

СУБЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Ветрин В.Р.

Геологический институт Кольского научного центра РАН, Анатумы, vetrin@geoksc.apatity.ru

В центральной части Кольского полуострова расположена крупнейшая в мире неоархейская провинция щелочных гранитов и граносиенитов, площадь которой превышает 2500 км². Преобладающая часть массивов, сложенных эгирин-арфведсонитовыми гранитами, приурочена к Кейвской структуре, представляющей собою складчато-глыбовый грабен, в составе которого выделяются нижний и верхний структурные яруса. Массивы щелочных гранитов прорывают породы нижнего структурного яруса, сложенного главным образом тоналитовыми гнейсо-гранитами и метавулканитами дацит-риолитового состава. Возраст массивов, определенный U-Pb методом по циркону, колеблется от 2674±6 млн. лет (Западные Кейвы) до 2751±41 млн. лет (Понойский массив, [2]). С щелочными гранитами пространственно ассоциируют породы основного состава, возраст которых определен в пределах 2740 – 2660 млн. лет [2, 3]. При изучении западной части Кейвской структуры нами установлено, что формированию щелочных гранитов предшествовало внедрение субщелочных расплавов среднего и кислого составов, и образование пород как субщелочного, так и щелочного составов происходило в пределах узкого возрастного интервала, не превышавшего ~ 10 млн. лет.

Среди субщелочных пород выделены следующие магматические комплексы (от ранних к более поздним):

- амфибол-биотитовых латитов-кварцевых латитов-трахириодацитов,
- амфибол-биотитовых кварцевых монцонитов-кварцевых сиенитов-субщелочных гранитов,
- амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов,
- пироксен-амфибол-биотитовых порфириовидных гранитов.

Первые два комплекса характеризуются близким составом магматических производных, связаны между собой постепенными переходами, имеют аналогичный возраст (латит- 2675±9 млн. лет, кварцевый монцонит и кварцевый сиенит- 2672±7 млн. лет), и образуют единую **латит-монцонит-гранитную вулcano-плутоническую ассоциацию** с возрастом 2674±5 млн. лет (n=33)*. Породами ассоциации образованы реликтовые участки и массивы площадью до 8 км². К породам эффузивной фации относятся равномернозернистые или порфириовидные породы с аллотриоморфнозернистой, гранофировой, микродолеритовой структурами. В латитах вкрапленники образованы главным образом лейстами плагиоклаза, количество вкрапленников не превышает 15-20 %. В кварцевых латитах вкрапленники наряду с плагиоклазом представлены кварцем и калиевым полевым шпатом. Структуры пород интрузивной фации – монцонитовая, микропегматитовая, порфириовидная, осложненные процессами бластеза и перекристаллизации. Главные породообразующие минералы ассоциации – кварц, плагиоклаз (от 35-40% An в центре зерен до 25-27% An в краевых частях зерен), калинатровый полевой шпат (промежуточный ортоклаз), биотит (F=59-67), роговая обманка (ферроэднит, F=60-71), иногда присутствует пироксен (диопсид, F=36-58). Акцессорные минералы– магнетит, ильменит, пирит, циркон, титанит, эпидот, апатит, алланит, гранат, гематит, молибденит и рутил. По содержанию кремнезема породы ассоциации варьируют в пределах 55-75 мас. %, и на диаграммах Харкера образуют непрерывные линейные тренды с четко проявленной обратной корреляцией между SiO₂ и TiO₂, FeO, CaO, MgO, P₂O₅, выдержанным содержанием глинозема (12-14% Al₂O₃) и увеличением концентраций Na₂O и K₂O по мере увеличения кремнекислотности. Указанные

Примечание: здесь и далее значения U-Pb возрастов цирконов по данным изучения на ионном микрозонде SHRIMP-II, г. Санкт-Петербург, n – количество точек анализа.

