-клинопироксенит-габбровой серии (Ферштатер, 2013). В то же время, горнблендиты Каменушенского массива по концентрации и соотношению элементов-примесей аналогичны габброидам собственно габбровой серии (Ферштатер, 2013).

Морфологические особенности цирконов

Циркон в качестве акцессорного минерала широко распространен во всех видах изученных

пород. В дайках габбро-пегматитов встречены короткопризматические идиоморфные зерна, размер которых превышает 200 мкм (рис. 6а). В катодных лучах в режиме катодолюминесценции ярко проявлено их грубо зональное и секториальное строение (рис. 6б). Цирконы находятся в сростаниях с магнезиогастенгситом и апатитом (рис. 6в), и несколько реже могут быть встречены отдельно от мафических минералов (рис. 6г). Часто можно наблюдать в них локализованные вдоль трещин вторичные включения хлорита и эпидота (рис. 6д).

Циркон из горнблендитовых даек, по сравнению с цирконом из габбро-пегматита, характеризуется несколько большим удлинением и не столь ярко выраженным в режиме катодолюминесценции зональным и, особенно, секториальным строением (рис. 7а, 7б). При этом, характерной чертой цирконов из горнблендита является зональность по Hf (рис. 7г, 7д). В породе циркон был встречен в сростаниях с альбитом, калиево-натриевым полевым шпатом и ильменитом (рис. 7в).

Цирконы из гранитов имеют длиннопризматический облик, слабо выраженные, тупоугольные грани дипирамиды (рис. 8а, 8б), и практически не проявленную в катодных лучах зональность. Отсутствие свечения в режиме катодолюминесценции обусловлено весьма высокими концентрациями урана и тория, вследствие чего зональность в этих кристаллах не наблюдается. В цирконах не обнаружена ростовая зональность, подчеркиваемая закономерным распределением примесей в кристаллах, что отчетливо отражено на изображениях в обратно-рассеянных электронах (рис. 8б). Не обнаружены также признаки присутствия древних ядер в кристаллах циркона. Цирконы сростаются с титанитом (рис. 8в) и кварцем (рис. 8г). В наиболее богатых ураном цирконах наблюдаются фрагменты, испытавшие метамиктный распад (рис. 8д). Их характерной чертой является присутствие включений Се-монацита, ксенотима и уранинита (рис. 8д).

Таким образом, цирконы из разных типов пород отличаются по морфологическим и анатомическим особенностям и ассоциации сопутствующих минералов, обнаруженных в виде включений или сростаний. Главным различием цирконов изученных горных пород является содержание радиоактивных примесей – урана и тория. Для цирконов из габбро-пегматитов характерны наименьшие содержания U: от 30 до 206 г/т и Th: от 7 до 130 г/т (рис. 9) $Th/U = 0.25–0.72$. Содержание U и Th в цирконах из горнблендитов несколько выше, чем в цирконе из габбро-пегматита – 25–573 и 12–256 г/т соответственно (рис. 9), $Th/U = 0.42–0.65$. Самые высокие содержания U и Th среди всех рассматриваемых объектов: 2051–26449 и 287–6021 г/т соответственно выявлены в цирконах из гранитов и гранитовых пегматитов. При этом Th/U отношения являются самыми

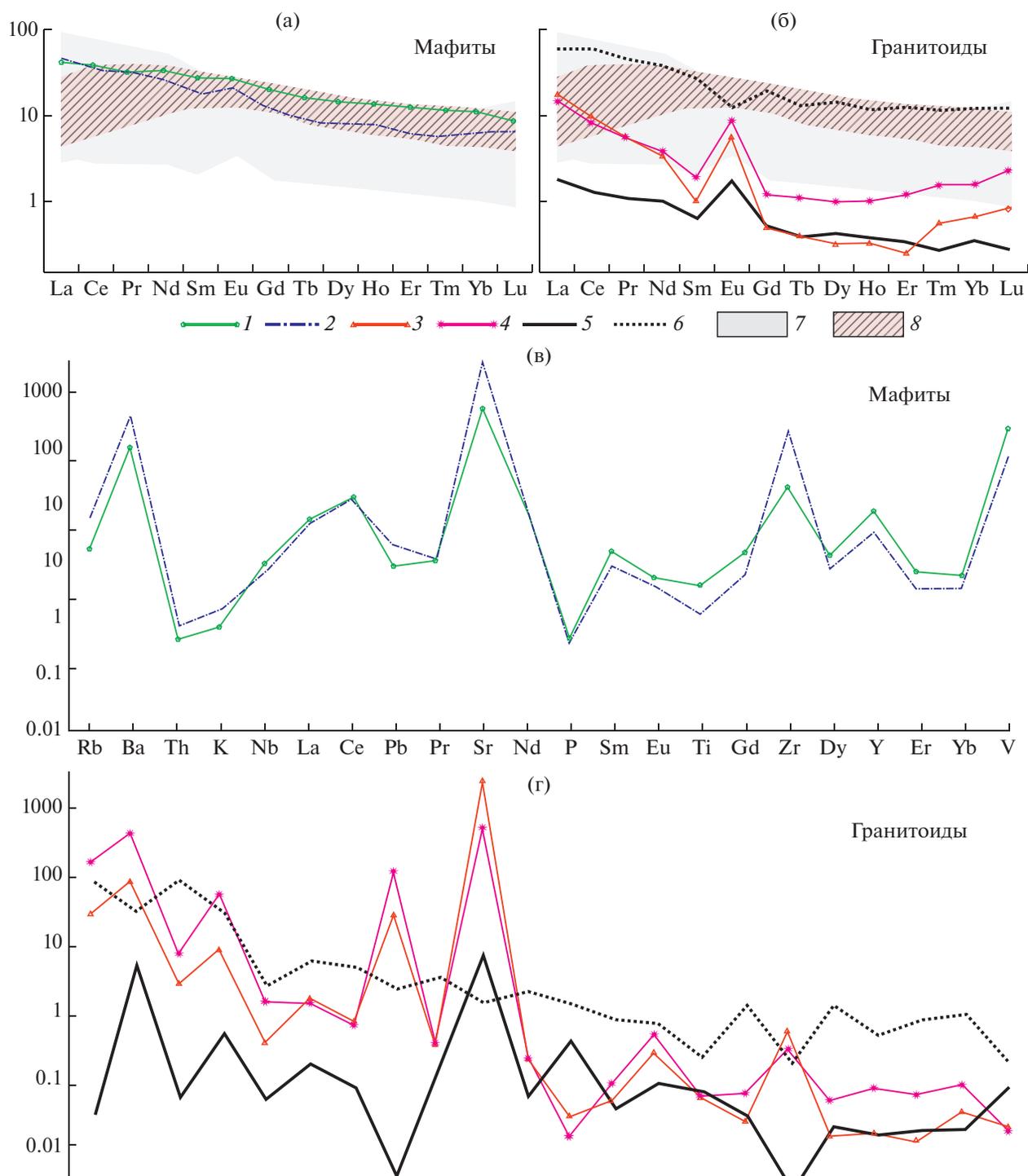


Рис. 4. Диаграммы хондрит нормализованного (McDonough, Sun, 1995) распределения РЗЭ (а, б) и распределения малых компонентов (в, г) в породах даек Каменушенского массива: габброиды: 1 – горнблендит (КР-14), 2 – габбро-пегматит (КР-7); гранитоиды, слагающие дайки в пределах дунитового “ядра” Каменушенского массива: 3 – плагиогранит (КР-15), 4 – гранитный пегматит (КР-12); граниты ППУ по Г.Б. Ферштатеру с соавторами (2009): 5 – анатектические граниты, 6 – граниты, являющиеся продуктами кристаллизационной дифференциации; 7 – поле составов РЗЭ в габбро ППУ (Ферштатер и др., 2009); 8 – поле составов РЗЭ в горнблендитах (Готтман, 2014).

