



MAFIC INCLUSIONS (SOBSKY COMPLEX, POLAR URAL): U-Pb (SIMS) DATA

O. V. Udoratina^{1,2}, M. A. Coble³, A. S. Shuyskiy¹, V. A. Kapitanova¹

¹*N.P. Yushkin Institute of Geology of Komi Science Center, Ural Branch of RAS, Syktyvkar, Russia*

²*Tomsk State University, Tomsk, Russia*

³*Stanford University, Stanford, USA*

Abstract: The rocks of the Sobsky complex, composing the bulk of the Sobsky batholith in the Polar Urals, contain mafic inclusions. The geological, petrographic and petro-geochemical data show that the mafic inclusions of the Sobsky rocks belong to igneous formations, which are similar in their characteristics to autoliths. According to all the characteristics, these are the structures non-contrasting to host rocks and having different structural-textural features, a more basic composition of minerals and a more basic composition of rocks. The contact with the rocks of the complex is sharp and clear. The rocks of the complex in contact with autoliths are medium-grained massive diorite rocks, quartz diorites, tonalites, mafic inclusions rocks – fine-grained gabbros, gabbro-diorites, and diorites. Isotopic-geochemical (U-Pb, SIMS) data on zircons from the mafic inclusions suggest that their age is close, within the error limits, to the age of zircons from the enclosing Sobsky complex rocks.

Key words: mafic inclusions; gabbro – gabbro-diorite – diorite; quartz diorite; suprasubduction complex; Sobsky massif; Polar Urals

RESEARCH ARTICLE

Received: November 22, 2018

Revised: April 25, 2019

Accepted: May 23, 2019

For citation: Udoratina O.V., Coble M.A., Shuyskiy A.S., Kapitanova V.A., 2019. Mafic inclusions (Sobsky complex, Polar Ural): U-Pb (SIMS) data. *Geodynamics & Tectonophysics* 10 (2), 265–288. doi:10.5800/GT-2019-10-2-0414.

МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ (СОБСКИЙ КОМПЛЕКС, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): U-Pb (SIMS) ДАННЫЕ

О. В. Удоратина^{1,2}, М. А. Кобл³, А. С. Шуйский¹, В. А. Капитанова¹

¹ Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² Томский государственный университет, Томск, Россия

³ Стэнфордский университет, Стэнфорд, США

Аннотация: Породы собского комплекса, слагающие основной объем Собского батолита на Полярном Урале, содержат мафические включения. На основе геологических, петрографических и петрогеохимических данных показано, что мафические включения пород собского комплекса являются родственными магматическими образованиями, близкими по своим характеристикам к автолитам. По всем характеристикам это неконтрастные к вмещающим породам образования, отличающиеся структурно-текстурными признаками, более основным составом минералов, более основным составом пород. Контакт с породами комплекса резкий и четкий. Породы комплекса в контакте с автолитами – средне- и крупнозернистые массивные диориты, кварцевые диориты, тоналиты, породы мафических включений – мелкозернистые габбро, габбро-диориты, диориты. Изотопно-геохимические (U-Pb, SIMS) данные по цирконам из мафических включений позволяют утверждать, что возраст их близок в пределах погрешности к возрасту цирконов из пород собского комплекса, вмещающих эти включения.

Ключевые слова: мафические включения; габбро – габбро-диорит – диорит; кварцевый диорит; надсубдукционный комплекс; Собский массив; Полярный Урал

1. ВВЕДЕНИЕ

Мафические меланократовые включения первично-магматического происхождения имеют различный генезис и встречаются в породах разного состава, являясь продуктами смешения магм. Большое количество работ посвящено исследованию мафических включений (отвечающих по составу базальтоидам) в гранитоидных массивах [Antonov, 2000; Bindeman, 1995; Burmakina, Tsyganokov, 2013; Valui, 1997; Plechov et al., 2008; Popov, 1984]. Тем не менее в неконтрастных по составу магмах также отмечают признаки смешения. Мафические включения, близкие по своему составу к вмещающей их породе в кварцеводиоритовой магме, известны, например, в Сьерра-Невадском батолите, в Нижнесанарском массиве (Средний Урал) и, возможно, во многих других районах, где исследования еще не проводились.

С другой стороны, мафические включения (МВ) типичны для пород среднего состава – диоритов, кварцевых диоритов и их присутствие в этих породах является одним из характерных признаков, поскольку такие магмы очень неоднородны по составу. Мафические включения в породе могут являться признаком такситовой текстуры пород, рассматриваться как ксенолиты, автолиты или микрогранулярные мафические включения (ММЕ), если есть доказательства той или иной природы.

Мафическими меланократовыми включениями неясного генезиса насыщены породы собского комплекса, слагающего, наряду с породами многофазных янаслорского и конгорского комплексов, крупный Собский (Лагортинско-Кокпельский) батолит.

МВ в породах собского комплекса отмечались многими исследователями [Lupanova, Markin, 1964; Morkovkina, 1958; Moldavantsev, 1960; Remizov, 2004; Yazeva, Bochkarev, 1984]. Например, Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым [Yazeva, Bochkarev, 1984] они рассматривались как типичные образования, характерные для этих пород. Но специальные детальные работы по ним ранее никем не проводились. МВ в породах собского комплекса распространены равномерно во всем теле батолита, насколько это можно наблюдать на обнаженных участках, в бортах рек, секущих тело батолита вкрест его простирания, и редких обнаженных плато.

В результате наших исследований (2011–2012, 2014 гг.), проведенных на всей площади Собского массива, были выделены два типа включений в породах собского комплекса (рис. 1): 1) мафические включения (автолиты), 2) ксенолиты. От вмещающих пород собского комплекса они отличаются цветом и структурно-текстурными, минералогическими и петрогеохимическими признаками.

Кроме этого, наблюдаются ассимилированные (контаминированные) мафические включения,

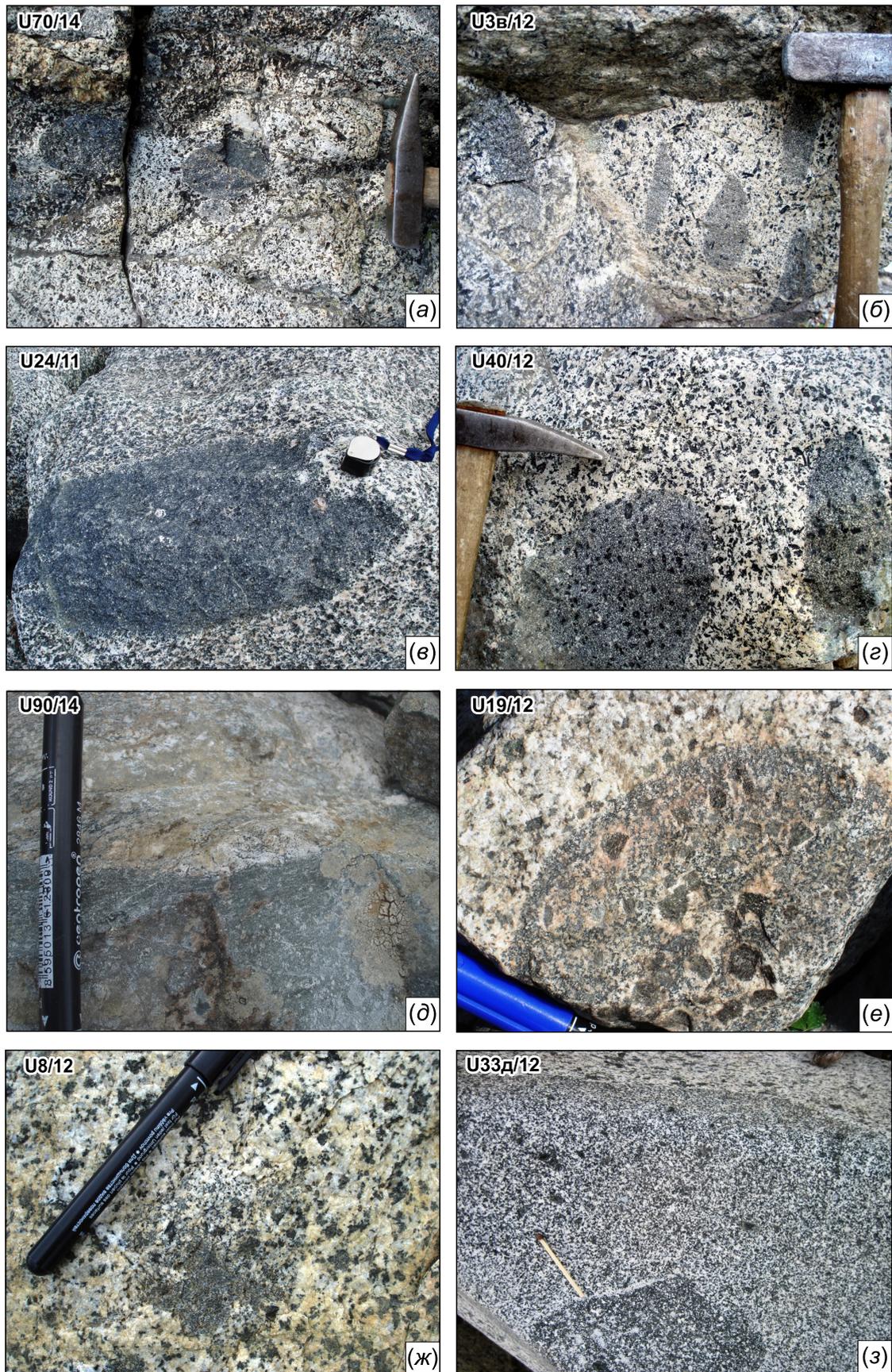


Рис. 1. Мафические включения: морфология, размер, примеры границ МВ и пород комплекса: (а)–(з) – мафические включения 1-го типа, (д) – ксенолит, (е)–(ж) – примеры ассимилированных МВ, (з) – гибридизированные МВ.

Fig. 1. Mafic inclusions (MI): morphology, size, examples of MI boundaries and the rocks of the Sobsky complex: (a)–(z) – mafic inclusions of type 1, (d) – xenolith, (e)–(ж) – examples of assimilated MI, (з) – hybridized MI.

первичную природу которых трудно реконструировать, это могут быть МВ как первого, так и второго типа. Также наблюдаются и гибридные образования, сформированные на контакте вмещающих пород с МВ первого типа.

1. *Мафические включения (автолиты)*. Округлые, различного размера с резкой и четкой границей с вмещающей породой, темно-серого, черного цвета, мелкозернистые, массивные породы (рис. 1, а-г). Состав варьируется от габбро до диорита. Порода состоит из зонального Pl, Amp (Hbl), \pm Bt, Apt, Zrn, Ttn, Ilm, Ti-Mag, Mag, Py, Ep, Chl. Микроструктуры порфиридные и гипидиоморфно-зернистые. Породы нормально-щелочного ряда (натриевые).

2. *Мафические включения (ксенолиты)*. По своим характеристикам они резко отличаются от пород комплекса и МВ первого типа, которые между собой обладают рядом сближающих черт. Изученные ксенолиты наблюдались в большой массе в центральной части массива. Различного размера обломки, как правило, крупные с угловатыми краями (рис. 1, д), темно-зеленого, черного цвета, тонко- и скрытокристаллические, нередко отмечается директивная текстура. Под микроскопом наблюдаются гранонематобластовая, бластопорфиридная, лепидонематобластовая микроструктуры, порфириды плагиоклаза и кварца. Порода сложена Pl (An₂₅) – 10–30, Qz – 15–35, Amp – 10–30, Bt – 5–10. Акцессорные – Apt, рудные – Mag, Ti-Mag, вторичные – Chl.

Ассимилированные (контаминированные) мафические включения и гибридные породы. Выделенные типы мафических включений – это преобразованные в процессе пребывания в кристаллизующейся магме мафические включения 1-го либо 2-го типа.

Ассимилированные (контаминированные) мафические включения. В породах собского комплекса присутствуют участки с сохраненными контурами более темного цвета и более мелкозернистые (рис. 1, е-ж). На границе либо внутри виден постепенный размыв очертаний МВ, отмечаются зоны, где происходило последовательное проникновение расплава (флюида), формирование, рост кристаллов амфибола вкост границ с МВ. Наблюдается рост кристаллов роговой обманки и биотита внутри МВ, аналогичных по составу роговой обманке и биотиту, кристаллизующимся во вмещающих породах. Петрографо-минералогический и химический состав практически выровнен с вмещающими породами комплекса. Нередко реконструировать первичную природу не представляется возможным.

Гибридные породы. Представлены мафическими включениями с каймой (различной ширины) новообразованных гибридных (промежуточных по составу) пород. Четко прослеживаются границы между МВ, гибридной породой и вмещающими поро-

дами собского комплекса (рис. 1, з). Петрографический, минералогический, химический и геохимический состав промежуточной новообразованной гибридной зоны близок и к составу МВ, и к составу вмещающих пород, так как породы МВ и вмещающие – не контрастные. Однако наблюдаемые примеры сформированных гибридных пород указывают на реакционные процессы взаимодействия между включением и собственно породами комплекса и указывают на определенную длительность пребывания включения в кристаллизующемся расплаве. Более детально гибридные породы описаны в работе [Gorbachenko, Udoratina, 2016].

Нами рассматриваются только включения первого типа (для сокращения далее обозначаются как МВ), максимально сохраненные включения (не ассимилированные, не гибридные и не ксенолиты), примеры возможных моделей генезиса этих образований и будут приведены ниже.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СОБСКОГО БАТОЛИТА

Собский батолитообразный массив расположен в Восточно-Уральской мегазоне в пределах Собско-Малоуральской зоны Полярного Урала, непосредственно к юго-востоку от Войкаро-Сынинского и Райизского офиолитовых массивов (рис. 2), с которыми он контактирует тектонически. Юго-восточнее Собского массива распространены среднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования, а далее на юго-восток распространены мезокайнозойские комплексы чехла Западно-Сибирской плиты. Собский батолит является крупнейшим в палеоокеаническом секторе Полярного Урала [Udoratina et al., 2000, 2008; Udoratina, Kuznetsov, 2001, 2007]. Массив протягивается в северо-восточном направлении более чем на 200 км при максимальной ширине 10–15 км, согласно всем структурам уральского плана. Батолит сложен породами нескольких многофазных комплексов: собского (лагортинско-кокпельского), конгорского и янаслорского (рис. 2).

