

УДК 552.1 (=470.22)

© Ш. К. БАЛТЫБАЕВ

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И *PT*-РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕЙКОСОМ МИГМАТИТОВ НАТРОВОГО РЯДА В ГРАНУЛИТОВОЙ ЧАСТИ ПРИЛАДОЖЬЯ (Ю. КАРЕЛИЯ)

Sh. K. BALTUBAEV. FLUID INCLUSIONS AND *PT*-REGIME OF FORMATION
OF THE NA-SERIES MIGMATITE LEUCOSOMES WITHIN GRANULITE PART
OF THE LADOGA REGION (SOUTH KARELIA)

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН),
190034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2;
e-mail: sb@sb2085.spb.edu*

Metamorphic complex of Ladoga region is one of the best investigated zonal complex within the Svecofennian Raabe-Ladoga zone. All rocks of this complex were involved in the Early Proterozoic metamorphic process that produces leucocratic (granite) veins within the ultra-metamorphic zone. Newly obtained data show that the ultra-metamorphic zone within Svecofennian Belt should be considered as having two parts: the first of them consisting of the Na-type migmatites, the second one — of the K-rich ones (Ehlers *e. a.*, 1993; Korsman *e. a.*, 1988). This article present the new data on the Na-rich migmatites obtained with methods of microthermometry and mass-spectrometry. The mineral thermobarometry, combined with U-Pb geochronology, allows estimating for migmatites the time of their formation, fluid regimes and *PT*-conditions. It has been revealed that *PT*-conditions for three morphological types of leucosomes were as following: the first type $P = 4.7\text{--}4.5$ kbar, $T = 900\text{--}800$ °C; the second type — $6.0\text{--}4.0$ kbar, $800\text{--}600$ °C; the third type — $3.8\text{--}3.2$ kbar, $600\text{--}500$ °C. Estimated U-Pb age of the second generation migmatites makes 1873 ± 2.8 Ma.

Процессы ультраметаморфизма в полимигматитовых комплексах, максимальные температуры проявления которых $>750\text{--}800$ °C, часто связаны с условиями метаморфизма гранулитовой фации, тогда как последующие стадии соответствуют условиям амфиболитовой ($\geq 650\text{--}750$ °C) фации (Глебовицкий, Седова, 1998). В настоящее время общепризнанной является модель анатектического плавления при мигматитообразовании, которая в некоторых конкретных случаях еще оставляет нерешенные проблемы. Например, почему при наличии биотита в субстрате преобладающим является лейкосома тоналит-трондьемитового, а не гранитного состава, почему из гранат-биотитовых гнейсов не выплавляются полностью эвтектические составы и тому подобные. Ряд вопросов снимается, если признать, что процессы ультраметаморфизма происходят в открытой системе в условиях флюидного потока.

Для характеристики флюидного режима парциального плавления (ультраметаморфизма) полезно детальное изучение отдельных обнажений. Наиболее полную информацию о процессах плавления несут объекты с максимальным количеством эпизодов ультраметаморфизма. Нужно отметить, что для правильной реставрации событий эти эпизоды по *PT*-параметрам должны быть достаточно контрастными; особенно важно, чтобы выявлялось влияние поздних процессов на более ранние как в плане изменения минеральных ассоциаций, так и составов минералов. Удачными в этом отношении оказались некоторые обнажения в высокотемпературном блоке приладожского метаморфического комплекса, содержащие до семи-восьми генера-