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в дайковых породах Светлоборского и Каменушенского массивов в г/т

Химические элементы	Каменушенский массив				
	КР-50	КР-14	КР-7	КР-15	КР-12
	верлит	горнблендит	габбро-пегматит	гранит	гранитный пегматит
La	0.47	10.0	10.5	3.64	4.32
Ce	0.81	23.5	21.5	5.26	5.95
Pr	0.19	2.99	3.00	0.53	0.51
Nd	1.13	15.2	12.3	1.75	1.59
Sm	0.51	4.07	2.74	0.30	0.15
Eu	0.18	1.53	1.14	0.53	0.32
Gd	0.55	3.90	2.33	0.26	0.10
Tb	0.08	0.59	0.31	0.04	0.01
Dy	0.60	3.53	1.94	0.27	0.08
Ho	0.12	0.75	0.43	0.06	0.02
Er	0.30	2.01	0.98	0.21	0.04
Tm	0.04	0.29	0.14	0.04	0.01
Yb	0.22	1.85	1.05	0.28	0.11
Lu	0.05	0.21	0.16	0.06	0.02
V	105	382	145	4.13	4.77
Cr	1970	288	17.2	16.9	19.1
Co	77.1	54.8	10.3	0.83	н.п.о.
Ni	500	76.6	23.3	3.43	7.05
Cu	4.05	49.4	32.8	4.00	1.40
Zn	61.8	106	48.3	7.94	3.71
Rb	н.п.о.	3.39	9.46	87.6	16.40
Sr	26.2	635	1920	284	1380
Y	3.35	20.2	10.9	2.38	0.49
Zr	12.1	35.3	207	23.5	42.8
Nb	н.п.о.	2.61	2.14	3.63	0.87
Ba	8.21	114	321	2870	473
Hf	0.10	1.07	3.52	0.86	0.97
Ta	н.п.о.	0.15	0.14	0.28	0.11
Pb	н.п.о.	2.30	4.78	37.3	8.55
Th	н.п.о.	0.21	0.37	0.92	0.32

низкими, варьируя в диапазоне от 0.08 до 0.25, что, как правило, характерно для цирконов из метаморфических и метасоматических пород (Nanchang, Hoskin, 2003).

Результаты U-Pb датирования цирконов из пород даек

Результаты U-Pb анализа цирконов представлены в табл. 4 и на рис. 10. Конкордантный U-Pb возраст, рассчитанный по 15 аналитическим точкам из 7 зерен цирконов из габбро-пегматитов пробы КР-7 (рис. 10а), составил 418.3 ± 4.5 млн лет (СКВО = 0.16). Конкордантный U-Pb возраст, рассчитанный по 14 аналитическим точкам из 7 зерен цирконов из горнблендитов пробы КР-14 (рис. 10б) составил 421.0 ± 2.4 млн лет (СКВО = 0.97). Две точки изотопного состава (7.1; 7.2) в расчете конкордантного возраста не учитывались, так как они имеют существенно более молодой возраст: 396 и 403 млн лет. В пределах ошибок определения значений возрастов, полученных

для цирконов из габбро-пегматитов и горнблендитов, совпали.

На U-Pb диаграмме с конкордией 7 точек изотопного состава цирконов из пробы плагиигранитов КР-15 расположились на конкордии, а 9 точек – вдоль линии “обратной дискордии” (рис. 10в). Цирконы из этой пробы, как было описано выше, характеризуются крайне высокими концентрациями урана. В работе (Williams, Hergt, 2000) показано, что при измерениях на SIMS (ВИМС) (SHRIMP) в цирконах при концентрациях U более ~2500 ppm возникает так называемый “U-Pb матричный эффект”, который приводит к значительному разбросу изотопных отношений и, как правило, завышению (удревнению) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов. Таким образом, мы считаем, что изотопные отношения, полученные в 9 точках для цирконов с высокой концентрацией урана (более 3000 г/т) нельзя использовать для вычислений возраста. При этом, средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов (рис. 10 г), полученный по всей со-

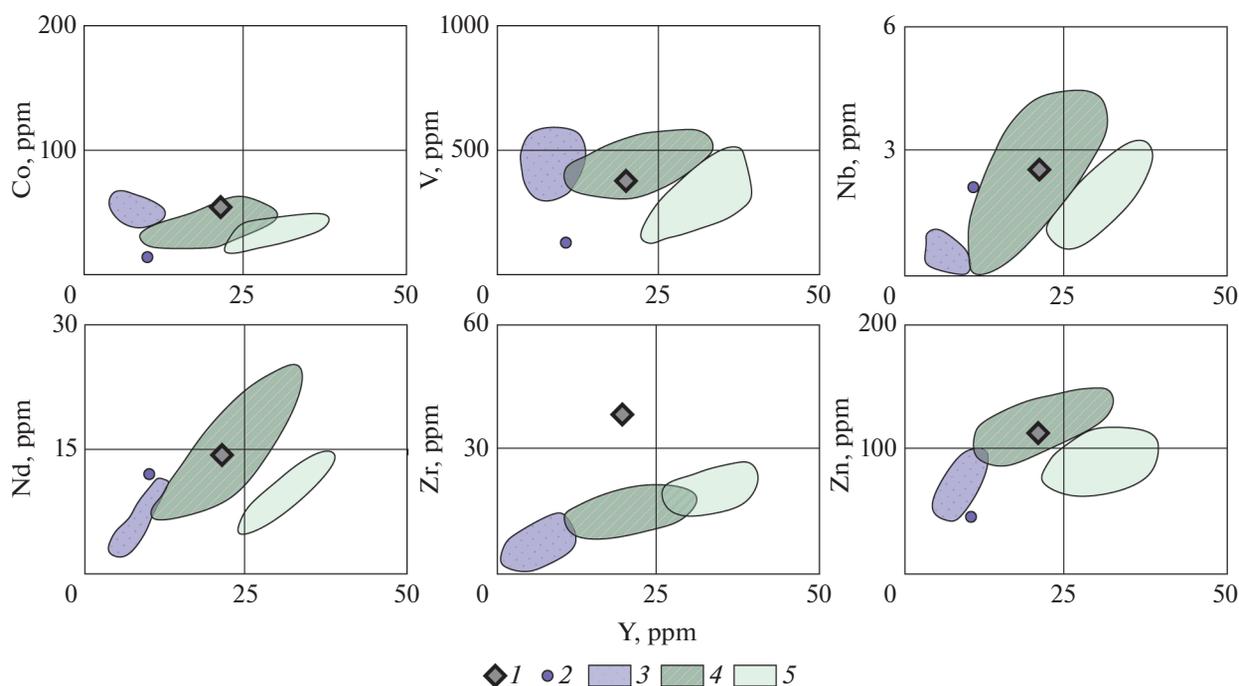


Рис. 5. Диаграммы Y–Co, Y–V, Y–Nb, Y–Nd, Y–Zr, Y–Zn для проанализированных дайковых пород Каменушенского массива: 1 – горнблендит (КР-14), 2 – габбро-пегматит (КР-7). Поля составов габбро серий (Ферштатер и др., 2009): 3 – дунит-клинопироксенит-габбровой, 4 – собственно габбровой, 5 – мелкозернистых амфиболовых габбро.

вокупности измеренных точек ($n = 16$), составил 385.0 ± 6.3 млн лет (СКВО = 0.96). Конкордантный U–Pb возраст, рассчитанный по 7 точкам с наименьшими концентрациями урана (2051–3099 г/т), составил 393.2 ± 2.5 млн лет (СКВО = 0.109).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологические исследования пространственного расположения даек в пределах дунитового “ядра” Каменушенского массива позволяют сделать вывод, что габбро-пегматиты были сформированы позже, чем дуниты, а гранитные дайки являются самыми молодыми образованиями по отношению ко всем другим магматическим породам. Эти взаимоотношения согласуются с результатами исследований предшественников (Минибаев, Котова, 2017). Горнблендитовые дайки обычно занимают секущее положение по отношению к габбро-пегматитам, однако, часто не выходят за пределы более крупных по размеру даек габбро-пегматитов. Таким образом геологические наблюдения позволяют говорить об относительной возрастной последовательности дайковых тел: габбро-пегматиты – горнблендиты – граниты.