Породы, слагающие Собский батолит, прорывают позднеордовикско-среднедевонские островодужные вулканогенные, терригенно-вулканогенные и осадочные образования. Девонские вулканические образования и плутонические породы (породы Собского батолита) генетически связаны, плутониты представляют собой более глубинные части девонской Малоуральской островной дуги.

Собский комплекс сложен интрузивными образованиями первой (ранней) фазы внедрения, представленной порфиридными роговообманковыми габбро, и породами второй (главной) фазы внедрения, слагающей основной объем комплекса,

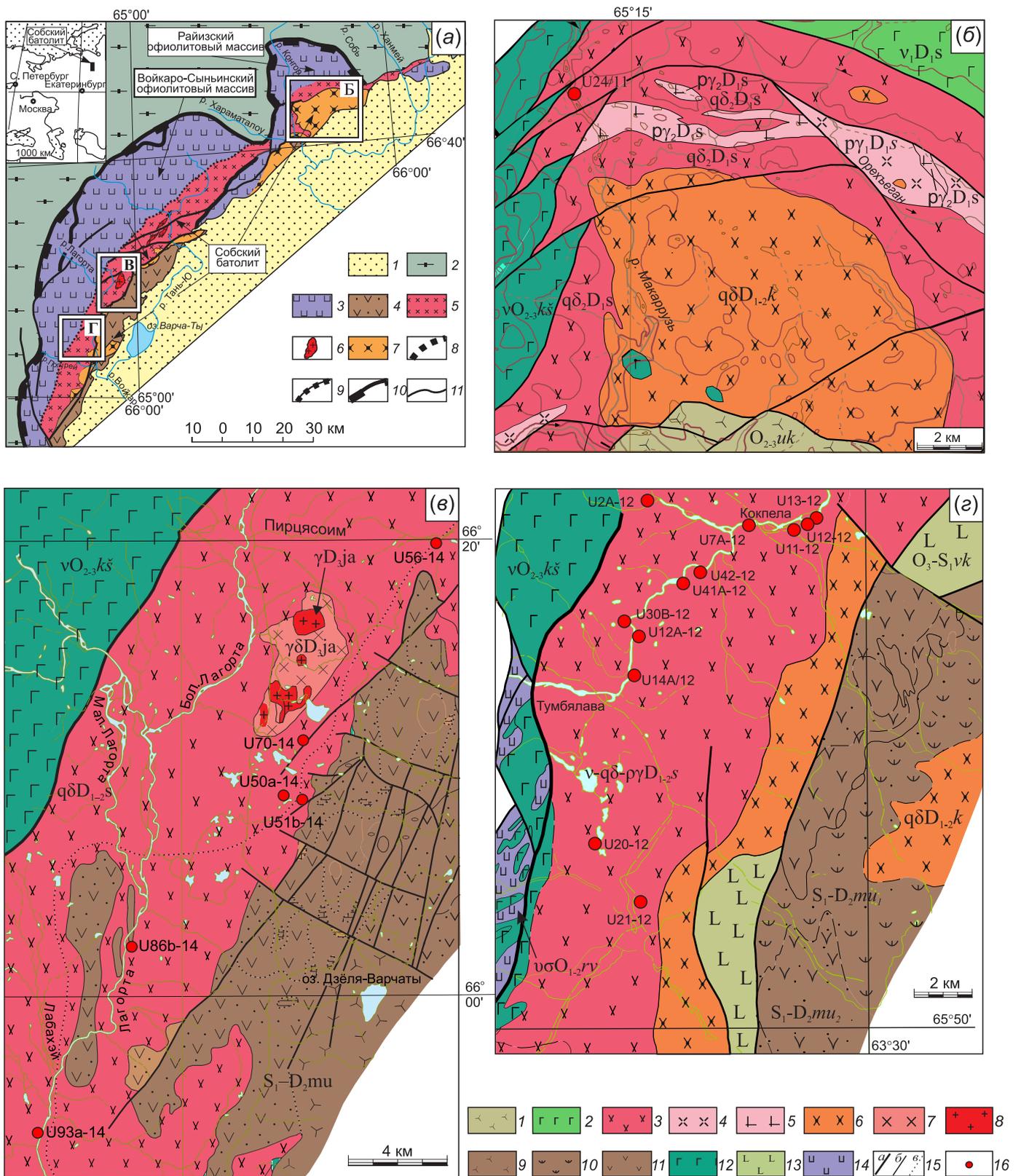


Рис. 2. Собольский интрузивный массив и его положение в структуре Полярного Урала (по данным [Remizov et al., 2014, 2015; Sobolev et al., 2018], с изменениями и дополнениями).

(a) – 1 – мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Западно-Сибирской плиты; 2 – нерасчлененные позднедокембрийские и палеозойские комплексы Западно-Уральской мегазоны; 3–4 – палеозойские комплексы Восточно-Уральской мегазоны: 3 – ранне- и среднепалеозойские (?) базит-ультрабазиты Войкарско-Райизской зоны, 4 – среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы Малоуральской зоны; 5–7 – комплексы Собольского массива: собольский (5), янаслорский (6), конгорский (7); 8 – плаггио-мигматиты СЗ контакта Собольского массива; 9 – то же, осложненные разрывами; 10 – граница Западно- и Восточно-Уральской мегазон; 11 – крупные разломы.

(б)-(з) – участки опробования. 1 – средне- и верхнеордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования усть-конгорской свиты (O_{2-3uk}); 2-5 – собский комплекс ($q\delta D_{1s}$): ранняя интрузивная фаза: 2 – габбро; главная интрузивная фаза: 3 – кварцевые диориты, 4 – тоналиты, 5 – трондьемиты; 6 – конгорский комплекс ($q\delta D_{1-2k}$): кварцевые монцодиориты; янаслорский комплекс ($\gamma\delta D_{3ja}$): 7 – гранодиориты, 8 – граниты биотитовые; 9 – среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы Малоуральской зоны; 10 – малоуральская свита, нижняя подсвита ($S_1-D_2mu_1$): туффиты, туфосилициты; 11 – малоуральская свита, верхняя подсвита ($S_1-D_2mu_2$): андезиты и андезибазальты; 12 – кэршорский комплекс ($vO_{2-3k\delta}$): габбро, оливиновые габбро, габбро-амфиболиты; 13 – войкарская свита (O_3-S_{1vk}): metabазальты; 14 – райизско-войкарский комплекс ($v\sigma O_{1-2rv}$): дуниты, гарцбургиты; 15 – границы: а – тектонические, б – геологические, в – фациальные; 16 – точки отбора образцов.

Fig. 2 The Sobsky intrusive massif and its position in the structure of the Polar Urals (modified after [Remizov et al., 2014, 2015; Sobolev et al., 2018]).

(а) – 1 – Mesozoic-Cenozoic complexes of the cover of the West Siberian plate; 2 – undifferentiated Late Precambrian and Paleozoic complexes of the West Ural megazone; 3-4 – Paleozoic complexes of the East Ural megazone: 3 – Early and Middle Paleozoic (?) basite-ultrabasites of the Voikarsk-Rayiz zone, 4 – Middle Paleozoic volcanogenic-sedimentary complexes of the Low Ural zone; 5-7 – complexes of the Sobsky massif: Sobsky (5), Yanaslor (6), Kongor (7); 8 – plagiomigmatites of the NW contact of the Sobsky massif; 9 – the same, complicated by faults; 10 – boundary of the West and East Ural megazones; 11 – large faults.

(б)-(з) – sampling sites. 1 – middle and upper Ordovician volcanogenic and volcanogenic-sedimentary formations of the Ust Kongor formation (O_{2-3uk}); 2-5 – the Sobsky complex ($q\delta D_{1s}$): early intrusion phase: 2 – gabbro; main intrusion phase: 3 – quartz diorites, 4 – tonalites, 5 – trondjemites; 6 – Kongor complex ($q\delta D_{1-2k}$): quartz monzodiorite; Yanaslor complex ($\gamma\delta D_{3ja}$): 7 – granodiorites, 8 – biotite granites; 9 – Middle Paleozoic volcanogenic-sedimentary complexes of the Low Ural zone; 10 – Low Ural suite, lower sub-suite ($S_1-D_2mu_1$): tuffites, tuffosilicites; 11 – Low Ural suite, upper sub-suite ($S_1-D_2mu_2$): andesites and andesibasalts; 12 – Kershor complex ($vO_{2-3k\delta}$): gabbros, olivine gabbros, gabbro-amphibolites; 13 – Voikar suite (O_3-S_{1vk}): metabasalts; 14 – Rayiz-Voikar complex ($v\sigma O_{1-2rv}$): dunites, harzburgites; 15 – boundaries: а – tectonic, б – geological, в – facial; 16 – sampling points.

представленной средне- и крупнозернистыми диоритами, их кварцсодержащими и кварцевыми разновидностями, гранодиоритами и тоналитами, в подчиненном количестве присутствуют габбро-диориты и плагиограниты. Интрузивные образования гранитоидов третьей фазы слагают дайковые тела диоритовых и кварцевых диоритовых порфириров.

Отличительной чертой пород главной фазы этого комплекса является насыщенность темными с более мелкозернистой структурой, массивными и более меланократовыми относительно пород ком-

плекса мафическими включениями – габбро – габбро-диорит – диоритового состава, являющимися предметом нашего изучения.

Относительно возраста пород, слагающих батолит, на сегодняшний день накоплено достаточно данных, хорошо согласующихся с геологическими (табл. 1). Геологический возраст пород собского комплекса определяется как ранне- и среднедевонский, породы комплекса прорывают позднесилурийско-раннедевонские вулканиты и отмечаются в виде обломков в конгломератах ниже- и среднедевонских отложений.

Т а б л и ц а 1. Геохронологические данные для пород и минералов собского комплекса

Table 1. Rocks and minerals of the Sobsky complex: geochronological data

Материал	Метод	Возраст, млн лет	Источник
вал	K-Ar	404-408	[Starkov, 1985]
вал	Rb-Sr	400±10	[Peive, Vinogradov, 1983]
Amf, Kfs	K-Ar	409-398	[Andreichev, 2004]
вал	Rb-Sr	404±5	[Andreichev 2000]
вал	Rb-Sr	404±8	[Andreichev, Udoratina, 2000]
вал	Rb-Sr	399±24	[Andreichev, 2004]
Amf, Bt	Ar-Ar	393±11, 400±10, 398±9	[Estrada et al., 2012]
Zrn	U-Pb	393±0.1, 396±0.4, 399±3	[Estrada et al., 2012]
	ID TIMS		
Zrn	U-Pb SIMS	412-392	[Remizov et al., 2009]
Zrn	U-Pb SIMS	418±2	[Shmelev, Meng, 2013]
Zrn	LA-ICP-MS	410±2	[Sobolev et al., 2017]
Zrn	U-Pb SIMS	395±5	[Udoratina et al., 2008]
Zrn	U-Pb SIMS	386±3	[Udoratina, Kuznetsov, 2007]

Примечание. Amf – амфибол, Bt – биотит, Kfs – калиевый полевой шпат, Zrn – циркон.

Note. Amf – amphibole, Bt – biotite, Kfs – potassium feldspar, Zrn – zircon.

Все имеющиеся определения абсолютного возраста, полученные различными методами, укладываются в интервал 418–390 млн лет [Udoratina et al., 2005; Sobolev et al., 2018, и ссылки в этой работе].

На геодинамические условия формирования пород собского (лагортинско-кокпельского) комплекса имеется несколько точек зрения, они изложены в работах Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [Yazeva, Bochkarev, 1984], Д.Н. Ремизова [Remizov, 2004], Н.Б. Кузнецова с соавторами [Kuznetsov, Romanyuk, 2014; Kuznetsov et al., 2000], М.А. Шишкина с соавторами [Shishkin et al., 2007] и нами [Udoratina, Kuznetsov, 2007]. При составлении карт нового поколения, а также в работах последних лет установлено, что породы комплекса образовались в средне-позднедевонское время в условиях зрелой островной дуги и являются породами ее основания.

Диориты и кварцевые диориты характеризуются высокими значениями отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, свойственными скорее базитам (0.14–0.16), чем коровым гранитам (0.09–0.12), и высоким значением изотопного состава $\text{Nd}(t)$ +6.1 и +6.4. Изотопный возраст пород собского комплекса на уровне 400 млн лет. Структурно-текстурные и петрографические особенности указывают на их образование на незначительных глубинах; петролого-геохимические и изотопные характеристики – на их формирование в островодужной надсубдукционной палеогеодинамической обстановке. Источником низкокальциевой магмы могли быть первично-магматические или метаморфизованные магматические породы мантийного происхождения, попадавшие в область формирования магмы. Изотопно-геохимические характеристики пород собского комплекса ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.70413–0.70475) указывают на обедненность их радиогенным стронцием и, следовательно, на относительную «молодость» субстрата, из которого выплавились исходные гранитоидные магмы. Высокое ϵNd и низкое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ позволяют заключить, что гранитоиды собского комплекса формировались внутри гетерогенного фундамента позднесилурийско-раннедевонского Малоуральского плутонического пояса [Udoratina et al., 2003; Udoratina, Kuznetsov, 2007] либо Собско-Малоуральского вулканоплутонического пояса (СМВП) [Kuznetsov, Romanyuk, 2014].

3. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Проведен комплекс исследований для установления минералогических, петрографо-петрохимических, геохимических и изотопно-геохронологических характеристик как мафических включений, так и вмещающих их пород комплекса. В основном исследования проведены в ЦКП «Геонаука»

(г. Сыктывкар). Петрографические (микроскоп Olympus BX-51), химические (классический химический анализ), микрозондовые исследования минералов МВ и пород собского комплекса выполнены на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMN с энергодисперсионной приставкой X-MAX Oxford instruments. Выделение цирконов для геохронологических исследований: протоочная проба весом 3–5 кг была: 1) дезинтегрирована вручную в чугунной ступке, 2) расситовывалась (размер сита 0.25 мм), 3) промывалась, 4) высушивалась, 5) разделялась на магнитную и немагнитную фракции, 6) немагнитная фракция разделялась в бромформе, 7) тяжелая немагнитная фракция дочищалась вручную под микроскопом.

Изотопно-геохронологические исследования выделенных цирконов проведены в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США. Выделенная монофракция цирконов помещалась вместе со стандартами в эпоксидную шашку. Определение U-Pb возраста цирконовых зерен проведено на ионном мультиколлекторном микронде SHRIMP-RG, катодоллюминесцентные изображения кристаллов для выбора участков, наиболее пригодных для датирования, получены там же на сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600. Одновременно с изотопными U-Pb исследованиями проведены определения Ti, Hf и REE.

Расчеты температур кристаллизации пород проведены на основе данных по химическому составу амфиболов и плагиоклазов, использованы различные геотермометры и геобарометры. Определения малых и рассеянных элементов в породах проведены методом ICP MS в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

4. МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И ПОРОДЫ СОБСКОГО КОМПЛЕКСА

Вмещающие включения породы комплекса. Состав пород собского комплекса варьируется от габбро до тоналитов и плагиогранитов, через габбро-диориты, диориты, кварцевый диориты [Udoratina, Kuznetsov, 2007]. Петрографически и минералогически породы очень близки, варьируются содержания породообразующих минералов (Pl, Amp, Bt), петрохимически это породы нормальной и пониженной щелочности непрерывной известково-щелочной серии.

Ниже нами приводятся данные по породам, отобранным вблизи мафических включений. Нами выделены кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты и тоналиты.

Породы средне- и крупнозернистые, порфирированные, массивные светло-серого, белого цвета

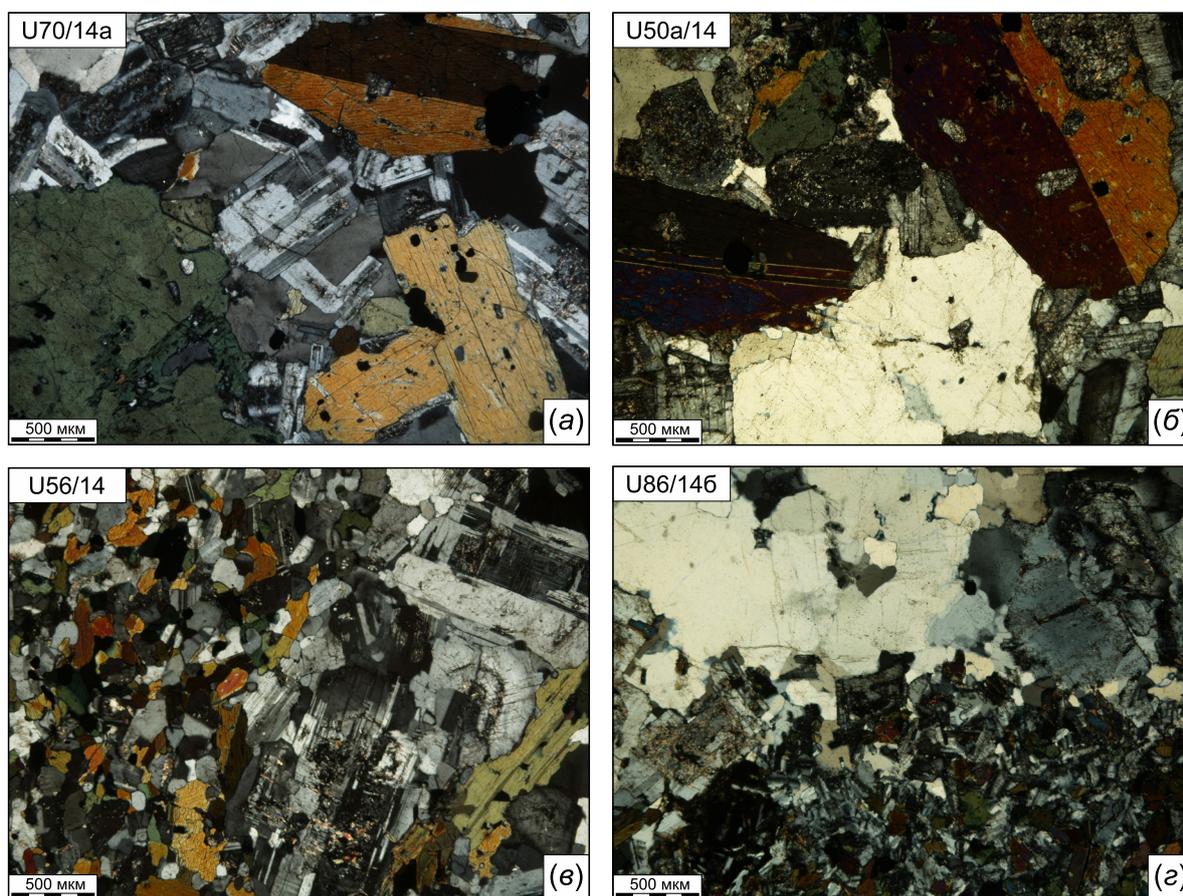


Рис. 3. Текстуальные и структурные особенности: (а)–(б) – гипидиоморфно-зернистые микроструктуры пород комплекса; (е)–(з) – примеры контактов пород МВ 1-го типа и пород комплекса, а также микроструктур пород комплекса и МВ. Николи скрещены.

Fig. 3. Textural and structural features: (a)–(b) – hypidiomorphic-granular microstructures of the Sobsky rocks; (e)–(z) – examples of the contacts of the MI rocks of type 1 and the rocks of the complex, as well as the rock microstructures and MI. Crossed nicoli.

(цветной индекс – 30–10). Сложены плагиоклазом, роговой обманкой, (\pm биотитом), кварцем и калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы – апатит, циркон, титанит, вторичные – эпидот, цоизит и хлорит. Из рудных минералов отмечается титаномagnetит, магнетит, рутил, пирит. Микроструктуры гипидиоморфно-зернистые (рис. 3, а–б). Порфиривидные выделения представлены субидиоморфными табличками плагиоклаза и удлиненно-призматическими кристаллами роговой обманки, идиоморфными чешуями биотита, ксеноморфными зернами кварца и калиевого полевого шпата. Плагиоклаз сосюритизирован, по биотиту развивается хлорит. Эта группа пород отличается объемным содержанием минералов, а также основностью плагиоклаза, магнезиальностью амфибола и биотита.

Плагиоклаз вкрапленников зональный, согласно данным микрозондового анализа в кварцсодержащих диоритах (от центра к краю) от лабрадора до андезина, в кварцевых диоритах андезин, в тона-

литах от лабрадора до олигоклаза. Магнезиальность амфибола в породах находится на уровне 0.35–0.45, магнезиальность биотита составляет 0.38–0.57 (табл. 2). Набор акцессорных, рудных и вторичных минералов сохраняется. Особенности химического состава плагиоклаза, амфибола и биотита приведены на рис. 4, а–к. Биотит может как присутствовать, так и отсутствовать в породах, при его наличии формируются крупные ойкокристаллы. Хлорит представлен рипидолитом и пикнохлоритом, замещающим амфибол и биотит, группа эпидота – эпидотом и клиноцоизитом, развивающимся в поздних прожилках.

Мафические включения. Основная масса МВ (а это до 90 % опробованных и изученных) – близкие к породам комплекса породы, их состав варьируется в пределах габбро – габбро-диорит – диорит – кварцевый диорит.

Размер мафических включений различный – от 10 до 30 (50) см, наблюдаются как более крупные,

так и более мелкие (см. рис. 1, а-з). Контакты с вмещающими породами чаще всего четкие, резкие, закалочная кайма отсутствует. Наблюдалось два случая выявления похожих на закалочные каймы образований (в отвесных стенах каньона р. Тумболава), позволяющие утверждать, что для этих МВ состав не претерпел каких-либо изменений из-за возможных процессов взаимодействия между МВ и вмещающими породами комплекса, однако по ряду причин мы не смогли опробовать эти включения.

Мафические включения тонко- и мелкозернистые, массивные темно-серого, черного цвета с зеленоватым оттенком (цветной индекс – 50–70). На макроуровне все исследованные МВ четко отличаются цветом и структурно-текстурными признаками от пород собственно собского комплекса. На микроуровне включения при общей схожести отличаются микроструктурами и более основным составом породообразующих минералов, контакты резкие и четкие (табл. 2; см. рис. 3, в-г).

Петрографический состав близок к вмещающим МВ породам комплекса (табл. 2), которые отличаются объемными соотношениями породообразующих минералов. Под микроскопом наблюдается гипидиоморфно-зернистые структуры. Порода сложена также плагиоклазом, роговой обманкой, (\pm биотит), кварцем и калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы – апатит, циркон, титанит; вторичные – эпидот, цоизит и хлорит. Из рудных минералов отмечается ильменит, титаномагнетит, магнетит. Порфирированные выделения представлены кристаллами плагиоклаза и роговой обманки (ойкокристаллы биотита), ксеноморфными кварцем и калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз сосюритизирован, биотит частично хлоритизирован.

Как видно на графиках (рис. 4, а-з), точки составов плагиоклазов значительно перекрываются, но в целом для пород МВ характерен более основной (более Са) плагиоклаз. Согласно данным микрозондового анализа вариации составов плагиоклазов вкрапленников (в центре и в краевой части), а также основной массы отличаются, примеры приведены на рис. 4, а-з.

МВ габбро в тоналите, например (рис. 4, в): *габбро* – битовнит(An_{79}) → лабрадор(An_{53}), битовнит(An_{73}) → олигоклаз(An_{27}); в *тоналите* – андезин(An_{45}).

МВ габбро в кварцсодержащем диорите (рис. 4, г): *габбро* – лабрадор(An_{58}) → андезин(An_{34}) и в *кварцсодержащем диорите* – лабрадор(An_{59}) → андезин(An_{32}).

МВ габбро-диорит в тоналите (рис. 4, д): *габбро-диорит* – андезин(An_{42}) → андезин(An_{44}), в *тоналите* – лабрадор(An_{61}) → лабрадор(An_{55}) → лабрадор(An_{54}), лабрадор(An_{62}) → андезин (An_{47}), лабрадор(An_{54}) → олигоклаз (An_{27}).

Т а б л и ц а 2. Петрографические особенности МВ и пород комплекса, их содержащих
 Table 2. Petrographic features of magmatic inclusions and the host rocks of the Sobsky complex

Порода	Pl, об., %	Amf, об., %	Bt, #Mg	Ort, об., %	Q, об., %	Акцес.	Руд. об., %	Вторич.
Породы комплекса на контакте с МВ								
Кварцсодержащий диорит	55, An_{60-30}	18; 0.37–0.46		1.5–4.0	12–14	Apt, Tit, Zrn	6, Mag	Chl
Кварцевый диорит	47–57, An_{60-50}	10–20	0.38–0.47	1.5–5.0	19–24	Apt, Tit, Zrn	3–4, Mag	Ep, Chl
Тоналит	45–60, An_{60-25}	7–10; 0.35–0.40	0.46–0.57	4–14	20–34	Apt, Tit, Zrn	1–4, Mag	Ep, Chl
Мафические включения								
Габбро	58–70, An_{80-30}	15–25; 0.35–0.52		1.5–8.5	0–2	Apt, Tit, Zrn	8, Il, Ti-Mag, Mag, Rt	Ep, Chl
Габбро-диорит	40–58, An_{60-50}	20–35; 0.35		8–10	0–6	Apt, Tit, Zrn	5, I, Ti-Mag, Mag, HPy	Chl
Кварцсодержащий диорит	45–58, An_{50-30}	15–27; 0.35–0.42	0.44–0.47	6–10	7–15	Apt, Tit, Zrn	4–7, Mag	Chl
Кварцевый диорит	52, An_{50-25}	20; 0.6		7	15	Apt, Tit, Zrn	4, Mag	Ep, Chl

