УДК 552.3+552.11+55(1/9) https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-1-47-62

Раннепермские гранитоиды Восточно-Магнитогорской зоны (Южный Урал): петрология, геохимия и геодинамическая обстановка формирования

Тимофей Николаевич СУРИН*

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского

Аннотация

Актуальность проблемы. Раннепермский магматизм Южного Урала плохо изучен современными методами. Локально проявленные в Восточно-Магнитогорской зоне гранитоидные массивы этого возраста несут важную информацию о геодинамической обстановке своего формирования. Выяснение этого вопроса позволяет внести важный вклад в представления о геодинамическом развитии Урала. Природа гранитоидов до сих пор дискуссионна. Связь с массивами, объединенными в балканский комплекс золото-вольфрамовой минерализации свидетельствует о необходимости их комплексного изучения.

Целью исследования является определение петролого-геохимических особенностей пород балканского комплекса, выявление механизма их петрогенезиса и установление на этой основе геодинамической обстановки их формирования.

Результаты. Выполнено петролого-геохимическое изучение образований балканского комплекса и определено их место в типовой систематике гранитоидов. Показана их принадлежность к I-типу. Впервые изучены минералогическими и петрогеохимическими методами шонкинитовые ксенолиты в гранитоидах. Предложен механизм петрогенезиса пород и определена геодинамическая обстановка их формирования. Показано, что монцонит-монцодиорит-кварцевосиенит-граносиенит-лейкогранитная серия пород сформировалась в результате кристаллизационной дифференциации единого родоначального расплава, а также сделан вывод о формировании массивов комплекса в условиях раннеколлизионной обстановки при важной роли процесса субдукции. Механизм становления массивов комплекса во многом аналогичен таковому для гранитоидов в других коллизионных областях, хотя имеет и свою специфику.

Выводы. 1). Раннепермские гранитоиды балканского комплекса относятся к I-типу. 2). Все породы комплекса – от монцонитов до кварцевых сиенитов и лейкогранитов, включая шонкиниты из ксенолитов, образуют петрогенетическую серию, образовавшуюся в результате кристаллизационной дифференциации единого родоначального щелочно-габбрового расплава при повышенном водном давлении. 3). Балканский комплекс сформировался в раннеколлизионной обстановке под воздействием глубинной субдукции. 4). Становление массивов комплекса происходило при режиме транспрессии в верхней части коры. 5). Балканский комплекс является своего рода индикатором роста новообразованной коры в результате процессов коллизии и аккреции.

Ключевые слова: Восточно-Магнитогорский пояс, балканский комплекс, гранитоиды, I-тип, ксенолиты, шонкиниты, дифференциация, петрогенезис, коллизия, субдукция, транспрессия.

Введение

Восточно-Магнитогорская зона представляет собой восточную ветвь Магнитогорской мегазоны (рис. 1), отождествляемую многими исследователями с палеовулканическим поясом, являющимся одним из крупнейших субмеридиональных поясов Южного Урала и локализованным в северной части Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Последняя прошла через долгую сложную историю развития, в котором выделяется три отчетливо выраженные стадии [1]. Первая – субокеаническая, или стадия окраинного моря (ордовик–силур, до раннего девона включительно). Вторая – собственно островодужная (средний девон–ранний карбон). Третья стадия, коллизионно-аккреционная, завершает тектоническое развитие региона (средний карбон–пермь). Дальнейшее развитие проходило в субплатформенном режиме. В восточной части указанной зоны известны небольшие массивы весьма своеобразных гранитоидов, с которыми связано формирование месторождений золота и вольфрама, изучавшихся многими исследователями (начиная с Д. С. Коржинского в 1940-х г.). Тем не менее сами рудоносные гранитоиды до настоящего времени остаются слабо изученными и взгляды на их природу и геодинамическую позицию существенно разнятся. Так, Р. Г. Язева и В. В. Бочкарёв отнесли их к «формации субщелочных гранитоидов, или магматитов А-типа», т. е. к анорогенным, но сформировавшимся в условиях активной континентальной окраины «андийского» типа [2]. Позднее они же определили их принадлежность к шошонитовой

✉Timofey_Surin@vsegei.ru
ORCID ID 0000-003-2687-8797

серии, формировавшейся в условиях конвергентного геодинамического режима в обстановке «постколлизионного орогена», причем современными их аналогами считали шошониты Тибета [3]. Г. Б. Ферштатер же считал, что все близкие по возрасту (т. е. все пермские) гранитоиды этой части Урала являются продуктами корового «водного» анатексиса, а формирование раннепермских монцодиорит-гранитоидных плутонов связывал с «возникновением континентальных дуг» [4]. Так или иначе, но актуальность комплексного петролого-геохимического изучения этих образований, а также определение на этой основе геодинамической обстановки их формирования, представляется несомненной. Автор в течение ряда лет изучал их при проведении геолого-съемочных работ на территории Восточно-Магнитогорской зоны, полученные результаты излагаются далее.

Геолого-петрографическая характеристика балканского комплекса

Характеризуемые образования на Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000 последнего поколения в соответствии с легендой Южно-Уральской серии объединяются в монцодиорит-граносиенит-гранитовый позднекаменноугольный балканский комплекс [5]. Они представлены умеренно-щелочными породами, преимущественно гранитоидами, слагающими ряд небольших штокообразных массивов, прорывающих отложения среднего и верхнего девона в восточной и центральной частях гумбейской зоны, а также довольно многочисленные жилы разнообразного состава, развитые значительно шире в пределах Восточно-Магнитогорского пояса. Ранее этот комплекс различными исследователями описывался под названием «гумбейский» [2, 3, 6, 7]. Нами он изучался на балканском участке (рис. 2). Наиболее крупные из массивов комплекса – Новобуранный и Балканский – резко асимметричны, с ярко выраженным субширотным удлинением. Кроме них известны выходы еще ряда мелких тел (р. Солодянка, оз. Башкирское, г. Янгыз-Каим и др.). Контакты массивов – крутые, отчетливо рвущие, с многочисленными инъекциями и апофизами. Комплекс отчетливо двухфазный. Породы первой фазы представлены монцодиоритами, монцонитами, реже сиенитами, кварцевыми монцонитами и кварцевыми сиенитами, изредка монцогаббро. Породы второй фазы – гранитоиды слабо повышенной щелочности: граносиениты, умеренно-щелочные граниты, значительно реже лейкограниты. Породы первой фазы наиболее хорошо обнажены в небольшом массиве близ устья р. Солодянки (рис. 2), но развиты и в других массивах, в частности, на юге балканского, вскрыты в Новобуранном массиве среди пород второй фазы карьером севернее пос. Заречный. Они характеризуются резко повышенной щелочностью (умеренно щелочные). Это серые мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза – 15–50 %, пертитового калиевого полевого шпата – 10–50 %, клинопироксена – 10–25 %, биотита – 3–15 %, амфибола – 5–20 %, оливина – от 0 до 10–15 % (в монцогаббро), кварца – от 0 в монцогаббро и наиболее основных монцонитах до 5, редко – 10 %. Акцессории – апатит, титанистый магнетит, сфен, эпидот. Породы второй фазы, преобладающие в большинстве массивов, – розовато-серые, преимущественно среднезернистые, массивные, иногда

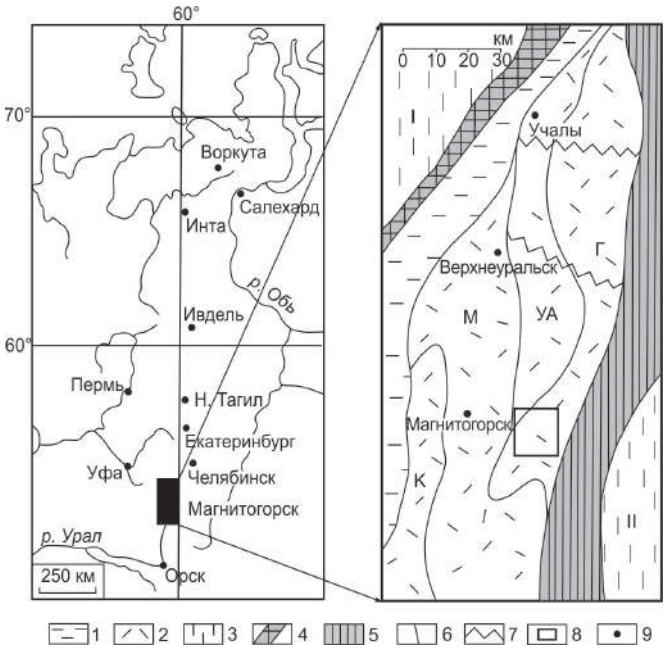

Рисунок 1. Структурно-формационное районирование Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала. 1–2 – Магнитогорская мегазона: 1 – Западно-Магнитогорская зона, 2 – Восточно-Магнитогорская зона (структурно-формационные подзоны: Г – Гумбейская, УА – Учалино-Александринская, М – Магнитогорская, К – Кизильская); 3 – сопредельные мегазоны: Центрально-Уральская (I) и Восточно-Уральская (II); 4–5 – крупнейшие сутурные зоны: Главная Уральская (4) и Уйско-Кацбахская (5); 6 – границы зон и подзон; 7 – зоны поперечных дислокаций; 8 – контур района работ (балканский участок); 9 – крупные города.

Figure 1. Structural and formational geographical demarcation of the East Magnitogorsk zone of the Southern Urals. 1-2 - Magnitogorsk megazone: 1 - West Magnitogorsk zone, 2 - East Magnitogorsk zone (structural and formation subzones: G - Gumbeyskaya, UA - Uchalino-Alexandrinskaya, M - Magnitogorsk, K - Kizilskaya); 3 - adjacent megazones: Central Ural (I) and East Ural (II); 4–5 - the largest suture zones: Main Ural (4) and Uysko-Katzbakh (5); 6 - boundaries of zones and subzones; 7 - zones of transverse dislocations; 8 - contour of the study region (Balkan area); 9 - large cities.

неотчетливо гнейсовидные. Они состоят из плагиоклаза (олигоклаз, реже андезин) – до 50 %, щелочных полевых шпатов (ортоклаз, пертит, редко микроклин) – 25–30 %, кварца – 15–25 %, темноцветных (биотит, роговая обманка, редко клинопироксен) – 5–10 %. Темноцветные минералы имеют низкую железистость и глиноземистость, что объясняется постмагматическими преобразованиями пород. Акцессории – апатит, сфен, магнетит. Редко встречающиеся лейкограниты часто альбитизированы и карбонатизированы, что говорит о значительной гидротермальной активности магматического очага на заключительной стадии его эволюции. Образования второй фазы комплекса характеризуются менее повышенной щелочностью, чем образования первой. По мнению В. М. Мосейчука и др., ряд пород комплекса образовался за счет дифференциации, которая шла с обогащением расплавов кремнеземом и относительным обеднением калием в результате ранней кристаллизации высокотемпературных щелочных полевых шпатов [5].