Результаты петрографических и геохимических исследований дайковых пород, залегающих в пределах дунитового “ядра” Каменушенского массива, позволяют предполагать, что мафитовые дайки были сформированы в две стадии. В первую стадию формировались амфиболовые габ-

бро-пегматиты, являющиеся результатом кристаллизации максимально дифференцированных, обогащенных летучими компонентами и некогерентными элементами остаточных расплавов, накопившихся в ходе кристаллизации пород дунит-клинопироксенит-габбровой серии. Во вторую стадию формировались горнблендитовые дайки, в ходе кристаллизации водонасыщенных расплавов, из которых были образованы габбро собственно габбровой серии. Характер геологических взаимоотношений габбро-пегматитов и горнблендитов подтверждает это положение – горнблендиты пересекают дайковые тела габбро-пегматитов, что ранее было отмечено также Г.Б. Ферштатером на других массивах ППУ (2013). Особенности геологического строения Каменушенского массива и его обрамления (Государственная геологическая..., 2003) также не противоречат этому положению. Породы дунит-клинопироксенит-габбровой серии относятся к качканарскому комплексу и являются результатом дифференциации верлитового расплава (Ферштатер, 2013). К востоку от Каменушенского массива в сложении Павдинского полиформационного массива широко распространены габброиды тагило-кытлымского габброноритового комплекса. Эти габбронориты и их водные аналоги – амфиболовые габбро – являются продуктом маловодного или водного базитового магматизма (Ферштатер, 2013). Вероятно, с эволюцией водонасыщенных расплавов связано образование горнблендитовых даек.

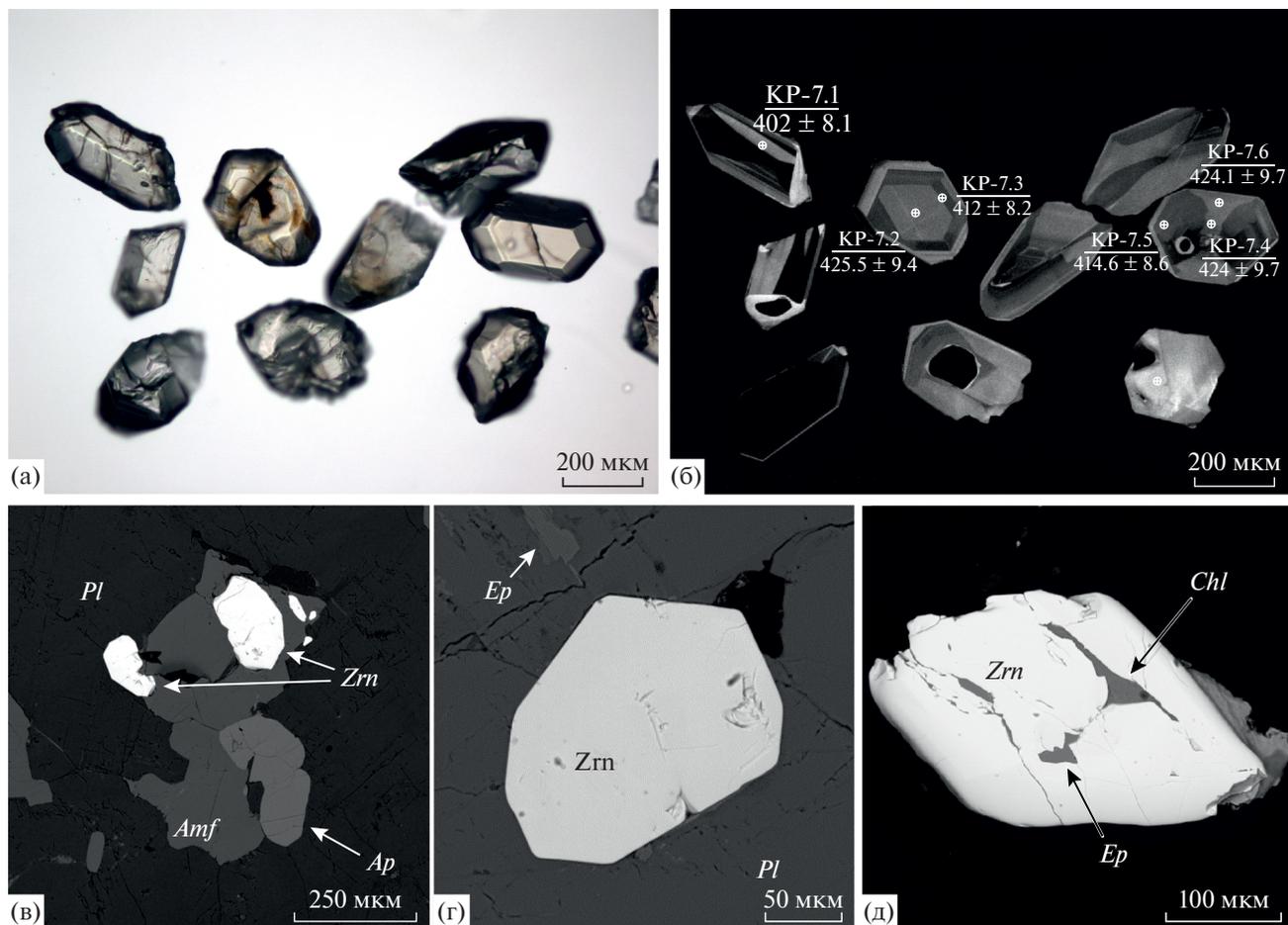


Рис. 6. Цирконы (*Zrn*) из габбро-пегматита Каменушинского массива (KP-7): а – фотография цирконов в проходящем свете, б – катодолуминесцентная фотография цирконов, в–г – BSE изображения цирконов: в – срастание кристаллов циркона с магнезиогастенгситом (*Amf*), апатитом (*Ap*) и плагиоклазом (*Pl*), г – идиоморфное зерно циркона в плагиоклазе; д – новообразованный хлорит (*Chl*) и эпидот (*Ep*) в трещинах в цирконе. Номера точек на рисунке (б) соответствуют номерам анализов в таблице 4.

Таким образом, можно обоснованно утверждать, что амфиболовые габбро-пегматиты, образующие дайки в дунитах Каменушенского массива и являющиеся поздними дифференциатами дунит-клинопироксенит-габбровой серии завершают формирование этой серии. Учитывая, что на момент формирования этих даек клинопироксенит-дунитовые массивы были полностью раскристаллизованы и могли быть подвержены хрупким деформациям, возраст даек можно надежно считать временем завершения ультраосновного магматизма Платиноносного пояса Урала. Горнблендиты, залегающие в дунитах Каменушенского массива и пересекающие тела габбро-пегматитов, являются продуктом водного базитового магматизма (Ферштатер, 2013) и представляют собой жильные породы магматитов габбровой серии. Проанализированные жильные мафические породы, залегающие в дунитах Каменушенского массивов, по набору элементов-примесей наиболее близки к базальтам островных дуг (рис. 11а), за

исключением габбро-пегматитов, экстремально обогащенных цирконием. В целом, такая специфика характерна для “древних” габбро, возраст которых превосходит 380 млн лет (Ферштатер, 2015). Совокупность полученных результатов с учетом формирования платиноносного пояса в островодужных условиях (Иванов, 1998; Иванов, 2015) позволяет также предполагать, что генерация расплавов для разных серий габбро была связана с различной степенью плавления мантийного клина в палеозоне субдукции, что согласуется с выводами Г.Б. Ферштатера (2013).

Граниты, слагающие дайковые тела в дунитах Каменушенского массива, по геохимическим признакам отвечают анатектическим гранитам, описанным в пределах Черноисточинского массива (Ферштатер, 2013). Их геохимические особенности полностью соответствуют гранитам, сформированным в островодужных условиях (рис. 11б). Таким образом, возникновение гранитов, слагающих дайки в дунитах Каменушенского