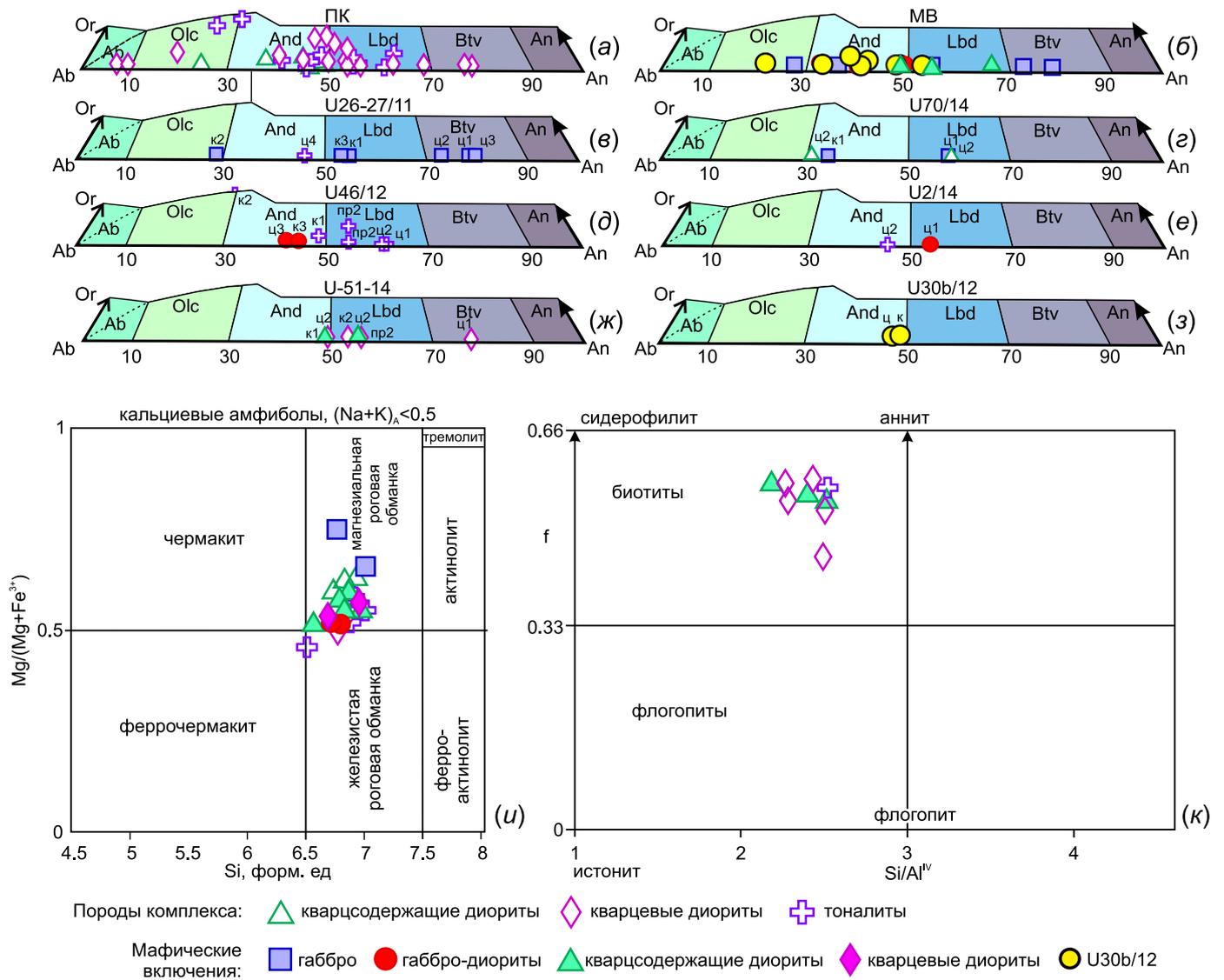


Рис. 4. Классификационные диаграммы для составов минералов пород комплекса и мафических включений: (а)–(з) – плагиоклазов, (u) – амфиболов, (к) – слюд.

Fig. 4. Classification diagrams for the composition of minerals of the Sobsky rocks and mafic inclusions: (а)–(з) – plagioclase, (u) – amphibole, (к) – mica.

МВ габбро-диорит в тоналите (рис. 4, e): *габбро-диорит* – андезин(An₄₇), в *тоналите* – лабрадор(An₅₅).

МВ кварцсодержащий диорит в кварцевом диорите (рис. 4, ж): *кварцсодержащий диорит* – лабрадор(An₅₆) → андезин(An₄₉), в *кварцевом диорите* – битовнит(An₇₈) → лабрадор(An₅₆) → андезин(An₅₀).

В продатированном образце (рис. 4, з): *габбро-диорит* – андезин(An₄₇) → андезин(An₄₈).

Плагиоклазы с зональностью такого типа образовывались при падении температуры кристаллизации расплава. Наличие более основных по составу плагиоклазов в породах вмещающих МВ является признаком смешения, например битовнит в кварцевом диорите.

Рассчитанные кристаллохимические формулы показали, что все проанализированные амфиболы относятся к группе кальциевых амфиболов. На сводной классификационной диаграмме точки составов амфиболов находятся в поле магнезиальных роговых обманок (рис. 4, u). Магнезиальность амфибола ниже магнезиальности сосуществующего биотита (табл. 2, рис. 4, к).

Химический состав пород при вариации составов пород комплекса (габбро – габбро-диориты – диориты МВ и кварцсодержащие диориты, кварцевые диориты, тоналиты) образует непрерывную серию (табл. 3, рис. 5, a). Если детально рассматривать парные опробованные МВ и вмещающие их породы комплекса (линии между породами МВ и

Т а б л и ц а 3. Представительные анализы пород собского комплекса и мафических включений
 Table 3. Representative analyses of the Sobsky rocks and mafic inclusions

Пара ПК-МВ	Название породы	Образец	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	п.л.л.	Сумма	H ₂ O-	CO ₂
{	ПК Тоналит	U27/11	66.99	0.23	16.85	1.74	1.78	0.11	2.12	5.76	3.21	0.72	0.07	0.77	100.56	0.66	0.01
{	МВ Габбро	U26/11	47.84	0.47	21.85	4.54	4.77	0.21	4.94	10.68	2.94	0.22	0.14	1.21	100.33	0.22	н.о.
{	ПК Кварцевый диорит	U43/110	61.87	0.44	13.88	2.85	5.23	0.21	3.52	5.52	2.75	0.71	0.10	1.81	99.47	0.25	0.22
{	МВ Кварцсодержащий диорит	U43/11B	55.14	0.53	17.26	3.10	4.92	0.23	3.68	6.24	3.75	1.30	0.08	2.22	98.99	0.36	0.24
{	ПК Тоналит	U2a/12	65.03	0.38	15.45	1.96	3.17	0.16	2.15	5.73	3.01	1.94	0.13	0.9	100	0.13	0.09
{	МВ Кварцевый диорит	U26/12	59.39	0.29	15.81	2.74	5.57	0.32	3.31	6.84	3.11	1.2	0.12	0.4	99.93	0.2	0.05
{	ПК Кварцевый диорит	U3a/12	60.41	0.33	16.81	2.50	3.93	0.21	2.91	6.14	3.22	0.89	0.21	2.45	100	0.33	0.09
{	МВ Габбро	U36/12	48.87	0.57	18.67	4.59	6.39	0.33	5.04	6.18	3.57	1.42	0.19	3.02	99.54	0.67	0.04
{	ПК Кварцевый диорит	U8a-1/12	61.97	0.51	14.61	2.29	5.61	0.2	3.36	6.84	2.68	0.29	0.15	1.5	100	0.19	0.13
{	МВ Кварцсодержащий диорит	U8a-2/12	55.99	0.36	17.21	2.60	5.9	0.25	3.99	6.63	3.14	0.99	0.067	1.71	99.49	0.26	0.26
{	ПК Тоналит	U12/12	64.36	0.16	18.26	0.89	1.59	0.05	0.84	7.52	3.82	1.56	0.05	0.9	100	0.15	0.04
{	МВ Кварцсодержащий диорит	U12B/12	55.37	0.45	16.95	3.11	5.76	0.22	3.79	6.61	3.19	1.55	0.12	1.28	99.03	0.28	0.08
{	ПК Тоналит	U14a/12	63.42	0.34	16.09	1.83	3.54	0.17	2.1	6.33	0.99	1.3	0.14	1.75	100	0.31	0.04
{	МВ Габбро-диорит	U146/12	52.86	0.44	18.08	3.42	6.36	0.35	4.51	6.78	3.37	1.75	0.14	1.65	100.41	0.26	0.02
{	ПК Тоналит	U46a/12	66.19	0.3	15.52	1.84	3	0.15	1.6	5.99	3	1.54	0.14	0.73	100	0.12	0.1
{	МВ Габбро-диорит	U466/12	52.98	0.47	13.27	3.64	8.1	0.53	6.96	7.86	2.24	1.39	0.17	0.85	99.35	0.14	<0.1
{	ПК Кварцсодержащий диорит	U 50a/14	54.33	0.71	16.89	4.58	5.62	0.19	3.95	8.60	2.58	0.66	0.24	0.62	98.97	0.25	<0.1
{	МВ Кварцсодержащий диорит	U 506/14	55.06	0.74	13.45	4.77	7.16	0.27	5.07	8.52	2.22	0.48	0.18	0.79	98.71	0.27	<0.1
{	ПК Кварцсодержащий диорит	U 70a/14	55.29	0.66	16.25	4.50	5.62	0.18	3.90	9.16	2.61	0.28	0.25	0.62	99.31	0.08	0.04
{	МВ Габбро	U 706/14	48.25	0.79	17.64	5.68	7.01	0.27	5.18	9.45	2.75	0.37	0.27	0.77	98.43	0.34	0.04
{	ПК Кварцевый диорит	U 86a/14	60.88	0.38	16.95	3.26	3.25	0.10	2.26	6.94	3.19	0.65	0.09	0.36	98.30	<0.1	0.42
{	МВ Кварцсодержащий диорит	U 866/14	55.25	0.55	16.95	4.07	5.44	0.21	3.36	7.33	3.48	1.65	0.10	0.60	98.99	0.17	н.о.
{	ПК Тоналит	U 93a/14	65.29	0.32	15.18	2.68	3.21	0.09	1.67	5.24	2.70	2.45	0.07	0.35	99.24	<0.1	0.29
{	МВ Габбро	U 936/14	49.91	0.70	18.99	4.85	6.11	0.25	3.83	8.53	3.48	1.46	0.13	0.67	98.92	0.13	0.11
*	МВ Габбро-диорит	U306/12	52.88	0.5	17.57	3.34	6.5	0.3	4.32	6.46	3.21	1.71	0.13	1.98	99.61	0.42	0.05

П р и м е ч а н и е. ПК – породы комплекса; МВ – мафические включения; { – мафическое включение и порода комплекса на контакте с ним; * – продагированная проба.
 Note. ПК – rocks of the Sobsky complex; МВ – mafic inclusions; { – mafic inclusion and the Sobsky rock at the contact; * – dated sample.

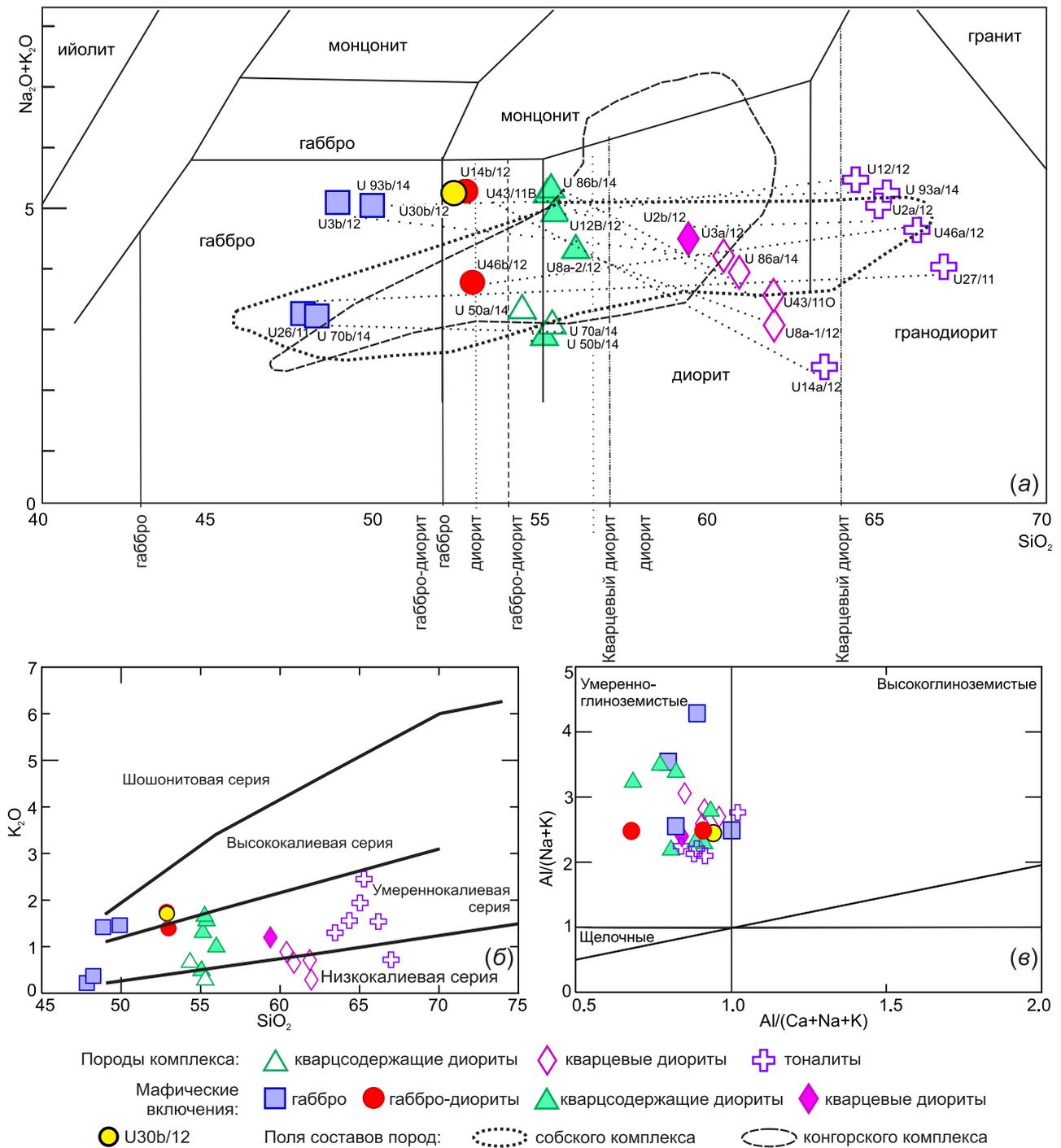


Рис. 5. Классификационные диаграммы: (а) – диаграмма TAS с указанием опробованных пар МВ и пород комплекса на контакте; (б) – K_2O-SiO_2 , (в) – $Al/(Na+K)-Al/(Ca+Na+K)$.

Fig. 5. Classification diagrams: (а) – TAS diagram showing the tested pairs of MI and the Sobsky rocks at the contact; (б) – K_2O-SiO_2 , (в) – $Al/(Na+K)-Al/(Ca+Na+K)$.