особенности состава свидетельствуют о происхождении пород из расплавов, образованных в процессе кристаллизационной дифференциации с обособлением амфибол (пироксен) – титанит – апатитовых рествитов. Спектры распределения РЗЭ в породах эффузивной и интрузивной фаций имеют относительно пологий наклон ($(La/Yb)_n=6-12$) и характеризуются отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^*=0,4-0,8$), что приближает их к щелочным гранитам (рис. 1). По сравнению с континентальными латитами и кварцевыми латитами [4] породы латит-монцит-гранитной ассоциации обогащены тяжелыми РЗЭ, и по концентрациям преобладающего количества редких элементов занимают промежуточное положение между составами континентальных латитов и щелочных гранитов (рис. 2).

Комплекс амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов сложен метаэффузивными и субвулканическими породами повышенной или нормальной щелочности. Структуры пород порфириовидные, часто с хорошо выраженным идиоморфизмом зерен плагиоклаза, также аллотриоморфнозернистые, свидетельствующие о быстрой кристаллизации расплава. Зерна решетчатого микроклина имеют плавные, округлые линии ограничения на границе с зернами кварца, что может характеризовать их

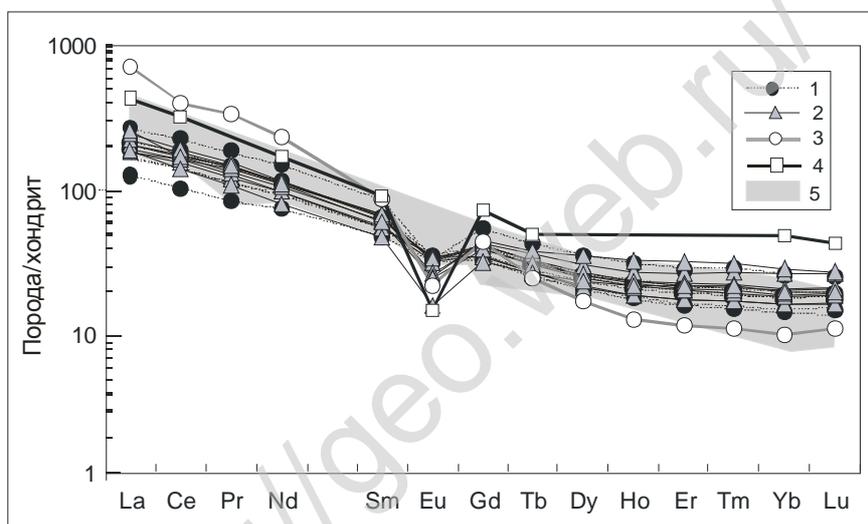


Рис. 1. Спектры РЗЭ в породах латит-монцит-гранитной ассоциации

1- 3- породы, соответственно, эффузивной (1), интрузивной (2) и жильной (3) фаций, 4- щелочные граниты, 5- область составов континентальных латитов и кварцевых латитов [4]. Анализы выполнены методом ICP-MS на приборе Elan 6100 DRC.

