

УДК 550.84+551.22

DOI: 10.31040/2222-8349-2020-0-2-60-67

**ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕОХИМИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ
КОЕЛГИНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ)**

© В.И. Сначёв

Приводится описание петрогеохимических особенностей пород и геологического строения Коелгинского гранитоидного массива, расположенного в северной части Восточно-Уральского прогиба и принадлежащего пластовскому тоналит-плагиогранитовому комплексу. Сформировался он в два этапа: в первый из них образовались гранодиориты, кварцевые диориты, биотитовые граниты, а во второй – плагиограниты. Наибольшим развитием пользуются гранодиориты. С вмещающими образованиями массив имеет либо интрузивный контакт, либо тектонический. Жильные породы представлены преимущественно мелкозернистыми плагиогранитами, тоналит-порфирами и плагиогранит-порфирами. Возраст плагиогранитов пластовского комплекса, установленный U-Pb SHRIMP-II методом, составляет 361 ± 6 млн лет, а для цирконов из гранодиоритов Коелгинского массива – 374.2 млн лет, что соответствует позднему девону – раннему карбону.

Кристаллизация гранитоидов Коелгинского массива происходила при температурах 725–730 и 810–820°C. Наличие расплавных включений в кварце свидетельствует о первично-магматической их природе. По химическому составу рассматриваемые гранитоиды относятся к малокремнистым, умеренно щелочным (с преобладанием натрия над калием), низкомагнезиальным, умеренно глиноземистым. По содержанию Rb и Sr гранодиориты Коелгинского массива являются производными орогенной андезитовой магмы, четко укладываются в поле тоналит-гранодиоритовой формации, попадают в область континентальных трондjemитов и кварцевых диоритов и соответствуют структурам с режимом преобладающих нисходящих движений.

Содержания и распределение РЗЭ в гранодиоритах и мусковит-биотитовых гранитах соответствуют трондjemитам континентальных окраин, а в плагиогранитах – внутренним частям континентов. На диаграммах Y – Nb, Yb – Ta, Rb – (Y+Nb) и Rb – (Yb+Ta) они укладываются в поле гранитов вулканических дуг. Вместе с тем нормализованные по хондритам содержания редкоземельных элементов в плагиогранитах пластовского комплекса не имеют ни европиевого максимума, характерного для континентальных трондjemитов, ни европиевого минимума, свойственного океаническим плагиогранитам. По-видимому, развитие Восточно-Уральского прогиба хотя и на континентальной коре, но пониженной мощности внесло свои коррективы в набор малых элементов формирующейся гранитоидной формации.

Ключевые слова: Коелгинский массив, гранодиориты, биотит-амфиболовый парагенезис, температура, пластовский комплекс, петрогеохимия.

Коелгинский гранитоидный массив расположен в северной части Восточно-Уральского прогиба и принадлежит пластовскому тоналит-плагиогранитовому комплексу [1]. Он вытянут в меридиональном направлении на 24 км при ширине 8 км (рис. 1). По данным геологосъемочных работ, проведенных в 2008–2012 гг. сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъемка» (лист N-41-XIII, Пласт, М 1:200 000) совместно с автором данной статьи, массив сформировался в два этапа: в первый из них образовались гранодиориты, кварцевые диориты, биотитовые граниты, а во второй – плагиограниты. На-

большим развитием пользуются гранодиориты, которые практически полностью слагают северную и центральную части интрузии.

Коелгинский массив на востоке имеет интрузивный контакт (падает на запад под углами 70–85°) с вмещающими эффузивами базальт-андезитовой толщи с развитием зон ороговикованных пород мощностью до 300 м. Западный его контакт с серпентинитами хромитоносного Чампаловского гипербазитового массива [2] тектонический, в северо-западной части он погружается под известняки биргильдинской толщи.