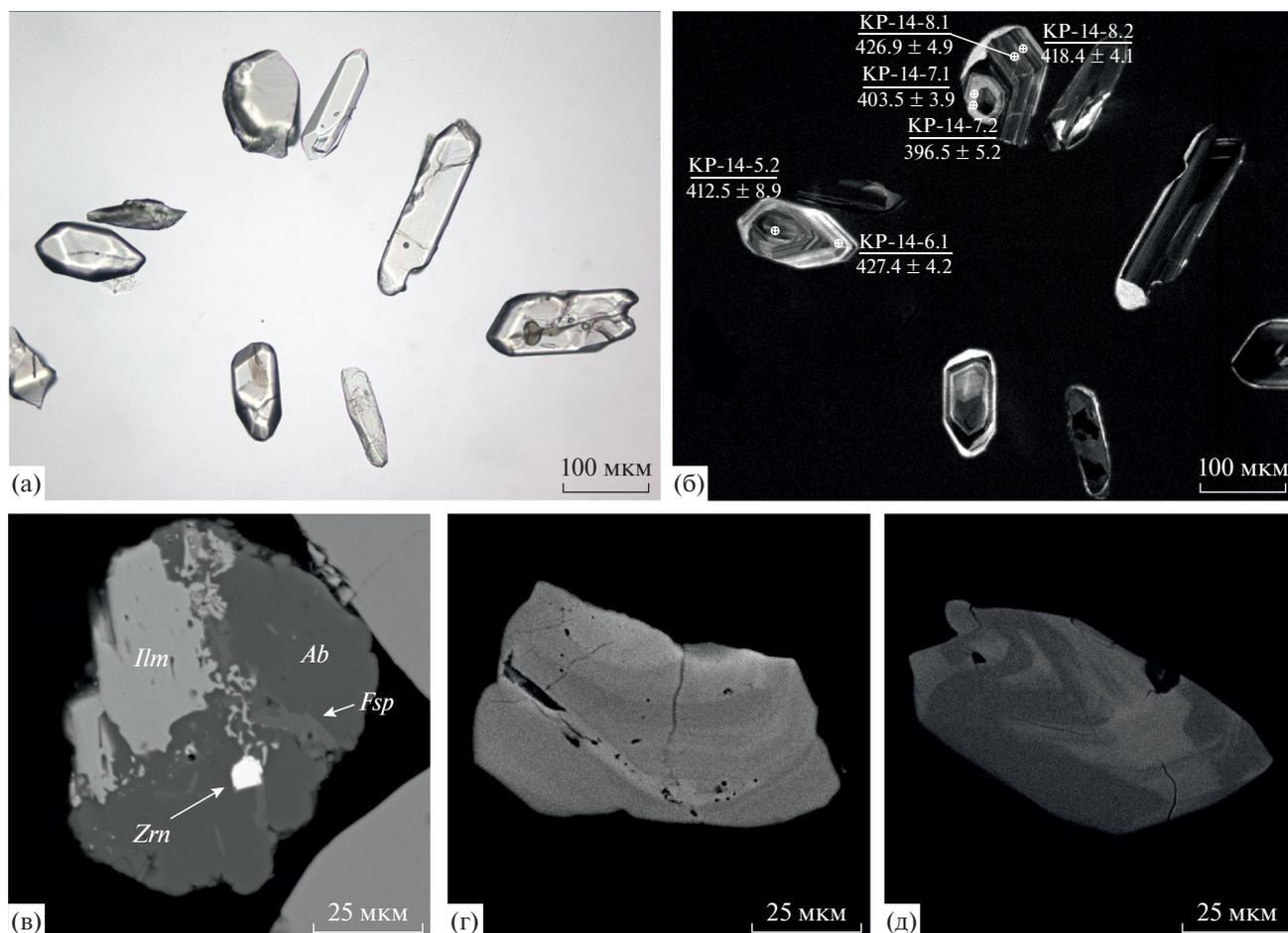


Рис. 7. Цирконы из горнблендитовой дайки Каменушенского массива (KP-14): а – фотография цирконов в проходящем свете, б – катодолюминесцентная фотография цирконов, в–г – BSE изображения цирконов: в – фрагмент раздробленной породы, в котором виден мелкий идиоморфный кристалл циркона (*Zrn*), локализованный в измененном участке; г, д – зональные кристаллы циркона, светлые зоны обогащены Hf. *Ab* – альбит, *Ilm* – ильменит, *Fsp* – щелочной полевой шпат. Номера точек на рисунке (б) соответствуют номерам анализов в таблице 4.

массива, обусловлено процессами частичного плавления уже сформированных ранее габброидов, залегающих в надсубдукционной зоне. Совокупность этих процессов может рассматриваться как смена преимущественно мантийного магматизма на мантийно-коровый, произошедшая 380–385 млн лет назад (Ферштатер, 2015).

Для надежной интерпретации данных геохимических исследований целесообразно обратиться к результатам U-Pb датирования цирконов из пород, слагающих дайки в пределах дунитового “ядра” Каменушенского массива. При этом, необходимо подчеркнуть, что по результатам минералогических исследований цирконы, извлеченные из габбро-пегматитов, горнблендитов и плагиогранитов, несут признаки магматического происхождения, срастаются с породообразующими минералами и не производят впечатления ксеногенных захваченных цирконов, обнаруженных в габбро Платиноносного пояса при исследованиях Волковского габбрового массива (Аникина

и др., 2017). В пользу метаморфического происхождения цирконов в габбро-пегматитах и горнблендитах могут указывать очень грубая секториальность и зональность, а также редкие включения эпидота и хлорита. Однако, высокие Th/U отношения надежно указывают на магматическую природу цирконов. Совокупность минералогических наблюдений и данных об относительном возрасте дайковых пород позволяет считать полученные результаты U-Pb датирования цирконов достаточно достоверными.

Возрастные характеристики пород, слагающих дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы, по-прежнему являются предметом широкого обсуждения. Наиболее дискуссионным остается вопрос времени формирования дунитов. Первые изотопные данные о возрастных характеристиках ультрамафитов получены при изучении цирконов из дунитов Юдинского тела, входящего в состав Кытлымского плутона (Veа et al., 2001). При этом, полученные возраста охватывают широкий