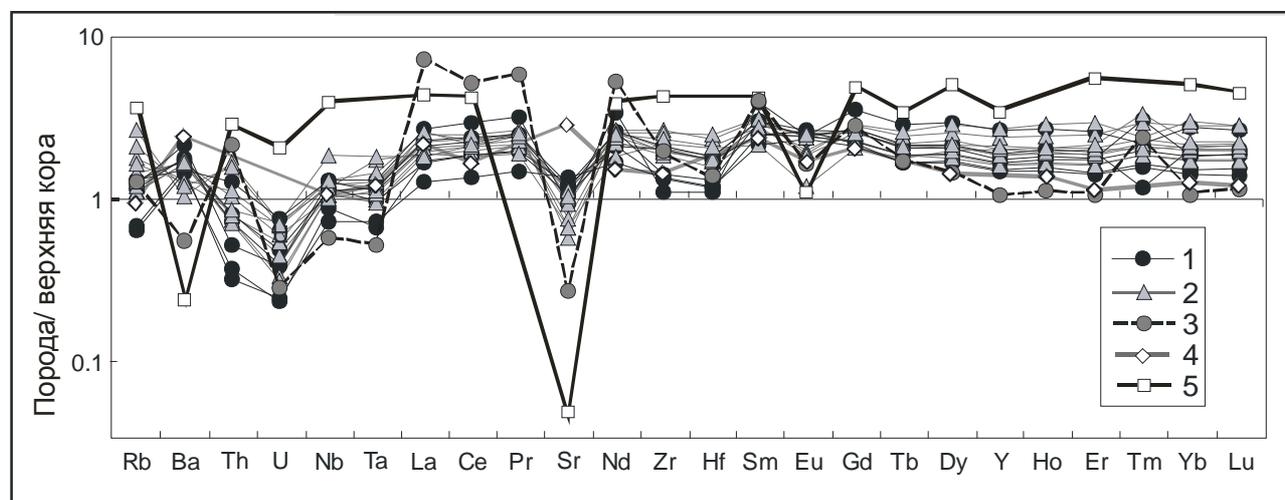


Рис. 2. Мультиэлементные кривые концентраций редких элементов в породах, нормированные к верхней коре. Условные обозначения см. рис. 1.

равновесность. Амфибол образует удлиненные, часто скелетные кристаллы, ассоциирующие с зернами аксессуарных минералов, и включающие мелкие зерна полевых шпатов и кварца.

Пластинки биотита образуют параллельные сростки с кристаллами амфибола или обособленные кристаллы, плеохроирующие в буровато-желтых тонах. Аксессуарные минералы представлены титанитом, эпидотом, цирконом, апатитом, алланитом, молибденитом. Циркон образует светло-коричневые, бесцветные кристаллы цирконового типа, размер от 0,5 до 0,05 мм., h:l от 1:1 до 1:3, редко до 1:5. В иммерсии и на катодоллюминесцентных снимках кристаллы прозрачные, полупрозрачные, для их части установлена хорошо проявленная осцилляторная зональность. Во внутренних частях кристаллов имеются включения мелких кристалликов циркона, темноцветных минералов. Возраст циркона определен в 2667 ± 8 млн. лет ($n=10$), что рассматривается как время магматической кристаллизации пород комплекса. На петрохимических диаграммах в координатах “ SiO_2 –породообразующий окисел” фигуративные точки гранитоидов образуют тренды, сходные с линиями эволюции составов пород латит-монцонит-гранитной ассоциации. Исключение составляет глинозем, количество которого уменьшается при увеличении концентрации SiO_2 , что может свидетельствовать об участии плагиоклаза при образовании реститов в процессе кристаллизационной дифференциации исходного расплава.

Комплекс пироксен-амфибол-биотитовых порфиroidных гранитов представлен крупнозернистыми неравномернозернистыми породами, образующими трещинные интрузии площадью до 100 км^2 . Граниты состоят из порфировкрапленников микроклин-пертита, плагиоклаза, размер которых достигает 2-3 см в длину, и главной массы породы кварц-полевошпатового состава, имеющей аллотриоморфнозернистую структуру. В межзерновых промежутках порфировкрапленников располагаются темноцветные минералы – биотит, амфибол, реже моноклинный пироксен, как правило образующие линзовидные скопления. К местам скопления темноцветных минералов приурочены кристаллы и зерна аксессуарных – циркона, сфена, рудного минерала, апатита. Кристаллы калиевого полевого шпата вкрапленников представлены крипторешетчатым микроклин-пертитом, количество пертитов обычно не менее 30%. Во внутренних частях кристаллов находятся включения зерен главной массы породы кварц-полевошпатового состава, пойкилитовые кристаллики амфибола. Пертиты часто имеют резко удлиненную форму и ориентированы субпараллельно, что может свидетельствовать о кристаллизации порфировкрапленников в векторном поле напряжений, обусловленном подъемом расплава. Зерна порфировкрапленников плагиоклаза по размерам всегда уступают кристаллам калиевого полевого шпата, часто находятся во внутренних частях последнего с образованием структур антирапакиви. Биотит плеохроирует в зеленых тонах, ассоциирует с кристаллами амфибола. Амфибол – субщелочного состава, плеохроизм от индигово-синего по Ng до желтоватого по Nr, часто образует пойкилитовые кристаллы, включающие кварц-полевошпатовые агрегаты главной массы породы. Пироксен наблюдается в столбчатых или неправильной формы кристаллах, плеохроизм слабый, от синевато-зеленоватого до светло-зеленого. Циркон образует светло-коричневые, розоватые, бесцветные кристаллы цирконового типа, размер от 1,0 до 0,05 мм, h:l от 1:3 до 1:5. Кристаллы часто трещиноватые, с включениями темноцветных минералов. На катодоллюминесцентных снимках отчетливо проявлена тонкая осцилляторная зональность. U-Pb возраст циркона составляет 2673 ± 10 млн. лет ($n=10$) и интерпретируется как возраст кристаллизации гранитов. На концентрационных диаграммах “ SiO_2 – породообразующий окисел” граниты рассматриваемого комплекса характеризуются особенностями состава, аналогичными породам комплекса амфибол-биотитовых кварцевых сиенитов-гранитов.

