

УДК 552.1 (470.22)

МИГМАТИТООБРАЗОВАНИЕ В КАЛИЕВОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ПЛАВЛЕНИЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИИ, ГЕОХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ СУБСТРАТ– РАСПЛАВ

Ш. К. Балтыбаев

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН), Санкт-Петербург

В мигматитах калиевой Приозерской зоны Северного Приладожья изучены лейкосомы двух видов: анатектического происхождения и сформировавшиеся под воздействием богатого калием флюида. При частичном плавлении глиноземистых гнейсов при температурах до 800–850 °С образуется расплав гранитного состава, близкий к составу ранних генераций лейкосом. Для предполагаемых РТ-параметров метаморфизма пород $T = 750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4,5\text{--}5,5\text{ кбар}$, минимальная доля расплава составляет не менее 10–15 вес. % от массы исходного протолита. Увеличение содержания воды от 0,5 до 2,5 вес. % приводит примерно к четырехкратному увеличению объема расплава при одних и тех же РТ-параметрах ультраметаморфизма. Вещественный состав и особенности строения лейкосом поздней генерации указывают на полигенное (анатектичеcko-метасоматическое) происхождение, в котором значительную роль при эволюции вещества играет обогащенный калием флюид. Источником флюида могут быть широко развитые в регионе плутоны калиевых порфировидных гранитов.

Ключевые слова: калиевая зона мигматитов, Приладожье, плавление, модельный расплав, флюид.

Sh. K. Baltybaev. FORMATION OF MIGMATITES IN THE K-RICH ZONE OF THE NORTHERN LADOGA REGION: THERMODYNAMIC REGIMES OF MELTING AND CRYSTALLIZATION, GEOCHEMICAL MODELING OF THE ELEMENTS DISTRIBUTION IN THE PROTOLITH/MELT SYSTEM

Leucosomes of two types: anatectic ones and those formed under the effect of K-rich fluid, were studied in migmatites of the K-rich Priozersksaya zone of the Northern Ladoga region. When aluminiferous gneisses are partially melted at temperatures up to 800–850 °C melt of granitic composition, similar to that of early generations of leucosomes, is formed. For the presumed PT parameters of rock metamorphism: $T = 750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4.5\text{--}5.5\text{ kbar}$, the proportion of melt would be at least 10–15 w/w % of the initial protolith mass. A rise in water content from 0.5 w/w % to 2.5 w/w % results in a nearly 4-fold increase in the melt volume under the same PT parameters of ultrametamorphism. The composition and structural characteristics of later generation leucosomes suggest there was a multiple genesis (anatexis-metasomatosi)s, where K-rich fluid played a significant role in the evolution of the matter. The fluid could originate from potassic porphyreous granite plutons, which are widespread in the region.

Key words: K-rich zone of migmatites, Ladoga region, melting, model melt, fluid.

Введение

Лишь сравнительно недавно в высокотемпературной области свекофеннид Северной Приладожья стали выделять две геохимические зоны или провинции [Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2000; Балтыбаев, Левченков, 2005], которые характеризуются разными по составу продуктами ультраметаморфизма. Эти зоны расположены в пределах Южного домена Приладожья [Балтыбаев и др., 2000], где распространены породы преимущественно гранулитовой фации метаморфизма, и получили название Лахденпохской и Приозерской. В Лахденпохской зоне распространены полимigmatиты, содержащие до 7–8 генераций жильного материала, главной особенностью которых является смена состава от существенно натриевых (тоналитовых) у первых генераций (γ_1 – γ_3) лейкосом до существенно калиевых (гранитных) у относительно более поздних генераций (γ_4 – γ_8) лейкосом и жил. Для мигматитов Приозерской зоны не характерны лейкосомы тоналитового состава, на обнажениях с мигматитами фиксируется сравнительно мало генераций лейкосом и жил – не более 3–4, лейкократовый материал мигматитов всегда обогащен калием и имеет высокое K/Na отношение.

По вещественным особенностям слагающих пород Лахденпохская и Приозерская зоны могут быть сопоставлены с K и Na геохимическими провинциями сопредельной Финляндии [Korsman et al., 1988; Ehlers et al., 1993]. Многочисленные работы по приладожским мигматитам [Мигматизация и гранитообразование..., 1985; Балтыбаев, 2002; Седова, Глебовицкий, 2002; Седова и др., 2009; и ссылки в ней], включая ставшие классическими, положившие основу для их морфологической классификации [Судовиков, 1955], были посвящены мигматитам натриевой (Лахденпохской) зоны, наиболее широко представленным в хорошо обнаженной прибрежной части Ладожского озера (рис. 1). Мигматитам калиевой геохимической провинции Приладожья, известной как Приозерская зона, специального исследования не посвящалось. Вместе с тем мигматиты Приозерской зоны заслуживают внимания, особенно потому, что для упомянутых двух геохимических провинций в свекофеннидах Финляндии приводятся различные сценарии эндогенного развития, разное время пиковых плутоно-метаморфических событий и специфичность интрузивной активности в пределах каждой из зон. В области ультраметаморфизма Северной Приладожья пики эндогенной активности в пределах Лахденпохской и Приозерской зон совпадают по времени, близки и P-T-параметры метаморфизма пород, хотя существует специфика проявления интрузивной активности. Последнее особенно подчер-

кивается наличием тесной пространственной ассоциации многочисленных плутонов калиевых порфиридных гранитов, не характерных для Лахденпохской зоны, с зоной широкого развития калиевых мигматитов.

С учетом сказанного, цель данного исследования заключается в характеристике и выявлении механизмов формирования последовательных генераций лейкосом в мигматитах калиевой зоны, определении термодинамических параметров плавления гнейсов и оценке генетической связи мигматитообразования с формированием коровых гранитных интрузий в рассматриваемом регионе.

Материалы и методы изучения

В работе используются химические анализы петрогенных (количественный рентгеноспектральный силикатный анализ), малых и редкоземельных (ICP-MS) элементов пород, выполненные в лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) в период 2000–2010 гг. Некоторая часть анализов на содержание малых и редкоземельных элементов была выполнена в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Редкоземельный состав гранатов определялся на ионном микроанализаторе (г. Ярославль).

Определение термодинамической устойчивости метаморфических парагенезисов в глиноземистых гнейсах и построение петрогенетической сетки выполнялось на основе компьютерной программы THERIAK-DOMINO [de Capitani, Brown, 1987] с использованием модифицированной K. де Капитани (обновление 2012 г. из Интернет-ресурса: <http://titan.minpet.unibas.ch/>) термодинамической базы данных минералов [Berman, 1988, 1991] и твердых растворов*.

Расчет температуры плавления гнейсов и оценка эволюции состава расплава и твердой остаточной фазы выполнялись на основе компьютерной программы MELTS [Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998] (обновление 2012 г. из Интернет-ресурса: <http://melts.ofm-research.org/>).

* В расчетах использовались модели смешения растворов: модифицированная двухкомпонентная (шпинель-герцинит) идеальная для шпинели на основе базы данных JUN92 [Berman, 1988, 1991]; четырехкомпонентная (пироп-гроссуляра-альмандин-спессартин) для граната (JUN92), трехкомпонентная (альбит-анортит-калишпат) для полевого шпата [Fuhrman, Lindsley, 1988]; трехкомпонентная (флогопит-аннит-Mn-биотит) для биотита (JUN92) на основе [McMullin, 1991]; четырехкомпонентная (мусковит-парагонит-Fe-селадонит-Mg-селадонит) для белой слюды на основе JUN92; двухкомпонентная (Fe-Mg) идеальная для ставролита [Nagel et al., 2002]; двухкомпонентная (Fe-Mg) идеальная для кордиерита и четырехкомпонентная (амезит-пеннин-Fe-амезит-Fe-пеннин) для хлорита (JUN92), шестикомпонентная для ортопироксена на основе JUN92, трехкомпонентная (диопсид-геденбергит-жадеит) для клинопироксена на основе JUN92 [Meure et al., 1997].