Новобуранный массив является наиболее крупным из интрузивных массивов комплекса. Он расположен в районе пос. Новобурановка (Шеелитовый рудник). Массив вытянут в субширотном направлении почти на 7 км

и на уровне современного эрозионного среза имеет площадь около 15 км² (рис. 2). Вмещающими для массива образованиями являются среднедевонские вулканиты, которые в приконтактовой зоне ороговикованы, скарнированы, кое-где рассланцованы. Контакты массива крутые, отчетливо рвущие, с многочисленными инъекциями и апофизами. Описываемый массив, как и весь комплекс, имеет двухфазное строение. На поверхности преобладают граниты и гранодиориты биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые второй (поздней) фазы. Породы розовато-серого цвета, преимущественно среднезернистые, массивные, иногда неотчетливо гнейсовидные. Гранитоиды прорываются большим количеством даек гранит-порфиров и лейкогранитов, прослеженных на большие расстояния (до нескольких километров от массива). В постмагматическую стадию образовались многочисленные кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-полевошпатовые жилы с сульфидами. С поздними гранитоидами связано формирование скарново-шеелитовых руд, в настоящее время отработанных. Породы первой (ранней) фазы вскрыты карьером юго-юго-восточнее пос. Новобурановка. Они обнажены в северном, северо-восточном и юго-восточном бортах карьера. Здесь же много глыб этих пород. Они представлены монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами. В западной части массива породы ранней фазы присутствуют в виде небольших по размерам ксенолитов в гранитах и гранодиоритах поздней фазы. Выходам пород первой фазы отвечают слабые положительные аномалии магнитного поля. Преобладающим на поверхности гранитоидам второй фазы отвечают значения полей, близкие к нулевым. На глубине, вероятно, размеры тел комплекса значительно больше [5].

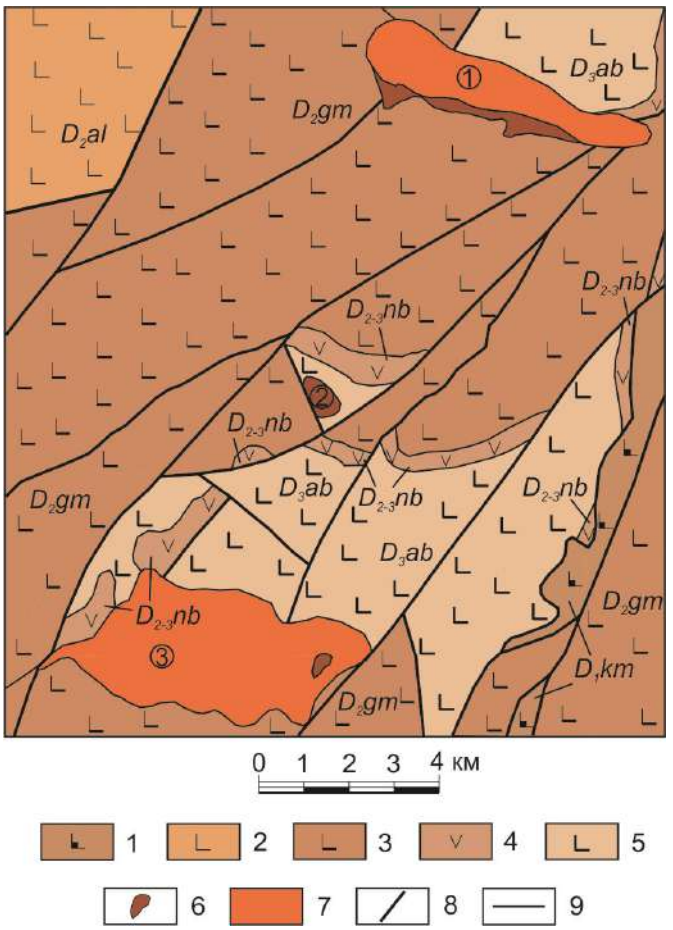

Рисунок 2. Геологическая карта балканского участка (район Новобуранного и Балканского массивов). 1 – раннедевонские базальты, киембаевская свита (D_1km); 2 – базальты и риодациты александринской свиты, средний девон (D_2Al); 3 – базальты и андезибазальты гумбейской свиты, средний девон (D_2gm); 4 – андезиты, дациты, туфы и туфопесчаники кислого состава, новобуранная толща, средний-поздний девон (D_{2-3}nb); 5 – базальты и их туфы, аблязовская толща, поздний девон (D_3ab); 6–7 – интрузивные образования балканского комплекса: 6 – первая фаза: монцогаббро, монцониты, монцодиориты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты; 7 – вторая фаза: граносиениты, граниты, лейкограниты; 8 – тектонические нарушения; 9 – геологические границы. Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 – Балканский, 2 – Солодянский, 3 – Новобуранный. По В. М. Мосейчуку и др., [5], с упрощениями.

Figure 2. Geological map of the Balkan area (the area of Novoburany and Balkan massifs). 1 - Early Devonian basalts, Kiemba Formation (D1km); 2 - basalts and rhyodacites of the Alexandrine Formation, Middle Devonian (D2Al); 3 - basalts and andesite basalts of the Gumbey Formation, Middle Devonian (D2gm); 4 - andesites, dacites, tuffs and tuff sandstones of acidic composition, newly drilled stratum, Middle-Late Devonian (D2–3nb); 5 - basalts and their tuffs, Ablyazian stratum, Late Devonian (D3ab); 6–7 — intrusive formations of the Balkan complex: 6 — first phase: monzogabbro, monzonites, monzodiorites, quartz monzonites and quartz syenites; 7 - the second phase: granosyenites, granites, leucogranites; 8 - tectonic disturbances; 9 - geological boundaries. The numbers in the circles indicate the massifs: 1 - Balkansky, 2 - Solodyansky, 3 - Novoburanny. According to V. M. Moseichuk et al., [5], with simplifications.

Как среди гранитов и гранодиоритов поздней фазы характеризуемого массива, так и среди кварцевых монцодиоритов ранней фазы присутствуют ксенолиты весьма своеобразных меланократовых пород. Большое количество их можно увидеть в восточном борту карьера у пос. Новобурановка, значительно меньше – в западном и северном бортах. Размер ксенолитов колеблется от 0,51 см до 0,5 м. Один ксенолит отличается гигантскими размерами и имеет видимую мощность около 10 м и некоторыми геологами ошибочно воспринят как дайка. Форма ксенолитов самая разнообразная: изометричная, округлая, неправильная, уплощенно-вытянутая, чаще отчетливо угловатая. Количество ксенолитов в общем объеме пород также крайне непостоянно: от отдельных обломков до 30–40 % на отдельных участках. Цвет ксенолитов от темно-серого до черного. Текстура пород пятнистая или, значительно реже, полосчатая. Последняя срезается вмещающими гранитоидами, т. е. является унаследованной. Текстуры обусловлены присутствием лейкократовых пятен или полос шириной до 5 мм, обогащенных агрегатом биотит-калиевополевошпатового состава, отчетливо выделяющихся на темном фоне. Ксенолиты, так же, как и вмещающие их гранитоиды, прорываются дайками гранит-порфиров и лейкогранитов. Петрографическим изучением и рентгеноструктурным анализом установлено, что ксенолиты сложены главным образом клинопироксеном (40–55 %), биотитом (30–40 %), калиевым полевым шпатом – ортоклазом (3–10 %), оливином (1–5 %) и апатитом (до 3 %). Как правило, в небольшом количестве присутствует кварц (3–10 %), причем он образует тонкозернистый агрегат явно вторичного происхождения. Другие вторичные минералы – боулингит по оливину, актинолит-тремолит по пироксену и альбит по ортоклазу. В протолочках обнаружены сфен, титанистый магнетит, эпидот, магнетит,

пирит, сфалерит, блеклая руда, рутил. Наиболее ранними минералами являются оливин и апатит, позже кристаллизовался клинопироксен. В интерстициях развиты биотит и ортоклаз. Петрографические особенности позволяют назвать породу ортоклаз-биотитовым шонкинитом.

Возраст гранитоидов балканского комплекса определен по двум цирконовым датировкам альфа-свинцовым методом – 290 ± 25 и 320 ± 30 млн лет [8]. Еще ранее Ю. Н. Замигой при проведении съемочных работ калий-аргоновым методом получена датировка 283 млн лет. А. А. Краснобаевым (ИГГ УрО РАН) получен ряд калий-аргоновых датировок в диапазоне 278–325 млн лет, В. М. Горожаниным для Новобуранного массива Rb–Sr изохроным методом рассчитан возраст 285 ± 5 млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ – 0,70405 ± 0,00007, причем по совокупности проб Новобуранного, Солодянского и Балканского массивов получены близкие данные, но с большим отклонением: Т – 289 ± 13 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ – 0, 70404 ± 0,00005 [5]. Возраст циркона из гранодиоритов Новобуранного массива составляет 294 ± 8 млн лет [9]. Вся совокупность полученных данных убеждает нас в том, что характеризуемые образования имеют раннепермский возраст.

Петрогеохимические особенности пород и типовая диагностика гранитоидов

В табл. 1 приведена петрогеохимическая характеристика (включая распределение РЗЭ) некоторых представительных образцов пород балканского комплекса (включая ксенолиты), а в табл. 2 приведены средние химические и нормативные составы пород.

Содержание кремнезема в шонкинитах колеблется от 43,44 до 51,8 % (табл. 1). Суммарная щелочность возрастает в этом ряду от 4,06 до 7,98 %, при этом отношение K_2O/Na_2O постепенно уменьшается от 5,7–10 до 1,4. Содержание окиси магния также постепенно уменьшается

Таблица 1. Содержание петрогенных (вес. %), микро- и редкоземельных элементов (г/т) в представительных образцах пород балканского комплекса.
Table 1. The content of petrogenic (wt.%), micro- and rare-earth elements (g / t) in representative samples of rocks of the Balkan complex.

Окислы	Образец породы											
	3048	5048-6а	5048-9	5267	3106-4	5048-7	5269-3	К-345	5048	К-352	5048-8	5265
SiO_2	43,44	43,67	48,53	48,92	56,92	58,43	60,82	61,19	69,09	70,01	71,30	74,36
TiO_2	1,69	1,78	1,36	0,76	0,80	0,89	0,62	0,32	0,43	0,38	0,27	0,24
Al_2O_3	6,94	8,73	11,66	19,13	14,05	14,36	15,14	17,04	13,08	16,70	13,95	14,11
Fe_2O_3	3,50	4,21	2,55	5,38	3,40	2,00	2,84	2,60	2,60	–	0,81	0,97
FeO	5,96	6,59	5,87	3,34	2,81	4,13	2,32	0,89	1,73	2,38	0,95	1,20
MnO	0,17	0,13	0,12	0,15	0,08	0,07	0,06	0,06	0,03	0,03	0,01	0,02
MgO	17,87	15,12	10,99	4,06	4,75	5,47	3,76	2,56	2,17	0,83	1,06	0,75
CaO	12,86	9,34	10,21	8,70	3,94	5,50	3,85	3,36	2,11	1,26	1,67	2,96
Na_2O	0,37	0,87	2,50	3,39	4,81	4,40	4,74	5,64	3,58	5,00	5,00	4,30
K_2O	3,69	5,08	3,48	2,60	6,09	3,42	4,00	4,62	3,59	3,44	4,68	0,31
P_2O_5	1,85	1,83	1,17	0,22	0,69	0,47	0,48	0,12	0,19	0,07	0,09	0,07
П. п. п.	1,52	1,64	0,76	2,10	1,28	0,34	1,22	1,42	1,34	0,81	0,36	0,86
CO_2	–	–	–	0,40	< 0,40	–	0,66	–	–	–	–	< 0,40
S	–	–	–	–	0,05	–	–	–	0,38	–	–	–
Сумма	99,86	98,99	99,20	98,75	99,63	99,47	99,85	99,82	98,50	100,91	99,42	99,97
Li	–	56	62	–	–	39	–	–	23	–	–	–
Ba	–	920	3000	–	–	1000	–	–	12 000	–	1200	–
Cr	–	800	560	–	–	200	–	661	82	200	48	–
V	–	260	230	–	–	130	–	79	17	14	49	–
Ni	–	320	290	–	–	150	–	62	64	29	25	–
Co	–	39	47	–	–	20	–	8	10	8	–	–
Cu	–	–	30	–	–	48	–	–	110	–	30	–
Ag	–	–	0,15	–	–	0,10	–	–	0,76	–	–	–
Zn	–	320	260	–	–	160	–	–	170	–	–	–
Pb	–	5,6	18	–	–	44	–	–	72	–	44	–
Sn	–	2,9	4,2	–	–	2,8	–	–	3,5	–	–	–
Ga	–	17	20	–	–	16	–	–	17	–	14	–
Sc	–	7,4	22	–	–	10	–	–	18	–	4,4	–
Zr	73	20	30	–	–	110	–	324	110	100	47	–
Nb	–	17	9,9	–	–	17	–	10	16	–	16	–
U	–	4	8	–	–	10	–	–	10	–	11	–
Th	–	5	5	–	–	11	–	–	27	–	41	–
Y	–	–	11	15,8	17,2	18	7,40	30	10	14	–	6,4
Sr	592	442	2368	834	1150	1488	1400	2370	754	612	1192	352
Rb	131	243	106	57	170	90	80	65	113	154	93	13
La	–	–	40,0	5,4	21,3	44,0	30,5	–	–	–	–	5,8
Ce	–	–	89,0	15,3	43,2	95,0	51,3	–	–	–	–	8,4
Pr	–	–	–	2,1	4,6	–	7,2	–	–	–	–	1,2
Nd	–	–	42,0	9,3	17,0	42,0	25,2	–	–	–	–	5,4