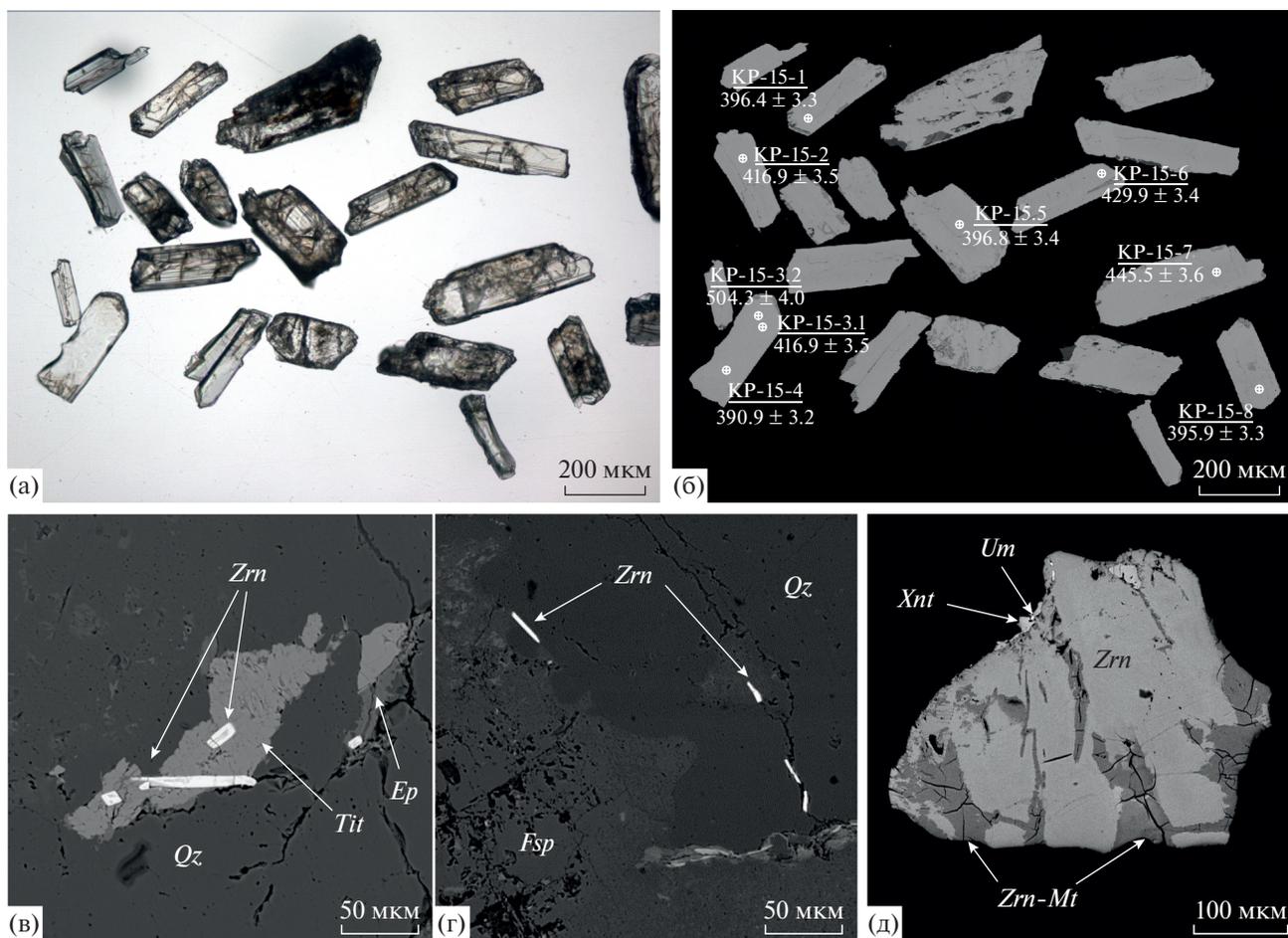


Рис. 8. Цирконы из гранитов Каменушенского массива (KP-15): а – фотография цирконов в проходящем свете, б–д – BSE изображения цирконов, б – общий вид цирконов, в – мелкие длиннопризматические кристаллы циркона (*Zrn*), срастающиеся с титанитом (*Tit*), г – длиннопризматические кристаллы циркона в кварце (*Qz*), д – зерно циркона с включениями ксенотима (*Xnt*) и уранинита (*Um*) и метамиктными участками (*Zrn-Mt*). *Ep* – эпидот, *Fsp* – щелочной полевой шпат. Номера точек на рисунке (б) соответствуют номерам анализов в таблице 4.

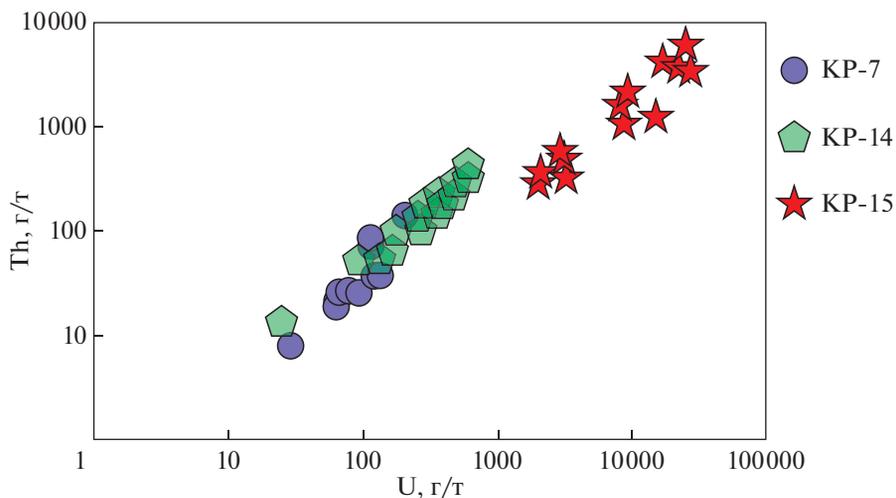


Рис. 9. Зависимость между содержаниями U и Th в цирконах из даек Каменушенского массива: KP-7 – габбро-пегматит, KP-14 – горнблендит, KP-15 – плагиогранит. Анализы выполнены на приборе SIMS SHRIMP-II в ЦИИ “ВСЕГЕИ”.

Таблица 4. U–Pb возраст цирконов из пород габбро-пегматитов (КР-7), горнблендитов (КР-14) и плагиогранитов (КР-15), слагающих дайки в дунитах Каменущенского массива

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, мкг/г	Возраст, млн лет				D, %	Изотопные отношения							
						$(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$	\pm	$(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb})$	\pm		$(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb})$	\pm	$(^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*)$	\pm	$(^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U})$	\pm	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	\pm
КР-7.1	0.24	110	77.0	0.72	6.11	402.2	8.1	—	—	—	15.53	2.1	0.057	4.8	0.506	5.2	0.0644	2.1
КР-7.12	0.44	66.0	24.0	0.38	3.72	407.1	8.3	—	—	—	15.34	2.1	0.0543	5.9	0.488	6.3	0.0652	2.1
КР-7.14	0.45	65.0	21.0	0.34	3.65	408.4	8.4	—	—	—	15.29	2.1	0.0553	7.6	0.499	7.9	0.0654	2.1
КР-7.3	—	109	54.0	0.51	6.2	412.0	8.2	—	—	—	15.15	2.1	0.0545	4.2	0.496	4.7	0.066	2.1
КР-7.5	—	92.0	25.0	0.28	5.24	414.6	8.6	—	—	—	15.05	2.1	0.055	4.5	0.504	5.0	0.0664	2.1
КР-7.10	0.12	206	130	0.65	11.8	414.7	7.2	—	—	—	15.05	1.8	0.0543	3.0	0.498	3.5	0.0664	1.8
КР-7.9	—	112	41.0	0.38	6.46	420.4	8.3	—	—	—	14.84	2.0	0.0558	4.1	0.519	4.6	0.0674	2.0
КР-7.15	—	122	36.0	0.30	7.09	423.0	7.7	—	—	—	14.75	1.9	0.0541	4.1	0.506	4.5	0.0678	1.9
КР-7.6	—	64.0	19.0	0.31	3.71	424.1	9.7	—	—	—	14.71	2.4	0.0565	5.5	0.53	6.0	0.068	2.4
КР-7.13	—	80.0	26.0	0.34	4.65	424.4	8.4	—	—	—	14.69	2.0	0.0518	4.1	0.486	4.6	0.0681	2.0
КР-7.4	0.38	63.0	21.0	0.35	3.68	424.4	9.7	—	—	—	14.69	2.4	0.0543	6.5	0.51	7.0	0.0681	2.4
КР-7.2	0.34	70.0	21.0	0.32	4.1	425.5	9.4	—	—	—	14.66	2.3	0.054	7.6	0.508	8.0	0.0682	2.3
КР-7.11	0.34	117	70.0	0.62	6.88	426.4	8.5	—	—	—	14.62	2.1	0.058	4.5	0.547	4.9	0.0684	2.1
КР-7.8	0.66	75.0	24.0	0.33	4.49	429.6	9.5	—	—	—	14.51	2.3	0.0544	7.8	0.516	8.2	0.0689	2.3
КР-7.7	—	30.0	7.00	0.25	1.83	441.0	13	—	—	—	14.11	2.9	0.0568	7.7	0.555	8.2	0.0709	2.9
КР-14-7.2	—	93.0	49.0	0.55	5.05	396.5	5.2	—	—	—	15.76	1.3	0.0569	3.7	0.497	4.0	0.0634	1.3
КР-14-7.1	—	314	188	0.62	17.4	403.5	3.9	—	—	—	15.48	1.0	0.0542	2.1	0.483	2.4	0.0646	1.0
КР-14-4.2	0.07	292	135	0.48	16.5	409.8	4.2	—	—	—	15.23	1.1	0.0564	2.2	0.511	2.5	0.0656	1.1
КР-14-5.2	1.04	25.0	12.0	0.51	1.44	412.5	8.9	—	—	—	15.13	2.2	0.0569	11	0.518	12	0.0661	2.2
КР-14-8.3	0.41	573	311	0.56	33.0	416.8	3.7	—	—	—	14.97	0.9	0.0552	2.3	0.508	2.5	0.0668	0.9
КР-14-2.2	0.1	563	356	0.65	32.4	417.5	3.6	—	—	—	14.95	0.9	0.0562	1.7	0.518	1.9	0.0669	0.9
КР-14-8.2	0.13	255	109	0.44	14.7	418.4	4.1	—	—	—	14.91	1.0	0.0561	2.6	0.519	2.8	0.0671	1.0
КР-14-5.1	0.05	554	299	0.56	32.0	419.0	3.8	—	—	—	14.89	0.9	0.0558	1.6	0.517	1.9	0.0672	0.9
КР-14-3.1	0.17	226	127	0.58	13.1	420.3	7	—	—	—	14.84	1.7	0.0565	2.8	0.525	3.3	0.0674	1.7
КР-14-1.1	0.18	325	157	0.50	18.9	421.5	4	—	—	—	14.80	1.0	0.0559	2.5	0.521	2.7	0.0676	1.0