В работе используются результаты обработки составов мигматитов и других супракристиальных пород из калиевой и натриевой зон (93 пробы), также использованы для сравнения химические и редкоземельные составы гранитоидов Карельского перешейка (20 проб), химический и редкоземельный состав 4 проб из тестового ключевого обнажения мигматитов и 4 анализа состава РЗЭ гранатов из пород разного генезиса.

Характеристика породных комплексов (петроформаций) Приозерской и Лахденпохской зон мигматитов

В Приозерской зоне (рис. 1) преобладают первично стратифицированные образования. Высокий уровень метаморфизма и мигматизации толщ не позволяет однозначно идентифицировать их стратиграфическую последовательность, но по составу и внутреннему строению уверенно выделяются три петроформации.

Глиноземистая. Распространена к югу и юго-западу от пос. Куркиеки, где совмещается с толщей ортопироксенсодержащих пород Лахденпохской зоны. Основу описываемой петроформации составляют высокоглиноземистые плагиоклазовые и двуполевошпатовые гнейсы и сланцы с разным количеством кордиерита, граната, силлиманита и биотита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые, биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация с образованием лейкосом послойного или линзовидно-полосчатого типа, иногда мигматиты имеют рассеянную лейкосому, т. е. без четкого разделения на мелано- и лейкократовые части.

Ортопироксеновая. Главные составляющие: гиперстен-гранат-биотитовые плагиогнейсы, гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты. Характерно переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Иногда встречаются диопсидовые сланцы и гнейсы, частью кальцит- и скаполитсодержащие, амфиболовые сланцы. Гнейсы повышенной известковистости образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои или округлые зональные включения. Мигматизация выражена в разных формах: есть послойные, сетчатые, теневого и другие разновидности мигматитов.

Известково-силикатная. Породы формации в составе толщи (0,8 км × 0,3–0,5 км) найдены во внутренней части крупного массива двуполевошпатовых гранитов Лазурный к юго-востоку от г. Выборга. Контакты этой толщи не

обнажаются, поэтому трудно сопоставить ее с другими частями свекофенских разрезов. Для известково-силикатной формации характерно переслаивание мелко-, среднезернистых карбонатных пород, гнейсов и амфиболитов. Есть также волластонитовые породы, незначительно распространены мраморы. Известковистая порода состоит из карбоната, основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, амфибола, волластонита, скаполита, биотита, эпидота. Присутствуют примеси граната, апатита, сфена, турмалина, калиевого полевого шпата, кварца. Гнейсы состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, граната, силлиманита. Мигматизация не характерна для пород данной петроформации.

В Лахденпохской зоне (рис. 1) также преобладают первично стратифицированные образования. Они сильно метаморфизованы и мигматизированы. По составу и внутреннему строению выделяются следующие петроформации.

Биотитгнейсовая. Характеризуется существенным преобладанием биотитовых плагиогнейсов и плагиосланцев, большей частью относительно слабо мигматизированных. В качестве дополнительных компонентов участвуют гранат-биотитовые плагиогнейсы и другие разновидности пород (силлиманит-, кордиеритсодержащие гнейсы, двуслюдяные гнейсы и сланцы), минеральный состав которых зависит от уровня метаморфизма.

Амфибол-гранатгнейсовая. Представлена чередованием роговообманковых гнейсов и амфиболитов с гранат-биотитовыми плагиогнейсами.

Гранатгнейсовая. Наиболее распространенная формация. Главным компонентом являются гранат-биотитовые плагиогнейсы и мигматиты, которым резко подчинены другие разновидности пород. Монотонна по составу, но структурно довольно неоднородна, за счет неравномерной мигматизации, проявленной в разных формах (послойные, сетчатые, порфиробластические и иные разновидности мигматитов).

Диопсид-биотитгнейсовая и диопсид-гранатгнейсовая. Отличаются от биотит- и гранатгнейсовой формаций присутствием известковистых пород – диопсидовых сланцев и гнейсов, частью кальцит- и скаполитсодержащих, амфиболовых сланцев, очень редко мраморов. Известковистые сланцы и гнейсы образуют в биотитовых и гранатовых гнейсах маломощные прослои мелко- и тонкозернистых немигматизированных относительно высоковязких пород.

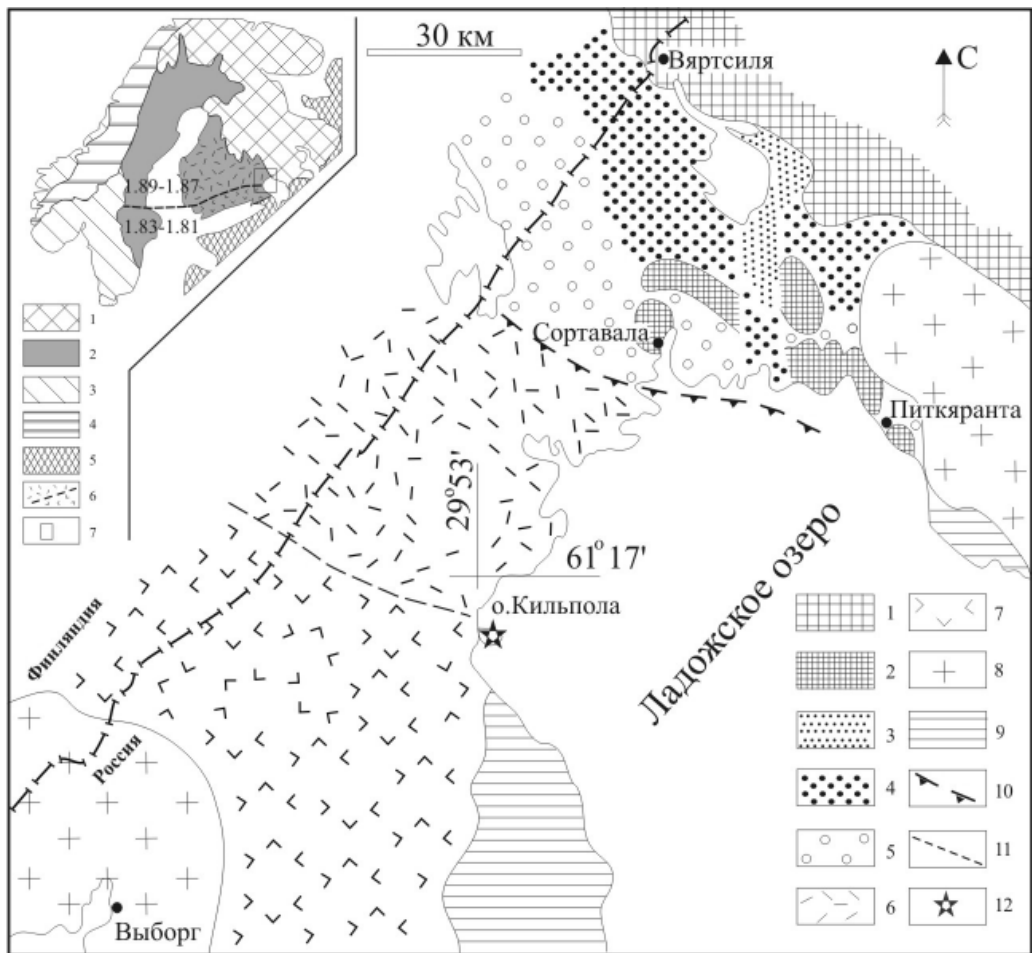


Рис. 1. Схематическая карта строения метаморфического комплекса Приладожья с выделением двух геохимических зон в области ультраметаморфизма:

1 – выступ архейского фундамента; 2 – архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 3–5 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3); ставролитовых и андалузитовых сланцев (4); силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5); 6–7 – раннепротерозойские породы гранулитогнейсовой области: плагиогнейсы и плагиомигматиты Лахденпохской Na-зоны (6), преимущественно гранат-кордиеритовые гнейсы и мигматиты Приозерской K-зоны (7); 8 – массивы рапакиви-гранитов; 9 – рифейский платформенный чехол; 10 – надвиг, разделяющий породы гранулитогнейсовой области Южного домена и более низкотемпературные породы Северного домена; 11 – граница Na и K зон; 12 – место отбора проб.