от 17,87 до 10 %, в меньшей степени уменьшается общая железистость – от 10,8 до 8 % при некотором уменьшении степени его окисленности – от 37 до 30 %, при этом кальциевость остается на прежнем уровне – 10–12,5 %, а содержание пятиокиси фосфора постепенно уменьшается от –1,85 до 1,17 %, как и титанистость – от 1,78 до 1,36 %, в то время как глиноземистость возрастает от 6,94 до 11,66 %. Средний нормативный состав пород характеризуется высокими долями ортоклаза, анортита, нефелина, низкожелезистого диопсида, высокомагнезиального оливина, а также магнетита, ильменита и апатита. В меланократовых шонкинитах отмечается высокая доля нормативного лейцита (в некоторых образцах – до 12,5 %). В относительно лейкократовых разновидностях вместо лейцита появляется альбит, а номер нормативного плагиоклаза снижается со 100 до 45,7, при этом его количество увеличивается от 4,9 до 22,5 %. В целом же петрохимические характеристики шонкинитовых ксенолитов, постепенно меняясь по мере роста их кремнеземистости, достигают значений, соответствующих монцогаббро первой фазы комплекса, что иллюстрируется харкеровской диаграммой (рис. 3) и, по-видимому, свидетельствует о генетической связи всех пород комплекса, причем шонкиниты представляют собой наиболее основные, «начальные» образования единой петрогенетической серии, заканчивающейся лейкогранитами.

Геохимическое изучение шонкинитовых ксенолитов (табл. 1) показало, что в них содержатся аномально высокие количества Li, Ba, Cr, Ni, Zn, Pb, особенно Sr, Rb, Nb при умеренных концентрациях других микроэлементов – V, Co, Cu, Ag, Ga, Sc, Zr, U, Th, Y. При увеличении кремнеземистости пород от 43,67 до 48,53 % в них резко увеличивается содержание стронция (в 5 раз) и бария (в 3 раза), но при этом резко падает содержание рубидия (в 2,5 раза), что коррелируется с уменьшением калиево-натриевого отношения (см. ранее). По нашему мнению, подобное изменение петрогеохимических характеристик можно объяснить высокой степенью фракционирования какого-то

Таблица 2. Средние химические и нормативные составы пород балканского комплекса.
Table 2. Average chemical compositions and norms of rocks of the Balkan complex.

Окислы	Порода						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	47,98	52,61	55,88	60,48	66,45	70,48	74,54
TiO_2	1,29	0,89	1,06	0,66	0,47	0,38	0,15
Al_2O_3	11,06	14,24	15,27	16,13	16,41	15,81	14,74
Fe_2O_3	3,64	4,48	3,49	2,78	1,55	1,14	0,57
FeO	6,43	5,83	3,19	2,44	1,84	1,14	0,86
MnO	0,14	0,22	0,09	0,06	0,03	0,03	0,02
MgO	13,38	6,90	5,86	4,14	1,94	1,06	0,36
CaO	9,20	8,43	6,45	4,43	3,03	1,37	0,82
Na_2O	2,05	4,03	4,57	4,11	4,37	4,62	4,29
K_2O	3,89	1,78	3,54	4,30	3,77	3,85	3,59
P_2O_5	0,93	0,58	0,60	0,47	0,15	0,13	0,07
Нормы							
Q	0,00	0,00	0,00	6,53	17,02	24,46	33,34
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,86	2,47
Or	22,99	10,52	20,92	25,41	22,28	22,75	21,22
Ab	8,13	34,10	38,67	34,78	36,98	39,09	36,30
An	9,49	15,51	10,70	12,86	14,02	5,95	3,61
Di	23,88	18,06	13,66	4,76	0,02	0,00	0,00
Hy	0,00	6,64	2,78	9,28	6,20	3,22	1,79
Ol	20,63	5,63	4,81	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	5,28	6,50	5,06	4,03	2,25	1,65	0,83
Ilm	2,45	1,69	2,01	1,25	0,89	0,72	0,28
Ap	2,15	1,34	1,39	1,09	0,35	0,30	0,16
N	8	5	4	13	8	22	7
Минералы							
N Pl	53,86	31,26	21,67	27,00	27,50	13,20	9,05
Wo (Di)	12,56	9,40	7,26	2,52	0,01	0,00	0,00
En (Di)	9,37	6,43	5,85	2,00	0,01	0,00	0,00
Fs (Di)	1,95	2,23	0,56	0,23	0,00	0,00	0,00
En (Hy)	0,00	4,93	2,53	8,31	4,82	2,64	0,90
Fs (Hy)	0,00	1,71	0,24	0,97	1,38	0,58	0,90
Fo (Ol)	16,79	4,08	4,35	0,00	0,00	0,00	0,00
Fa (Ol)	3,85	1,55	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00

Примечание: 1 – шонкинитовые ксенолиты; 2–5 – первая фаза: 2 – монцогаббро, 3 – монцодиориты и монцониты, 4 – кварцевые монцодиориты и монцониты, 5 – кварцевые сиениты; 6–7 – вторая фаза: 6 – граносиениты и граниты, 7 – лейкограниты; N – количество анализов.

темноцветного высокомагниевого и высококалиевого минерала, каковым критериям вполне отвечает флогопит.

В целом для шонкинитов характерны высокие содержания всех литофилов (как крупноионных, так и высокозарядных, при гораздо более высоком уровне содержания первых) – рис. 4, причем их микроэлементный спектр весьма близок к таковому во вмещающих гранитах (см. далее), что, по нашему мнению, безусловно свидетельствует о генетической общности этих пород. Об этом же, по нашему мнению, свидетельствуют совершенно однотипные спектры распределения РЗЭ в лейкократовом шонкините и кварцевом монцоните 1-й фазы внедрения Новобуранного массива (рис. 5). Как для одного, так и для другого характерно резкое преобладание легких цериевых РЗЭ над тяжелыми иттриевыми, но во втором наблюдается слабо проявленная отрицательная европиевая аномалия.

Петрохимические особенности образований первой фазы балканского комплекса сводятся к следующему. По мере роста кремнеземистости пород в них заметно увеличиваются глиноземистость и суммарная щелочность, резко уменьшаются магнезиальность, железистость и известковистость, содержания титана и фосфора постепенно уменьшаются, а тип щелочности при этом также постепенно сменяется с натриевого на калиево-натриевый (табл. 1, рис. 3). В нормативном составе эти изменения выражаются в уменьшении количества, а затем и исчезновении нормативных оливина и диопсида, уменьшении содержаний нормативных акцессориев (магнетита, ильменита, апатита), появлении нормативного кварца и постепенном увеличении суммы нормативных полевых шпатов. В наиболее кислых образованиях первой фазы, в кварцевых сиенитах, сумма нормативных полевых шпатов и кварца составляет более 90 % (табл. 2). Геохимический спектр образований ранней фазы в принципе аналогичен таковому для шонкинитовых ксенолитов, что говорит о генетической общности указанных пород, отличия сводятся к появлению на спайдер-диаграмме на графиках кварцевых монцонитов и кварцевых сиенитов титанового и фосфорного минимумов, а также резком обеднении этих пород сидерофильными элементами (рис. 4), т. е. форма графиков, образно говоря, приобретает некие «субдукционные» черты. Распределение РЗЭ в породах второй фазы характеризуется резким преобладанием цериевых РЗЭ над иттриевыми, при этом отмечается появление и увеличение по мере роста кремнеземистости пород отрицательной европиевой аномалии, что, по-видимому, отражает значительную роль полевошпатового фракционирования в петрогенезисе всей характеризуемой серии пород (рис. 5).

Петрохимические и геохимические особенности гранитоидов балканского комплекса сводятся к следующему (табл. 1, 2). Для них характерны варьирующая кислотность (от кварцевых сиенитов через граносиениты и граниты вплоть до лейкогранитов), в целом повышенная титанистость, кальциевость и щелочность калиево-натриевого типа, низкая фосфористость и повышенная глиноземистость (табл. 2). Характернейшей особенностью нормативного состава является повышенное количество нормативного корунда, что свидетельствует о пересыщенности пород глиноземом. Главной геохимической особенностью

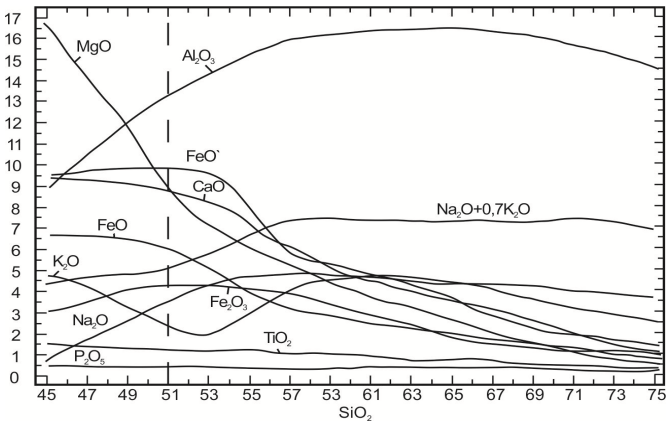

Рисунок 3. Вариационная диаграмма Харкера для образований балканского комплекса. Пунктиром отграничена область состава шонкинитовых ксенолитов.

Figure 3. Harker variation diagram for formations of the Balkan complex. The dotted line delineates the composition of schonkinite xenoliths.

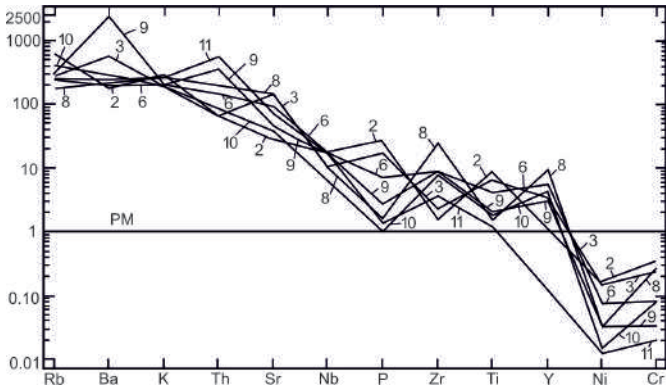

Рисунок 4. Спайдер-диаграмма для образований балканского комплекса. Цифры у графиков соответствуют номерам анализов в табл. 1. Нормировано по примитивной мантии (PM) [10].