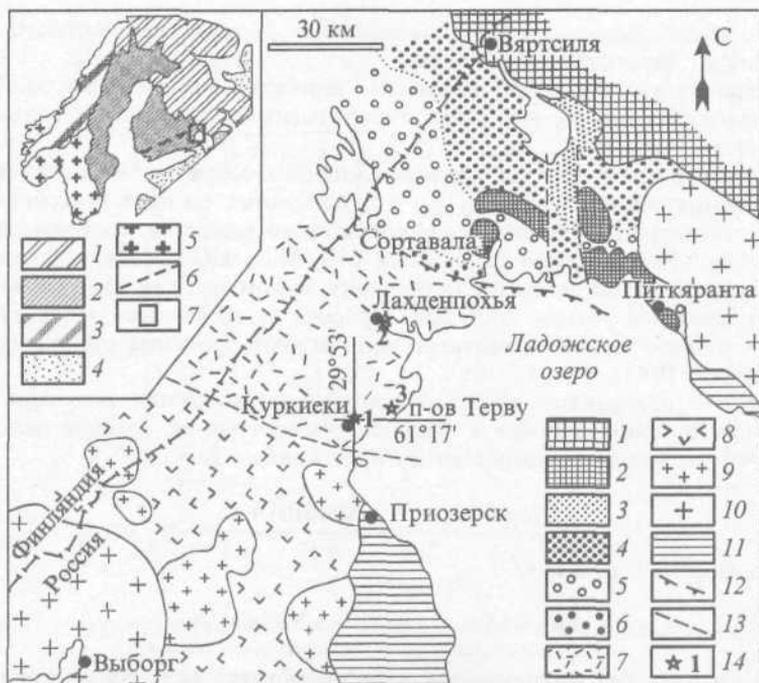


Рис. 1. Схема тектоно-метаморфического районирования Приладожья с указанием мест детального изучения.

1 — выступ архейского фундамента; 2 — архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 3—6 — нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3); ставролитовых и андалузитовых сланцев (4); силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5); гранат-кордиеритовых гнейсов (6); 7 — Лахденпохская зона: раннепротерозойские преимущественно известково-натровые гранулиты (метаграувакки); 8 — Приозерская зона: раннепротерозойские преимущественно глиноземистые калиевые гранулиты (метапелиты и металевролиты); 9 — крупные массивы калиевых гранитоидов; 10 — массивы рапакиви; 11 — рифейский платформенный чехол; 12 — Мейерский надвиг; 13 — граница двух мигматитовых зон; 14 — местоположение обнажения и его номер: 1 — обнажение 19 (место отбора проб Б-2000-19/1, Б-2000-19/2), 2 — обнажение 1654, 3 — обнажение 3216. На врезке. Положение свекофениид в структурах региона. 1 — архейские породы Балтийского щита, 2 — свекофенииды, 3 — каледонииды, 4 — рифейский чехол, 5 — граниты, 6 — сuture зона сочленения двух мигматитовых провинций по К. Элерсу (Ehlers e. a., 1993), 7 — участок исследования.

Fig. 1. Scheme of the tectonic-metamorphic zoning of Ladoga region with indicated areas of the detailed study.

ций жильного материала. Эти объекты и предлагается рассмотреть в настоящей статье.

Краткий обзор геологии района. Согласно новой концепции свекофениид, исследуемая область представляет активную континентальную окраину, сформированную в раннем протерозое (Gaal, Gorbachev, 1987; Глебовицкий, 1993). Метаморфические и металутонические породы района расчленены на два комплекса. Наиболее древним является инфракрустальный комплекс, сложенный биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами для которых установлен архейский возраст 2.7 млрд лет (Тугаринов, Библикова, 1980). Эти породы составляют ядра купольных структур, образующих серию протяженных гряд в Приладожье и сопредельной Финляндии (Вгун, 1980) (рис. 1, врезка).

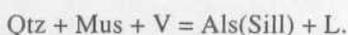
Супракрустальные образования, объединяемые в ладожский комплекс, состоят из двух серий: нижней — сортавальской и верхней — ладожской. Сортавальская серия представлена основными и средними по составу породами преимущественно вулканогенного происхождения (Светов, Свириденко, 1992). Ладожская серия сложена метатурбидитами. В зоне невысокого метаморфизма она представлена филлитами, двуслюдяными сланцами с широким развитием гранатовых, андалузит- и ставролитсодержащих парагенезисов. По мере нарастания метаморфизма появляются мигматиты, получают распространение гранат-биотитовые, гранат-кордиеритовые,

куммингтонит-биотитовые и другие плагиогнейсы; в зоне гранулитового метаморфизма возникают гиперстеновые гнейсы.