Таблица 4. Окончание

Образец, кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$, %	U, мкг/г	Th, мкг/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	Возраст, млн лет				Д, %	Изотопные отношения							
						$(1)^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$(1)^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$	\pm		$(1)^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$(1)^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$
КР-14-2.1	0.06	485	281	0.60	28.2	422.1	4	—	—	14.78	1.0	0.0543	1.8	0.506	2.0	0.0677	1.0	
КР-14-4.1	0.37	152	62.0	0.42	8.92	423.9	4.9	—	—	14.71	1.2	0.0538	4.4	0.504	4.6	0.068	1.2	
КР-14-8.1	0.10	181	100	0.57	10.7	426.9	4.9	—	—	14.61	1.2	0.056	2.8	0.529	3.1	0.0685	1.2	
КР-14-1.2	0.25	461	234	0.52	27.2	427.4	3.8	—	—	14.59	0.9	0.0553	2.3	0.523	2.5	0.0685	0.9	
КР-14-6.1	0.21	375	197	0.54	22.1	427.4	4.2	—	—	14.59	1.0	0.0551	2.6	0.521	2.8	0.0686	1.0	
КР-14-3.2	0.52	136	56.0	0.43	8.08	428.6	5.4	—	—	14.55	1.3	0.0536	8.6	0.508	8.7	0.0687	1.3	
КР-15-8	0.14	2051	290	0.15	112	395.9	3.3	30	434	15.79	0.9	0.0555	1.4	0.485	1.6	0.0633	0.9	
КР-15-1	0.17	2197	287	0.13	120	396.4	3.3	30	433	15.77	0.9	0.0555	1.3	0.486	1.6	0.0634	0.9	
КР-15-5	0.18	2289	344	0.16	125	396.8	3.4	35	404	15.75	0.9	0.0548	1.5	0.48	1.8	0.0635	0.9	
КР-15-4	0.03	2450	355	0.15	132	390.9	3.2	20	377	16.00	0.9	0.0541	0.9	0.467	1.2	0.0625	0.9	
КР-15-11	0.78	2651	357	0.14	143	390.7	3.3	49	418	16.00	0.9	0.0551	2.2	0.475	2.3	0.0625	0.9	
КР-15-10	0.08	2881	474	0.17	154	389.9	3.3	27	384	16.04	0.9	0.0543	1.2	0.467	1.5	0.0624	0.9	
КР-15-2	0.19	3030	506	0.17	174	416.9	3.5	32	387	14.97	0.9	0.0544	1.4	0.501	1.6	0.0668	0.9	
КР-15-13	0.03	3099	371	0.12	167	393.0	3.2	19	365	15.91	0.9	0.0539	0.8	0.467	1.2	0.0629	0.9	
КР-15-9.1	0.02	8113	1533	0.2	474	423.7	3.4	11	390	14.72	0.8	0.0545	0.5	0.51	1.0	0.0679	0.8	
КР-15-6	0.04	8288	959	0.12	491	429.9	3.4	13	383	14.50	0.8	0.0543	0.6	0.516	1.0	0.069	0.8	
КР-15-12	0.05	9085	2116	0.24	529	422.2	3.4	13	364	14.77	0.8	0.0538	0.6	0.502	1.0	0.0677	0.8	
КР-15-12	0.01	15150	1172	0.08	934	446.6	3.5	8	384	13.94	0.8	0.0543	0.4	0.537	0.9	0.0717	0.8	
КР-15-7	0.07	16623	4011	0.25	1020	445.5	3.6	13	369	13.97	0.8	0.054	0.6	0.532	1.0	0.0716	0.8	
КР-15-3.1	0.03	22562	3461	0.16	1530	490.6	3.9	7	381	12.65	0.8	0.0542	0.3	0.591	0.9	0.0791	0.8	
КР-15-3.2	0.01	24906	6021	0.25	1740	504.3	4	6	395	12.29	0.8	0.0546	0.3	0.612	0.9	0.0814	0.8	
КР-15-10.	0.10	26449	3387	0.13	1870	509	4	14	380	12.17	0.8	0.0542	0.6	0.614	1.0	0.0822	0.8	

Примечания. Погрешности приводятся на уровне 1σ. Ошибка в калибровке стандарта не превышала 0.5%. $\text{Pb}_{\text{с}}$ и Pb^* обозначают обыкновенный и радиогенный свинец, соответственно. (1) — внесена поправка на обыкновенный свинец по измеренному ^{204}Pb . К — коэффициент корреляции ошибок определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Д — коэффициент дискордантности: $100 \cdot ((1 - (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})) / (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}))$.

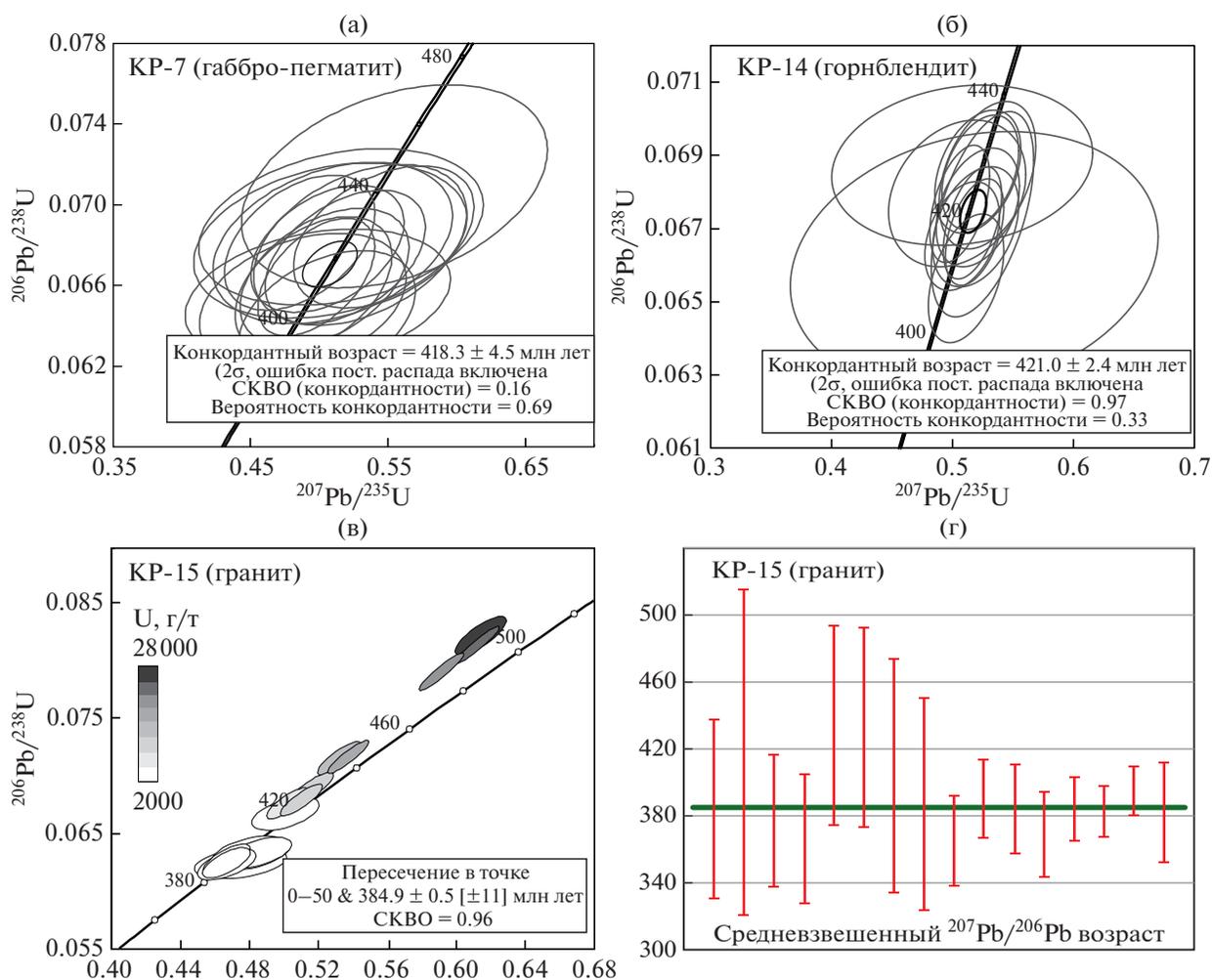


Рис. 10. U-Pb диаграммы с конкордией (а–г) для цирконов из габбро-пегматитов (KP-7), горнблендитов (KP-14) и плагиогранитов (KP-15), а также средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов из гранитов (д).