Figure 4. Spider diagram for formations of the Balkan complex. The numbers in the graphs correspond to the numbers of the analyzes in the table. 1. It is normalized according to the primitive mantle (PM) [10].

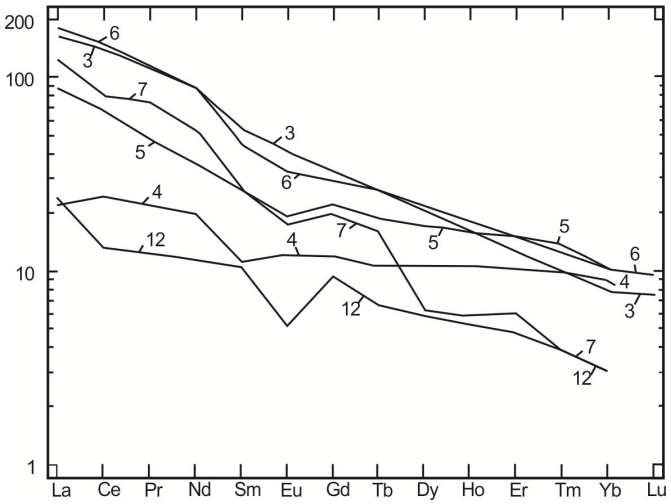

Рисунок 5. Распределение РЗЭ в образованиях балканского комплекса. Цифры у графиков соответствуют номерам анализов в табл. 1. Нормировано по хондриту [11].

Figure 5. Distribution of REE in formations of the Balkan complex. The numbers in the graphs correspond to the numbers of analyzes in the table. 1. It is normalized according to chondrite [11].

гранитоидов является повышенная концентрация ряда микроэлементов (Li, Ba, Cr, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, Rb, Sr, Mo, Be, U, Th, Nb) при умеренных содержаниях V, Co, Ga, Sc, Zr, Y (табл. 1). Обращает на себя в целом редкометалльно-полиметаллическая специализация пород, при этом их общий геохимический спектр по форме весьма близок к таковым у габброидов и диоритоидов первой фазы комплекса, отличаясь от последних обогащенностью крупноионными литофилами и более отчетливо проявленными фосфорным и титановым минимумами (рис. 4). Распределение РЗЭ в лейкогранитах характеризуется невысокими концентрациями всех РЗЭ при отчетливом европиевом минимуме (рис. 5), что вполне объясняется их образованием в результате глубокой дифференциации гранитоидного расплава со значительным по объему отделением полевошпат-роговообманковой ассоциации на заключительной стадии, что в целом соответствует и модальному составу пород (см. ранее). Другой причиной снижения содержаний легких РЗЭ в поздних лейкократовых дифференциатах может являться перераспределение акцессорных минералов в магматической камере на последних этапах кристаллизации [10]. Впрочем, по нашему мнению, резкому понижению уровня концентрации легких цериевых РЗЭ в изученном образце также способствовала его карбонатизация и, в особенности, альбитизация.

Если попытаться определить место гранитоидов балканского комплекса в современной петролого-геодинамической систематике гранитоидов [12–21 и др.], то, на первый взгляд, основываясь только на формальных признаках, т. е. на особенностях их модального и петрогеохимического состава, со всей определенностью это сделать не удастся. Не вдаваясь в подробности, укажем лишь, что среди традиционно выделяемых в последнее время типов гранитов (O, M, I, S, A) они решительно не имеют ничего общего с типами O, M и A. С типами же I и S характеризуемые гранитоиды имеют много общего и по одному ряду признаков они соответствуют первым, а по другому ряду – вторым. Действительно, повышенная глиноземистость и наличие заметных количеств нормативного корунда в наиболее кислых разновидностях пород, их низкая кальциевость и повышенная фосфористость и некоторые геохимические особенности (например, низкое содержание иттрия) свидетельствуют о принадлежности гранитоидов балканского комплекса к S-типу. С другой стороны, подавляющее количество других формальных признаков позволяют более уверенно отнести эти породы к I-типу. Это, прежде всего, калиево-натриевый тип щелочности, высокая степень окисленности железа, минералогический состав пород (наличие роговой обманки, сфена, магнетита), высокие содержания бария, стронция, сидерофильных элементов (хром, никель, кобальт), невысокие содержания калия, рубидия, лития, олова и, наконец, низкое, близкое к мантийному, значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (см. ранее). По соотношению иттрия, ниобия и рубидия гранитоиды балканского комплекса близки к образованиям островных дуг и зон коллизии [19]. Величины отношения Ga/Alx10^4 в характеризуемых образованиях полностью укладываются в диапазон величин, характерный для коллизионных I-гранитов (2,10–2,24) и гораздо ниже таковых для S-гранитов. Если же привлечь к данному рассмотрению геологические данные, то принадлежность гранитоидов балканского комплекса к I-типу не вызывает сомнений. Широкий диапазон составов (от кварцевых монцодиоритов до лейкогранитов) при наличии всех промежуточных разновидностей, четко проявленный гомодромный характер внедрения фаз, отсутствие останцов метаосадочного субстрата и т. д. свидетельствуют об образовании этих гранитоидов за счет дифференциации габброидной магмы повышенной щелочности. Наконец четко проявленная золото-редкометалльно-полиметаллическая металлогеническая специализация пород также свидетельствует в пользу данного вывода [7].

Таким образом, балканский комплекс представляет собой продукт глубокой дифференциации мантийного габброидного расплава повышенной щелочности. Становление комплекса происходило в коллизионной обстановке в условиях сильного латерального сжатия при значительном «утолщении» коры и при низкой ее проницаемости. В пользу последнего вывода свидетельствуют высокие концентрации рубидия и стронция во всех породах комплекса, соответствующие образованиям, сформировавшимся в условиях коры значительной мощности (рис. 6).

Минералогические особенности шонкинитового ксенолита

Составы некоторых минералов из наиболее меланократового шонкинита приведены в табл. 3. Петрохимический состав породы приведен в табл. 1. Анализ этих данных позволил нам сделать следующие выводы [7].

Оливин имеет состав $Fo_{57}Fa_{43}$. Высокая железистость оливина исключает его кристаллизацию из высокомагниевого расплава, что явно не соответствует высокой концентрации магния в образце. Отсутствие кальция в составе оливина указывает на высокое давление и несколько пониженную температуру при его кристаллизации, что находится в соответствии с его высокой железистостью.

Клинопироксен присутствует в шонкините в виде двух разновидностей, представленных авгитом и эгирин-авгитом. Первому соответствует ан. № 3 в табл. 3, второму – ан. № 4. Эгирин-авгит образует широкотаблитчатые идиоморфные кристаллы, иногда с включениями также идиоморфного, но более мелкого авгита. Таким образом, последовательность кристаллизации клинопироксенов вполне определенная: сначала авгит, затем – эгирин-авгит. Авгит содержит (в %) 88 авгитового компонента состава $Ca_{43}Mg_{47}Fe_{10}$, 4,4 жадеита и 7,6 эгирина. В эгирин-авгите содержится 77,7 % диопсида состава $Ca_{47}Mg_{45}Fe_8$ и 22,3 % чистого эгирина. Наличие жадеитового компонента в авгите свидетельствует в пользу существования относительно высокого давления при его кристаллизации и повышенной щелочности среды. Величина CaO/Na_2O в авгите составляет 14,1 при величине Al_2O_3/TiO_2 4,1 (табл. 3). По этим параметрам, согласно ряду геотермобарометров [7], давление определяется интервалом 11,5–15 кбар, а температура – как не превышающая 1100 °С. Кристаллизация осуществлялась при повышенном потенциале кремнезема и щелочей. Кристаллизация эгирин-авгита после авгита свидетельствует о том, что эволюция расплава происходила в режиме снижающегося давления и температуры при увеличении активности кремнезема и

щелочей и быстром возрастании фугитивности кислорода [7]. Кстати говоря, высокая щелочность родоначального расплава подтверждается микрозондовым анализом апатита, включенного в клинопироксен, показавшим относительно высокое содержание в нем окислов натрия (0,51 %) и калия (0,2 %).

Полевой шпат в ксенолитах представлен двумя генерациями. Первая имеет состав $Or_{61-62}Ab_{38-39}$ (ан. № 5, 6 в табл. 3), а вторая – $Or_{33}Ab_{67}$ (ан. № 7). Выделения, принадлежащие ко второй генерации, образуют оторочки вокруг кристаллов первой генерации, а также входят в состав тонкозернистого агрегата вместе с биотитом, выполняя интерстиции. Характерно отсутствие анортитового компонента в полевых шпатах, что, по-видимому, свидетельствует о том, что весь кальций в породе входит в клинопироксен. Другой важной особенностью является заметное количество железа в полевых шпатах, что говорит о высокой железистости среды в момент их кристаллизации. Состав полевых шпатов в целом свидетельствует о повышении активности натрия на заключительной стадии эволюции расплава, что согласуется с выявленными петрохимическими закономерностями изменения состава пород (см. далее).

Очень интересен состав биотита из шонкинитового ксенолита (ан. № 8 в табл. 3). Оказалось, что биотит имеет низкую общую железистость (35,9) и глиноземистость (14,5). Это даже несколько ниже, чем во вмещающих ксенолиты гранитоидах [7]. Но необходимо отметить два принципиальных отличия. Во-первых, изученный биотит не содержит кальция, тогда как в гранитоидах количество CaO в биотите достигает 2,1 %. Повышенная кальциевость в биотитах гранитоидов весьма характерна именно для «коллизионных гранитоидов I-типа», тогда как кальций в шонкинитах практически весь сконцентрирован в ранее закристаллизовавшемся клинопироксене. Во-вторых, биотит из шонкинита содержит очень большое количество титана – 6,43 %. Это в 2 раза больше, чем в биотитах из вмещающих гранитоидов. По существующим классификациям [23 и др.], слюду из шонкинита следует называть «магнезиальным титанистым биотитом». Подобные биотиты встречаются только в щелочных основных породах, в частности, они известны в щелочных базальтах Монголии и Юго-Восточной Австралии, причем условия их кристаллизации реконструируются достаточно определенно [23, 24]. Предполагается, что они формировались в близликвидусных условиях из водонасыщенных оливин-нефелин-нормативных магм при повышенном давлении, по крайней мере, 10–15 кбар при температуре около 950–1000 °С. Не вдаваясь в подробности, лишь укажем, что повышенное давление в окислительных условиях является блокирующим фактором для кристаллизации окисных титансодержащих фаз, поэтому содержание ти-

Таблица 3. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов из шонкинитового ксенолита Новобуранного массива (обр. 3048).
Table 3. The chemical composition and crystallochemical formulas of minerals from shonkinite xenolith of the Novoburanny massif (sample 3048).