На врезке. Положение изученного участка в структурах региона: 1 – архейские породы Фенноскандинавского щита, 2 – свекофенниды, 3 – дальсланиды, 4 – каледониды, 5 – рифейский чехол, 6 – сутурная зона сочленения Na и K провинций (см. текст), по [Ehlers et al., 1993], 7 – участок исследования

Гиперстен-гранатгнейсовая. Характерной особенностью формации является переслаивание гранат-биотитовых, гиперстен-биотитовых и гиперстен-гранат-биотитовых плагиогнейсов. Породы умеренно мигматизированы.

Кордиеритгнейсовая. Сложена высокоглиноземистыми плагиоклазовыми и двуполевошпатowymi гнейсами и сланцами, содержащими в разных соотношениях кордиерит, гранат, силлиманит и биотит. Подчиненную роль играют гранат-биотитовые и другие гнейсы. Интенсивно проявлена мигматизация.

Большой диапазон изменения состава метаморфических пород в Лахденпохской зоне по сравнению с Приозерской убедительно подтверждается при сравнении двух выборок химических составов пород на диаграмме $MnO - TiO_2$, статистически примерно одинаково представляющих две зоны (рис. 2). Заметим, что на данной диаграмме отмечается определенное сходство химизма супракратальных пород и гранитоидов Приозерской зоны.

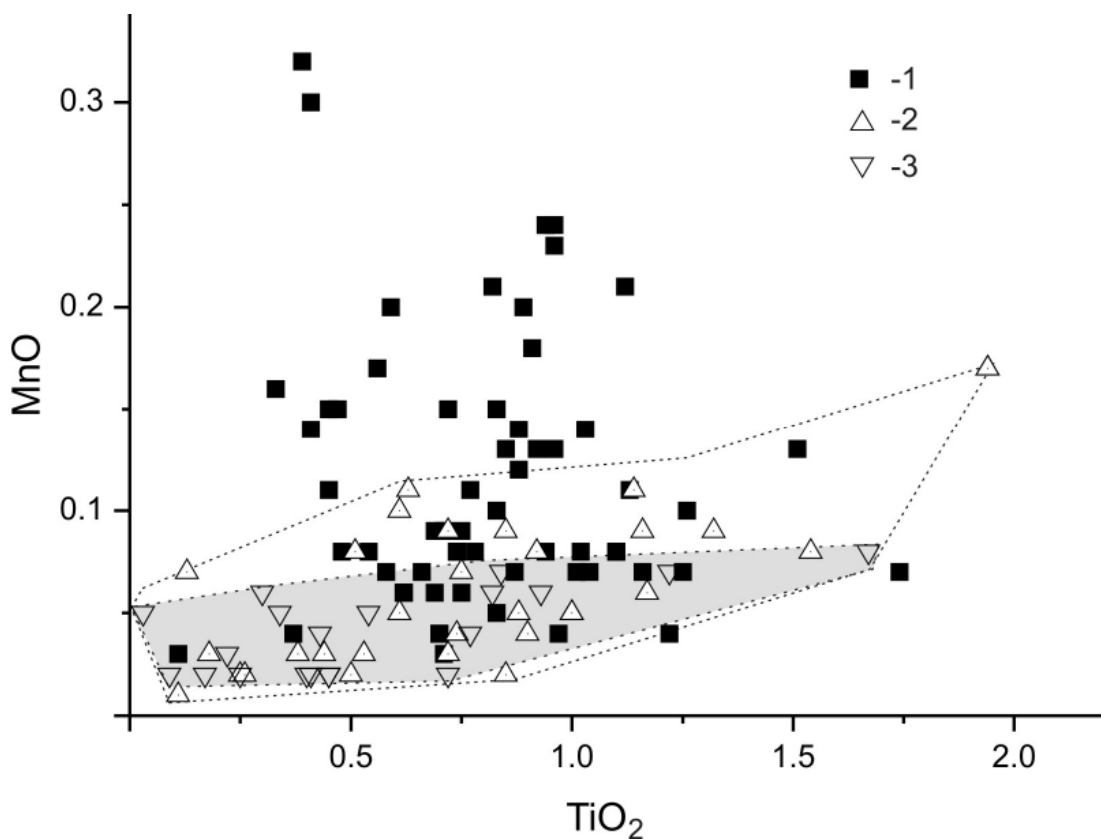


Рис. 2. Диаграмма MnO – TiO₂ для гнейсов и мигматитов Лахденпохской и Приозерской зон

Гнейсы и мигматиты: 1 – Лахденпохской зоны, 2 – Приозерской зоны, 3 – поздние и посторогенные гранитоиды Приозерской зоны (Карельского перешейка). Область состава пород Приозерской зоны на диаграмме выделена пунктирной линией, а подобласть гранитоидов выделена также серым цветом

Возраст субстрата определен по циркону из кислого метавулканита в толще мигматизированных гиперстеновых гнейсов Лахденпохской зоны. Согласно U-Pb дискордии, построенной по фигуративным точкам цирконов с признаками расплавленного происхождения, возраст вулканических пород составляет 1884 ± 5 млн лет [Балтыбаев, Левченков, 2005]. Верхний возрастной рубеж осадконакопления для разрезов Приозерской и Лахденпохской зон определяют наиболее древние интрузии района – массивы: Куркиекский (1881 ± 9 , –5 млн лет, U-Pb по циркону [Балтыбаев и др., 2004a]), Приозерский (1876 ± 6 млн лет, U-Pb по циркону [Балтыбаев, Левченков, 2005]), Кузнеченский (1874 ± 4 млн лет, U-Pb по циркону [Балтыбаев и др., 2004b]).

Вещественный состав, морфология мигматитов

Несмотря на разнообразные внешние формы проявления мигматитов в калиевой

Приозерской зоне, по структурному положению и соотношению их лейкократовой и меланократовой частей отчетливо можно выделить две разновидности мигматитов, основываясь, главным образом, на характере развития лейкосом. Первая разновидность (обычно на обнажении распознаются 1–2 генерации лейкосом) – с рассеянной или послойной («lit-par-lit»), маломощной (1–8 см) лейкосомой, со средне- и крупнозернистыми минералами, в целом согласно ориентированной и повторяющей структурные элементы во вмещающих гнейсах. Вторая разновидность (также чаще всего на обнажении распознаются 1–2 генерации) – с относительно мощными лейкосомами (до 20–30 см), часто имеющими раздувы и пережимы, субсогласными по отношению к текстурно-структурным элементам во вмещающих гнейсах. Главной особенностью мигматитов второй разновидности является крупно- и гигантозернистость минералов лейкосомы, в частности, разрастание калиевых полевых шпатов до 5–12 см.