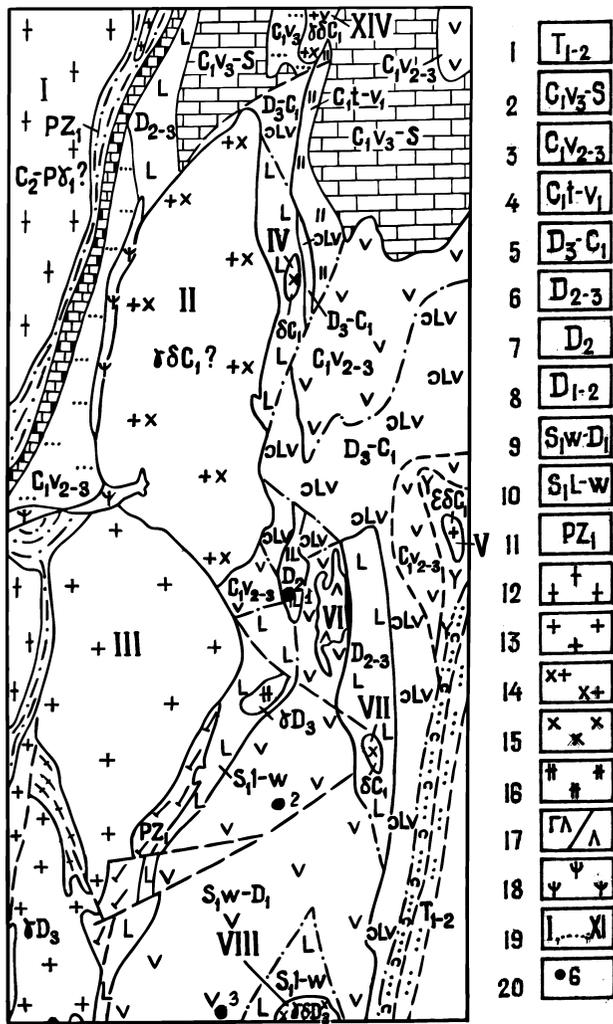


Рис. 1. Геологическая карта северной части Восточно-Уральского прогиба [1]

Условные обозначения: 1 – песчаники, туфопесчаники, глинисто-углеродистые сланцы; 2 – карбонатная толща; 3 – красноцветные порфириды андезитового, дацитового, реже базальтового состава, их туфы, песчаники; 4 – углеродисто-кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, известняки; 5 – туфы андезито-базальтового состава, прослои базальтов, туфопесчаников; 6 – субщелочные базальты, пикрито-базальты, их туфы; 7 – спилиты, диабазы, пироксеновые порфириды, реже туфы; 8 – туфы основного и среднего состава, прослои пироксеновых порфиридов основного состава; 9 – туфы андезито-базальтового, андезитового и дацитового состава; андезит-базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириды; 10 – базальты, андезито-базальты, редко туфы, туффиты; 11 – биотит-полевошпатовые, амфибол-полевошпатовые гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, глинисто-кремнистые сланцы; 12 – гранито-гнейсы; 13 – плагиограниты; 14–15 – гранодиориты; 16 – малокалиевые граниты; 17 – габбро-диориты (а), габбро, габбро-диабазы (б); 18 – серпентиниты; 19 – гранитоидные массивы (I – Варламовский массив, II – Коелгинский, III – Пластовский, IV – Зеленодольский, V – Летягинский, VI – Медиаковский, VII – Краснооктябрьский, VIII – Портнягинский, XIV – Увельский); 20 – скважины.

Гранодиориты первой фазы представляют собой зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, массивные до порфиридных породы, состоящие из плагиоклаза (45–50%), калиевого полевого шпата (15–20%), кварца (18–25%), биотита + роговой обманки (10–12%). Зерна плагиоклаза (олигоклаз-андезина № 25–36) призматические полисинтетически сдвойникованные, реже зональные, размером 1–1.5 мм (в порфиридных разностях до 5–6 мм), интенсивно сосюритизированы и серицитизированы. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, реже ортоклазом, размер зерен до 1.5 мм (в гломерах до 2.5–3 мм), пертитизированный, пелитизированный и серицитизированный в центральных частях зерен. Биотит бурокоричневый мелкочешуйчатый (в биотитовых разностях – длинночешуйчатый), часто хлоритизирован. Железистость биотита варьирует от 0.46 до 0.72. Роговая обманка зелено-бурая мелкопризматическая, низкожелезистая ($f = 0.24-0.38$), частично опацитизирована. Кварцевые диориты содержат буро-зеленую частично хло-

ритизированную роговую обманку (20–25%), плагиоклаз, интенсивно замещенный эпидотом, серицитом, пелитизированный калиевый полевой шпат и мелкоагрегатный кварц.

Главным минералом гранитоидов пластовского комплекса является плагиоклаз, составляющий от 40 до 70% объема пород. Таблички плагиоклаза размером 0.2–0.5 мм обладают слабым и средним идиоморфизмом, имеют короткопризматическую форму, часто образуют гломеропорфировые скопления до 5 мм. В тоналитах плагиоклаз имеет состав олигоклаз-андезина (25–35% An), нередко отмечаются зональные кристаллы с более основным ядром. Часто плагиоклаз замещен мелкозернистым агрегатом альбита, эпидота и серицита, реже отмечается полное замещение кристалликами альбита. Альбитовые каемки постоянно фиксируются на границе плагиоклаза с калиевым полевым шпатом.