Метаморфическая зональность комплекса выражена в последовательной смене с севера, северо-востока на юг-юго-запад минеральных ассоциаций от фации зеленых сланцев до гранулитовой.

Мигматитовые зоны. Первые признаки мигматитообразования появляются примерно на силлиманитовой изограде, где в двуслюдяных сланцах фиксируются тонкие, иногда линзовидные скопления лейкократового вещества, состоящего главным образом из Qtz,¹ Pl, Bt, также отмечаются Sill, Mus, \pm KFsp. Минеральный состав этих образований не соответствует гранитному минимуму, как это можно было бы ожидать для наиболее ранних выплавок. Природа этого явления недостаточно изучена, не исключено, что здесь ведущую роль играют процессы субсолидусной сегрегации (Sawyer, 1988).

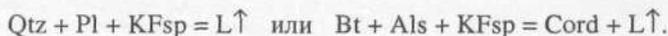
Мигматиты с признаками анатектического происхождения получают заметное развитие лишь с приближением к верхней температурной границе устойчивости мусковита, что может быть представлено протеканием реакции



Хорошо известная реакция



вряд ли применима без оговорок для данного объекта (для зоны второго силлиманита), так как парагенезис Sill+KFsp встречается исключительно редко. Объяснением этому может быть либо протекание реакций без участия калишпата, или же вовлечение KFsp в последующие реакции, например с участием расплава с дальнейшим удалением последнего



Возможность последней реакции может подтверждать совпадение в Приладожье границ интенсивной мигматизации с границей появления в метapelитах кордиерит-содержащих ассоциаций.

В зоне высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма процесс плавления достигает максимума: выплавки составляют местами до 50—70 % всего объема пород, при этом метатурбидиты теряют признаки исходной стратификации, образуя маломощные (первые метры) зоны тоналитового расплава. Экспериментальные исследования плавления пород грауваккового состава указывают на возможность появления расплава в водонасыщенных условиях при температуре порядка 650—700 °C (Clemens, Wall, 1981). Эти температуры хорошо сопоставляются с отмечаемыми реакциями разложения мусковита и появлением первых порций расплавов.

Возраст мигматитов. Определения возраста U-Pb методом были выполнены по монацитам и цирконам из лейкосомы мигматитов второй генерации (проба Б-2000-19/2) и вмещающих их гранат-гиперстеновых гнейсов (проба Б-2000-19/1), отобранной в районе пос. Куркиеки (рис. 1). В пробе лейкосомы были обнаружены цирконы двух типов. Преобладающими (ок. 80 %) являются светло-розовые и коричневые кристаллы изометричной формы (I тип), состоящие из детритовых ядер и широких зональных оболочек. Около 20% цирконов составляют светло-розовые и коричневые длиннопризматические, зональные, с тонкими неравномерными оболочками

¹ Принятые сокращения: Als — алюмосиликат, And — андалузит, Bt — биотит, Cord — кордиерит, Crx — клинопироксен, Grt — гранат, KFsp — калиевый полевошпат, Ky — кшанит, Mus — мусковит, Mon — монацит, Orx — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Qtz — кварц, Sill — силлиманит, Zrn — циркон, ab — альбит, an — анортит, L — расплав, V — летучие.