При мигматизации гнейсов Приозерской зоны образуются лейкосомы с кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; в части обнажений можно наблюдать разрастание граната в лейкосоме, тогда как в мезосомах происходит, наоборот, его замещение кордиеритом. Тенденции изменения составов Fe-Mg минералов достаточно типичны для процесса образования расплава путем частичного плавления: в гранатах увеличивается железистость (от центра к краю зерен), одновременно снижается железистость кордиерита и биотита на контактах с гранатом. В лейкосомах полевые шпаты разрастаются за счет привноса щелочей из мезосомы, а также за счет биотита, распадающегося из-за поглощения воды расплавом. Этот процесс сопровождается ростом железистого граната: $Bt^* = Grt + Kfs + H_2O$.

Детально изученное для целей статьи обнажение (№ Б-04-133, координаты WGS 84, 61.210160, 30.003380, о. Сикасари к северу от о. Кильпола) представляет породы в составе гранат-кордиеритовой толщи (глиноземистой петроформации), широко развитой в окрестностях пос. Кузнечное-Хийтола к западу от о. Кильпола (рис. 1). Эта толща сложена мигматизированными монотонными и грубополосчатыми чередующимися пачками Grt-Bt и Grt-Bt-Crd-Sil, Bt-Sil, Bt-Sil-Crd гнейсов с рассеянной, жильной или жильно-пятнистой лейкосомой. Изученный гнейс (проба № 133) представляет розовато-темно-серую породу с неравномерным в масштабах обнажения распределением деформированных лейкосом трех генераций, далее обозначаемых как γ_1 , γ_2 , γ_3 . Гнейс сложен главной ассоциацией минералов: Bt + Grt + Kfs + Pl + Qtz (табл.). На обнажении встречаются фрагменты – будинообразные тела длиной до 1 м при мощности 20–30 см, состоящие из плотного, мелко-среднезернистого гнейса (проба № 133-1), который практически не затронут мигматизацией и, несмотря на схожесть минерального состава с вышеописанным гнейсом, имеет относительно высокое содержание CaO и низкое содержание K_2O (табл.). Самая ранняя генерация (γ_1) лейкосом на обнажении 133 представляет собой структурно сильно преобразованные фрагменты лейкократового материала, мощностью в несколько миллиметров, которые сложно отделить от вмещающего роллита. Поэтому выделение этой генерации

* Принятые сокращения названий минералов: Bt – биотит, Chl – хлорит, Crd – кордиерит, Grt – гранат, Fsp – полевой шпат, Kfs – калиевый полевой шпат, Ms – мусковит, Орх – ортопироксен (гиперстен), Pl – плагиоклаз, Qtz – кварц, R – рудный, Ser – серицит, Sil – силлиманит, Spl – шпинель, Sta – ставролит.

Вещественный состав гнейсов и лейкосом обнажения 133

№ пробы	Порода	Grt	Bt	Pl	Kfs	Qtz	R	Chl	Ser	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
133	Гнейс	15	15	27	20	20	2	Ед. з.	1	68,0	14	0,85	6,73	0,088	3,24	2,08	2,49	1,86	0,051	0,52	99,9
133-1	глиноземистый Гнейс повышенной известковости	8	12	35	15	20	5	5	1-3	66,3	16	0,61	4,63	0,051	1,96	5,3	2,53	0,73	0,12	1,72	99,9
133-2	Лейкосома γ_2	Ед. з.	17	30	20	30	3	Сл.	Сл.	70,8	15,2	0,44	2,56	0,025	1,46	2	3,16	3,5	0,075	0,63	99,8
133-3	Лейкосома γ_3	Ед. з.	5	20	60	12	Ед. з.	1-3	1-3	64,5	18,5	0,18	2,17	0,032	0,76	0,55	1,73	10,1	0,12	0,98	99,6

Окончание табл.

№ пробы	Rb	Sr	V	Cr	Ba	Y	Zr	Nb	Mo	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
133	93,7	174	0,011	0,015	0,027	32,6	413	21,4	<1	1,44	50,5	104	11,8	43,7	8,08	1,08	6,19	0,87	5,23	1,19	3,82	0,54	3,95	0,57	7,81	1,07	15,1	1,6
133-1	18,9	125	0,0073	0,0064	0,017	23,8	184	12,4	<1	0,33	42,3	83,3	9,42	34,8	6,1	1,0	5,16	0,78	4,13	0,89	2,53	0,36	2,52	0,36	5,22	0,92	8,95	3,2
133-2	90,3	281	0,0051	0,0021	0,091	8,28	63,9	7,73	<1	0,94	68,8	147	17,5	63,2	11,8	1,64	6,66	0,64	2,11	0,31	0,89	0,12	0,81	0,12	1,85	0,3	24,6	1,54
133-3	282	274	<0,005	<0,002	0,22	11,4	34	4,38	<1	2,26	18,3	35,4	4,08	14,6	2,77	1,86	2,37	1,83	0,42	1,34	0,2	1,42	0,22	1,04	0,43	5,32	1,85	

Примечание. Содержание окислов даны в вес. %, других элементов – в ppm. Содержание минералов даны в об. %. Ед. з. – единичные зерна, сл. – следовые количества, ппп – потери при прокаливании.

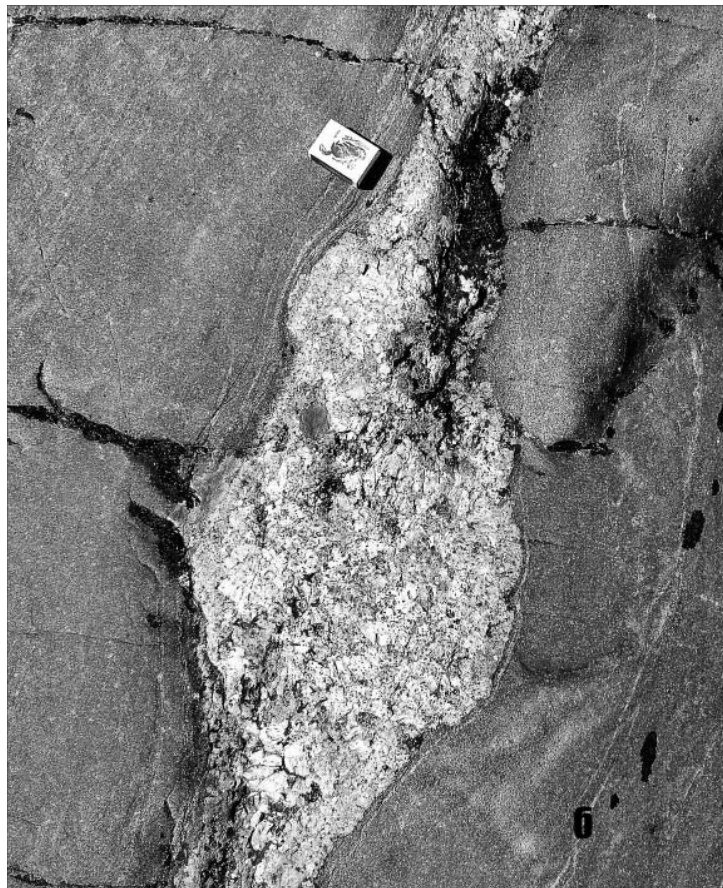
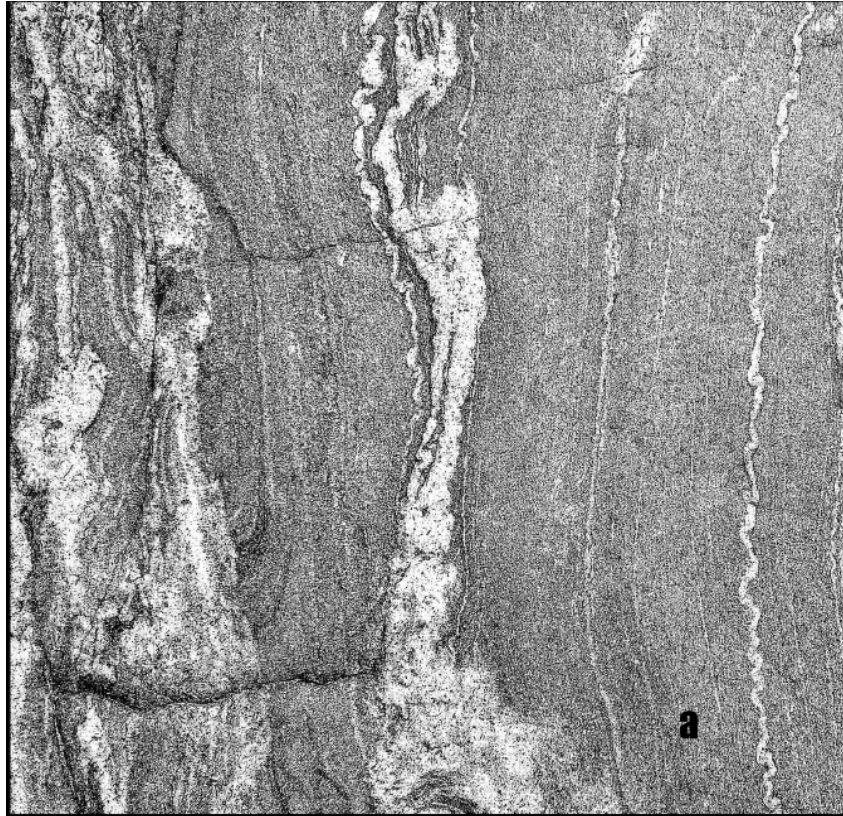