Минерал	Оливин		Клинопироксен		Калиевый полевой шпат			Биотит	Магнетит	
	Номера анализов образцов проб									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	35,89	35,29	53,50	54,16	64,99	66,60	67,28	39,38	0,39	0,41
TiO_2	–	–	0,30	–	0,58	–	–	6,43	8,88	1,97
Al_2O_3	–	–	1,22	–	18,59	17,76	18,45	11,43	–	–
Fe_2O_3	0,06	1,34	3,25	7,71	0,60	0,41	0,26	–	53,58	63,01
FeO	35,12	34,66	5,52	3,92	–	–	0,62	15,02	34,08	32,68
MnO	1,44	1,42	–	–	–	–	–	–	0,70	0,58
MgO	27,36	27,15	15,30	12,64	–	–	–	15,02	0,44	–
CaO	–	–	19,49	18,32	–	–	–	–	–	–
Na_2O	–	–	1,38	3,19	4,38	4,47	7,71	–	–	–
K_2O	–	–	–	–	10,73	10,73	5,67	9,79	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	–	–	–	–	–	0,61	0,95
Сумма	99,87	99,87	99,96	99,94	99,86	99,96	99,87	97,07	99,63	99,59
K	–	–	–	–	0,624	0,621	0,323	1,000	–	–
Na	–	–	0,099	0,229	0,387	0,393	0,668	–	–	–
Ca	–	–	0,769	0,728	–	–	–	–	–	–
Mg	1,139	1,134	0,840	0,698	–	–	–	1,793	0,025	–
Fe^{+3}	0,001	0,028	0,090	0,215	0,021	0,014	0,009	–	1,535	1,826
Fe^{+2}	0,820	0,812	0,170	0,122	–	–	0,023	1,006	1,085	1,053
Mn	0,034	0,034	–	–	–	–	–	–	0,023	0,019
Ti	–	–	0,008	–	0,020	–	–	0,387	0,254	0,057
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	0,018	0,029
Al	–	–	0,053	–	0,999	0,950	0,971	1,079	–	–
Si	1,002	0,989	1,970	2,008	2,963	3,023	3,006	3,154	0,015	0,016

Примечание: анализы выполнены на микрозонде «Camebax» во ВСЕГЕИ.

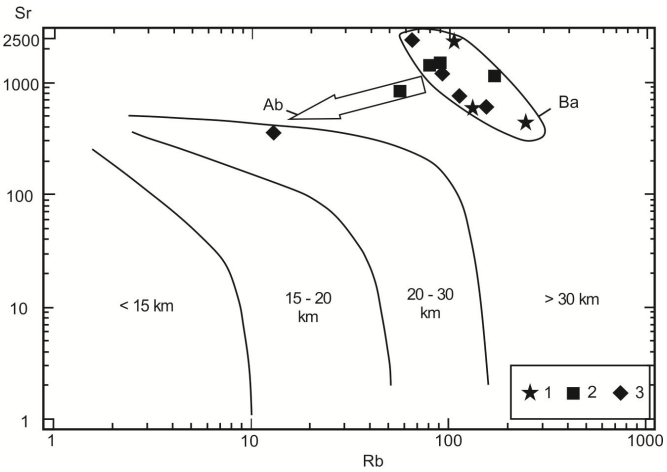

Рисунок 6. Диаграмма Rb–Sr для образований балканского комплекса. 1 – шонкинитовые ксенолиты, 2 – породы первой фазы, 3 – породы второй фазы. Оконтурено поле образований Балканского комплекса (Ba). Двойной стрелкой показан тренд альбитизации (Ab). Тонкие линии разделяют поля вулканитов, сформированных на коре различной мощности (обозначена в км) [22].

Figure 6. Rb – Sr diagram for formations of the Balkan complex. 1 - shonkinite xenoliths, 2 - rocks of the first phase, 3 - rocks of the second phase. The area of formations of the Balkan complex (Ba) is contoured. The double arrow shows the albitization trend (Ab). Thin lines separate the areas of volcanic rocks formed on the crust of various thicknesses (indicated in km) [22].

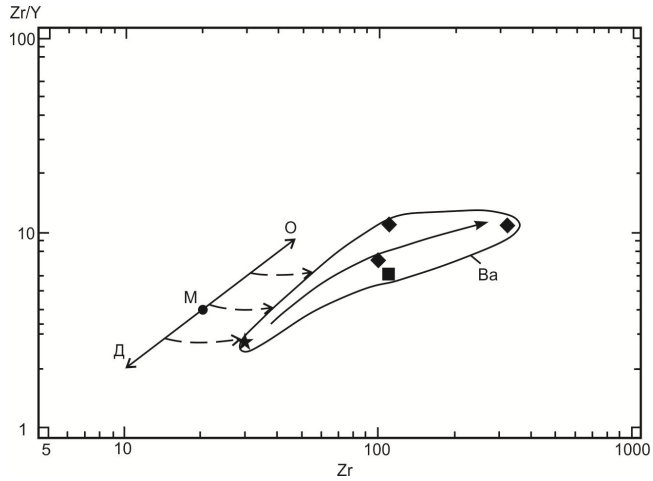

Рисунок 7. Диаграмма «Zr/Y–Zr» для образований балканского комплекса. Стрелками показаны тренды обогащения (О) и истощения (Д) мантийных источников [28], М – первичная мантия [10]. Пунктирные стрелки – тренды частичного плавления мантийного источника. Остальные обозначения см. на рис. 6.

Figure 7. "Zr / Y – Zr" diagram for formations of the Balkan complex. The arrows show the trends of enrichment (O) and depletion (D) of mantle sources [28], M is the primary mantle [10]. Dotted arrows indicate partial melting trends of the mantle source. Other designations see in fig. 6.

тана в слюде контролируется его содержанием в расплаве, см., например, обзор этой проблемы в работах [23, 25].

Титанистый магнетит является позднемагматическим минералом в шонкинитах. Его кристаллизация осуществлялась при понижении температуры остаточного расплава, что должно было привести к некоторому увеличению фугитивности кислорода, но в достаточно глубинных условиях, о чем говорит повышенная концентрация хрома и отчасти магния в магнетите (табл. 3).

Вопросы петрогенезиса

В целом петрогенезис всей серии пород балканского комплекса в несколько упрощенном виде представляется следующим. Изучение шонкинитовых ксенолитов из гранитоидов Новобурановского массива (см. ранее) позволяет сделать вывод об их происхождении в результате кристаллизации щелочного габброидного расплава на значительной глубине, около 40–50 км. Н. Ф. Шинкарев [26], описавший подобные ксенолиты в коллизионных гранитоидах Туркестано-Алая, пришел к выводу, что эти ксенолиты являются либо реликтовыми продуктами плавления исходного глубинного вещества, представленного пироксеновым амфиболитом, либо представляют собой результат кристаллизации гомогенного расплава на значительной глубине в промежуточной камере. Мы считаем применительно к Новобуранному массиву более справедливой вторую точку зрения, в пользу чего свидетельствует, как показано ранее, явная геохимическая общность пород ксенолитов и вмещающих их гранитоидов.

Необходимо отметить, что мафические породы нередко обнаруживаются в массивах коллизионных гранитоидов. Иногда они образуют «мафические включения», причем их происхождение объясняется по-разному – либо как результат реакции и смешения мантийной мафической магмы и коровой гранитной, либо как результат кристаллизации самостоятельной порции диспергированного гибридизированного базальтового расплава, либо как результат кристаллизационного фракционирования. Во всех трех указанных случаях гранитообразование обычно рассматривается как процесс гибридизма, т. е. перемешивания мафических и салических магм независимого происхождения. Если же, как в нашем случае (или в Туркестано-Алае, см. ранее), мафические породы представлены явными ксенолитами, то их происхождение лучше всего можно объяснить фракционированием высокотемпературных щелочных габброидных магм [27].

Мы не беремся с уверенностью говорить об условиях выплавления и составе первичного расплава. Можно только предположить, что он был высокомагнезиальный и щелочной. На основании количественных расчетов распределения РЗЭ показано, что щелочные базальты являются продуктами низкой степени плавления гранатового перидотита [26]. Не исключено, что в мантийном источнике присутствовал также флогопит. Низкое отношение Zr/Y в шонкинитах свидетельствует об их образовании за счет слабо «истощенного» мантийного субстрата. В дальнейшем в результате кристаллизационной дифференциации (прежде всего, за счет значительного фракционирования клинопироксена) это отношение в габброидах было существенно повышено (рис. 7). Вместе с тем очевидно, что этот субстрат был несколько обогащен легкими РЗЭ за счет мантийного метасоматоза (флогопитизации) (рис. 8). Геодинамической причиной появления материнской магмы может быть «коллизионная субдукция», т. е. продолжение погружения субокеанической плиты в глубокие горизонты мантии при коллизионных процессах [14, 18, 29–32]. Кристаллизация магмы начиналась на значительных глубинах, причем первой фракционирующей фазой, судя по петрогеохимическим данным, был флогопит. В дальнейшем

при подъеме расплава к поверхности некоторое снижение давления привело к образованию незначительного количества оливина. Последний кристаллизовался уже из низкомагнезиального субщелочного основного расплава. Однако повышенное общее и водное давление должно было подавлять кристаллизацию оливина за счет значительного расширения поля пироксена, и одновременно этот же фактор сильно понижает температуру кристаллизации плагиоклаза, задерживая его выделение [26]. Именно указанными причинами объясняется массовая кристаллизация высококальциевого клинопироксена. Судя по составу последнего, процесс имел место на глубине около 50 км. Обособление габброидного расплава произошло при значительном повышении водного давления, о чем свидетельствует, во-первых, наличие магматических биотита и роговой обманки в габброидах (см. ранее), а во-вторых, соответствие соотношений нормативных оливина, клинопироксена и плагиоклаза в средних составах главных разновидностей пород котектическим взаимоотношениям указанных минералов при водном давлении около 3 кбар (рис. 9). Повышение активности щелочей (прежде всего, калия) и увеличение фугитивности кислорода при понижении температуры и увеличение железистости расплава привело к некоторой «эгиринизации» клинопироксена и массовой кристаллизации высокотитанистого биотита. Последний, видимо, также должен был замещать собой флогопит в соответствии с установившимися равновесиями. Заканчивается кристаллизация габброидного расплава на линии твердых растворов «альбит–ортоклаз», при этом состав остаточного расплава приближается к температурному минимуму, т. е. обогащается натрием (рис. 10). В целом же можно заключить, что меланократовые ксенолиты представляют собой кумулятивные образования, причем вариации их состава объясняются различными соотношениями темноцветной и полевошпатовой частей пород. Таким образом, отмеченное ранее резкое несоответствие модального и нормативного состава шонкинитов объясняется, главным образом, их кристаллизацией на значительной глубине, не меньшей 40 км. Естественно, ксенолиты в дальнейшем испытывали воздействие гранитоидной магмы, что выразилось в их вторичных изменениях, в частности, избирательном окварцевании, но это, по нашему мнению, не имеет никакого отношения к «гибридизму». В дальнейшем исключительно важную роль в процессах магматической дифференциации, как показано ранее, играло фракционирование полевошпат-роговообманковой ассоциации. Именно фракционирование роговой обманки, по нашему мнению, имело следствием пересыщение остаточного кислого расплава глиноземом и появление в составе пород нормативного корунда. Заканчивается дифференциация в гипабиссальном магматическом очаге (in situ) в близэвтектических условиях при P (H_2O) 1,5–2 кбар (рис. 10).