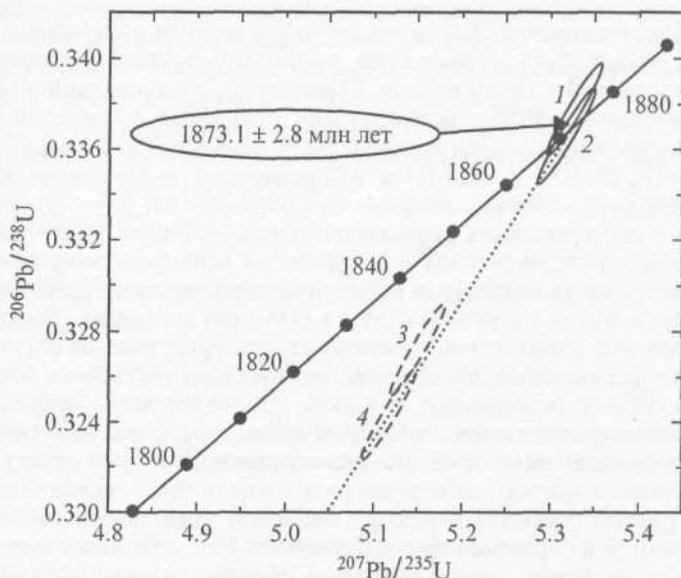


Рис. 2. Рисунок с конкордией цирконов (эллипсы пунктирные) и монацитов (эллипсы сплошной линией) для лейкосомы мигматитов (2—4), плагинейсов (1).

Пунктирной линией показана изохрона для лейкосомы мигматитов.

Fig. 2. Sketch with concordance of zircons (dotted ellipse) and monazites (uniform ellipse) for plagiogneisses (1) and migmatite leucosome (2—4). Dotted line shows the migmatite leucosome isochrone.

кристаллы (II тип). Для цирконов II типа характерны низкие отношения $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, равные 0.02—0.03, при содержании U от 327 до 619 мкг/г. Морфологические и геохимические признаки цирконов II типа позволяют считать их генезис ультраметаморфогенным: они и были использованы для определения возраста мигматитов.

Возраст лейкосомы по монацитам 1872.9 ± 2.1 млн лет (или 1873.1 ± 2.8 с учетом циркона, рис. 2) и в пределах погрешности не отличается от возраста монацита (1869.7 ± 2.1 млн лет) вмещающих гнейсов (рис. 2, табл. 1). Крупные зерна циркона имеют несколько меньший возраст (1866.0 ± 2.1 млн лет), что, по-видимому, связано с наличием в них тонких оболочек новой генерации циркона.

Таблица 1

Результаты U-Pb изотопных исследований монацитов и цирконов
Results of U-Pb isotopic investigations of monazites and zircons

Минерал, размер фракции (мкм)	Изотопные отношения					Возраст, млн лет		
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Проба № Б-2000-19/1, гранат-гиперстеновый гнейс								
Mon	24010	8.7020	0.25147	0.3378	5.326	1876.0	1873.0	1869.7±2.1
Проба № Б-2000-19/2, лейкосома мигматитов 2-й генерации								
Mon	17750	8.672	0.35547	0.3366	5.317	1870.5	1871.6	1872.9±2.1
Zrn, >100	2092	8.2943	30.506	0.3272	5.149	1825.0	1844.2	1866.0±2.1
Zrn, 60—85	3278	8.4354	44.555	0.3243	5.1167	1810.7	1838.9	1871.0±2.1

Примечание. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре MAT-261 (ИГД РАН).

Морфология мигматитов. Как показали исследования мигматитов, лейкократовый материал может быть разделен на несколько структурно-возрастных типов, формирование которых происходило с развитием полистадийной деформации. Ранее (Мигматизация..., 1985) была выявлена следующая последовательность формирования мигматитов и гранитоидов: $\gamma_0 \rightarrow \gamma_1 \rightarrow \gamma_2 \rightarrow [\beta, \delta, \text{end}] \rightarrow [\gamma\delta, \text{top}, \text{tr}, \beta] \rightarrow \gamma_4 \rightarrow \gamma_5 \rightarrow [\beta, \gamma\delta, \text{r}] \rightarrow \gamma_6 \rightarrow [\gamma_7]$, где γ (с номерами) — генерации лейкосом мигматитов, в квадратных скобках интрузивные образования: β — габброиды, end — эндербиты, δ — диориты, $\gamma\delta$ — гранодиориты, top — тоналиты, tr — трондьемиты.