породами комплекса на рис. 5, а), то можно увидеть, что составы сильно отличаются.

Мы наблюдаем, например, породы разной контрастности, резко контрастные МВ габбро в тоналите, в кварцсодержащем диорите, в кварцевом диорите или МВ габбро-диоритов в тоналитах, менее контрастные составы МВ, например кварцсо-

держащие диориты в кварцевых диоритах, либо кварцсодержащие диориты в тоналитах, либо кварцевые диориты в тоналитах. Пример неконтрастных взаимоотношений – кварцсодержащие диориты в кварцсодержащих диоритах.

По своему химическому составу точки составов МВ и вмещающих их пород собского комплекса за-

нимают одни поля, со смещением в более основную область (табл. 3, рис. 5, а). Породы имеют нормальную и пониженную щелочность и принадлежат известково-щелочной серии. Содержание кремнезема сильно варьируется, что подчеркивает петрографический и минералогический состав пород.

Для всех пород характерна крайне низкая калиево-кислотность, K_2O (мас. %): МВ – габбро (0.2–1.5), габбро-диориты (1.4–1.8), кварцсодержащие диориты (0.5–1.7), кварцевые диориты (1.2); породы комплекса на контакте – кварцсодержащие диориты (0.3–0.7), кварцевые диориты (0.3–0.9), тоналиты (0.7–2.7) (табл. 3, рис. 5, б). Также для всех пород характерна низкая титанистость TiO_2 (мас. %): МВ – габбро (0.5–0.8), габбро-диориты (0.4–0.5), кварцсодержащие диориты (0.4–0.75), кварцевые диориты (0.3); породы комплекса на контакте – кварцсодержащие диориты (0.65–0.7), кварцевые диориты (0.3–0.5), тоналиты (0.2–0.4).

Магнезиальность $Mg\#$ ($Mg/(Mg+Fe)$ ат. %) и фемичность Fem (сумма всех фемических и рудных минералов по пересчетам CIPW) пород близки: МВ – габбро $Mg\#_{0.5-0.4}$, Fem_{34-26} , габбро-диориты $Mg\#_{0.5-0.4}$, Fem_{42-27} , кварцсодержащие диориты $Mg\#_{0.4-0.3}$, Fem_{36-22} , кварцевые диориты $Mg\#_{0.4}$, Fem_{24} ; породы комплекса на контакте – кварцсодержащие диориты $Mg\#_{0.4}$, Fem_{28} , кварцевые диориты $Mg\#_{0.4}$, Fem_{23-16} , тоналиты $Mg\#_{0.5-0.3}$, Fem_{15-10} .

Для пород МВ габбро характерно высокое содержание глинозема (мас. %): 18–22, для всех остальных пород в пределах 14–18.

Для всех пород характерно низкое содержание РЗЭ (табл. 4). Спектры распределения РЗЭ имеют одинаковую ровную форму при небольшом отрицательном Eu-минимуме (рис. 6, а).

На мультиэлементных спектрах наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, с проявленными положительными аномалиями по Cs, Ba, K, Pb, Sr, Nd, Sm, Dy и отрицательными – по Rb, Nb, Zr, P, Ti, Ta, что подтверждает их надсубдукционную природу (рис. 6, б). Для всех пород характерно низкое содержание Sr и Zr.

Для того чтобы определить, какой материал был вовлечен в плавление, использована диаграмма $Al/(Na+K) - Al/(Ca+Na+K)$ (см. рис. 5, в), точки составов всех выделенных типов пород лежат в поле метаалюминиевых пород, что указывает на минимальное участие в плавлении осадочного материала.

Для установления возраста пород из крупного (50 см в диаметре) мафического включения с резкими четкими границами без видимых признаков ассимиляции была отобрана минералогическая проба (U306/12, ср. теч. р. Тумболава). Габбро-диорит мелкозернистый, массивный. Породы со-

стоит из плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца. Акцессорные минералы – апатит, циркон; рудные – магнетит; вторичные – сосюрит, хлорит. Порфировидные кристаллы плагиоклаза, роговой обманки и биотита погружены в матрикс такого же состава. Плагиоклаз наиболее ранний, наблюдается в виде пойкилитовых включений в амфиболе и биотите. Химический состав породы и содержания редких и редкоземельных элементов приведены в табл. 3, 4, показаны на рис. 5, 6.

Цирконы, присутствующие в выборке, двух типов: 1 – мелкие прозрачные светло-желтые, с хорошо выраженной головкой, размер до 150 мкм, КУ 1:2, 1:3; 2 – темные, полупрозрачные, коричневые, круглые или обломки, размер менее 100 и до 150 мкм, КУ 1:2, 1:3. В катодолюминесцентных изображениях зерен наблюдается генерация цирконов, для которых характерны светлые тона и четко видимая осцилляционная зональность. В краевых частях кристаллов присутствуют черные зоны (рис. 7, а, светлые) и генерация незональных черных цирконов (рис. 7, а, темные), либо мы наблюдаем одну генерацию цирконов со вскрытой светлой зональной ядерной частью (рис. 7, а, светлые) и невскрытой черной незональной оболочкой (рис. 7, а, темные). Содержания U и Th (г/т) сильно варьируются (табл. 5), как правило, черные катодолюминесцентные участки кристаллов (независимо от распределения, в центре или на краю) значительно более обогащены и U, и Th (2205–4626 и 574–1903 соответственно) относительно светлых частей (117–454 и 22–72).

Возраст цирконов, рассчитанный по величине отношения $^{206}Pb/^{238}U$, был определен в десяти точках, диапазон определений от 400 ± 10 млн лет до 365 ± 15 млн лет (табл. 5, рис. 7, б). Средневзвешенный возраст по десяти корректным определениям составляет 392 ± 7 млн лет (1σ , $n=10$, СКВО=0.94).

В спектрах распределения элементов-примесей цирконов, как правило, с высокими содержаниями U и Th (5.1, 6.1, 7.1, 8.1, 9.1), сильно варьируются легкие РЗЭ, что свидетельствует о том, что в проанализированных частях цирконов выражены изменения пока неясного генезиса, возможно контактно-магматического характера (рис. 8, табл. 6), либо постмагматические процессы, отличающиеся отсутствием Ce-аномалии и более высоким содержанием РЗЭ в этих зонах цирконов [Hoskin, Schaltegger, 2003].

Температура формирования, оцененная по содержанию Ti [Watson et al., 2006] в продатированных точках цирконов, в краевых зонах находится на уровне 631–695 °С, в центральных варьируется в более широком интервале – 619–1037 °С (при $a_{SiO_2}=1$, $a_{TiO_2}=0.7$), однако мы не рассматриваем высокие значения температур т.н. 5.1, 7.1, 8.1 из-за

Т а б л и ц а 4. Содержание редких, рассеянных и редкоземельных элементов (г/г) в породах собского комплекса и мафических включениях
 Table 4. Concentrations of rare, dissipated and rare-earth elements (g/t) in the rocks of the Sobsky complex and mafic inclusions

Компоненты	МВ		ПК		МВ		ПК		МВ		ПК		МВ	
	Габбро	Тоналит	Кварцсодержащий диорит	Тоналит	Кварцевый диорит	Кварцевый диорит	Кварцевый диорит	Тоналит	Кварцсодержащий диорит	Тоналит	Кварцсодержащий диорит	Тоналит	Габбро-диорит	
	U26/11	U27/11	U43/11B	U2a/12	U26/12	U8a-1/12	U8a-1/12	U8a-2/12	U12/12	U306/12				
V	248	88.5	177	82.5	145	223	253	52.9	221					
Cr	13.1	35.7	16.8	22.2	33.3	49	18.9	26.8	15.6					
Co	25.3	8.72	18.6	9.34	16.3	20	21.5	5.48	24.8					
Ni	15.1	13.5	21.9	10	12.2	13.6	14.7	10.6	12.7					
Rb	2.61	12.1	17.4	26.8	20.4	4.29	13.8	22.7	31.7					
Sr	535	433	303	360	350	388	431	549	496					
Y	19.1	7.33	16.3	9.6	37.7	20.5	16.1	7.09	31.7					
Zr	100	55.9	46.6	48.8	25	82.5	29	57.2	22.7					
Nb	2.31	1.64	0.91	1.19	1.72	2.68	1.51	0.94	1.87					
Ba	50.6	147	351	288	135	121	358	411	388					
La	4.74	8.08	5.8	4.79	4.94	8.76	7.43	7.42	8.08					
Ce	13	14.6	13.6	9.68	15.2	23	20.9	14.3	22.9					
Pr	2.04	1.26	1.88	1.33	3.05	3.12	2.98	1.53	3.48					
Nd	10.3	5.25	8.66	6.09	16.7	14.2	12.6	6.1	17.9					
Sm	2.58	1.04	2.19	1.54	5.02	3.33	2.82	1.35	4.46					
Eu	1	0.54	0.7	0.55	0.96	0.72	0.94	0.69	1.08					
Gd	2.79	1.01	2.31	1.4	4.6	2.87	2.11	0.91	4.03					
Tb	0.53	0.21	0.41	0.23	0.85	0.49	0.36	0.16	0.76					
Dy	2.95	1.16	2.69	1.55	5.83	3.38	2.47	1.04	4.68					
Ho	0.71	0.21	0.57	0.34	1.32	0.76	0.54	0.23	1.03					
Er	2.06	0.8	1.8	1.12	4.11	2.21	1.7	0.74	3.13					
Tm	0.31	0.12	0.23	0.2	0.66	0.35	0.27	0.13	0.51					
Yb	2.37	0.98	1.97	1.11	4.21	2.35	1.94	1.05	3.58					
Lu	0.39	0.18	0.31	0.22	0.8	0.45	0.34	0.17	0.63					
Hf	4.49	1.63	1.53	1.6	1.28	2.33	1.27	1.83	1.25					
Ta	0.22	0.13	<0.1	0.12	0.15	0.17	0.12	<0.1	<<0.1					
Pb	3.93	3.74	6.79	6.09	5.83	8.79	7.98	9.54	21.9					
Th	3.47	0.5	1.33	1.39	1.11	2.28	1.14	2.78	3.12					
U	0.61	0.23	0.41	0.55	0.5	0.68	0.34	0.85	0.53					

Таблица 4 (окончание)

Table 4 (end)

Компоненты	ПК		МВ		ПК		МВ		ПК		ПК		по
	Тоналит	Габбро-диорит	Кварцсодержащий диорит	Кварцсодержащий диорит	Кварцсодержащий диорит	Габбро	Кварцевый диорит	Тоналит					
	U46a/12	U46b/12	U 50a/14	U 50b/14	U 70a/14	U 70b/14	U 86a/14	U93a/14					
V	90.3	241	194	202	212	310	121	91	2.5				
Cr	23.6	97.9	40.4	157	33.9	44.3	34.7	37.5	1				
Co	10.6	26.6	23.1	31.8	23.4	31.9	11.9	9.68	0.5				
Ni	9.74	19.9	10.5	17	11.3	12.8	10.6	13.1	1				
Rb	25.6	21.8	7.83	4.15	2.75	3.74	6.94	38.1	2				
Sr	381	216	487	354	487	485	447	302	1				
Y	11.1	35.2	14.9	23.6	14.5	21.7	14.2	9.88	0.1				
Zr	47.2	64.7	48.4	39.8	64.5	47.3	92.7	92.1	0.5				
Nb	1.37	2.1	1.17	1.42	0.97	1.51	1.68	1.76	0.5				
Ba	291	122	183	162	113	103	277	621	3				
La	3.94	6.6	7.75	8.22	7.1	10.8	7.44	9.45	0.01				
Ce	9.3	24.4	17.1	21.6	15.3	23.5	15.7	18	0.01				
Pr	1.22	4.32	2.5	3.42	2.25	3.41	2.22	2.25	0.01				
Nd	6.34	23.4	12	16	9.37	13.9	8.33	7.62	0.01				
Sm	1.6	5.37	2.62	3.99	2.96	3.91	2.51	1.52	0.005				
Eu	0.56	1.29	0.81	1.19	0.76	1.02	0.65	0.42	0.005				
Gd	1.46	4.61	2.57	3.86	2.63	3.52	2.23	1.77	0.01				
Tb	0.27	0.84	0.43	0.61	0.37	0.51	0.3	0.22	0.005				
Dy	1.68	5.18	2.72	3.87	2.44	3.49	2.23	1.5	0.01				
Ho	0.39	1.17	0.58	0.91	0.55	0.86	0.52	0.39	0.005				
Er	1.17	3.59	1.67	2.38	1.5	2.23	1.47	1.06	0.01				
Tm	0.19	0.58	0.25	0.33	0.25	0.34	0.23	0.18	0.005				
Yb	1.37	4.14	1.93	2.98	1.67	2.61	1.82	1.24	0.01				
Lu	0.24	0.74	0.22	0.41	0.24	0.35	0.28	0.18	0.005				
Hf	1.4	1.87	1.55	1.64	1.63	1.67	2.53	2.64	0.01				
Ta	0.13	0.13	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.13	0.1				
Pb	10.5	8.6	7.63	6.94	9.45	<1	<1	<1	1				
Th	1.26	0.38	1.23	0.51	1.35	<0.1	<0.1	<0.1	0.1				
U	0.64	2.89	0.47	0.27	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	0.1				

Примечание. ПК – породы комплекса, МВ – мафические включения, по – предел обнаружения.

Note. ПК – rocks of the Sobsky complex; МВ – mafic inclusions; по – detection limit.