Считаем важным подчеркнуть, что для гранитоидов балканского комплекса, по-видимому, можно исключить коровый («метаседиментационный») источник первичных магм, так как в этом случае в гранитах практически всегда сохраняются фрагменты «недоплавленного» и в той или иной степени преобразованного субстрата, сами граниты имеют более кислый состав и бимодальное

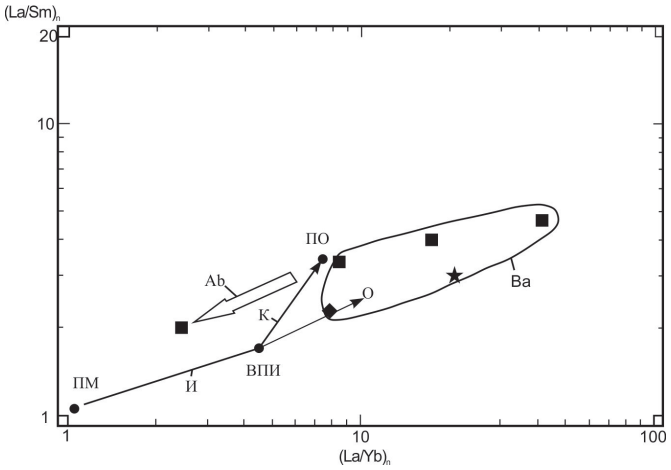

Рисунок 8. Диаграмма $(La/Sm)_n$–$(La/Yb)_n$ для образований балканского комплекса. Оконтурено поле пород балканского комплекса (Ba). Показаны величины отношений РЗЭ для примитивной мантии (ПМ), внутриплитного источника (ВПИ) и пелагических осадков (ПО), а также тренды истощения (И), контаминации (К) и обогащения (О) внутриплитного источника, рассчитанные по данным из работы [28]. Двойной стрелкой показан тренд альбитизации (Ab) пород. Остальные обозначения см. на рис. 6.

Figure 8. Diagram (La / Sm) n– (La / Yb) n for formations of the Balkan complex. The area of rocks of the Balkan complex (Ba) is contoured. The REE ratios for the primitive mantle (PM) are shown, intraplate source (IS) and pelagic deposits (PD), as well as the trends of petering-out (P), contamination (C) and enrichment (E) of the intraplate source, calculated according to data from [28]. The double arrow shows the trend of rock albitization (Ab). Other designations see in fig. 6.

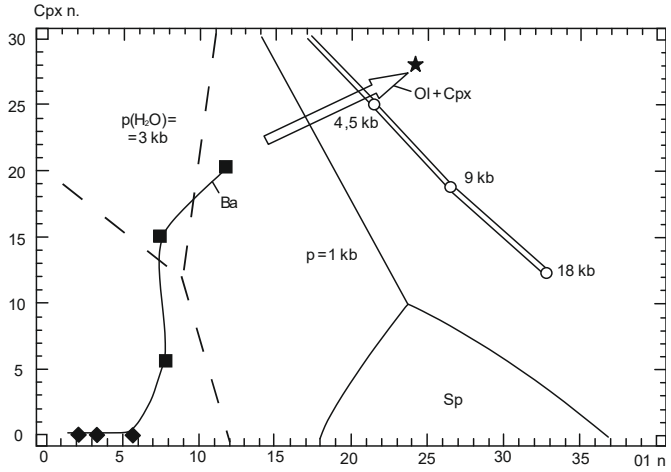

Рисунок 9. Положение средних нормативных составов пород балканского комплекса на диаграмме плавкости системы «плагиоклаз–клинопироксен–оливин» [26]. Показан тренд эволюции пород балканского комплекса (Ba). Двойной стрелкой показан тренд кумуляции ассоциации оливин + клинопироксен (Ol + Cpx). Остальные обозначения см. на рис. 6.

Figure 9. The position of the average norms of rocks of the Balkan complex on the melting-temperature chart of plagioclase – clinopyroxene – olivine system [26]. The evolution trend of rocks of the Balkan complex (Ba) is shown. The double arrow shows the cumulation trend of the olivine + clinopyroxene (Ol + Cpx) association. Other designations see in fig. 6.

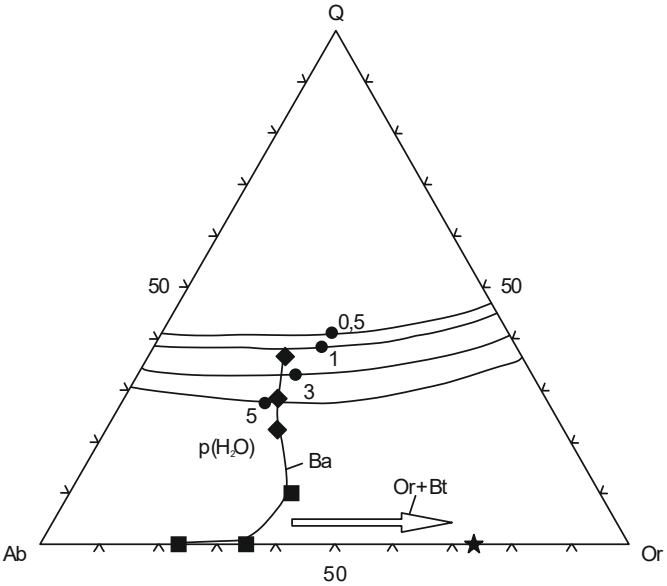

Рисунок 10. Положение средних нормативных составов пород балканского комплекса в системе «альбит–ортоклаз–кварц–вода» [26]. Показан тренд эволюции пород балканского комплекса (Ba). Двойной стрелкой показан тренд кумуляции ассоциации ортоклаз + биотит (Or + Bt). Показано положение кварц-полевошпатовых котектик и изобарического минимума в системе при различных давлениях воды. Остальные обозначения см. на рис. 6.

Figure 10. The position of the average norm of rocks of the Balkan complex in the albite – orthoclase – quartz – water system [26]. The evolution trend of rocks of the Balkan complex (Ba) is shown. The double arrow shows the cumulation trend of the association of orthoclase + biotite (Or + Bt). The position of quartz-feldspar cotectic and isobaric minimum in the system at various water pressures is shown. Other designations see in fig. 6.

распределение по кремнезему в результате преимущественного фракционирования плагиоклаза на начальных этапах их кристаллизации [33]. Также можно исключить и механизм фильтр-прессинга как способ их образования, так как при реализации этого механизма невозможно образование широко варьирующих по составу гранитоидных серий [34].

Геодинамическая обстановка формирования и обсуждение результатов

В настоящий момент уже не имеется сомнений в том, что в коллизионных условиях формируется широкий спектр варьирующих по составу магматитов. Однако установление закономерностей развития и эволюции коллизионного магматизма остается нерешенной задачей. Впервые вариант ее решения был предложен Н. Харрисом, Дж. Пирсом и А. Тиндлом [18]. Эти геологи, вопреки распространенному мнению, что коллизионные события сопровождаются образованием лишь небольшого количества коровых гранитоидов, на примере Высоких Гималаев, Альп и герцинид Европы показали, что столкновение континентальных плит ведет к возникновению разнотипных изверженных комплексов. Среди последних они выделили: 1) синколлизионные лейкограниты корового происхождения; 2) позднеколлизионные известково-щелочные интрузии со смешанными мантийно-коровыми характеристиками; 3) постколлизионные щелочные интрузии мантийного происхождения. Почти сразу же другими исследователями было показано, что коллизионный магматизм Альпийско-Гималайского складчатого пояса представлен, кроме того, широко развитыми субщелочными шошонитовыми и высококалиевыми известково-щелочными комплексами [13]. Позднее несостоятельность указанной схемы была показана на примере древних складчатых поясов Средней Азии и Балтийского щита [35]. Таким образом, универсальной, приложимой ко всем складчатым поясам модели развития коллизионного магматизма в настоящее время не существует. Это объясняется, прежде всего, большим разнообразием областей коллизионного магматизма, т. е. существенно различной их предколлизионной историей. Конечно, на особенности магматизма этого этапа влияют и такие факторы, как состав мантии и ее температурный режим, мощность и состав коры, сам характер и масштаб сталкивающихся масс и многое другое.

Значительный интерес многочисленных современных исследователей, проявляемый в отношении продуктов коллизионного магматизма, объясняется двумя обстоятельствами. Во-первых, сами по себе габбро-гранитные серии имеют «индикаторное» значение для геодинамических реконструкций. Во-вторых, изучение петрогенезиса и выявление места и роли гранитоидов в коллизионном процессе приближают нас к решению фундаментальной проблемы образования, дифференциации, преобразования и роста континентальной коры. На примере коллизионной зоны Идзу в Японии убедительно показано, что именно появление в составе коры разнообразных коллизионных гранитоидов, в том числе образующих монцодиорит-гранитные плутоны, является главной причиной «трансформации» островодужной коры в зрелую континентальную [36]. Необходимо отметить, что при длительных аккреционно-коллизионных процессах генерация новообразованной коры происходит в течение кратковременных «эпизодов» (20–40 млн лет), совпадающих во времени с проявлениями гранитоидного магматизма [37], который приводит к дифференциации коры с накоплением в верхней ее части более легкоплавких и менее плотных пород [38].

По современным представлениям, существует два основных механизма образования гранитоидных магм: 1) дифференциация в широком смысле этого понятия, т. е. включая кристаллизацию или плавление, базитового по составу материала первично мантийного происхождения; 2) частичное плавление кислого корового субстрата или оно же для более основного по составу субстрата, но содержащего свободную воду или гидроксилсодержащие минералы, что в совокупности существенно понижает температуру солидуса и делает возможным их плавление при некотором повышении температуры. Именно первый из указанных механизмов приводит к формированию новой континентальной коры, тогда как второй приводит к перераспределению материала внутри самой коры. Как известно, основная масса гранитоидов формируется вдоль границ сходящихся литосферных плит, в геодинамическом смысле это соответствует субдукционным либо коллизионным обстановкам, либо их сочетанию, причем именно процесс субдукции является наиболее благоприятным для обеспечения роста земной коры [31]. Петрогенезис гранитоидов I-типа в результате субдукции был

установлен в последнее время для коллизионной зоны Южного Тибета, причем для них показательным является низкая величина первичного отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в диапазоне 0,7049–0,7070 [30]. В целом для коллизионного магматизма характерно преобладание в его продуктах на ранней стадии коллизии субдукционного (т. е. по преимуществу мантийного) компонента и постепенное увеличение во времени собственно коровой составляющей. Другими словами, в свете сказанного ранее можно сделать вывод о том, что основной вклад в рост коры обеспечивается главным образом на ранней стадии коллизии в результате формирования гранитоидов I-типа при субдукционных процессах, тогда как дальнейшая эволюция магматизма, вплоть до формирования типично коровых гранитов S-типа, приводит лишь к ее значительной дифференциации.

Ранее показано, что балканский комплекс представляет собой продукт глубокой дифференциации мантийного габброидного расплава повышенной щелочности. Становление комплекса происходило в коллизионной обстановке в условиях сильного латерального сжатия при значительном «утолщении» коры и при низкой ее проницаемости. Источником исходного расплава служила обедненная мантия, испытавшая некоторое обогащение (флогопитизацию). Смена мантийных источников, т. е. переход от истощенного к обогащенному, является типичным событием в коллизионных областях и объясняется глубинной субдукцией [39]. Именно плавление участков мантии под влиянием продолжающейся при коллизионных процессах субдукции имеет следствием образование первичных субщелочных габброидных расплавов, дальнейшая эволюция которых (прежде всего, кристаллизационное фракционирование) приводит к образованию широкого спектра горных пород, вплоть до гранитов. На примере Центрально-Азиатского складчатого пояса недавно показано, что по мере развития коллизионных процессов, т. е. при усилении тангенциального сжатия, происходит смена состава магматитов – на начальной стадии преобладает формирование горных пород, кристаллизующихся из расплавов чисто мантийного происхождения, в то время как на позднеколлизионной стадии происходит смешение мантийных и коровых расплавов, ответственных за формирование широкой гаммы гибридных пород [40]. Дифференциация при высоких давлениях происходит, по-видимому, в основании утолщенной в результате субдукционных и аккреционных процессов земной коры, в результате чего обособляется гранитный расплав со специфическими геохимическими особенностями, рассмотренными ранее [32]. Кристаллизационное фракционирование осуществляется в глубинных магматических очагах при повышенном водном давлении, что всегда имеет место как следствие субдукции, при этом образуется большой объем кумулятивных образований, которые закристаллизовываются в нижней части магматической камеры и после поступления в нее очередной порции расплава с мантийных глубин выносятся вместе с ним в верхние горизонты коры в виде ксенолитов. Так называемое «гидрофракционирование» является важнейшим механизмом образования значимых объемных количеств гранитоидов в древних складчатых поясах [41].