Рис. 3. Фотографии лейкосомы γ_2 (а) и γ_3 (б) в гранатовых гнейсах обнажения № 133 (о. Сикасари). Фотографии имеют одинаковый масштаб

носит в некотором смысле условный характер, так как трудно судить об истинной морфологии этой лейкосомы и ее соотношении с другими лейкосомами и гранитными жилами рассматриваемого обнажения. Значительно лучше обособлены в гнейсах послойные лейкосомы γ_2 (проба № 133-2, рис. 3, а) мощностью 0,2–5 см, нередко имеющие меланократовую 1–3 мм оторочку, сложенную преимущественно биотитом. Минеральный состав γ_2 отличается от состава гнейсов преобладанием лейкократовых минералов, а темноцветную часть γ_2 составляют биотит и единичные зерна граната. Лейкосомы γ_3 (проба № 133-3) легко распознаются и отличаются от γ_1 , γ_2 тем, что имеют мощность до 20–30 см, преимущественно полевошпатовый состав с крупными и гигантозернистыми калиевыми полевыми шпатами таблитчатой формы (рис. 3, б). Минеральные, химические и редкоземельные составы названных проб приведены в табл.

Модельные расчеты и обсуждение результатов

Расчет полей устойчивости минеральных метаморфических парагенезисов для двух составов гнейсов (№ 133, 133-1) показал хорошую сходимость расчетных и наблюдаемых минеральных составов и позволяет определить РТ-параметры метаморфизма гнейсов как $T = 750\text{--}800$ °С при $P = 4,5\text{--}5,5$ кбар (рис. 4). Образующийся при этих параметрах минеральный парагенезис ($Bt + Grt + Fsp + Qtz \pm Sil, Crd$) как в отношении мольных долей минералов, так и состава минералов – твердых растворов соответствует наблюдаемому для пород данной зоны [Балтыбаев и др., 2010а]. Отметим, что ранее указывалось [Балтыбаев и др., 2000], что появление гиперстена в глиноземистых породах определяется не только температурой, но и валовым составом породы, в частности соотношением $Fe/Mg-Al_2O_3$. Присутствие, например, в породе силлиманита при давлении ниже 6–7 кбар делает неустойчивым парагенезис $Sil + Орх$. В то же время если состав породы близок к базитовому, то в метаморфическом парагенезисе реально встречается $Орх$, в том числе и в породах в непосредственной близости к изученному обнажению 133.

Расчетное количество расплава, образующегося при частичном плавлении глиноземистого гнейса (проба № 133), хорошо воспроизводит наблюдаемое на изученном обнажении (и в других обнажениях с аналогичным составом гнейсов) соотношение гнейс/лейкократовый материал. Также из расчетов следует эмпирически

вполне ожидаемое меньшее количество модельного расплава из протолита с повышенным содержанием Са и низким – К (в качестве которого принят состав пробы № 133-1). Особенно это заметно при сравнении двух проб при количестве расплава 15–20 вес. % и выше (рис. 4). Вероятно, это связано с относительно быстрым расходом на образование расплава имеющегося калия и, соответственно, повышением тугоплавкости остаточной твердой фазы в гнейсе повышенной известковистости. Справедливость сказанного подчеркивают примерно одинаковые температурные интервалы и количество возникающего расплава в двух гнейсах, если порции расплава не превышают 10–15 вес. % (рис. 4).

Одним из ключевых факторов, определяющим количество образующегося расплава, является количество H_2O в системе. Как следует из расчетов, при содержании воды 2,5 вес. % из протолита, за состав которого взят состав глиноземистого гнейса (проба № 133), образуется не менее 50–55 вес. % гранитного расплава. Это количество расплава на 15–20 % выше наблюдаемого на обнажении количества лейкократового материала, из чего можно сделать два предположения: 1) в системе воды было меньше, чем 2,5 вес. % (но больше, чем 0,5 вес. %), или 2) вполне вероятно, что наблюдаемое соотношение порода/расплав не отвечает этому соотношению в момент генерации расплава в силу перемещения какой-то доли его при дальнейшей эволюции этой системы.

Возможность расплава накапливаться и мигрировать изучалась как по эмпирическим наблюдениям (например, сводка есть в работе [Brawn, 2001]), так и экспериментальным путем [Lupulescu, Watson, 1999 и др.]. В последней работе указывается, что расплав может накапливаться по системе трещин уже при 5%-м объеме плавления пород. Причем это характерно для расплава как гранитного состава, так и тоналитового. В работе [Castro et al., 1999] показаны результаты эксперимента по плавлению при 800–900 °С и давлении 3, 6, 10, 15 кбар. Авторы выявили, что двуслюдяные гнейсы и метаграувакки вне зависимости от давления продуцируют расплав лейкогранитного состава. Давление сильно влияет на количество образующегося расплава при одной и той же температуре: при 3 кбар образуется его до 20 об. % и всего лишь 5 об. % расплава при 10, 15 кбар.

Согласно модельным расчетам, в эволюционирующем составе расплава с повышением температуры соотношения главных компонентов и их содержания могут значительно меняться, и к тому же характер этих изменений сильно

зависит от состава исходной породы (рис. 5). На рис. 5, а хорошо видно, что калиевоcть гранитного расплава растет с ростом температуры и максимально насыщенные калием расплавы (и с высоким K/Na отношением) образуются, если температура плавления протолита не превышает $850\text{ }^{\circ}\text{C}$. Если в качестве протолита рассматривать гнейс повышенной известковистости (проба № 133-1), то богатый калием расплав будет только в первой порции образующегося расплава, затем, начиная приблизительно с $750\text{ }^{\circ}\text{C}$, состав его эволюционирует в сторону резкого снижения K_2O и K/Na отношения (рис. 5, б). Такое изменение K и K/Na отношения в расплаве с ростом температуры объясняется, вероятно, «запасами» калийсодержащих минералов – биотита и калиевого полевого шпата – в исходной породе и скоростью их «расходования» с ростом степени плавления.