Кварц образует две генерации: в слабоизмененных гранитоидах он присутствует в виде изометричных либо линзовидных гломеропор-

фировых выделений размером 2–4 мм, а также образует изометричные зерна в интерстициях лейст плагиоклаза.

Калиевый полевой шпат присутствует в тоналитах и плагиогранитах в незначительном количестве (1–5%). Он образует мелкие ксеноморфные интерстиционные выделения. Двойниковая решетка в этих мелких зернах не проявляется, отсутствуют и пертитовые вростки. В участках, где содержание калиевого полевого шпата превышает 10%, наряду с мелкими зернами появляются порфиробласты позднего микроклина, обладающие двойниковой решеткой и содержащие точечные пертитовые вростки, а также пойкилитовые включения биотита, плагиоклаза и «капельного» кварца. Эти порфиробласты микроклина корродируют таблицы плагиоклаза с образованием мирмекитовых оторочек. Сам микроклин позднее подвергается альбитизации, причем иногда шахматный альбит целиком замещает крупные зерна микроклина.

Биотит в плагиоклазовых гранитоидах образует линзовидные и изометричные скопления листочков размером около 0.5 мм. Плеохроирует в коричневых тонах. В рассланцованных гранитоидах первичные листочки биотита перекристаллизованы. Линзочки вторичного агрегата мелких лейст биотита, ассоциирующих с эпидотом, кварцем, серицитом, пересекают зерна первичных минералов – плагиоклаза и кварца. Иногда в меланократовых разностях встречаются зерна буровато-зеленой роговой обманки, в целом не типичной для рассматриваемых пород.

Жильные породы в массивах пластового комплекса представлены мелкозернистыми плагиогранитами, тоналит-порфирами, плагиогранит-порфирами, риолитами и риодацитами, диоритовыми порфиритами и керсантитами, реже плагиоаплитами, плагиопегматитами.

Установленный современным U-Pb SHRIMP-II методом возраст плагиогранитов Пластовского массива, по данным Ферштатера Г.Б [3], составляет 361±6 млн лет. Для мусковит-биотитовых плагиогранитов датировки, полученные тем же методом геологами-съемщиками ОАО «Челябинскгеосъемка» в 2012 г., близки к 360 млн лет, а для цирконов из гранодиоритов Коелгинского массива – 374.2 млн лет. Исходя из полученных данных возраст пластового комплекса принимается позднедевонско-раннекаменноугольным.

По химическому составу (табл. 1) гранитоиды пластового комплекса относятся к малокремнистым (67–72% SiO₂), умеренно щелочным (сумма щелочей 6.0–8.5%) с преобладанием натрия над калием, низкомагнезиальным (от 2 до 5), умеренно глиноземистым (2.5–4.5). Лейкократовые плагиограниты Пластовского массива характеризуются высоким содержанием кремнезема (72–75%), высокой глиноземистостью (5–8), несколько пониженной железистостью (1.2–2.0), суммой щелочей в пределах 6–9% (из них калия 2–4%).

По содержанию рубидия и стронция (40–160 и 200–1000 г/т) (рис. 2) рассматриваемые гранитоиды соответствуют структурам с режимом преобладающих нисходящих движений [4]. На диаграмме рубидий-стронций для интрузивных серий [5] они четко отделяются от габбро-гранитной формации [6, 7], ложатся в область тоналит-гранодиоритовой формации и занимают поле орогенной андезитовой и толеитовой исходной магмы (см. рис. 2). Вопрос о коровом или океаническом происхождении гранитоидов решается в пользу первого из них. Это доказывается, во-первых, точным попаданием в поле континентальных трондьемитов на диаграмме Р.Г. Колмана и М.М. Донато [8] (рис. 3);

Т а б л и ц а 1

Химический состав (мас. %) гранодиоритов Коелгинского массива

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
2511-12	66.26	0.84	16.06	2.10	0.88	0.07	2.25	2.86	4.41	3.24	0.19	0.98	100.14
1572	67.04	0.35	16.38	2.53	0.42	0.08	2.46	2.88	4.00	2.86	0.26	1.72	100.98
СЗ-41	67.42	0.66	14.35	3.90	0.70	0.09	1.44	1.72	3.58	6.52	0.02	0.48	100.88
1077	67.76	0.90	15.77	1.31	1.02	0.06	2.04	1.43	3.57	3.89	0.15	1.08	98.98
1573	68.92	0.33	15.87	1.10	0.99	0.07	1.13	2.16	4.00	3.88	0.13	1.46	100.04
5005	67.42	0.40	16.10	1.18	1.35	0.06	1.68	3.14	4.30	3.07	0.17	1.20	100.07

Примечание: Анализы принадлежат ОАО «Челябинскгеосъемка» и авторам.