Подъем непрерывно дифференцирующейся магмы всегда происходит через высокопроницаемые зоны, контролируемые тектоническими дислокациями [42]. Явно выраженное дискордантное залегание по отношению к общей субмеридиональной структуре Восточно-Магнитогорской зоны наиболее крупных массивов балканского комплекса объясняется их формированием на поздней стадии геологической эволюции региона, т. е. в раннеколлизионной геодинамической обстановке, тогда как основные структуры зоны сформировались в главных своих чертах на предшествующей, т. е. островодужной стадии [1]. В свете сказанного становится понятным соответствие «вытянутой» в субширотном направлении формы массивов направлению крупных поперечных глубинных дислокаций, выявленных по геофизическим данным (рис. 1, 2). Объясняется это, скорей всего, кратковременной сменой режима коллизионного сжатия режимом транспрессии в верхней части коры, поэтому массивы балканского комплекса можно определить как синкинематические. Режим транспрессии нередко возникает на поздней стадии эволюции аккреционно-коллизионных поясов, которые сопряжены со сдвиговыми или раздвиговыми деформациями, увеличивающими проницаемость литосферы, что создает условия для перемещения кислых расплавов в верхней части коры. По нашему мнению, об этом же отчасти свидетельствует и штокообразная форма массивов.

Заключение

Таким образом, петролого-геохимическое изучение образований раннепермского балканского комплекса позволило нам сделать следующие выводы.

Описанные гранитоиды относятся к I-типу. Об этом свидетельствуют как геологические, так и геохимические данные, приведенные ранее. Все породы балканского комплекса – от монцонитов до кварцевых сиенитов и лейкогранитов, включая шонкиниты из ксенолитов, образуют петрогенетическую серию, образовавшуюся в результате кристаллизационной дифференциации единого родоначального щелочно-габбрового расплава при повышенном водном давлении. Реконструирован петрогенетический механизм дифференциации первичного расплава.

Геодинамическая обстановка формирования балканского комплекса устанавливается вполне определенно. Он сформировался в раннеколлизионной обстановке под воздействием глубинной субдукции, при этом становление массивов комплекса происходило при режиме транспрессии в верхней части коры. Сам по себе балканский комплекс может рассматриваться как своего рода индикатор роста новообразованной коры в результате процессов коллизии и аккреции.

В заключение считаем нужным заметить, что схема эволюции гранитного магматизма Урала, разработанная Г. Б. Ферштатером [43], согласно которой во временном диапазоне 290–250 млн лет назад имел место исключительно коровый тип магматизма как результат «водного анатексиса», требует некоторой корректировки, так как не учитывает возможности формирования гранитоидов I-типа, обязанных своим происхождением раннеколлизионной субдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сурин Т. Н., Мосейчук В. М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса // Вестник СПбГУ. 1995. Сер. 7. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.
2. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
3. Бочкарев В. В., Язева Р. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
4. Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
5. Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В., Сурин Т. Н., Плохих Н. А., Цин Д. Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV: объяснит. записка. М.: МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 127 с. Комплект карт.
6. Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
7. Сурин Т. Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 1997. 310 с.
8. Овчинников Л. Н., Степанов А. И., Краснобаев А. А., Дунаев В. А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: труды II Урал. петрограф. совещ. Свердловск, 1969. Т. 1. С. 173–204.
9. Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н. С. История и геодинамические обстановки палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77. https://doi.org/10.1134/s0016852107060039
10. Anderson D. L. Theory of the Earth. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. 361 p. http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK:1989.001
11. Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1978. Vol. 42. P. 1199–1212. https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X
12. Розен О. М., Федоровский В. С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем): труды ГИН РАН, 2001. Вып. 545. 188 с.
13. Богатиков О. А., Богданова С. В., Борсук А. М. и др. Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 374 с.
14. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М.: Роскомнедра, Геокарт, 1992. 100 с.
15. Barbarin B. A review of the relatinships between granitoid types, their origins and their geodinamics environments // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 605–626. https://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1
16. Chappell B. W., White A. J. R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 1992. Vol. 83. P. 1–26. https://doi.org/10.1017/S0263593300007720
17. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types: 25 years later // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 48. P. 489–499. https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x
18. Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Collision tectonics, Geological Society of American Bulletin, Special Publications. 1986. Vol. 19. P. 67–81. http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04
19. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–963. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956
20. Pitcher W. S. The Nature and Origin of Granite. London; Glasgow: Blackie Academic and Professional, Chapman and Hall, 1993. 321 p.
21. Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geology Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. P. 635–643. http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
22. Condie K. C. Archean magmatism and crustal thickening // Geology Society of America Bulletin. 1973. Vol. 84, № 9. P. 2981–2992. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<2981:AMACT>2.0.CO;2
23. Малышонок Ю. В. Титанистость магнезиальных слюд как распознавательный критерий щелочных пород ультраосновных и основных магматических серий // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 82–91.
24. Irving A. J. Megacrysts from the never basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia // Geology Society of America Bulletin. 1974. Vol. 85. P. 1503–1514. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1503:MFTNBA>2.0.CO;2
25. Edgar A. D., Arima M. Conditions of flogopite cristallization in ultrapotassic volcanic rocks // Mineralogical Magazine. 1983. Vol. 47. P. 11–19. https://doi.org/10.1180/minmag.1983.047.342.02
26. Шинкарев Н. Ф. Происхождение магматических формаций. Л.: Недра, 1978. 304 с.
27. Larrea P., Gale C., Ubide T., Widom E., Lago M., Franc Z. Magmatic evolution of Graciosa (Azores, Portugal) // Journal of Petrology. 2014. Vol. 55. P. 2125–2154. https://doi.org/10.1093/petrology/egu052
28. Кепежинскас П. К., Кравченко-Бережной И. Р., Гулько Н. И. Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
29. Rogers J. J. W., Greenberg J. K. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distiction by major and trace element chemistry and possible origins // The Journal of Geology. 1990. Vol. 98. P. 291–309. https://doi.org/10.1086/629406
30. Ma L., Wang Y., Fan W., Geng H., Cai Y., Zhong H., Liu H., Xing X. Petrogenesis of the early Eocene I-type granites in west Yingjiang (SW Yunnan) and its implication for the eastern extension of tye Gangdese batholiths // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 401–419. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.04.010
31. Moyen J.-F., Laurent O., Chelle-Michou C., Couzine S., Vanderhaegher O., Zeh A., Villaros A., Gardien V. Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implication for crustal growth // Lithos. 2017. Vol. 277. P. 154–177. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018
32. Bustamante C., Cardona A., Archanjo C. J., Bayona G., Lara M., Valencia V. Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Nothern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism // Lithos. 2017. Vol. 277. P. 199–209. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.025
33. Garcia-Arias M., Stevens G. Phase equilibrium modelling of granite magma petrogenesis: A. An evaluation of the magma compositions produced by crystal entrainment in the source // Lithos. 2017. Vol. 277. P. 131–153. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.028
34. Garcia-Arias M., Stevens G. Phase equilibrium modelling of granite magma petrogenesis: B. An evaluation of the magma compositions that result from fractional crystallization // Lithos. 2017. Vol. 277. P. 109–130. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.027
35. Шинкарёв Н. Ф., Григорьева Л. В. Гранитоидные серии коллизионных зон (петролого-геохимические особенности и вопросы генезиса) // Вестник СПбГУ. 1995. Сер. 7. Вып. 4. С. 4–11.
36. Saito S., Tani K. Transformation of juvenile Izu-Bonin-Mariana oceanic arc into mature continental crust: An example from the Neogene Izu collision zone granitoid plutons, Central Japan // Lithos. 2017. Vol. 277. P. 228–240. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.035
37. Tang G.-J., Chung S.-L., Hawkesworth C. J., Cawood P. A., Wang Q., Wyman D. A., Xu Y.-G., Zhao Z.-H. Short episodes of crust generation during protracted accretionary processes: Evidence from Central Asian Orogenic Belt, NW China // Earth and Planetary Science Letters. 2017. Vol. 464. P. 142–154. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.022
38. Chapman T., Clarke G., Daczko N. Crustal Differentiation in a Thickened Arc – Evaluating Depth Dependences // Journal of Petrology. 2016. Vol. 57 (3). P. 595–620. https://dx.doi.org/10.1093/petrology/egw022

39. Tang G., Cawood P., Wyman D., Wang Q., Zhao Z. Evolving Mantle Sources in Postcollisional Early Permian – Triassic Magmatic Rocks in the Heart of Tianshan Orogen (Western China) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. Vol. 18 (11). P. 4110–4122. https://dx.doi.org/10.1002/2017GC006977
40. Shi X., Wang T., Zhang L., Castro A., Xiao X., Tong Y., Zhang J., Guo L., Yong Q. Timing, petrogenesis and tectonic setting of the Late Paleozoic gabbro-granodiorite-granite intrusions in the Shalazhashan of northern Alxa: constraints on the southernmost boundary of the Central Asian orogenic Belt // Lithos. 2014. Vol. 208–209. P. 158–177. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.024
41. Jagoutz O., Schmidt M.W., Enggist A., Burg J.-P., Hamid D., Hussain S. TTG-type plutonic rocks formed in a modern arc batholith by hydrous fractionation in the lower arc crust // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. Vol. 166. P. 1099–1118. https://doi.org/10.1007/s00410-013-0911-4
42. Brown M. Granite: From genesis to emplacement // Geology Society of America Bulletin. 2013. Vol. 125. P. 1079–1113. https://doi.org/10.1130/B30877.1
43. Ферштатер Г. Б. Магматизм эпохи закрытия Уральского палеоокеана и формирования подвижного пояса: состав, особенности эволюции, источники // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 202–226. http://dx.doi.org/10.7868/S0869590313020039

Статья поступила в редакцию 03 сентября 2019 года

УДК 552.3+552.11+55(1/9) https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-1-47-62

Early Permian granitoids of the East Magnitogorsk zone (Southern Urals): petrology, geochemistry, and geodynamic formation environment

Timofey Nikolaevich SURIN*

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute

Annotation

The relevance of the problem. *The Early Permian magmatism of the Southern Urals is poorly studied with the help of modern methods. The granitoid massifs of this age locally developed in the East Magnitogorsk zone contain important information about the geodynamic conditions of their formation. Clarification of this issue makes an important contribution to the understanding of the geodynamic development of the Urals. The nature of granitoids is still debatable. The connection with the massifs combined in the Balkan complex of gold-tungsten mineralization indicates the need for a comprehensive study.*

The purpose of the study *is to determine the petrological and geochemical features of the rocks of the Balkan complex, to identify the mechanism of their petrogenesis and to establish the geodynamic conditions of their formation.*

Results. The petrological and geochemical study of the formations of the Balkan complex was carried out and their place in the typical taxonomy of granitoids was determined. Their belonging to the I-type is shown. Mineralogical and petrogeochemical methods were first studied for shonkinite xenoliths in granitoids. The mechanism of petrogenesis of rocks is proposed and the geodynamic setting of their formation is determined. It is shown that the monzonite-monzodiorite-quartz syenite-granosyenite-leucogranite series of rocks was formed as a result of crystallization differentiation of a single parental melting, and it was also concluded that the massifs of the complex are formed under conditions of early collision conditions with the important role of the subduction process. The mechanism of formation of the massifs of the complex is largely similar to mechanism for granitoids in other conflict areas, although it has its own specifics.