диапазон – от архея до верхнего палеозоя. Дальнейшие попытки (Малич и др., 2009) датирования цирконов из дунитов не позволили прийти к единому мнению о времени формирования ультрамафической части дунит-клинопироксенит-габбровой серии. Изучение магматических пород Кытлымского массива (Попов, Беляцкий, 2005) позволило прийти к выводу о временной разобщенности более древних низкощелочных пород дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации и силурийских габбро. Однако, если возраст начала формирования интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации остается предметом дискуссии, то время завершения развития магматитов этой формации возможно установить с высокой степенью достоверности.

По разным литературным источникам возраст окончания формирования пород ультрамафит-мафитовой серии на основании исследования дайкового комплекса Светлоборского (Иванов, Калеганов, 1993) и Кытлымского (Пушкарев,

Ронкин, 2014; Пушкарев и др., 2018) массивов может быть оценен как позднесилурийский–раннедевонский. Результаты наших исследований согласуются с данными предшественников. Однако, важно подчеркнуть, что по результатам исследования пород дайкового комплекса в дунитовом ядре Каменушенского массива, позднесилурийский возраст характерен как для габбро-пегматитов, являющихся дифференциатами магматитов дунит-клинопироксенит-габбровой серии, так и для горнблендитов – дифференциатов, собственно габбровой серии. Для последних был получен возраст 421 ± 2.4 млн лет, что близко к времени кристаллизации остаточного расплава, формирующегося при становлении габброноритовых интрузивов габбровой формации (Bosch et al., 2006). Именно этот возраст принят как время формирования габбрового (габброноритового) комплекса в составе Платиноносного пояса Урала (Аникина и др., 2017). Таким образом, время окончания формирования дунит-клинопироксенит-габбровой серии и время активного

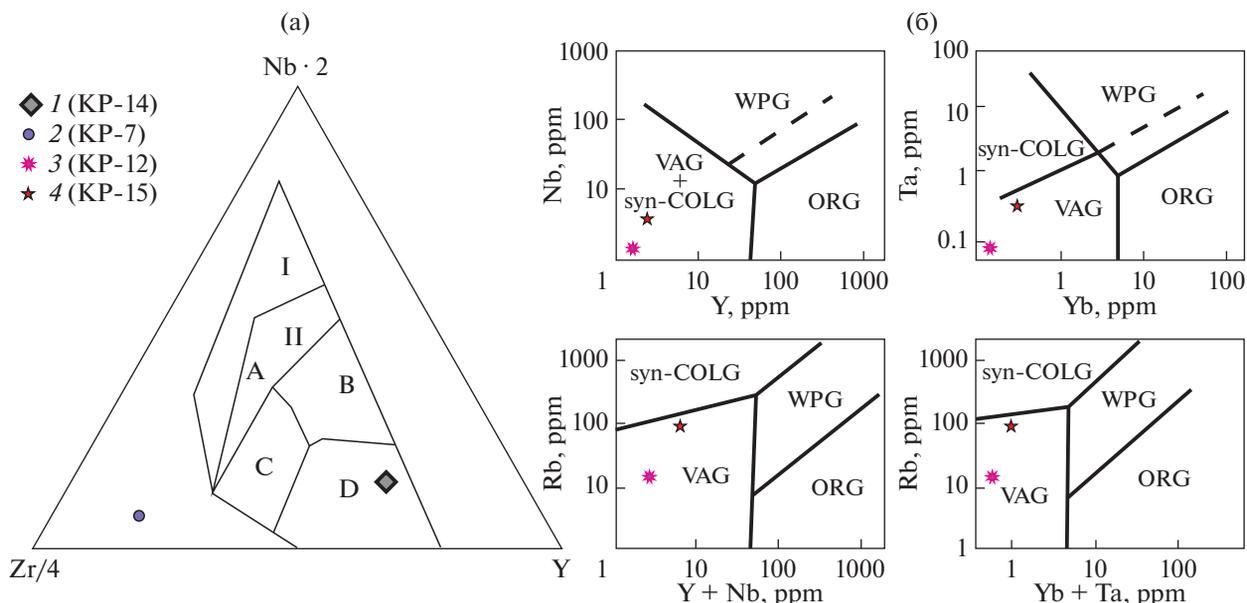


Рис. 11. Положение фигуративных точек анализов исследованных пород на дискриминационных диаграммах для мафитов (а) по (Meshide, 1986) и гранитоидов (б) по (Pearce et al., 1984). Поля: А-I – внутриплитные щелочные базальты, А-II – внутриплитные толеиты, В – E-тип MORB, С – базальты океанических дуг, D – N-тип MORB и IAB – базальты островных дуг, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – синколлизонные граниты, WPG – внутриплитные граниты, ORG – граниты океанических хребтов, пунктирная линия – граница ORG для аномальных рифтов. Породы из даек Каменушенского массива: 1 – среднезернистый горнблендит; 2 – амфиболовое габбро; 3 – гранитный пегматит; 4 – среднезернистый плагиогранит. В скобках указаны номера проб.

развития магматитов собственно габбровой серии укладывается во временной промежуток от 423.4 до 413.5 млн лет.

Анатектические граниты, слагающие дайки в дунитах Каменушенского массива, по данным датирования цирконов, обладают возрастом 384 ± 0.5 млн лет. Такие возрасты не характерны для магматитов Платиноносного пояса Урала. Установлено, что габброиды габбровой серии ППУ комагматичны толщам Тагильской вулканогенной зоны (Ферштатер, 2013), при этом, этапы магматической активности Платиноносного пояса и Тагильской вулканогенной зоны практически совпадают (Ферштатер, 2013), и в пределах Тагильской вулканической дуги окончание интрузивного магматизма связано с внедрением магматитов габбро-диорит-гранитового Азербайханского комплекса (Краснобаев, Ферштатер, 2013). Для них установлен возраст 400–405 млн лет (Ферштатер, 2013). Более древний возраст присущ гранитам и другим породам лейкогаббро-анортозит-плагиогранитовой серии, связанной с частичным плавлением сформированных ранее габброидов. Их формирование укладывается во временной промежуток от 425 до 415 млн лет (Ферштатер, 2013). Таким образом, процессы частичного плавления габбро и формирования анатектических гранитов в пределах Платиноносного пояса не закончились 415 млн лет, как предполагалось ранее, а продолжались на всем протяжении становления Тагильской вулканической зоны и сопровождали

процесс перехода от известково-щелочного островодужного магматизма к толеитовому базальтовому магматизму в условиях задугового спрединга, завершившегося формированием рифтогенных мелкозернистых амфиболитовых габбро около 350 млн лет назад (Ферштатер, 2013). Однако, необходимо подчеркнуть, что цирконы из гранитов по особенностям своего строения и состава и, в частности, вследствие крайне высоких содержания урана и низкого уран-ториевого отношения, могут иметь метасоматическую природу (Zircon, 2003). Обогащение цирконов из гранитов ураном может быть связано с влиянием накопленного в ходе дифференциации расплавов остаточного флюида или перераспределением вещества в результате процессов регионального или контактового метаморфизма. Закономерности строения тел гранитов в дунитах и их петрохимические и петрографические особенности (метасоматические преобразования не выявлены), а также история геологического развития региона исключают возможность проявления значительных процессов преобразования гранитов, которые могли бы нарушить U-Pb систему в цирконах.

ВЫВОДЫ

Геологические взаимоотношения даек, распространенных в интрузивных образованиях зональных дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов, а также их относительный и абсолютный

возрасты, являются важным источником информации для реконструкции магматических процессов в пределах Платиноносного пояса Урала и могут найти применение в моделировании становления корневых частей островодужных систем. Важно подчеркнуть, что распространение всех разновидностей пород в дайках от верлитов до плагиогранитов в пределах одного массива, а тем более их взаимное пересечение, является огромной редкостью. Однако одним из объектов, где многочисленные разнообразные по петрографическому составу дайки пересекают друг друга и их относительные возрастные взаимоотношения не вызывают сомнений, является Каменушенский массив, где и были проведены наши исследования. В результате установлено, что дайки, залегающие в пределах дунитового “ядра” Каменушенского дунит-клинопироксенит-габбрового массива, имеют широкий диапазон возрастов, характеризующих разные этапы развития интрузивного магматизма Платиноносного пояса Урала и Тагильской вулканической зоны.