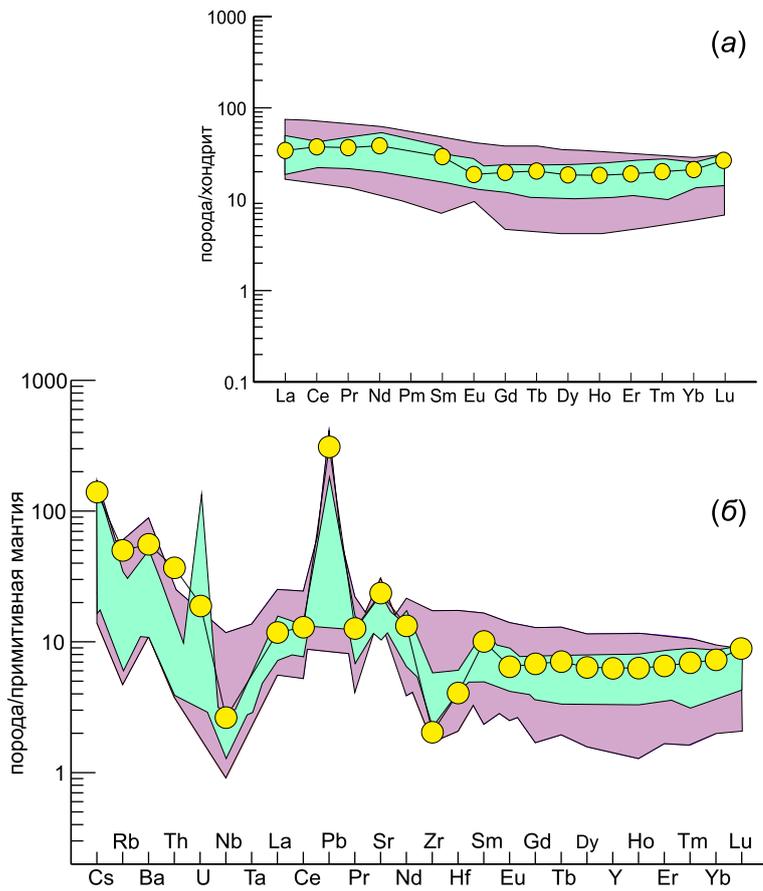


Рис. 6. Спектры редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Sun, McDonough, 1989], (а) и мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (б), для пород комплекса и МВ. Сиреневая область – породы комплекса, зеленая – мафические включения, желтые кружки обозначают положение спектров датированной пробы U306/12.

Fig. 6. Spectra of chondrite-normalized rare-earth elements [Sun, McDonough, 1989] (a), and multi-element spectra normalized to the primitive mantle [Sun, McDonough, 1989] (b), for the Sobsky rocks and MI. Areas: lilac – the Sobsky rocks, green – mafic inclusions. Yellow circles – positions of the spectra of the dated sample U306/12.

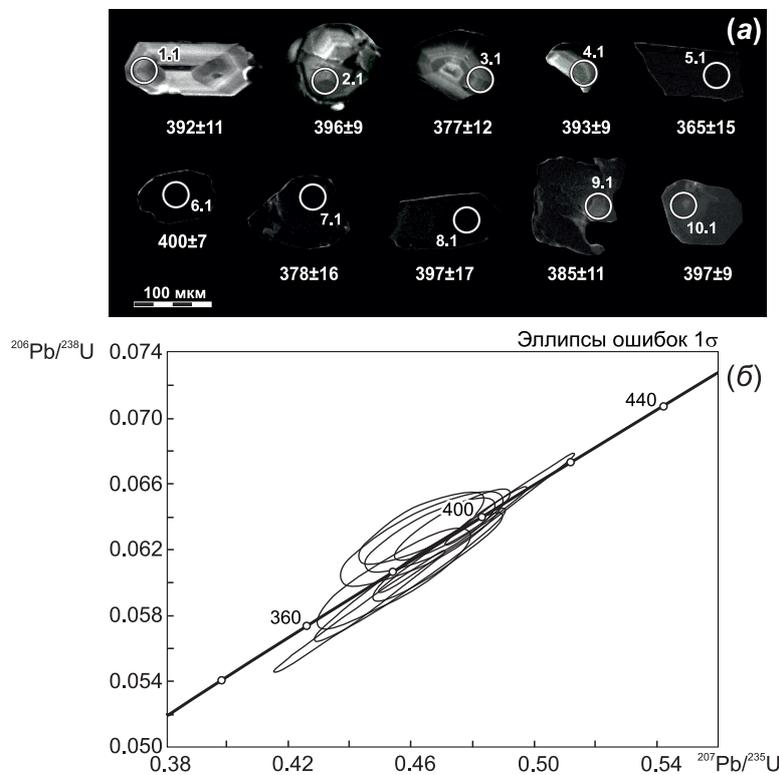


Рис. 7. Катодоллюминесцентные изображения цирконов из мафического включения (U306/12) со значениями датированных зерен и положением аналитических кратеров (а), конкордия цирконов (U306/12) (б).

Fig. 7. Cathodic-luminescent images of zircons from the mafic inclusion (sample U306/12). The dated grains and the positions of analytical craters (a), and concordia of zircons (sample U306/12) (b) are shown.

Т а б л и ц а 5. Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов

Table 5. Results of the U–Pb zircon isotope studies

Зерно, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, мкг		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст млн лет, $\pm 1\sigma$		D, %	Изотопные отношения, $\pm 1\sigma$		Rh _o	
		$^{206}\text{Pb}^*$	U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		
5.1ц	0.030	113.4	2272	0.26	365 \pm 15	423 \pm 9	+14	0.0553 \pm 0.4	0.44 \pm 4.1	0.058 \pm 4.1	1.0
3.1к	0.052	7.9	152	0.15	377 \pm 12	401 \pm 39	+6	0.0548 \pm 1.8	0.45 \pm 3.7	0.060 \pm 3.2	0.9
7.1ц	0.039	114.3	2205	0.33	378 \pm 16	420 \pm 22	+10	0.0552 \pm 1.0	0.46 \pm 4.5	0.060 \pm 4.4	1.0
9.1к	0.090	24.0	454	0.17	385 \pm 11	424 \pm 24	+9	0.0553 \pm 1.1	0.47 \pm 3.0	0.062 \pm 2.8	0.9
1.1к	0.134	6.3	117	0.14	392 \pm 11	359 \pm 52	-9	0.0537 \pm 2.3	0.46 \pm 3.8	0.063 \pm 3.0	0.8
4.1к	0.094	9.7	179	0.15	393 \pm 9	362 \pm 41	-9	0.0538 \pm 1.8	0.47 \pm 3.0	0.063 \pm 2.4	0.8
2.1к	0.155	11.4	209	0.21	396 \pm 9	335 \pm 42	-19	0.0532 \pm 1.8	0.46 \pm 2.9	0.063 \pm 2.3	1.0
8.1ц	0.097	252.0	4617	0.43	397 \pm 17	409 \pm 10	+3	0.0550 \pm 0.5	0.48 \pm 4.4	0.064 \pm 4.4	1.0
10.1к	нпо	17.6	321	0.18	397 \pm 9	376 \pm 29	-6	0.0541 \pm 1.3	0.47 \pm 2.6	0.064 \pm 2.3	0.9
6.1ц	нпо	254.3	4626	0.37	400 \pm 7	410 \pm 10	+2	0.0550 \pm 0.4	0.49 \pm 1.9	0.064 \pm 1.8	1.0

Примечания: $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ – обыкновенный и радиогенный свинец. Изотопные отношения и содержания ^{206}Pb скорректированы по измеренному ^{204}Pb . D – дискордантность; $D=100 \times [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Rh_o – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Нпо – ниже предела определения. Ц и к – центр и край.

Note: $^{206}\text{Pb}_c$ and $^{206}\text{Pb}^*$ – common and radiogenic lead. The isotopic ratios and ^{206}Pb contents are corrected to measured ^{204}Pb . D – discordance: $D=100 \times [\text{age } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/\text{age } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$. Rh_o – correlation coefficient between the estimation errors for ratios $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Нпо – below the detection limit. Ц – center; к – side.

аномально высоких содержаний Fe, что не позволяет проводить оценки температуры образования цирконов по этому параметру состава (табл. 6). Таким образом, температуры формирования центральных частей и краевых зон близки, хотя мы видим различия в составе цирконовых зон.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По минералогическому, петрографическому составу и петрогеохимическим характеристикам мафические включения и вмещающие их образования собского комплекса близки, однако они отличаются структурными признаками, большей основностью плагиоклаза и большей магнезиальностью амфибола, а также большей основностью пород.

Мафические включения имеют магматический генезис, их кристаллизация происходила достаточно быстро, на это указывают структурные признаки – мелкозернистость образцов по отношению к вмещающим их породам комплекса, имеющим средне- и крупнозернистое строение.

Отличия и сходство наблюдаются в составе породообразующих минералов. Плагиоклаз в породах МВ, представленных габбро, варьируется от битовнита в центральных частях вкрапленников до олигоклаза в краевых частях. В остальных породах, как в мафических включениях, так и в породах комплекса составы плагиоклазов близки. Наблюдаются даже случаи более основных составов плагиоклаза тоналитов (лабрадор, U46a/12) по отношению андезинов в МВ (U46б/12), что может указывать на взаимодействие между породами МВ и породами комплекса.

Магнезиальность амфибола незначительно, но выше в породах МВ ($\#Mg_{0.6-0.4}$), чем в породах комплекса ($\#Mg_{0.5-0.35}$). Магнезиальность биотита выше магнезиальности сосуществующего амфибола, это характерно для пород, сформированных на магматической стадии. Наблюдаемое равенство магнезиальностей амфибола и биотита возникает вследствие преобразования их составов (в большей степени амфибола) вблизи водного солидуса расплава, обратные соотношения характерны для стадии постмагматических изменений пород.

Набор аксессуарных, рудных и вторичных минералов одинаков для всех выделенных типов пород, отличие лишь в присутствии ильменита в габбро МВ.

Химический состав пород, при наблюдаемых вариациях содержаний кремнезема, соответствует выделенным типам пород, все они характеризуются крайне низкой калиевоностью и титанистостью. Вариации магнезиальности и фемичности пород

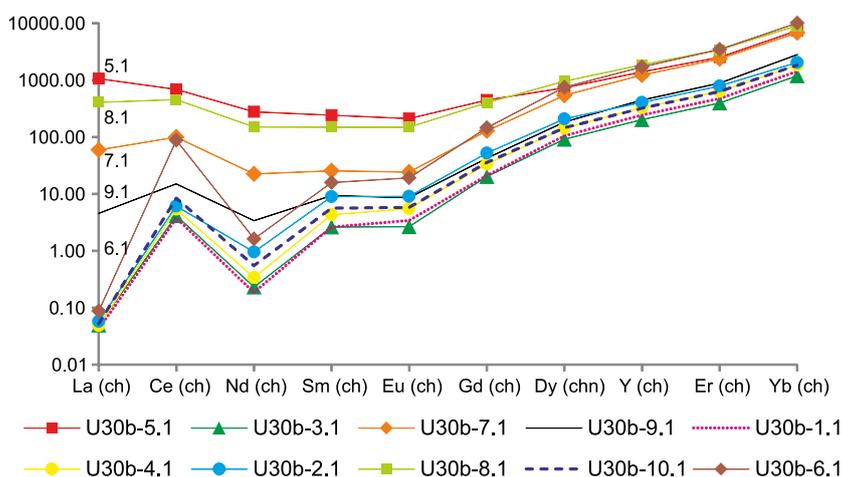


Рис. 8. Распределение РЗЭ в цирконах из мафического включения.

Fig. 8. REE distribution in zircons from the mafic inclusion.

находятся в соответствии с типами пород, при этом существенно отличается габбро МВ.

Таким образом, в целом наблюдается определенное сходство пород МВ и пород комплекса. При всех выявленных отличиях, скорее всего это родственные к породам комплекса образования. Однако наблюдаемая мелкозернистость пород и их в целом более основной (петрографический, минералогический, химический) состав не оставляет сомнений в том, что кристаллизация этих пород происходила в иных условиях.

Расчитанные температуры и давления приведены в табл. 7 и показаны на рис. 9. Наиболее реальные средние температуры (выделено в таблице жирным шрифтом) получены при помощи геотермометра [Ridolfi et al., 2010].

Глубины формирования соответственно тоже близки, варьируются для мафических включений от 4.6 до 6.3 км, а для пород комплекса – от 4.3 до 6.2 км. Считается, что на западе массива мы видим более глубокие части магматической камеры.

Содержание воды в расплаве, равновесном с роговой обманкой, оценивается в породах комплекса в 6–7 мас. %, а в МВ – 7–8 мас. %, что согласуется с данными по водонасыщенным расплавам с амфиболом.

Температуры кристаллизации циркона из МВ, полученные расчетным путем по содержанию Ti, близки к полученным по Pl-Amp геотермометрам, давление при формировании МВ равно или выше.

Следы взаимодействия видны, например, в случаях более основного состава плагиоклаза в породах комплекса, вмещающих включения, а также фиксируются в спектрах распределений РЗЭ протитированных цирконов.