во-вторых, довольно высокой степенью фракционирования редкоземельных элементов, где легкая группа имеет явное преобладание (рис. 4, табл. 2). Вместе с тем нормализованные по хондритам содержания РЗЭ в плагиогранитах пластового комплекса не имеют ни европиевого максимума, характерного для континентальных трондьемитов, ни европиевого минимума, свойственного океаническим плагиогранитам [8]. По-видимому, развитие Восточно-Уральского прогиба хотя и на континентальной коре, но пониженной мощности, внесло свои коррективы в набор малых элементов формирующейся гранитоидной формации.

Распределение редкоземельных элементов в гранодиоритах Коелгинского массива показано в табл. 2. Нормализация этих данных по хондритам дает следующие значения: для лантана 30–250, церия – 20–170, самария – 5–60, европия – 8–30, иттербия – 3–10, что, согласно Дж.Г. Арту [9], занимает промежуточное положение между трондьемитами континентов и островных дуг (рис. 4). Примечательно, что по содержаниям Y, Yb, Ta, Nb, Rb (табл. 3) гранитоиды пластового комплекса на всех диаграммах J.A. Pearce and etc. [10] (рис. 5) укладываются в поле гранитов вулканических дуг.

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в гранодиоритах Коелгинского массива

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
33.4	66.2	7.23	26.60	4.38	1.22	3.14	0.39	1.70	0.29	0.73	0.10	0.59	0.10
84.4	165	18.00	66.40	11.50	2.56	8.19	0.93	4.28	0.70	1.58	0.27	1.44	0.23
9.1	15.9	1.88	6.52	1.04	0.59	1.46	0.28	1.85	0.40	1.40	0.24	2.13	0.26
11.6	23.6	2.79	9.71	1.85	0.82	1.59	0.24	1.31	0.23	0.65	0.10	0.68	0.11
70.0	135	14.90	56.00	9.67	2.44	6.27	0.78	3.84	0.52	1.39	0.27	1.36	0.23
124	76.3	58.58	36.62	23.05	19.26	14.68	10.74	7.94	5.82	4.46	3.61	2.38	2.03

Примечание: Номера образцов по строкам – 1 – 2511-12, 2 – 1572, 3 – С3-41, 4 – 1077, 5 – 1573, 6 – 5005 (табл. 1). Анализы принадлежат ОАО «Челябинскгеосъемка» и авторам.

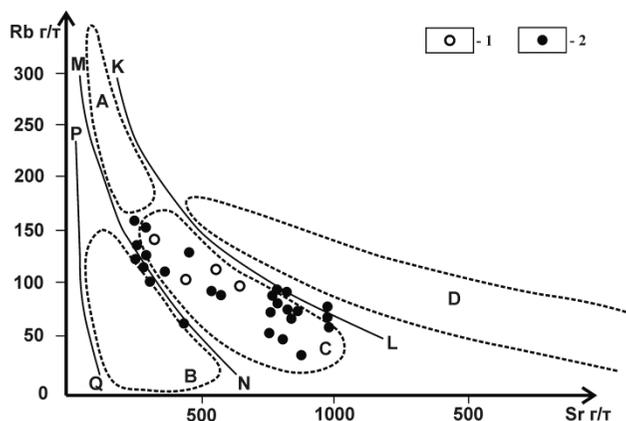


Рис. 2. Диаграмма Rb-Sr [5] для гранитоидов пластового комплекса и других интрузивных серий Южного Урала

Условные обозначения: 1 – гранодиориты Коелгинского массива, 2 – плагиограниты Пластового массива. Поля пород – производные различных исходных магм: PQO – толеитовой океанической; NQPM – толеитовой континентальной островодужной; LNМК – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии LK – латитовой, щелочно-базальтовой. Области распространения южно-уральских гранитоидных формаций: А – гранит-мигматитовой, В – габбро-гранитной, С – тоналит-гранодиоритовой, D – монцонит-гранитной.