Естественные вариации состава и морфологии лейкосом, зависящие от состава субстрата и уровня метаморфизма, а также отсутствие жестких структурных реперов затрудняют однозначную корреляцию их на значимых площадях. Вместе с тем, как показывают полевые наблюдения, существуют критерии распознавания определенных морфологических типов мигматитов, включающих несколько жильных форм. Так, по структурным отношениям с рамой, относительному возрасту, характеру деформаций, вещественному составу и внутреннему строению лейкосом можно выделить три морфотипа мигматитов, очевидно отвечающих трем стадиям мигматизации.

Наиболее ранний (первый) морфотип лейкосом представлен маломощными (до 1—3 см) жилами и их фрагментами, согласными или субсогласными со сланцеватостью вмещающих пород. Указанные жилы образуют изоклиальные, часто перерасположенные складки. Контакты их с меланосомой, как правило, нечеткие, иногда на контакте развита кайма мощностью в первые миллиметры, обогащенная биотитом. Данный морфотип составляет обычно менее 20—25 % объема породы.

Второй морфологический тип мигматитов, состав которых ближе всего к тоналитам, образуют жильные тела, как согласные со структурой вмещающих пород, так и секущие ранние структурные элементы. Для лейкосом характерны жильные, пятнистые неправильные формы, иногда они обособлены в маломощные тела теневых плагиогранитов, мощность которых, как правило, не превышает первых метров. Наиболее ранние жилы данного морфотипа нередко участвуют в изоклиальной складчатости вместе с вмещающими кристаллическими сланцами, в то же время в отдельных частях складок они являются дискордантными, что говорит о их синкинематичности. Последовательное изменение структурных форм жил тоналитового состава от согласных — субсогласных до дискордантных также свидетельствует о становлении их в условиях снижения пластичности среды, обусловленной понижением температуры.

Третий морфологический тип мигматитов представляют жилы резко дискордантные по отношению к вмещающим метаморфическим породам и более ранним мигматитам. На обнажениях, где наиболее полно представлены лейкократовые жилы, можно выделить 2—3 генерации жил данного типа. Несмотря на некоторые отличия в составе или внутреннем строении жил, общим для них является наличие резких контактов с окружающими породами и высокая обогащенность калишпатом. Третий тип составляет обычно менее 20 % объема породы. Отнесение лейкосомы этого типа к анатектическим мигматитам несколько условное. Скорее, они представляют перемещенные гранитные жилы, и о связи их с субстратом пока затруднительно делать однозначные выводы. По данным И. С. Седовой, отмечаемая иногда субпараллельность таких поздних жил с зональным характером их проявления может служить одним из критериев для отнесения их к мигматитам (Мигматизация..., 1985; Седова и др., 1989).

Петрографические изменения при мигматизации гнейсов. Мигматизация гнейсов сопровождается следующими преобразованиями метаморфических пород: образованием лейкосом богатых кислым плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; разрастанием граната в лейкосомах биотит-, кордиерит- и гиперстен-гранатовых гнейсов; замещением граната кордиеритом в мезосомах глиноземистых гнейсов; замещением граната гиперстен-плагиоклазовым и роговообманко-плагиоклазовым симплектитом в основных кристаллических сланцах; развитием обратной зональ-

ности в гранатах с увеличением железистости от центра к краям кристаллов; падением железистости кордиерита, гиперстена и биотита на контактах с гранатом.

Реакционные каймы кордиерита вокруг граната характеризуются присутствием симплектитовых вростков кварца. Структурные наблюдения показывают, что в этих реакционных отношениях участвуют полевые шпаты, вследствие разложения которых щелочи выносятся, а система обогащается глиноземом. Этим механизмом можно объяснить разрастание кордиерита



Аналогичным образом разложение полевых шпатов в мезосомах гнейсов приводит к разрастанию граната



В лейкосомах же полевые шпаты разрастаются за счет привноса щелочей из мезосомы, а также за счет биотита, распадающегося из-за поглощения воды нарождающимся расплавом. Этот процесс сопровождается ростом железистого граната



Вещественный состав мигматитовых жил. Мигматиты исследованы на обнажениях в северной части г. Лахденпохья, в р-не полуострова Терву (рис. 1). Наблюдаются значительные вариации составов жильного материала мигматитов, обусловленные составом вмещающих пород, неоднородностью строения или отсутствием четких границ между лейко- и меланосомой.