Согласно полученным новым данным U-Pb (SHRIMP RG), возраст цирконов из мафического включения составляет 392±7 млн лет. Время формирования пород собского комплекса, вмещающих МВ, определенное различными методами, укладывается в интервал 418–390 млн лет. Для более точных сравнений отсутствуют данные по содержа-

Т а б л и ц а 6. Содержание иттрия, редкоземельных элементов, железа и титана (г/т). Температуры кристаллизации (°C) в исследованных цирконах

Table 6. Concentrations of yttrium, rare-earth elements, iron and titanium (g/t). Crystallization temperatures (°C) for analyzed zircons

Зерно	Y	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Hf	Fe	⁴⁸ Ti	⁴⁹ Ti	t° (1.0/0.7)
5.1ц	2183	249.10	417.8	126.72	35.8	11.76	89	180	400	1185	9314	161.1	54.8	54.1	1037
3.1к	315	0.012	2.5	0.11	0.4	0.15	4	22	63	191	8473	0.3	2.1	2.0	672
7.1ц	1913	14.08	61.0	10.27	3.7	1.36	25	132	376	1091	10202	19.5	2.1	2.0	671
9.1к	695	1.070	9.2	1.55	1.4	0.48	8	45	142	451	9797	10.2	1.8	1.9	658
1.1к	378	0.010	2.3	0.08	0.4	0.19	4	26	75	227	8860	0.2	2.4	2.4	682
4.1к	512	0.011	3.3	0.16	0.6	0.31	7	35	101	293	8694	0.2	2.8	2.8	695
2.1к	633	0.014	3.7	0.43	1.3	0.51	10	51	125	329	9739	0.3	2.2	2.1	676
8.1ц	2897	95.40	278.7	68.63	21.8	8.36	79	235	543	1454	12248	115.3	29.1	32.8	946
10.1к	500	0.012	5.2	0.25	0.8	0.32	7	35	100	292	9787	0.3	1.2	1.2	631
6.1ц	2663	0.021	53.4	0.74	2.3	1.08	29	183	553	1609	12558	2.2	1.1	1.0	619

Т а б л и ц а 7. Расчет давления и температуры пород собского комплекса и мафических включений на основе данных микрозондового анализа по плагиоклазу и амфиболу

Table 7. Pressure rates and temperatures of the rocks of the Sobsky complex and mafic inclusions, as calculated from the microprobe data on plagioclase and amphibole

Название породы		Образец	P ^[1]	P ^[2]	P _{ср}	P ^[3]	T ^[4]	T ^[5]	T ^[6]	T ^[7]	T _{ср}	T ^[8]
ПК	тоналит	U2a/12	5.7	6.0	5.8	–	810	690	750	586	709	–
МВ	кварцевый диорит	U26/12	2.8	3.2	3.0	1.3	794	746	797	634	743	775
ПК	кварцевый диорит	U7a/12	3.8	4.2	4.0	1.7	817	692	705	570	696	812
МВ	диорит	U76/12	3.1	3.5	3.3	1.4	768	719	730	591	702	787
ПК	кварцевый диорит	U43a/12	4.4	4.7	4.5	–	806	620	637	520	646	823
МВ	габбро-диорит	U436/12	4.6	4.9	4.8	–	746	643	679	550	654	821
ПК	тоналит	U12a/12	2.5	2.9	2.7	1.2	740	763	887	687	769	758
МВ	кварцсодержащий диорит	U126/12	5.3	5.6	5.4	–	753	639	631	518	635	844
ПК	кварцсодержащий диорит	U70a/14	2.6	3.0	2.8	1.2	780	746	794	633	738	795
МВ	габбро	U706/14	3.1	3.5	3.3	1.4	738	641	621	518	630	807
ПК	тоналит	U27a/12	2.6	2.9	2.7	1.2	741	694	678	549	665	777
ПК	кварцсодержащий диорит	U47a/11	2.7	3.1	2.9	1.3	759	746	705	580	698	817
ПК	кварцсодержащий диорит	U506/14	2.8	3.2	3.0	1.3	806	758	765	614	736	802
МВ	кварцевый диорит	U56/14	2.7	3.1	2.9	–	751	675	671	552	662	–
МВ	кварцевый диорит	U56/14	4.4	4.7	4.6	–	792	668	662	537	665	–
МВ	кварцсодержащий диорит	U39/12	3.1	3.4	3.2	1.4	753	692	662	546	663	807
МВ	кварцсодержащий диорит	U39/12	3.0	3.3	3.1	1.4	729	654	670	553	651	793
МВ	кварцсодержащий диорит	U40/12	2.8	3.1	3.0	1.3	689	553	564	483	572	778
МВ	кварцсодержащий диорит	U51/14	3.0	3.3	3.2	1.4	795	745	796	633	743	784
МВ	кварцсодержащий диорит	U86/14	2.8	3.2	3.0	1.3	734	668	695	569	666	781
МВ	габбро-диорит	U306/12	4.3	4.6	4.5	–	734	658	698	565	664	811
МВ	габбро-диорит	U306/12	3.9	4.2	4.1	1.8	777	730	750	599	714	808
МВ	габбро	U26/11	4.3	4.6	4.4	1.9	776	787	982	732	819	841
МВ	габбро	U38/12	2.4	2.8	2.6	1.2	762	736	813	645	739	783

П р и м е ч а н и е. Точность P^[1-2]±0.5 Kbar, точность T^[3]±75 °C, T^[8]±22 °C; ПК – породы комплекса, МВ – мафические включения; P^[1] – [Hammarstrom, Zen, 1986]; P^[2] – [Schmidt, 1991]; P^[3] – [Ridolfi et al., 2010]; T^[4] – [Blundy, Holland, 1990]; T^[5] – [Holland, Blundy, 1994]; T^[6] – [Jaques et al., 1982]; T^[7] – [Spear, 1981]; T^[8] – [Ridolfi et al., 2010]. P_{ср} рассчитаны из P^[1-2], T_{ср} рассчитаны из T^[4-6], T^[4-6] рассчитаны с учетом P_{ср}.

N o t e. Accuracy P^[1-2]±0.5 Kbar; accuracy T^[3]±75°C, T^[8]±22°C; ПК – rocks of the Sobsky complex; MB – mafic inclusions; P^[1] – [Hammarstrom, Zen, 1986]; P^[2] – [Schmidt, 1991]; P^[3] – [Ridolfi et al., 2010]; T^[4] – [Blundy, Holland, 1990]; T^[5] – [Holland, Blundy, 1994]; T^[6] – [Jaques et al., 1982]; T^[7] – [Spear, 1981]; T^[8] – [Ridolfi et al., 2010]. P_{ср} calculated from P^[1-2]; T_{ср} calculated from T^[4-6] and T^[4-6], taking P_{ср} into account.

нию Ti, PЗЭ в датированных ранее цирконах. Таким образом, возраст цирконов из МВ близок в пределах погрешности верхнему пределу возраста цирконов вмещающих МВ пород собского комплекса.

Природа исследованных мафических включений. В классических работах термины «ассимиляция», «контаминация», «гибридные породы» рассматривались относительно процессов взаимодействия магматических пород с породами вмещающей рамы. Впоследствии было показано, что не меньшую роль в этих процессах играют явления минглинга и миксинга (для магм, как родственных по составу, так и контрастных) [Yoder, 1980; Didier, Barbarin, 1991; и др.]. Отсутствие закалочных кайм не позволяет рассматривать генезис МВ как пород, сформированных при процессах введения жидкого основного расплава в более кислую (и более холодную), также жидкую магму. Формирующиеся породы физико-химически и термически соответствуют про-

цессам введения в кристаллизующуюся магму малого по объему количества вещества, которое могло кристаллизоваться из подобного расплава ранее при более высокой температуре. Температура плавления этого вещества выше температуры плавления расплава, и оно не может расплавиться в магме. Если магма недонасыщена таким высокотемпературным материалом, то состав МВ не устойчив. Таким образом, на контактах начинают проявляться процессы взаимодействия, при определенной длительности которых в целом состав МВ и кристаллизующейся магмы выравнивается, т.е. в конечном счете возможна полная ассимиляция и контаминация мафических включений магмой. Первичная природа этого поступающего в магму вещества МВ проблематична. Это может быть: 1) материал первых, более основных по составу порций расплава, 2) материал, имеющий кумулятивную природу, 3) материал более поздних поступивших в расплав основных пород.

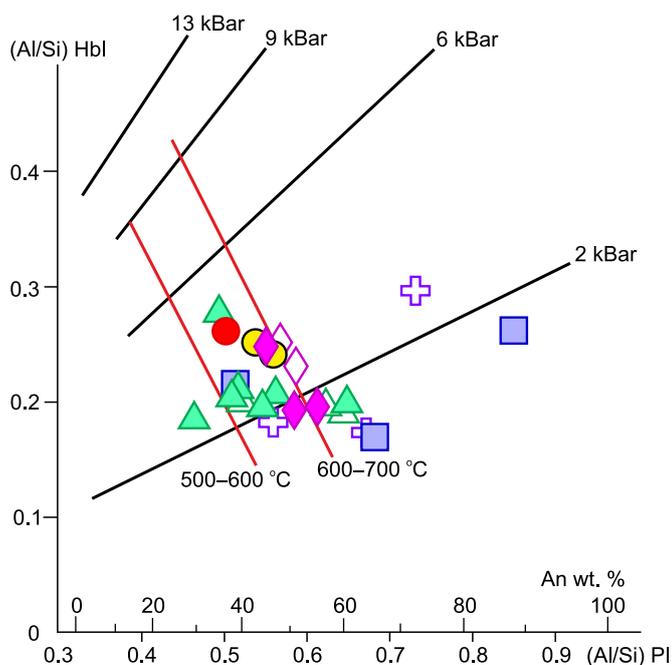


Рис. 9. Диаграмма Amp-Pl. Использованы данные по расчету давления [Fershtater, 1990]. Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 9. Amp-Pl diagram. The calculated pressure values [Fershtater, 1990] are used. See Fig. 4 for the legend.

Какие породы могли попасть в кристаллизирующуюся магму? Это должны быть магматические образования мелкозернистые, с характеристиками, сходными с породами собского комплекса. Этими породами могли быть габбро собского комплекса (габбро I фазы, описанные в северной части массива), но, согласно исследованиям предшественников, габбро – среднезернистые породы, а все наблюдаемые нами образования имеют мелкозернистую структуру. Описанные же в работе В.Р. Шмелева и Ф.Ц. Мона [Shmelev, Meng, 2013] мелкозернистые габбро, относимые к I фазе собского комплекса, имеют возраст 418 млн лет.

Мы рассматриваем механизм почти одновременного (более раннего или более позднего) поступления в магматическую камеру порции более высоко-температурного и основного расплава, возможно из промежуточного очага. Учитывая, насколько равномерно распространены включения в теле батолито-образного массива, можно предположить распределение по принципу везикуляции [Bindeman, 1995]. Возникающий слой прогретого расплава в силу другой плотности, по сравнению с относительно холодным кислым расплавом, оказывается неустойчивым, что приводит к образованию конвективных струй в верхние части магматической камеры. Относительно быстрый подъем расплава препятствует полному смешению разогретого и относительно холодного расплава, что позволяет сохраняться в породе минеральным ассоциациям, отвечающим различным стадиям процесса *автоминглинга*.

Наблюдаемое разнообразие состава, возможно, приобретено уже при процессах дальнейших взаимоотношений с кристаллизирующимся расплавом.

Несомненно, что МВ находились в различное время в кристаллизирующемся расплаве.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованные породы неизменных мафических включений сложены габбро, габбро-диоритами, кварцсодержащими диоритами и кварцевыми диоритами, вмещающие их породы комплекса – кварцсодержащими диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами.

Породы МВ и вмещающие их породы комплекса (опробованные на контакте) характеризуются порфировидными структурами, присутствием зонального плагиоклаза, указывающими на гипабиссальные условия формирования пород, при этом структуры МВ более мелкозернистые. Присутствие в составе пород комплекса и МВ роговой обманки (\pm биотит) указывает на кристаллизацию пород из водонасыщенных магм, выплавлявшихся над зоной субдукции. При общей близости магнезиальность амфиболов и основность плагиоклаза МВ выше, чем в породах комплекса.

Породы, слагающие комплекс, и породы МВ – породы нормальной и пониженной щелочности (натровые) известково-щелочной серии. Характеризуются общим низким содержанием оксида калия и оксида титана, стронция и циркония. Геохимические данные подчеркивают надсубдукционную природу пород (наличие аномалий – отрицательной по Nb и положительной по Pb).

Установленный возраст (U-Pb, SIMS) МВ в пределах погрешности близок к возрасту пород ком-

плекса. Распределение РЗЭ в каймах продатированных цирконов указывает на то, что они формировались при наложенных процессах, что также подтверждает, что происходили процессы взаимодействия МВ и пород комплекса. Температуры измеренные и расчетные МВ и пород комплекса близки.

Вещество МВ могло попадать как в жидком, так и в полутвердом состоянии в кристаллизирующуюся магму. Округлые и разноразмерные МВ равномерно распределены в породах собского комплекса.

Учитывая все полученные в ходе исследований данные, можно сделать вывод, что породы МВ родственны породам комплекса и являются автолитами. Порция более основной магмы поступала из промежуточного очага в кристаллизирующуюся магму среднего состава, механизмом формирования включений был автоминглинг.

Таким образом, в результате проведенных комплексных исследований одного из типов мафических включений в породах собского комплекса установлены петрографические, минералогические и петролого-геохимические особенности мафических включений и вмещающих их пород собского комплекса, позволяющие утверждать, что МВ являются продуктом процессов смешения, проявленных при формировании собского комплекса.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Полевые и камеральные исследования начаты в рамках интеграционных межведомственных проектов 09-С-5-1017 и 12-С-5-1024 и продолжаются в рамках государственного задания ИГ Коми НЦ УрО РАН, №ГР АААА-А17-117121270035-0.

8. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Andreichev V.L., 2000. Geochronology of metamorphic and magmatic processes in the crustal evolution of the Polar Urals. In: Intas-Europrobe Timpebar-Uralides workshop. Abstracts volume. Geotryckeriet, Saint Petersburg, p. 1.
- Andreichev V.L. 2004. Isotopic Geochronometry of Ultramafic-Mafic and Granitic Associations of Eastern Slope of the Urals. Geoprint, Syktyvkar, 44 p. (in Russian) [Андреичев В.Л. Изотопная геохронометрия ультрамафит – мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.].
- Andreichev V.L., Udoratina O.V., 2000. New data on age of granitic rocks of the Kongor complex. In: Isotope dating of geological processes: new methods and results. GEOS, Moscow, p. 28–30 (in Russian) [Андреичев В.Л., Удоратина О.В. Новые данные о возрасте гранитоидов конгорского комплекса // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 28–30].
- Antonov A.Yu., 2000. Genesis of mafic schlieren inclusions of Late Mesozoic granitic rocks of the Stanovoi Ridge. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 19 (4), 29–51 (in Russian) [Антонов А.Ю. К вопросу о генезисе мафических шлировидных включений в позднемезозойских гранитоидах Станового хребта // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 4. С. 29–51].
- Bindeman I.N. 1995. Retrograde vesiculation of basaltic magma in shallow sources: model of origin of melanocratic inclusions in felsic and intermediate rocks. *Petrologiya (Petrology)* 3 (6), 632–644 (in Russian) [Биндеман И.Н. Ретроградная везикуляция базальтовой магмы в малоглубинных очагах: модель происхождения меланократовых включений в кислых и средних породах // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 632–644].
- Blundy J.D., Holland T.J., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (2), 208–224. <https://doi.org/10.1007/BF00306444>.
- Burmakina G.N., Tsygankov A.A., 2013. Mafic microgranular enclaves in Late Paleozoic granitoids in the Burgasy quartz syenite massif, western Transbaikalia: Composition and petrogenesis. *Petrology* 21 (3), 280–303. <https://doi.org/10.1134/S086959111303003X>.
- Didier J., Barbarin B., 1991. Enclaves and Granite Petrology. *Developments in Petrology*, vol. 13. Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.P., Roland N.W., Schäfer F., Khain E.V., Remizov D.N., 2012. Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar massif, Polar Urals. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 163 (1), 9–41. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0009>.
- Fershtater G.B., 1990. Empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geokhimiya (Geochemistry International)* (3), 328–342 (in Russian) [Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–342].
- Gorbachenko K.N., Udoratina O.V., 2016. Hybrid rocks of the Sob complex (Sob batolith, Polar Urals). In: *Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Materials of the VIII All-Russian petrographic conference with international participation*. Tomsk, p. 77–86 (in Russian) [Горбаченко К.Н., Удоратина О.В. Гибридные породы собского комплекса (Собский батолит, Полярный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы VIII Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск, 2016. С. 77–86].

- Hammarstrom J.M., Zen E.A., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71 (11–12), 1297–1313.
- Holland T., Blundy J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116 (4), 433–447. <https://doi.org/10.1007/BF00310910>.
- Hoskin P.W., Schaltegger U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53 (1), 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.
- Jaques A.L., Blake D.H., Donchak P.J.T., 1982. Regional metamorphism in the Selwyn Range area north-west Queensland. *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics* 7 (3), 181–196.
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., 2014. The Paleozoic evolution of the Polar Urals: the Voykarsky basin with the oceanic type crust existed for at least 65 million years. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists, Geological section* 89 (5), 56–70 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2014. Т. 89. № 5. С. 56–70].
- Kuznetsov N.B., Udoratina O.V., Andreichev V.L., 2000. Paleozoic isotope rejuvenation of douralide complexes and the problem of the evolution of the eastern margin of the East European continent in the Paleozoic. *Bulletin of Voronezh State University, Geological Series* 9, 15–19 (in Russian) [Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В., Андреев В.Л. Палеозойское изотопное омоложение комплексов доуралид и проблема эволюции восточной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геологическая. 2000. Вып. 9. С. 15–19].
- Lupanova N.P., Markin V.V., 1964. Greenschist Sequences of the Sob-Voikar Synclinorium (Eastern Slope of the Polar Urals). USSR Academy of Sciences Publishing House, Moscow-Leningrad, 175 p. (in Russian) [Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1964. 175 с.].
- Moldavantsev Yu.E., 1960. Peculiarities of intrusive magmatism of the Polar Urals. In: P.Ya. Antropov (Ed.), *Magmatism and related mineral deposits*. Gosgeoltekhizdat, Moscow, p. 412–415 (in Russian) [Молдаванцев Ю.Е. Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых / Ред. П.Я. Антропов. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 412–415].
- Morkovkina V.F., 1958. Granodiorite intrusion of gabbro-peridotite complex and related rare metal mineralization (Polar Urals). In: *Proceedings of IGEM AS USSR*, vol. 21, p. 70–111 (in Russian) [Морковкина В.Ф. Гранодиоритовая интрузия габбро-перидотитовой формации и связанное с ней редкометальное оруденение (Полярный Урал) // Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 21. 1958. С. 70–111].
- Peive A.V., Vinogradov V.I. (Eds.), 1983. *Geochemistry of Isotopes in Ophiolites of the Polar Urals*. Nauka, Moscow, 183 p. (in Russian) [Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Ред. А.В. Пейве, В.И. Виноградов. М.: Наука, 1983. 183 с.].
- Plechov P.Yu., Fomin I.S., Mel'nik O.E., Gorokhova N.V., 2008. Evolution of melt composition during intrusion of basalts into a silicic magma chamber. *Moscow University Geology Bulletin* 63 (4), 247–257. <https://doi.org/10.3103/S0145875208040054>.
- Popov V.S., 1984. Mixing of magmas: important petrogenetic process. *Proceedings of the Russian Mineralogical Society* 113 (2), 229–240 (in Russian) [Попов В.С. Смешение магм – важный петрогенетический процесс // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1984. Т. 113. № 2. С. 229–240].
- Remizov D.N., 2004. Island Arc System of the Polar Urasl (Petrology and Evolution of Deep Zones). Yekaterinburg, 221 p. (in Russian) [Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург, 2004. 221 с.].
- Remizov D.N., Grigor'ev S.I., Petrov S.Yu. et al., 2009. Magmatism of the Maly Urals island arc (Polar Urals). In: N.P. Yushkin (Ed.), *Geology and mineral resources of the European Northeast of Russia. Materials of the XV Congress of Republic of Komi*. Vol. 2. Geoprint, Syktyvkar, p. 322–324 (in Russian) [Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV геологического съезда Республики Коми / Ред. Н.П. Юшкин. Сыктывкар: Геопринт, 2009. Т. 2. С. 322–324].
- Remizov D.N., Shishkin M.A., Grigoriev S.I. et al., 2015. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000. Second edition. Polar Ural Series. Sheets Q-41-XXI, XXII (Evirgort). Explanatory Note. Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation, Rosnedra, FSUE VSEGEI, JSC PUGGP, Saint Petersburg (in Russian) [Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41- XXI, XXII (Евыргорт). Объяснительная записка. СПб.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Роснедра, ВСЕГЕИ, ПУГГП, 2015].
- Remizov D.N., Shishkin M.A., Grigoriev S.I., Stepunin A.V. et al., 2014. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200000 (second edition, digital). Polar Ural Series. Sheet Q-41-XVI (city of Khordyus). Explanatory Note. The VSEGEI Cartographic Factory, Saint Petersburg, 256 p. (in Russian) [Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И., Степунин А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб

- 1:200000 (второе издание, цифровое). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.].
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160 (1), 45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>.
- Schmidt M.W., 1991. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C. 3.5–13.0 kbar. *Terra Abstracts* 3 (1), 30.
- Shishkin M.A., Astapov A.P., Kabatov N.V. et al., 2007. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Ural series. Sheet Q-41 (Vorkuta). Explanatory Note. VSEGEI Cartographic Factory, Saint Petersburg, 541 p. (in Russian) [Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.].
- Shmelev V.R., Meng F.C., 2013. The nature and age of basic rocks of the Rai-Iz Ophiolite massif (Polar Urals). *Doklady Earth Sciences* 451 (1), 758–761. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13070167>.
- Sobolev I.D., Latyshev A.V., Vikent'ev I.V., Kozyreva D.A., Khubanov B.D., Buyantuev M.D., 2017. Results of U-Pb (LA-ICP-MS) dating of zircons and first paleomagnetic data from intrusive rocks of the Petropavlovskoe and Novogodnee-Monto deposits, Polar Urals. In: V.V. Maslennikov, I.Yu. Melekestseva (Eds.), *Metallogeny of ancient and modern oceans – 2017. Differentiations and reasons of diversity of ore deposits*. IMin UB RAS, Miass, p. 210–213 (in Russian) [Соболев И.Д., Латышев А.В., Викентьев И.В., Козырева Д.А., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов и первые палеомагнитные данные из интрузивных пород месторождений Петропавловское и Новогоднее-Монто, Полярный Урал // Металлогения древних и современных океанов – 2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений / Ред. В.В. Маслеников, И.Ю. Мелекесцева. Миасс: ИМин УрО РАН, 2017. С. 210–213].
- Sobolev I.D., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Varlamov D.A., Hourigan J.K., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Soboleva D.A., 2018. Devonian island-arc magmatism of the Voikar zone in the Polar Urals. *Geotectonics* 52 (5), 531–563. <https://doi.org/10.1134/S0016852118050060>.
- Spear F.S., 1981. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite + tremolite = edenite + 4 quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 77 (4), 355–364. <https://doi.org/10.1007/BF00371564>.
- Starkov V.D., 1985. Intrusive Magmatism of Eugeosyncline Zones of the Polar Urals. USC AS USSR, Sverdlovsk, 384 p. (in Russian) [Старков В.Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 384 с.].
- Sun S.-S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, London, Special Publications, vol. 42, p. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., 2001. Late granitic dikes of the Sob complex (Polar Urals). In: *Geology of European north of Russia*. Issue 5. Syktyvkar, p. 64–72 (in Russian) [Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б. Поздние гранитоидные дайки Собского комплекса (Полярный Урал) // Геология европейского севера России. Вып. 5. Сыктывкар, 2001. С. 64–72].
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., 2007. Sob plagiogranite complex of the Polar Urals. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists, Geological section* 82 (3), 49–59 (in Russian) [Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитный комплекс Полярного Урала // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2007. Т. 82. № 3. С. 49–59].
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Larionov A.N., Shishkin M.A., 2008. U-Pb age of plagiogranitic rocks of the Sob pluton (Polar Urals). In: *Petrology and mineralogy of the North Urals and Timan*. Issue 5. Syktyvkar, p. 52–62 (in Russian) [Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Ларионов А.Н., Шишкин М.А. U-Pb возраст плагиогранитоидов Собского массива (Полярный Урал) // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. № 5. Сыктывкар, 2008. С. 52–62].
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Matukov D.I., 2005. Age of granitic rocks of the Yanaslор pluton (Polar Urals): U-Pb data. In: *Petrology of igneous and metamorphic complexes*. Issue 5, Vol. 1. CNTI, Tomsk, p. 135–142 (in Russian) [Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Матуков Д.И. Возраст гранитоидов Янаслорского массива (Полярный Урал): U-Pb данные // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск: ЦНТИ, 2005. Т. 1. С. 135–142].
- Udoratina O.V., Kuznetsov N.B., Pavlenko T.I., 2000. Granitic rocks of the Sob complex (Polar Urals). In: *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. CNTI, Tomsk, p. 82–86 (in Russian) [Удоратина О.В., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И. Гранитоиды собского комплекса (Полярный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ЦНТИ, 2000. С. 82–86].
- Udoratina O.V., Shatagin K.N., Kuznetsov N.B., 2003. Sobsky plagiogranitoid complex of the Polar Urals: the first Sm-Nd isotopic data. In: *Structure of the lithosphere and geodynamics*. Proceedings of the XX All-Russian youth conference. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 189–191 (in Russian) [Удоратина О.В., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б. Собский плагиогранитоидный комплекс Полярного Урала: первые Sm-Nd изотопные данные // Структура литосферы и геодинамика: Материалы XX Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 189–191].

- Valui G.A., 1997. Formation of autoliths in granitic rocks as fluid-magmatic layering of melts. *Tikhookeanskaya Geologiya (Russian Journal of Pacific Geology)* 16 (1), 11–20 (in Russian) [Валуи Г.А. Образование автолитов в гранитоидах как флюидно-магматическое расслоение расплавов // *Тихоокеанская геология*. 1997. Т. 16. № 1. С. 11–20].
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151 (4), 413–433. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0068-5>.
- Yazeva R.G., Bochkarov V.V., 1984. Voikar Volcano-Plutonic Belt (Polar Urals). USC AS USSR, Sverdlovsk, 160 p. (in Russian) [Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.].
- Yoder H. (Ed.), 1980. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, Princeton, 588 p. [Русский перевод: Эволюция изверженных пород / Ред. Х. Йодер. М.: Мир, 1983. 528 с.].

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ | INFORMATION ABOUT AUTHORS

Оксана Владимировна Удоратина

канд. геол.-мин. наук

Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН
167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Россия

Томский государственный университет
634050, Томск, пр. Ленина, 50, Россия

✉ e-mail: udoratina@geo.komisc.ru

 <https://orcid.org/0000-0001-9956-6271>

Oksana V. Udoratina

Candidate of Geology and Mineralogy

N.P. Yushkin Institute of Geology of Komi Science Center, Ural Branch of RAS
54 Pervomayskaya street, Syktyvkar 167982, Russia

Tomsk State University
50 Lenin ave., Tomsk 634050, Russia

Мэтью А. Кобл

PhD, Research and Development Scientist and Engineer

Stanford University, Department of Geological Sciences
Stanford, California 94305, USA

e-mail: coblem@stanford.edu

 <https://orcid.org/0000-0002-7536-0559>

Matthew A. Coble

PhD, Research and Development Scientist and Engineer

Stanford University, Department of Geological Sciences
Stanford, California 94305, USA

Александр Сергеевич Шуйский

Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН
167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Россия

e-mail: self88@yandex.ru

 <https://orcid.org/0000-0002-6928-9354>

Aleksander S. Shuyskiy

N.P. Yushkin Institute of Geology of Komi Science Center, Ural Branch of RAS
54 Pervomayskaya street, Syktyvkar 167982, Russia

Валентина Алексеевна Капитанова

Институт геологии им. Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН
167982, Сыктывкар, ул. Первомайская, 54, Россия

e-mail: kapitanova@geo.komisc.ru

 <https://orcid.org/0000-0001-9220-1261>

Valentina A. Капитанова

N.P. Yushkin Institute of Geology of Komi Science Center, Ural Branch of RAS
54 Pervomayskaya street, Syktyvkar 167982, Russia