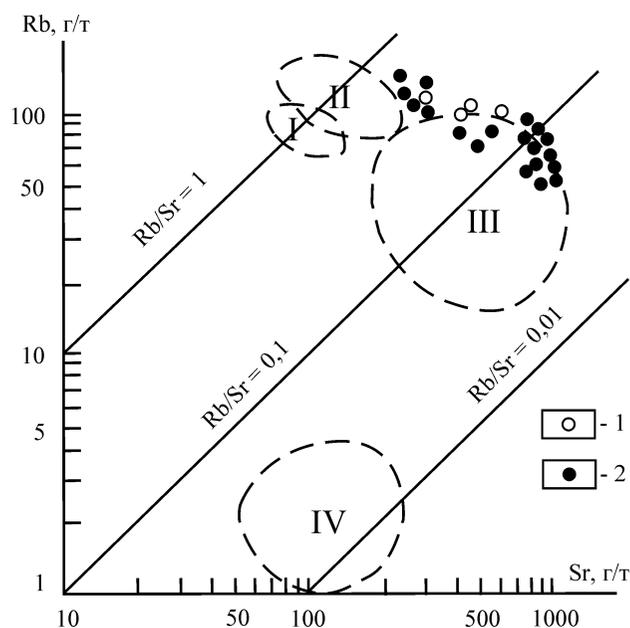


Рис. 3. Вариационная диаграмма Rb-Sr [8]

Условные обозначения: 1 – гранодиориты Коелгинского массива, 2 – плагиограниты Пластового массива. Поля: I – гранофиры Красного моря, II – континентальные гранофиры и риолиты Исландии, III – континентальные трондьемиты и кварцевые диориты, IV – океанические плагиограниты.

С целью определения *P-T* условий образования гранитоидов Коелгинского массива нами был использован биотит-амфиболовый парагенезис, всесторонне изученный экспериментально [11, 12] и широко представленный как среди гранодиоритов, так и биотитовых, мусковитовых и двуслюдяных гранитов. Составы минералов, отобранных из гранодиорита (обр. 2511-12, табл. 4), проанализированы В.А. Котляровым (ИМин УрО РАН, г. Миасс) на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с энергодисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 eV). Ускоряющие напряжения 20 или 30 кВ при токах зонда 4–6 нА, диаметр пучка

1–2 мкм (эталонные для биотита – биотит, для амфибола – роговая обманка). Их формулы рассчитывались по известной методике И.Д. Борнеман-Старынкевич [13], а затем с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальностей парагенезиса биотит-амфибол [13] получены температуры формирования пород. Следует отметить, что биотиты, в отличие от амфиболов, имеют очень стабильный состав. Вариации петрогенных окислов в них весьма невелики, что хорошо демонстрируется небольшим интервалом расчетного коэффициента $X_{Mg}^{Bi} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ (0.66–0.67 ед.) (табл. 4). Для амфибола его значения составляют 0.74–0.84 ед.

Таблица 3

Содержание Y, Yb, Ta, Nb, Rb (г/т) в гранитоидах пластового комплекса

№ п/п	№ пробы	Rb	Y	Nb	Ta	Yb
1	п331	63.30	3.90	3.63	0.21	0.30
2	п339	65.64	3.52	3.96	0.34	0.39
3	к178	62.56	4.67	4.41	0.89	0.41
4	9	21.35	3.41	5.28	0.36	0.30
5	26	57.23	3.82	3.47	0.32	0.32
6	27	69.39	3.00	4.08	0.42	0.31
7	31	61.49	2.85	1.31	0.10	0.22
8	35	35.47	3.41	2.37	0.25	0.37
9	38	89.07	2.60	2.49	0.13	0.22

Примечание: Анализы заимствованы из работы Г.Б. Ферштатера [3].

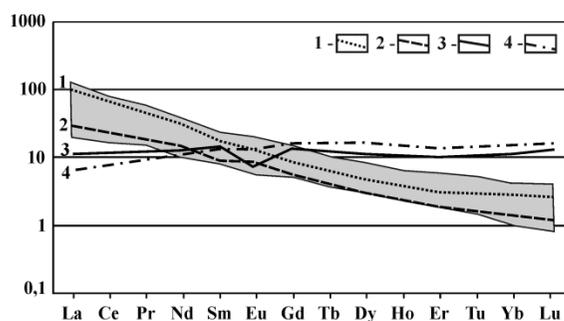


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов, нормализованное по хондритам, в тронджемитах различных геодинамических обстановок [9] Условные обозначения: 1 – внутренние части континентов, 2 – континентальные окраины, 3 – островные дуги, 4 – офиолиты. Серое поле – гранитоиды пластового комплекса (верхняя часть – плагиограниты Пластовского массива, нижняя – мусковит-биотитовые граниты Пластовского массива и гранодиориты Коелгинского массива).