Характеристика реперного обнажения 1654. Строение и состав лейкосом. Представление о соотношении жил можно получить из рис. 3, где показан общий вид обнажения и отдельные детали. Выделяется семь генераций лейкосом мигматитов и гранитных жил. Вмещают их гранат-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы с прослоями гиперстенсодержащих пород.

Наиболее ранние лейкосомы (γ_1) слагают тонкопослойные мигматиты. Мощность лейкосом 1—3 см и менее. Вместе с субстратом они смяты в серии сильно сжатых складок с круто (70 — 80°) погружающимися шарнирами на ЮВ 160° . Следующие две генерации жил (γ_{2-3}) и тела неправильной формы (γ_3) до 2—3 м мощностью с теньвым субстратом секут ранние лейкосомы и пересекаются жилами γ_4 . Соотношения между γ_2 и γ_3 не очевидны; местами устанавливается приуроченность генераций параллельно осевым поверхностям (ОП) складок. Зона теньвых гранитоидов (γ_3) условно рассматривается по аналогии с другими обнажениями как группа гранодиоритов—тоналитов, разделяющих две стадии деформации и метаморфизма (Мигматизация..., 1985).

Следующие генерации лейкосом (γ_4, γ_5) образуют серию жил мощностью до 0.1 м, секущих более ранние складчатые мигматиты. Форма и характер их развития отличаются от смятых в систему изоклинальных складок. Генерация лейкосом (γ_6) образует довольно мощные (до 0.7 м) гранитные жилы зонального строения. Краевые части, мощность которых не превышает 10—15 см, имеют более крупнозернистое строение, в центральной части развиты аплитовидные зоны, чередующиеся с прерывистыми полосами, обогащенными гранатом и линзовидно-полосчатыми кварцевыми обособлениями. Наиболее поздние жилы γ_7 секут и смещают γ_6 .

Существуют различия в минеральном составе выделенных жил. Отмечается разрастание калишпата к поздним жилам, содержание которого в γ_6, γ_7 достигает 20—30 % (табл. 2). Такое распределение калишпата не является типичным для ладожских мигматитов. Обычно промежуточный и максимальный микроклин с реликтами ортоклаза в том или ином количестве присутствует в ранних генерациях лейкосом, часто имеет порфиробластический вид и неравномерное распределение (Се-

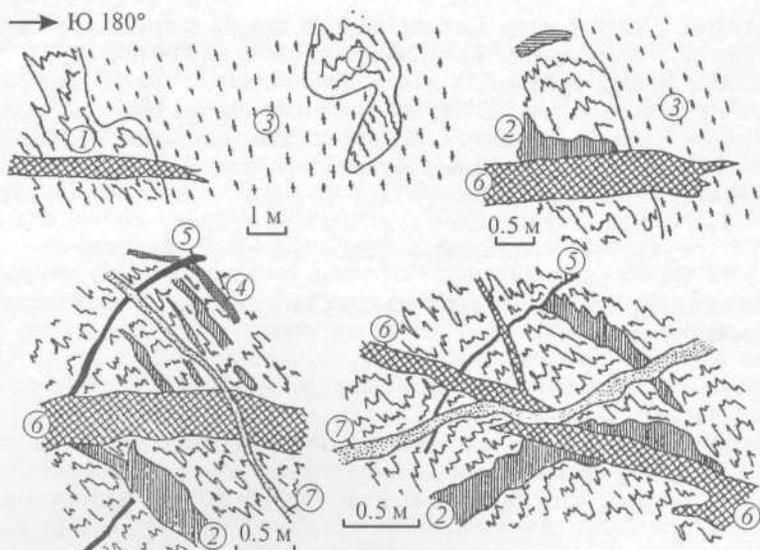


Рис. 3. Общий вид (слева сверху) и отдельные детали полимигматитового обнажения.