Модель дегидратации биотита при анатексисе достаточно часто привлекается для объяснения механизма формирования мигматитов. Так, например, изучая реакцию разложения биотита в Grt-Bt-Sil гнейсах юго-востока Испании [Cesare, 2000], автор приходит к выводу, что именно разложение этой слюды приводит к появлению расплава. Этот вывод подтверждается масс-балансом вещества и структурно-текстурными наблюдениями в мигматизированной породе.

Кремнекислотность образующихся расплавов увеличивается с ростом температуры, по крайней мере, до образования 75–80 вес. % расплава. Максимальное расчетное содержание SiO_2 в расплаве из протолита, в качестве которого выступают рассматриваемые гнейсы, не превышает 75 %. В диапазоне предполагаемых температур плавления глиноземистого гнейса – $700\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$ содержание SiO_2 в образующемся модельном расплаве варьирует в пределах 69–73 %.

Тенденции изменения химизма минералов в остаточной твердой фазе протолита согласно расчетам соответствуют эмпирически выявленным: по мере увеличения объема выплавки растет и магнезиальность фемических минералов.

Спектр нормированного к составу хондрита распределения редкоземельных элементов в изученных породах весьма характерен для мигматизированных гнейсов и расплавов (рис. 6, а–б). Обращает на себя внимание близость распределения РЗЭ в обоих изученных гнейсах (пробы № 133, 133-1) и при этом значительно дифференцированный по величине Σ (легких)/ γ (тяжелых) РЗЭ спектр для лейкосомы γ_2 пробы № 133-2. И явно иначе выглядит спектр распределения РЗЭ для лейкосомы γ_3 пробы № 133-3, который характеризуется наличием положительной европиевой аномалии и более низким содержанием

редкоземельных элементов, особенно заметным при сравнении пород по сумме легких РЗЭ (табл.; рис. 6, а).

Спектры распределения редких земель лейкосом γ_2 и γ_3 , нормированные к глиноземистому гнейсу (проба № 133), показаны на рис. 6, б и также отчетливо выявляют различие двух лейкосом по этому показателю. Для лейкосомы γ_2 получено распределение РЗЭ, весьма характерное для анатектических выплавки, которые по сравнению с протолитом обогащаются легкими землями и имеют резко пониженное содержание тяжелых РЗЭ. Такое распределение редких земель условно можно назвать «гадолиниевым коромыслом», так как при частичном плавлении обычно именно на Gd происходит пересечение нормированной кривой горизонтальной оси, отвечающей равным концентрациям РЗЭ в системе протолит/расплав (=1). Обеднение лейкосомы γ_2 тяжелыми РЗЭ легко объяснимо, если принять во внимание, что эти элементы остаются в остаточной твердой фазе, концентрируясь в гранате. В качестве примера на рис. 6, в показаны спектры распределения РЗЭ для некоторых гранатов из пород Приозерской зоны, которые все без исключения имеют высокое содержание тяжелых РЗЭ.

Особое внимание заслуживает спектр РЗЭ для лейкосомы γ_3 (рис. 6, б). Низкие концентрации РЗЭ, положительный пик Eu присущи полевым шпатам, преобладающим в этой лейкосоме. Такая ситуация была описана В. А. Глебовицким с соавторами [2011] при изучении мигматитов Нимнырского блока на Алданском щите. Авторы выявили, что положительная Eu аномалия появляется, если общее содержание РЗЭ в породе ниже 240 ppm, и пришли к выводу, что при невысоком содержании в породе циркона, монацита, биотита состав и характер распределения РЗЭ определяются полевыми шпатами. Аналогичные данные выявлены для некоторых полевых шпатов из пегматитов в Южной Норвегии [Larsen, 2002].

Учитывая, что содержание макро-, малых, редкоземельных элементов в лейкосоме γ_3 не характерно для продуктов частичного плавления гнейсов, а также наличие в лейкосоме крупных таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата, как правило не затронутых деформациями, следует, вероятно, считать, что лейкосома сформировалась в таком виде на поздних или даже завершающих стадиях плутоно-метаморфической и тектонической активности в регионе. Скорее всего, даже если инициальные порции лейкократового вещества лейкосомы γ_3 имели анатектическую природу, то последующая эволюция их вещества происходила под воздействием флюида, обогащенного, по крайней мере, калием.

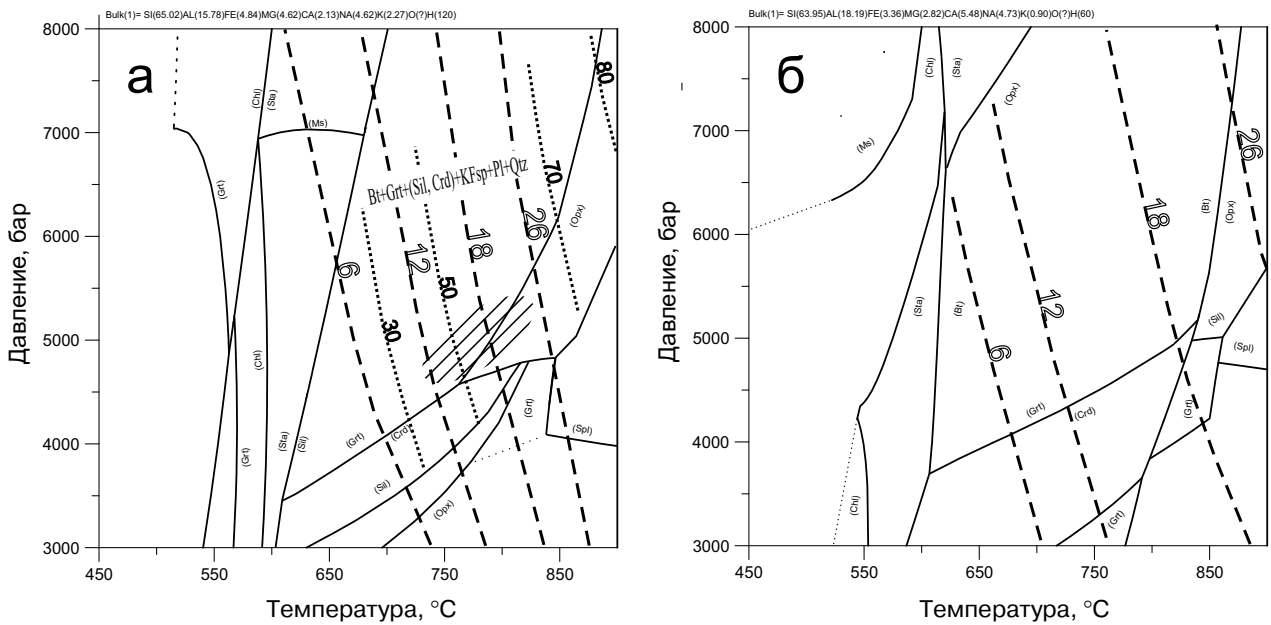


Рис. 4. Оценка термодинамической устойчивости метаморфических парагенезисов в изученных гнейсах методом минимизации свободной энергии Гиббса на основе программы THERIAK-DOMINO [de Capitani, Brown, 1987] и расчет степени частичного плавления гнейсов на основе программы MELTS [Ghiorso, Sack, 1995; Asimow, Ghiorso, 1998]