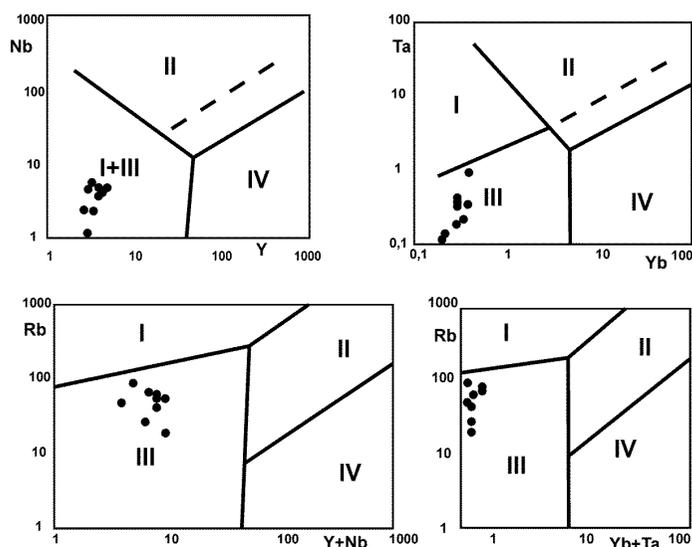


Рис. 5. Диаграммы Pearce J.A. and etc.[10] для гранитоидов пластового комплекса (табл. 3) Условные обозначения: I – коллизионные граниты, II – внутриплитные граниты, III – граниты вулканических дуг, IV – граниты океанических хребтов.

Химический состав биотита (Bi) и амфибола (Amf) из гранодиорита (обр. 2511-12) Коелгинского массива (мас. %)

Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	X _{Mg} ^{Bi,Gr}
Bi-1	39.19	1.37	16.40	14.09	0.26	0.00	15.48	0.20	9.68	96.67	0.66
Bi-2	40.55	1.17	16.83	13.33	0.27	0.00	15.39	0.32	9.32	97.18	0.66
Bi-3	40.13	0.97	16.55	13.02	0.25	0.00	15.44	0.03	9.60	96.00	0.67
Amf-1	55.88	0.00	1.53	10.88	0.24	11.95	17.65	0.53	0.14	98.80	0.74
Amf-2	56.77	0.00	1.21	7.06	0.31	12.40	19.57	0.41	0.16	97.89	0.82
Amf-3	57.87	0.00	0.94	6.48	0.30	12.18	20.19	0.79	0.05	98.80	0.84

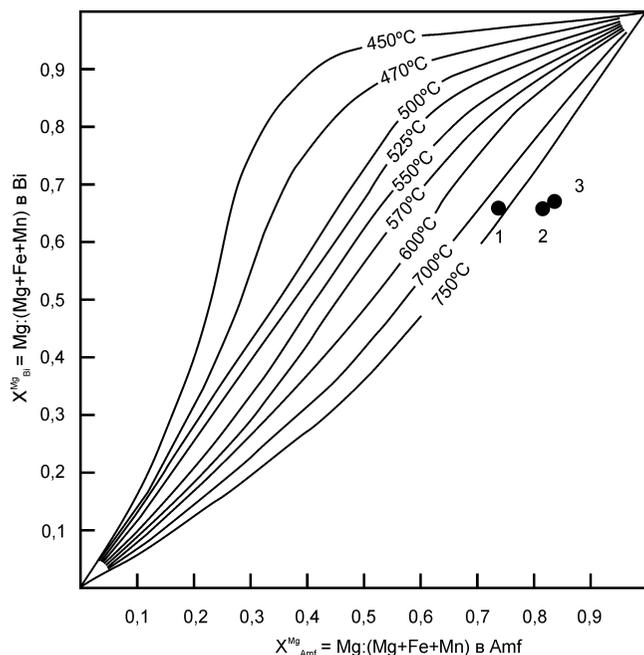
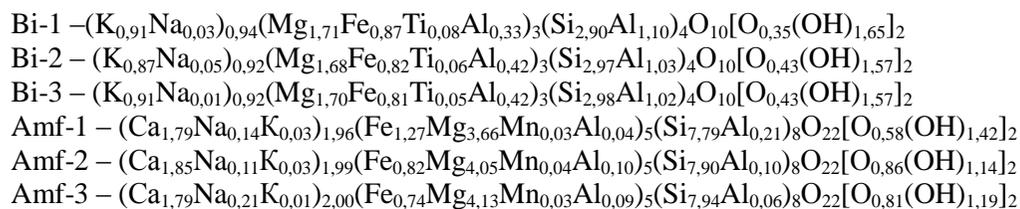