Conclusions. 1). The Early Permian granitoids of the Balkan complex relates to type I. 2). All rocks of the complex, from monzonites to quartz syenites and leucogranites, including xenolith shonkinites, form a petrogenetic series formed as a result of crystallization differentiation of a single parent alkaline-gabbroic melting with increased water pressure. 3). The Balkan complex was formed in an early collisional setting under the action of deep subduction. 4). Transpression in the upper part of the crust induced formation of the massifs of the complex. 5). The Balkan complex is a kind of indicator of the growth of the newly formed crust as a result of collision and accretion processes.

Keywords: East Magnitogorsk vein system, Balkan complex, granitoids, I-type, xenoliths, shonkinites, differentiation, petrogenesis, collision, subduction, transpression.

REFERENCE

1. Surin T.N., Moseychuk V.M. 1995, Geodynamics of the development of the Magnitogorsk paleovolcanic belt. *Vestnik SPbGU* [Vestnik of Saint Petersburg University], ser. 7. issue 4 (No 28). pp. 11–18. (*In Russ.)*
2. Yazeva R. G., Bochkarev V. V. 1998, *Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya)* [Geology and geodynamics of the Southern Urals (experience of geodynamic mapping)], Ekaterinburg, 204 p.
3. Bochkarev V. V., Yazeva R. G. 2000, *Subshchelochnoy magmatizm Urala* [Subalkaline magmatism of the Urals], Yekaterinburg, 256 p.
4. Fershtater G. B. 2013, Paleozoyskiy intruzivnyy magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals], Ekaterinburg, 368 p.
5. Moseychuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G., Kashina L.V., Surin T.N., Plokhikh N.A., Tsin D.F. 2017, State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200,000. Ser. South Ural. Sheet N-40-XXIV: Explain. note. Moscow, 127 p. Map outfit.
6. Fershtater G. B., Borodina N. S. 1975*, Petrologiya magmaticheskikh granitoidov (na primere Urala)* [Petrology of igneous granitoids (using the Urals as an example). Moscow, 288 p.
7. Surin T. N. 1997, *Petrologo-mineralogicheskiye issledovaniya magmatitov Vostochno-Magnitogorskogo poyasa (Yuzhnyy Ural)* [Petrological and mineralogical studies of magmatites of the East Magnitogorsk belt (Southern Urals)], Miass, 310 p.
8. Ovchinnikov L.N., Stepanov A.I., Krasnobaev A.A., Dunaev V.A. 1969, Log reviews on the absolute age of geological formations of the Urals. Magmatic Formations, Metamorphism, Metallogeny of the Urals: Proceedings of the II Urals. Petrograph. Conference, Sverdlovsk, vol. 1. pp. 173–204.
9. Fershtater G. B., Krasnobaev A. A., Bea F., Montero P., Borodina N. S. 2007, History and geodynamic conditions of the Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals (based on zircon dating). *Geotektonika* [Geotectonics], No 6. pp. 52–77. (*In Russ.*) https://doi.org/10.1134/s0016852107060039
10. Anderson D. L. 1989, Theory of the Earth. Boston: Blackwell Scientific Publications. 361 p. http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK:1989.001
11. Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K. 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 12. pp. 1199–1212. https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90114-X
12. Rosen O.M., Fedorovsky V.S. 2001, Collision granitoids and stratification of the Earth's crust (examples of Cenozoic, Paleozoic and Proterozoic collision systems): proceedings of the Geological Institute, Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Issue 545. 188 p.

✉Timofey_Surin@vsegei.ru
ORCID ID 0000-003-2687-8797

13. Bogatikov O. A., Bogdanova S. V., Borsuk A. M. et al. Igneous rocks. T. 4. Acidic and medium rocks. M .: Nauka, 1987. 374 p.
14. 1992, *Osobennosti izucheniya i geologicheskogo kartirovaniya kollizionnykh granitoidov* [Features of the study and geological mapping of collision granitoids], Moscow, 100 p.
15. Barbarin B. 1999, A review of the relatinships between granitoid types, their origins and their geodinamics environments. Lithos. Vol. 46. pp. 605–626. https://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1
16. Chappell B. W., White A. J. R. 1992, I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, Vol. 83. pp. 1–26. https://doi.org/10.1017/S0263593300007720
17. Chappell B. W., White A. J. R. 2001, Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences. Vol. 48. pp. 489–499. https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x
18. Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Collision tectonics, Geological Society of American Bulletin, Special Publications. Vol. 19. pp. 67–81. http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04
19. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks. Journal of Petrology. Vol. 25. pp. 956–963. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956
20. Pitcher W. S. 1993, The Nature and Origin of Granite. London; Glasgow: Blackie Academic and Professional, Chapman and Hall. 321 p.
21. Maniar P. D., Piccoli P. M. 1989, Tectonic discrimination of granitoids. Geology Society of America Bulletin. Vol. 101. pp. 635–643. http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2
22. Condie K. C. 1973, Archean magmatism and crustal thickening. Geology Society of America Bulletin. Vol. 84, No 9. pp. 2981–2992. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<2981:AMACT>2.0.CO;2
23. Malyshonok Yu. V. 1993, Titanicity of magnesian mica as a recognition criterion for alkaline rocks of ultrabasic and basic magmatic series. *Geologiya i geofizika* [Geology and geophysics], No 4. pp. 82–91. (*In Russ.)*
24. Irving A. J. 1974, Megacrysts from the never basalts and other basaltic rocks of Southeastern Australia. Geology Society of America Bulletin. Vol. 85. pp. 1503–1514. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<1503:MFTNBA>2.0.CO;2
25. Edgar A. D., Arima M. 1983, Conditions of flogopite cristallization in ultrapotassic volcanic rocks. Mineralogical Magazine. Vol. 47. pp. 11–19. https://doi.org/10.1180/minmag.1983.047.342.02
26. Shinkarev N. F. 1978, *Proiskhozhdeniye magmaticheskikh formatsiy* [Origin of igneous formations], 304 p.
27. Larrea P., Gale C., Ubide T., Widom E., Lago M., Franc Z. Magmatic evolution of Graciosa (Azores, Portugal). Journal of Petrology. 2014. Vol. 55. pp. 2125–2154. https://doi.org/10.1093/petrology/egu052
28. Kepezhinskas P. K., Kravchenko-Berezhnoy I. R., Gul'ko N. I. 1988*, Kaynozoyskiy shoshonitovyy magmatizm Severnoy Kamchatki i problema tektonicheskoy interpretatsii ostrovoduzhnykh shoshonitovykh seriy* [Cenozoic shoshonite magmatism of Northern Kamchatka and the problem of tectonic interpretation of island-arc shoshonite series]. Mafic formations of activation zones at different stages of lithosphere evolution. P. 98–114.
29. Rogers J. J. W., Greenberg J. K. 1990, Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distiction by major and trace element chemistry and possible origins. The Journal of Geology. Vol. 98. pp. 291–309. https://doi.org/10.1086/629406
30. Ma L., Wang Y., Fan W., Geng H., Cai Y., Zhong H., Liu H., Xing X. 2014, Petrogenesis of the early Eocene I-type granites in west Yingjiang (SW Yunnan) and its implication for the eastern extension of tye Gangdese batholiths. Gondwana Research. Vol. 25. pp. 401–419. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.04.010
31. Moyen J.-F., Laurent O., Chelle-Michou C., Couzine S., Vanderhaegher O., Zeh A., Villaros A., Gardien V. 2017, Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implication for crustal growth. Lithos. Vol. 277. pp. 154–177. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.018
32. Bustamante C., Cardona A., Archanjo C. J., Bayona G., Lara M., Valencia V. 2017, Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Nothern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism. Lithos. Vol. 277. pp. 199–209. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.025
33. Garcia-Arias M., Stevens G. 2017, Phase equilibrium modelling of granite magma petrogenesis: A. An evaluation of the magma compositions produced by crystal entrainment in the source. Lithos. Vol. 277. pp. 131–153. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.028
34. Garcia-Arias M., Stevens G. 2017, Phase equilibrium modelling of granite magma petrogenesis: B. An evaluation of the magma compositions that result from fractional crystallization. Lithos. Vol. 277. pp. 109–130. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.027
35. Shinkarev N.F., Grigoryeva L.V. 1995, Granitoid series of collision zones (petrological and geochemical features and genesis issues). *Vestnik SPbGU* [Vestnik of Saint Petersburg University], ser. 7. Issue. 4. pp. 4–11. (*In Russ.)*
36. Saito S., Tani K. 2017, Transformation of juvenile Izu-Bonin-Mariana oceanic arc into mature continental crust: An example from the Neogene Izu collision zone granitoid plutons, Central Japan. Lithos. Vol. 277. P. 228–240. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.035
37. Tang G.-J., Chung S.-L., Hawkesworth C. J., Cawood P. A., Wang Q., Wyman D. A., Xu Y.-G., Zhao Z.-H. 2017, Short episodes of crust generation during protracted accretionary processes: Evidence from Central Asian Orogenic Belt, NW China. Earth and Planetary Science Letters. Vol. 464. P. 142–154. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.022
38. Chapman T., Clarke G., Daczko N. 2016, Crustal Differentiation in a Thickened Arc – Evaluating Depth Dependences. Journal of Petrology. Vol. 57 (3). pp. 595–620. https://dx.doi.org/10.1093/petrology/egw022
39. Tang G., Cawood P., Wyman D., Wang Q., Zhao Z. 2017, Evolving Mantle Sources in Postcollisional Early Permian – Triassic Magmatic Rocks in the Heart of Tianshan Orogen (Western China). Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Vol. 18 (11). pp. 4110–4122. https://dx.doi.org/10.1002/2017GC006977
40. Shi X., Wang T., Zhang L., Castro A., Xiao X., Tong Y., Zhang J., Guo L., Yong Q. 2014, Timing, petrogenesis and tectonic setting of the Late Paleozoic gabbro-granodiorite-granite intrusions in the Shalazhashan of northern Alxa: constraints on the southernmost boundary of the Central Asian orogenic Belt. Lithos. Vol. 208–209. pp. 158–177. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.024
41. Jagoutz O., Schmidt M.W., Enggist A., Burg J.-P., Hamid D., Hussain S. 2013, TTG-type plutonic rocks formed in a modern arc batholith by hydrous fractionation in the lower arc crust. Contributions to Mineralogy and Petrology. Vol. 166. pp. 1099–1118. https://doi.org/10.1007/s00410-013-0911-4
42. Brown M. 2013, Granite: From genesis to emplacement. Geology Society of America Bulletin. Vol. 125. pp. 1079–1113. https://doi.org/10.1130/B30877.1
43. Fershterter G. B. 2013, Magmatism of the era of consumption of the Ural paleo-ocean and the formation of a mobile belt: composition, features of evolution, sources. *Petrologiya* [Petrology], vol. 21, No 2. pp. 202–226 (*In Russ.*) http://dx.doi.org/10.7868/S0869590313020039

The article was received on September 03, 2019