Диаграммы а, б рассчитаны для гнейсов 133 и 133-1, соответственно, состав которых (табл. 1) пересчитан с нормированием на 100 % катионов в системе NCKFMASH (Na-Ca-K-Fe-Mg-Al-Si-H). Наклонной штриховкой показана область изменения давления и температуры, которая соответствует режиму формирования наблюдаемых и расчетных минеральных парагенезисов в изученных гнейсах. Линии метаморфических реакций приведены только для наиболее важных из них, а появляющаяся новая минеральная фаза показана в скобках. Пунктирные линии и цифры при них на диаграмме а, б демонстрируют возможные вариации образующегося расплава (в вес. %) при частичном плавлении гнейсов с изменением Р и Т и содержании воды в системе, равном 0,5 вес. %. На диаграмме а точечными линиями с цифрами при них также показаны доли образующегося расплава, рассчитанные при содержании воды в системе 2,5 вес. %

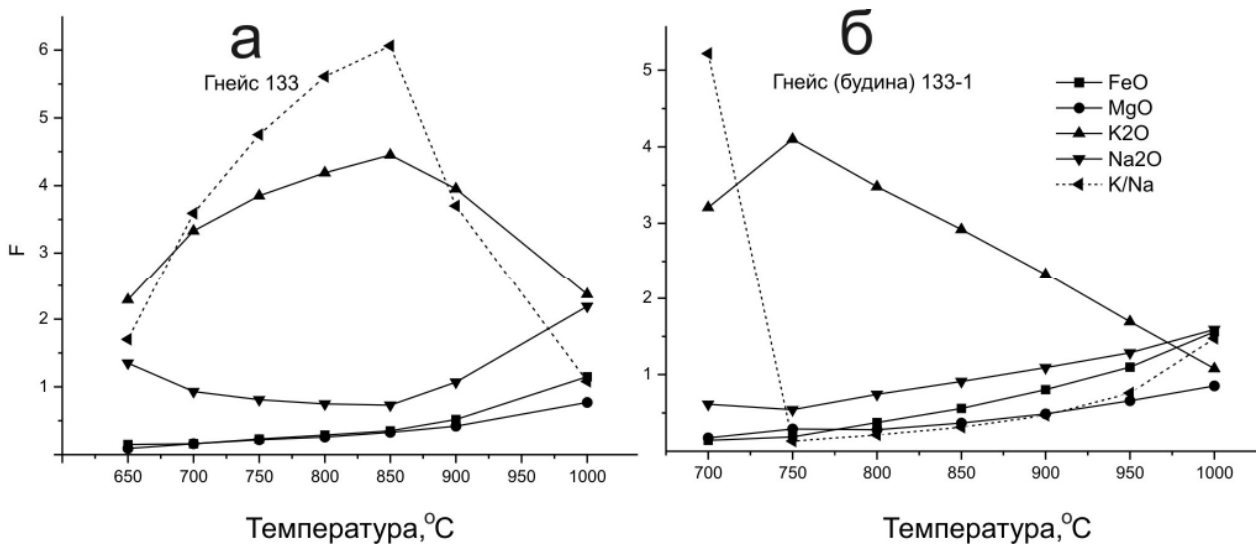


Рис. 5. Расчетная диаграмма изменения состава образующегося расплава при частичном плавлении изученных гнейсов обнажения 133

Изменение содержания компонентов модельного состава расплава, получаемого: а – из глиноземистого гнейса, проба № 133; б – из гнейса с повышенной известковистостью, проба № 133-1

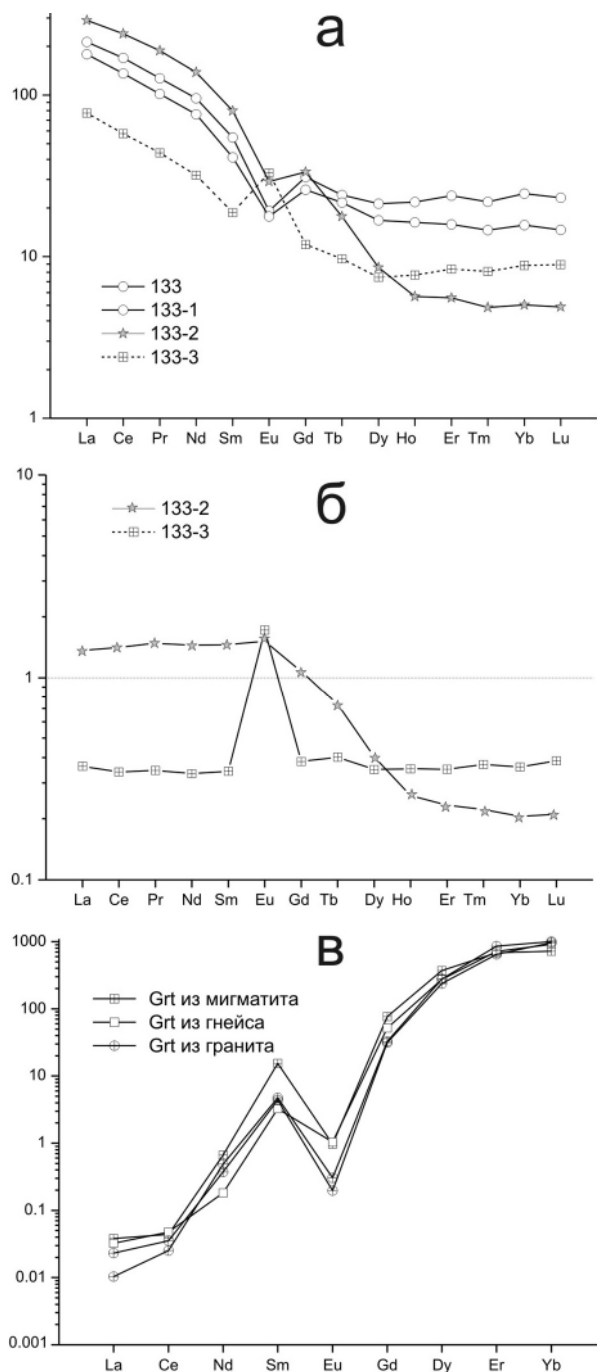


Рис. 6. Нормированные спектры распределения редких земель для изученных пород (а, б) обнажения 133 и для гранатов (в) разного генезиса из магматических и метаморфических пород Приозерской зоны. Спектры а, в нормированы к хондриту [McDonough, Sun, 1995], а спектр для лейкосом (б) – к глиноземистому гнейсу (проба № 133)

Связь высокотемпературного метаморфизма, парциального плавления с интрузивной активностью всегда привлекала интерес исследователей [например, Solar, Brown, 2001 и ссылки в ней]. В одной из таких работ

по полиметаморфическому комплексу орогена Дамара в Намибии [Jung, Mezger, 2003] показано, что изотопная система в гранатах и монацитах хорошо сохраняется, и существует принципиальная возможность выделить по возрастным данным мигматиты, связанные с определенными гранитами, мигматиты времени пика метаморфизма и анатексиса, а также некоторые разновозрастные граниты, не связанные с мигматизацией.