Рис. 6. Состав биотитов и амфиболов из гранодиорита Коелгинского массива (табл. 4) на диаграмме фазового соответствия, по [11]: 1 – 1-я пара минералов (Bi-1, Amf-1), 2 – 2-я пара минералов (Bi-2, Amf-2), 3 – 3-я пара минералов (Bi-3, Amf-3)

Обратимся к рис. 6, на котором в координатах X_{Mg}^{Bi} – X_{Mg}^{Amf} (значения мольных долей компонентов в биотите и амфиболе) вынесены точки составов для трех пар указанных минералов. Как видим, все парагенетические ассоциации образуют два поля, первое из которых имеет параметр X_{Mg}^{Amf} = 0.74, а второе – X_{Mg}^{Amf} = 0.82–0.84. Соответственно температуры их образования составляют 725–730°C и 810–820°C, что несколько ниже, чем для орогенных гранитов [14].

Таким образом, учитывая приведенный выше аналитический материал по петрогеохимии и физико-химическим условиям кристалли-

зации гранитоидов Коелгинской интрузии, можно сделать ряд следующих выводов:

1. Массив представлен породами двух фаз: первая – гранодиориты, реже кварцевые диориты и биотитовые граниты; вторая – плагиограниты. Первые развиты гораздо шире, чем последние.

2. По химическому составу рассматриваемые гранитоиды относятся к малокремнистым, умеренно щелочным (с преобладанием натрия над калием), низко магнезиальным, умеренно глиноземистым.

3. По содержанию Rb и Sr гранодиориты Коелгинского массива являются производными

орогенной андезитовой магмы, четко укладываются в поле тоналит-гранодиоритовой формации и попадают в область континентальных трондjemитов и кварцевых диоритов.

4. Содержания и распределение РЗЭ в гранодиоритах и мусковит-биотитовых гранитах соответствуют трондjemитам континентальных окраин, а в плагиогранитах – внутренним частям континентов. На всех диаграммах J.A. Pearce and etc. [10], учитывающих содержания Y, Yb, Ta, Nb, Rb, они укладываются в поле гранитов вулканических дуг.

5. Кристаллизация гранитоидов Коелгинского массива происходила при температурах 725–730 и 810–820°C. Наличие расплавных включений в кварце свидетельствует о первично-магматической их природе.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0246-2019-0078.

Литература

1. Сначёв В.И., Демин Ю.И., Романовская М.А., Шулькин В.Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. Уфа: БНЦ УрО АН СССР., 1989. 120 с.
2. Рыкус М.В., Сначёв В.И., Кузнецов Н.С., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв А.В. Рудоносность дунит-гарцбургитовой и черносланцевой формаций пограничной зоны между Южным и Средним Уралом // Нефтегазовое дело. 2009. Т. 7. № 2. С. 17–27.
3. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
4. Солодов Н.А., Балашов А.С., Кременецкий А.А. Геохимия лития, рубидия и цезия. М.: Недра, 1980. 233 с.
5. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
6. Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Бажин Е.А. Большаковский габбровый массив фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 79–81.
7. Сначёв А.В., Сначёв В.И. Формационная принадлежность и геодинамические условия формирования габброидов канзафаровского комплекса (пограничная зона Южного и Среднего Урала) // Известия Уфимского научного центра РАН. 2018. № 1. С. 66–71.
8. Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. С. 118–130.
9. Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондjemитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондjemиты,

дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф. Баркера. М.: Мир, 1983. С. 99–105.

10. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock // J. Petrolog. 1984. Vol. 25. Part 4. P. 956–983.

11. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

12. Термо- и барометрия метаморфических пород / Под ред. В.А. Глебовицкого. Л.: Наука, 1977. 207 с.

13. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964. 224 с.

14. Демин Ю.И., Сначёв В.И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения // Доклады Академии наук СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 152–156.