Габбро-пегматиты — это наиболее поздние дифференциаты дунит-клинопироксенит-габбровой серии, и возраст их формирования 418 ± 4.5 млн лет является как возрастом завершения формирования магматитов этой серии, так и временем завершения ультраосновного магматизма в пределах Платиноносного пояса Урала.

Горнблендиты, характеризующиеся секущим положением по отношению к габбро-пегматитам, были сформированы 421 ± 2.4 млн лет назад. По своим возрастным и геохимическим признакам они отвечают габбровой серии, последовательно сменяющей магматиты дунит-клинопироксенит-габбровой серии в Пределах Платиноносного пояса Урала.

Время формирования гранитов, имеющих секущее положение по отношению ко всем дайковым породам, выявленным в дунитах Каменушенского массива, составляет 384 ± 0.5 млн лет. Геохимические особенности исследованных гранитов по многим показателям соответствуют гранитам Черноисточинского массива, имеющим анатектическую природу. Однако, по времени образования граниты, слагающие дайки в дунитах Каменушенского массива, существенно моложе как ранее известных гранитов, относящихся к лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной серии ППУ, так и магматитов ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового комплекса, завершающего процессы интрузивного магматизма в пределах тагильской вулканической зоны. Таким образом, время проявления гранитоидного магматизма, связанного с процессами анатектического плавления габброидов, может быть расширено до верхнего предела в 384 млн лет, что свидетельствует о проявлении интрузивного магматизма в пределах ППУ, сопровождающего переход от известково-щелочных серий к толеитовой, завер-

шившейся формированием рифтогенных мелкозернистых амфиболитовых габбро около 350 млн лет (Ферштатер, 2013).

Авторы рукописи выражают глубокую признательность Е.В. Пушкареву за замечания, позволившие в значительной мере улучшить текст рукописи статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Алексеев А.В. (2010) Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*. (5), 75-100.
- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *ДАН*. **443**(6), 711-715.
- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Русин И.А. (2017) Природа циркона в габбро Волковского массива (Средний Урал): проблема возраста и геохронологические следствия. *Литосфера*. 17(4), 84-96.
- Готтман И.А., Пушкарев Е.В. (2009) Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа. *Литосфера*. (2), 78-86.
- Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Кудряшов Н.М. (2011) О верхней возрастной границе формирования дунитов Восточно-Хабарнинского габбро-ультрамафитового комплекса на Южном Урале по данным U-Pb-возраста цирконов из жильных горнблендитов. *ДАН*. **438**(2), 217-221.
- Ефимов А.А. (2009) Платиноносный пояс Урала: современное состояние представлений о геологии, природе и истории формирования уникального российского объекта. *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения*. 1, 176-179.
- Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зидерн С., Крамм У., Лепехина О.П., Попова О.Ю. (2005) Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала. *ДАН*. **403**(4), 512-516.
- Заварицкий А.Н. (1928) Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 56 с.
- Иванов К.С. (1998) *Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 252 с.
- Иванов К.С. (2015) Время формирования динамотермального ореола Платиноносного пояса Урала. *ДАН*. **461**(2), 193-196.
- Иванов О.К. (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 488 с.
- Иванов О.К., Калеганов Б.А. (1993) Новые данные о K-Ag возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала. *ДАН*. **328**(6), 720-724.
- Изох А.Э., Вишневицкий А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. (2011) Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии. *Геология и геофизика*. **52**(1), 10-31.

- Кутырев А.В., Жирнова Т.С. (2019) Концентрически-зональные массивы Таманваемского ареала Корякско-Камчатского платиноносного пояса: особенности строения, возраст, петролого-геохимические аспекты. *Тихоокеанская геология*. **38**(4), 45-61.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. (2009) Архейский U-Pb изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала). *ДАН*. **427**(1), 101-105.
- Минибаев А.М., Котова Е.Л. (2017) Геолого-структурные и петрологические особенности дайковых и жильных пород Каменушенского массива (Средний Урал). Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. (12), 31-38.
- Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А. (2002) Геохимия магматических серий Гальмоэнанского базит-гипербазитового массива, Корякия. *Тихоокеанская геология*. **21**(2), 79-91.
- Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Ханин Д.А., Варламов Д.А., Антонов А.В. (2018) Распределение и форма нахождения элементов платиновой группы в хромититах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитового массивов (Средний Урал). *Вестник Московского университета. Серия 4: геология*. (5), 70-69.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д.С. (2018) Возраст заключительного этапа ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала. *Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород*, 270-273.
- Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Юдин Д.С., Травин А.В., Лепехина О.П. (2014) Время формирования нефелиновых тылаитов в Платиноносном поясе Урала: изотопные Sm-Nd-, Rb-Sr-, U-Pb-, ⁴⁰Ar-³⁹Ar и K-Ar-датировки и их ограничения. *ДАН*. **455**(2), 205-209.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В. (2005) Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала. *ДАН*. **409**(1), 104-109.
- Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. (2011) Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала. *Геология и геофизика*. **52**(6), 775-793.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. (1999) Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса. *Геохимия*. (4), 352-370.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Левин В.Я., Холоднов В.В. (2009) Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия. *Петрология*. **17**(5), 539-558.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородин Н.С. (2009) Интрузивный магматизм ранних стадий развития уральского эпиконтинентального орогена: U-Pb геохронология (LA-ICP-MS, Nordsim, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции. *Геохимия*. (2), 150-170.
- Fershtater, G.B., Krasnobaev, A.A., Bea, F., Montero P., Borodina N.S. (2009) Intrusive magmatism during early evolutionary stages of the Ural epioceanic orogen: U-Pb geochronology (LA ICP MS, NORDSIM, and SHRIMP II), geochemistry, and evolutionary tendencies. *Geochem. Int.* **47**(2), 143-162.
- Ферштатер Г.Б. (2013) *Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала*. Екатеринбург: Из-во РИО УрО РАН, 368 с.
- Ферштатер Г.Б. (2015) Геохимические тренды габбро и гранитов Урала, отражающие историю геологического развития подвижного пояса. *Геохимия*. (12), 1094-1109.
- Fershtater G.B. (2015) Geochemical trends of gabbro and granites in the Urals: Evidence of the evolutionary history of the mobile belt. *Geochem. Int.* **53**(12), 1064-1079.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austreim H., Pushkarev E.V. (2001) Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mountains, Russia. *Terra nova*, 407-412.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chem. Geol.* **200**, 155-170.
- Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A., Krasnobaev A.A. (2006) U-Pb Silurian age for a gabbro of the Platinumbearing Belt of the Middle Urals (Russia): evidens for beginning of closure of the Uralian Ocean. *In: Memoirs Geol. Soc. London.* (32), 443-448.
- Deng, Y., Yuan, F., Zhou, T., Xu, C., Zhang, D., and Guo, X., 2013, (2015) Geoscience Frontiers Geochemical characteristics and tectonic setting of the Tuerkubantao mafic-ultramafic intrusion in West Junggar, Xinjiang, China. *Geoscience Frontiers*. **6**(2), 141-152.
- Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. (2003) Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America.* (53), 500 p.
- Larionov, A.N., Andreichev, V. A. & Gee, D.G. (2004) *The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica* (Eds. Gee D.G. & Pease V.L.) Geological Society, London, Special Publications. **30**, 69-74.
- Ludwig K.R. (2001) SQUID 1.02. A User's manual. *Berkeley Geochronology Center. Special Publication.* (2).
- Ludwig K.R. (2003) User's manual for ISOPLLOT 3.00. *Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication.* (4).
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The Composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- Meschide M.A. (1986) Method of discriminating between different types of midocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* **56**, 207-218.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.
- Su, B.-X., Qin, K.-Z., Santosh, M., Sun, H., Tang, D.-M. (2013) The Early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan Terrane, NW China: Alaskan-type intrusives or rift cumulates? *J. Asian Earth Sciences*. **66**, 175-187.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Reviews in Economic Geology*. **7**, 1-35.
- Williams I.S., Hergt J.M. (2000) U-Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircons. *Beyond 2000: New Frontiers in Isotope Geoscience. Abstracts and Proceedings.* (Eds. J.D. Woodhead, J.M. Hergt, W.P. Noble). Lorne, 185-188.