С целью сопоставления состава и возраста рассмотренных выше субщелочных пород со щелочными гранитами были изучены эгирин-арфведсонитовые граниты находящегося южнее массива Белые Тундры, площадь которого составляет около 240 км^2 [1]. Под микроскопом щелочные граниты характеризуется наличием вкрапленников пертитового калиевого полевого шпата и аллотриоморфнозернистой главной массы породы кварц-полевошпатового состава. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и

эгирином, местами присутствует биотит. Роговая обманка – арфведсонит- плеохроирует от зеленовато-синего до желтоватого цветов, и образует крупные кристаллы длиной до 1 см, а также агрегаты кристаллов между порфировкрапленниками полевых шпатов. С темноцветными минералами ассоциируют зерна акцессорных минералов –титанита, апатита, циркона, который образует бесцветные, розоватые кристаллы цирконового типа, h:l от 1:3 до 1:5, размер 0,2-0,05 мм, иногда с включениями темноцветных минералов. Кристаллы с зональностью осцилляторного типа, образованы гранями призмы {110} и пирамиды {111}, и морфологически сходны с цирконами из рассмотренных выше субщелочных пород. U-Pb возраст циркона определен в 2674 ± 10 млн. лет и отражает время кристаллизации гранитов. На диаграммах Харкера щелочные граниты завершают эволюционные тренды составов амфибол-биотитовых кварцевых сиенитов-гранитов и пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов, что может свидетельствовать, вероятно, о происхождении щелочногранитных расплавов в процессе внутрикоровой дифференциации магм, исходных для комплексов субщелочных пород.

Таким образом, время образования латит-монзонит-гранитной ассоциации определено в 2674 ± 5 млн. лет, комплекса амфибол-биотитовых трахидацит-трахириодацит-риодацитов –в 2667 ± 8 млн. лет, комплекса пироксен-амфибол-биотитовых порфировидных гранитов –в 2673 ± 10 , и возраст щелочных гранитов массива Белые Тундры составляет 2674 ± 10 млн. лет. Близкий U-Pb возраст геологически разновозрастных пород свидетельствует о том, что их формирование происходило в узком временном интервале, не превышавшем ошибку определения возраста, составляющую около 10 млн. лет. Помимо близких значений возраста, рассматриваемые комплексы субщелочных и щелочных пород характеризуются близкими особенностями изменения состава, что выражено в образовании ими аналогичных эволюционных трендов, конечным членом которых являются щелочные граниты. Как указывалось выше, в пределах Кейвской структуры со щелочными гранитами пространственно ассоциируют близкие по возрасту породы основного состава – габбро-анортозиты, габбронориты, габбро, что позволяет для объяснения формирования субщелочных и щелочных пород региона предложить гипотезу мантийно-корового взаимодействия. Образование субщелочных расплавов предполагается при плавлении пород коры в верхних частях камер, образованных расплавами мантийного генезиса, связанных с плюмом, поднявшимся к основанию коры. Для палингенных расплавов, долгое время находившихся в кровле кристаллизующихся камер, выполненных базальтовыми расплавами и производными их кристаллизации–габбро-анортозитами, габброноритами – создавались благоприятные условия для процессов кристаллизационной дифференциации, приводивших в конечном итоге к формированию щелочных гранитов.

Грант РФФИ 07-05-00100, госконтракт № АЛ-02-06/32, программа № 4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

Литература

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
2. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С-Пб: Наука, 2004. 174 с.
3. Ветрин В.Р. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский полуостров) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178-1190.
4. Таусон Л.В. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215с.