1 — тонкопослойные лейкосомы (иногда двуполошпатовые), 2—4 — лейкосомы, преимущественно тоналитового состава; 2 — субогласные, 3 — пятнистые, 4 — дискордантные; 5, 6, 7 — жилы калиевых гранитов. Цифры соответствуют номерам генераций (см. текст). Обн. 1654, окрестности г. Лахденпохья.

Fig. 3. General view (left upward) and separate details of the polymigmatite outcrop.

дова и др., 1989). Для всех генераций лейкосом характерно высокое содержание кварца.

Заслуживают внимания низкотемпературные минералы в наиболее поздних жилах (γ_5 — γ_7). В этих жилах отчетливо проявлено псевдоморфное замещение калишпата кварцем, андалузитом и мусковитом, причем в γ_6 андалузит встречается вместе с силлиманитом. Там же обнаружен низкотемпературный спессартин-альмандиновый гранат. Комплекс новообразованных минералов можно связать с кислотным выщелачиванием, происходящим на поздней стадии метаморфизма. Отметим, что более древние породы (вмещающие гнейсы и ранние мигматиты) не несут в себе явных признаков кислотного выщелачивания. Вероятно, что такие факты отражают возрастающую роль жил как флюидопроводящих структур на поздних стадиях метаморфизма.

Таблица 2

Минеральный состав лейкократовых жил обнажения 1654
Mineral composition of leucocratic veins in the outcrop 1654

Генера-ция	№ обр.	Морфо-тип	Qtz	KFsp	Pl	Grt	Bt	And	Sill	Mus
γ_1	1654-1	I	40	5	25	10	20	—	—	—
γ_{2-3}	1654-2	II	35	—	40	Е. з.	25	—	—	—
γ_{2-3}	1654-3	II	35	Е. з.	40	Е. з.	15	—	—	—
γ_4	1654-4	II	40	Е. з.	40	Е. з.	20	—	—	—
γ_5	1654-5	II	40	—	35	5	20	—	—	Е. з.
γ_6	1654-6-1	III	45	25	20	Е. з.	Е. з.	5	Е. з.	5
γ_6	1654-6-2	III	40	20	15	5	Е. з.	5	10	5
γ_7	1654-7	III	10	45	10	—	15	5	—	5

Примечание. Е. з. — единичные зерна; прочерки — не обнаружено; значения — об. %.

Все жилы в той или иной степени преобразованы в ходе метаморфических процессов в структурно-текстурном отношении, соответственно изменены минеральные составы и (или) химизм минералов. Генерации жил γ_1 , γ_2 , γ_3 , иногда γ_4 разгнейсованы особенно сильно.

Биотиты. Составы биотитов варьируют достаточно широко в пределах одного шлифа (табл. 3), особенно сильные вариации по Fe и Mg. Глиноземистость K_{Al} изменяется мало — от 23 до 25 %, что свидетельствует о низкой щелочности среды минералообразования. Железистость умеренная, около 50 %, только в γ_6 увеличивается до 66 %. Bt из гнейсов практически не отличаются от Bt лейкосом γ_1 — γ_3 .

Гранаты. Составы гранатов γ_1 и γ_4 близки, а в γ_6 они не содержат Mg при содержании спессартина до 20 % (табл. 3). В Grt из γ_1 от центра к краю зерна содержание пироба уменьшается с 27 до 14 % при низком содержании спессартина и гроссуляра (ок. 4 %). В Grt из γ_4 содержание пироба меняется от 28 % в центре до 18 % к краю. Grt из вмещающих Grt-Орх гнейсов имеет регрессивную зональность (пироба 22 % в центре и 18 на краю).