References

1. Snachev V.I., Demin Yu.I., Romanovskaya M.A., Schulkin V.E. The thermal regime of the formation of granitoid massifs. BSC Ural Branch of the Academy of Sciences of the USSR. Ufa, 1989. 120 p.
2. Rykus M.V., Snachev V.I., Kuznetsov N.S., Savelyev D.E., Bazhin E.A., Snachev A.V. Ore-bearing capacity of the dunite-harzburgite and black shale formations of the border zone between the South and Middle Urals. *Neftgazovoe delo*, 2007, vol. 7, no. 2, pp. 17–27.
3. Fershtater G.B. Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Yekaterinburg: RIO UB RAS, 2013. 368 p.
4. Solodov N.A., Balashov A.S., Kremenetsky A.A. Geochemistry of lithium, rubidium and cesium. M.: Nedra, 1980. 223 p.
5. Fershtater G.B. Petrology of the main intrusive associations. M.: Nauka, 1987. 232 p.
6. Snachev A.V., Puchkov V.N., Snachev V.I., Savelyev D.E., Bazhin E.A. Bolshakovsky gabbro massif fragment of the South Ural zone of the Early Carboniferous Rift // *Doklady of the Academy of Sciences*, 2009, vol. 429, no. 1, pp. 79–81.
7. Snachev A.V., Snachev V.I. Formational affiliation and geodynamic conditions for the formation of gabbroids of the Kansafar complex (border zone of the Southern and Middle Urals) // *Bulletin of the UC RAS*, 2018, no. 1, pp. 66–71.
8. Colman R.G., Donato M.M. Once again about oceanic plagiogranites // *Trondjemity, dacites and related rocks* / Ed. F. Barker. M.: World, 1983, pp. 118–130.
9. Art J.G. Some impurity elements in trondjemite – their importance for elucidating the genesis of magma and paleotectonic conditions // *Trondjemites, dacites and related rocks* / Ed. F. Barker. M.: Mir, 1983. pp. 99–105.
10. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic inter-

pretation of granitic rock. *J. Petrolog.*, 1984, vol. 25, part 4. P. 956–983.

11. Perchuk L.L., Ryabchikov I.D. Phase correspondence in mineral systems. Moscow, Nedra, 1976. 287 p.

12. Thermo- and barometry of metamorphic rocks. V.A. Glebovitsky (ed.). Leningrad, Nauka, 1977. 207 p.

13. Borneman-Starynkevich I.D. Guidelines for the calculation of mineral formulas. Moscow, Nauka, 1964. 224 p.

14. DeminYu.I., Snachev V.I. Thermal fields of the Akhunovo massif and the regularities of mineralization distribution in them. *Doklady AN SSSR*, 1981, vol. 261, no. 1, pp. 152–156.

GRANITOIDS OF THE KOELGA MASSIF: GEOLOGY, PETROGEOCHEMISTRY AND CONDITIONS OF FORMATION (EAST URAL TROUGH)

© V.I. Snachev

Institute of Geology – Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences,
16/2, ulitsa Karla Marksa, 450077, Ufa, Russian Federation

The article describes the petrogeochemical features of the rocks and the geological structure of the Koelga granitoid massif located in the northern part of the East Ural trough and belonging to the Plast tonalite-plagiogranite complex. It formed in two stages: in the first of them granodiorites, quartz diorites, biotite granites were formed, and in the second – plagiogranites. Granodiorites are most widely used. With enclosing formations, the massif has either intrusive contact or tectonic contact. Vein rocks are represented mainly by fine-grained plagiogranites, tonalite-porphyrries and plagiogranite-porphyrries. The age of plagiogranites of the Plast complex, established by the U-Pb SHRIMP-II method, is 361 ± 6 Ma, and for zircons from granodiorites of the Koelga massif – 374.2 Ma, which corresponds to the Late Devonian – Early Carboniferous.

The crystallization of granitoids of the Koelga massif occurred at temperatures of 725–730 and 810–820°C. The presence of melt inclusions in quartz indicates their primary magmatic nature. According to the chemical composition, the granitoids considered are low-silica, moderately alkaline (with a predominance of sodium over potassium), low magnesia, moderately aluminous. According to the content of Rb and Sr, the granodiorites of the Koelga massif are derivatives of orogenic andesite magma, clearly fit into the field of tonalite-granodiorite formation, fall into the region of continental trondjemites and quartz diorites and correspond to structures with a regime of predominant descending movements.

The contents and distribution of REE in granodiorites and muscovite-biotite granites correspond to trondjemites of the continental margins, and in plagiogranites to the interior of the continents. In the diagrams Y – Nb, Yb – Ta, Rb – (Y + Nb) and Rb – (Yb + Ta), they fit into the field of granites of volcanic arcs. At the same time, the contents of rare-earth elements normalized by chondrites in plagiogranites of the Plast complex have neither a Europium maximum, which is characteristic of continental trondjemites, nor a Europium minimum, characteristic of oceanic plagiogranites. Apparently, the development of the East Ural trough, albeit on the continental crust, but of a reduced thickness, made its own adjustments to the set of small elements of the forming granitoid formation.

Key words: Koelga massif, granodiorites, biotite-amphibole paragenesis, temperature, Plast complex, petrogeochemistry.