Ранее нами предпринималась попытка определить время калишпатового порфиروبластеза в лейкосоме [Балтыбаев и др., 2010б]: согласно U-Pb данным по монациту в Kfs оторочках жил этот процесс происходил ~1860 млн лет назад, что примерно на 15–20 млн лет отстает от стадии частичного плавления гнейсов [Балтыбаев и др., 2009]. В связи с этим стоит отметить особенности развития в Приозерской зоне значительных по объему и площади выходов на современную поверхность плутонов калиевых порфировидных гранитов, отнесенных в свое время Г. М. Саранчиной к II формационному типу гранитоидов [Саранчина, 1972]. Позднее было показано, что эти гранитоиды II формационного типа состоят из массивов двух возрастных групп: 1,870 и 1,800 млрд лет [Балтыбаев и др., 2004б]. Примечательно, что граниты, развитые недалеко от изученного в настоящей работе обнажения мигматитов, в частности граниты Кузнеченского массива, определяют время кристаллизации по U-Pb возрасту циркона как 1874 ± 4 млн лет, в то время как монацит в гранитах образовался значительно позднее – 1851 ± 5 млн лет назад. Вероятно, не случайно с этим интервалом времени (1870–1850 млн лет) совпадает калишпатовый порфиروبластез в мигматитах Приозерской зоны: можно предположить источником флюида указанные массивы калиевых гранитов. Однако более достоверные данные для таких выводов следует ожидать при сравнительном анализе, например, изотопного состава свинцов полевых шпатов из разных генераций лейкосом и гранитоидов региона.

Выводы

1. При частичном плавлении глиноземистого гнейса при температурах до 800–850 °C возникает расплав гранитного состава, близкий к составу первых генераций лейкосом. Только первые и небольшие по объему порции расплава, образующегося из протолита – гнейса с повышенной известковистостью, имеют состав, близкий к составу ранних лейкосом.

2. Для предполагаемых РТ-параметров метаморфизма пород $T = 750\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4,5\text{--}5,5$ кбар, минимальная доля расплава составляет не менее 10–15 вес. % от массы исходного протолита.

3. Количество воды в метаморфической системе является главным фактором, контролирующим объем образующегося расплава: увеличение содержания воды при одних и тех же РТ-параметрах от 0,5 до 2,5 вес. % приводит примерно к четырехкратному увеличению объема расплава.

4. K/Na отношение (и содержание К) в расплаве, образующемся при частичном плавлении, повышается с возрастанием температуры до 800–850 °С, что указывает на верхнюю температурную границу прогрева глиноземистых гнейсов с существенно калиевой лейкосомой.

5. Вещественный состав, включая содержание малых элементов и РЗЭ лейкосомы поздней генерации, указывает на полигенную природу, в которой значительную роль при эволюции вещества играет обогащенный калием флюид.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-01036).

Литература

- Балтыбаев Ш. К.* Флюидные включения и РТ-режим формирования лейкосом мигматитов натрового ряда в гранулитовой части Приладожья (Ю. Карелия) // Записки РМО. 2002. № 5. С. 22–39.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др.* Геология и петрология свекофеннит Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 199 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г. и др.* Время и длительность свекофеннской плутонометаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита, Приладожье // Петрология. 2004а. Т. 12, № 4. С. 374–393.
- Балтыбаев Ш. К., Сальникова Е. Б., Глебовицкий В. А. и др.* Кузнеченский массив калиевых порфировидных гранитов: результаты U-Pb датирования и обоснование тектонической позиции // Доклады АН. 2004б. Т. 398, № 4. С. 519–523.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Левский Л. К.* Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Саватенков В. М.* Скважина глубокого бурения на окраине Восточно-Европейской платформы: данные петрологического и изотопно-геохронологического изучения керн // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010а. Т. 18, № 3. С. 1–18.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др.* Оценка времени региональной постмигматитовой калишпатизации по данным U-Pb датирования монацита (метаморфический комплекс Северного Приладожья, Россия) // Доклады АН. 2010б. Т. 430, № 4. С. 529–532.
- Глебовицкий В. А., Седова И. С., Петров Т. Г., Саморукова Л. М.* Геохимия ультраметаморфогенных гранитоидов амфиболитовой фации (Нимнырский блок, Алданский щит) // Записки РМО. 2011. № 1. С. 12–35.
- Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах /* Ред. Ф. П. Митрофанов. Л.: Наука, 1985. 310 с.
- Саранчина Г. М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Наука, 1972. 128 с.
- Седова И. С., Глебовицкий В. А.* Геохимия ранних мигматитов С. Приладожья // Записки РМО. 2002. № 2. С. 1–16.
- Седова И. С., Саморукова Л. М., Глебовицкий В. А., Скублов С. Г.* Циркон в полимигматитах С.-З. Приладожья: морфология и геохимия // Геохимия. 2009. № 10. С. 1050–1066.
- Судовиков Н. Г.* Мигматиты, их генезис и методика изучения // Материалы исследований в Карелии. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1955. Вып. 5. С. 97–174.
- Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В.* Эволюция условий метаморфизма гранатосодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. С. 253–277.
- Asimow P. D., Ghiorso M. S.* Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations // *Am. Mineral.* 1998. Vol. 83 (9–10). P. 1127–1132.
- Berman R. G.* Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-CaO-MgO-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29. P. 455–522.
- Berman R. G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // *Can. Mineral.* 1991. Vol. 32. P. 833–855.
- Brawn M.* Orogeny, migmatites and leucogranites: A review // *J. Earth System Science.* 2001. Vol. 110, N 4. P. 313–336.
- Castro A., Patino Douce A. E., Corretge L. G. et al.* Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 135. P. 255–276.
- Cesare B.* Incongruent melting of biotite to spinel in a quartz-free restite at El Joyazo (SE Spain): Textures and reaction characterization // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. Vol. 139. P. 273–284.
- Fuhrman M. L., Lindsley D. H.* Ternary-feldspar modeling and thermometry // *Am. Mineral.* 1988. Vol. 73. P. 201–216.
- Ehlers C., Lindroos A., Selonen O.* The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // *Precambrian Research.* 1993. Vol. 64. P. 295–309.
- Ghiorso M. S., Sack O.* Chemical mass transfer in magmatic processes. 4. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and

extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. Vol. 119 (2–3). P. 197–212.

Jung S., Mezger K. Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T–t path from U–Pb monazite and Sm–Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia) // *Chem. Geol.* 2003. Vol. 198. P. 223–247.

Korsman K., Niemela R., Wasenius P. Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1988. N 343. P. 89–96.

Larsen R. B. The distribution of rare-earth elements in K-feldspar as an indicator of petrogenetic processes in granitic pegmatites: examples from two pegmatite fields in Southern Norway // *Can. Mineral.* 2002. Vol. 40. P. 137–151.

Lupulescu A., Watson E.B. Low melt fraction connectivity of granitic an in a mafic crustal rock at 800 °C and 1 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. Vol. 134. P. 202–216.

McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–253.

McMullin D. W., Berman R. A., Greenwood H. J. Calibration of the SGAM thermometer for pelitic rocks using data from phase-equilibrium experiments and natural assemblages // *Can. Mineral.* 1991. Vol. 29. P. 889–908.

Meyre C., de Capitani C., Partzsch J. A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland) // *J. Metamorph. Geol.* 1997. Vol. 15. P. 687–700.

Nagel T., de Capitani C., Frey M. Isograds and P-T evolution in the eastern Lepontine Alps (Graubünden, Switzerland) // *J. Metamorph. Geol.* 2002. Vol. 20. P. 309–324.

Solar G. S., Brown M. Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA: Possible Source of Peraluminous Leucogranite in Plutons? // *J. Petrol.* 2001. Vol. 42, N 4. P. 789–823.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Балтыбаев Шаукет Каимович

зам. директора, рук. лаборатории, докт. геол.-минер. наук
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, Россия, 190034
эл. почта: sb@ipgg.ru
тел.: (812) 3284701

Baltybaev, Shauket

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences
2 Makarov Nab., 190034 St. Petersburg, Russia
e-mail: sb@ipgg.ru
tel.: (812) 3284701