Полевые шпаты. KFsр в γ_1 характеризуется варьирующим составом при высоком содержании Na (15—32 % ab), тогда как в поздних жилах содержания ab около 8 %. Pl более основные в лейкосомах γ_1 — γ_3 (29—35 % an), а в поздних жилах их основность порядка 12—24 %. В гнейсах основность Pl близка к таковой в γ_1 (30—40 % an).

Гиперстены в гнейсах эволюционировали в направлении увеличения содержания...

вания мигматитов γ_1 — γ_3 , указывает на тренд субизобарического остывания; начиная с γ_{4-5} и до γ_7 эволюция PT -параметров идет по субизохорическому пути.

Заключение. На основании приведенного материала можно предположить следующую последовательность ультраметаморфических событий. На раннем этапе породы приладожского комплекса испытали метаморфизм с образованием в гранулитовой области первых мигматитов в относительно сухих условиях (при $P > 4.7$ кбар и $T > 800$ °С). Вероятно, именно слабая флюидонасыщенность (низкая активность воды) пород на пике метаморфизма была барьером для широкого развития плавления. Не исключено также, что это обусловлено кратковременностью условий гранулитового метаморфизма. На следующем этапе, соответствующем режиму амфиболитовой фации, происходит дальнейшее плавление, которое активизируется главным образом за счет привноса воды. Привнос воды мог осуществляться диорит-тоналитовыми расплавами, получившими широкое распространение именно в этот период. Интенсивная мигматизация тоналитовой стадии указывает, по-видимому кроме высокой водонасыщенности, также на значительную продолжительность пребывания системы в термостатированном состоянии. Снижение давления при формировании поздних жил свидетельствует о том, что на поздней стадии остывание пород происходит сопряженно с некоторой декомпрессией. Эти данные хорошо коррелируются с представлениями о подъеме свекофенских пород при надвигании свекофенид на окраинную область Карельского кратона на завершающих стадиях метаморфизма (Балтыбаев и др., 1996).

Таким образом, формирование мигматитов Приладожья происходит на всем протяжении метаморфических преобразований пород. На ранней стадии мигматитооб-

разование отвечает кульминации метаморфизма и продолжается в условиях субизобарического остывания. Поздняя стадия характеризуется формированием мигматитов при сопряженном снижении давления и температуры. Флюидная и твердофазовая термобарометрия позволяет ограничить P - T -параметры метаморфизма в пределах:

— для ранних мигматитов первого морфотипа $P = 4.7—4.5$ кбар при $T = 900—800$ °С,

— для мигматитов второго морфотипа $P = 6.0—4.0$ кбар при $T = 800—600$ °С,

— для мигматитов (гранитов) третьего морфотипа $P = 3.8—3.2$ кбар при $T = 600—500$ °С.

Благодарности. Автор выражает свою признательность В. А. Глебовицкому, И. С. Седовой за ценные советы и замечания при подготовке статьи, а также О. А. Левченкову за выполнение работ по U-Pb датированию. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 00-05-65268, 00-15-98475, 00-05-64897).

Список литературы

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Мейерский надвиг — главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свеккофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353—356.

Балтыбаев Ш. К. Метаморфический комплекс Приладожья (петрология, флюидный режим). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 1998. 30 с.

Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свеккофенид Приладожья. СПб.: Изд. СПбГУ, 2000. 199 с.

Валник Е. А. Динамика развития гранитов ладожского комплекса по результатам исследования включений CO_2 // ЗВМО. 1988. № 2. С. 305—321.

Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.

Глебовицкий В. А., Седова И. С. Анатексис и формирование коровых магматических очагов: петрологические и геохимические доказательства (Беломорская и Свеккофеннская провинции, Балтийский щит) // ЗВМО. 1998. № 4. С. 5—26.

Глебовицкий В. А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7—37.

Лохов К. И. Методика и аппаратура для флюидного анализа горных пород и минералов. Изотопные методы в геологии, геохимии и металлогении. Л.: Наука, 1988. С. 155—166.

Мигматизация и гранитообразование в различных термодинамических режимах. Л.: Наука, 1985. 310 с.

Перчук Л. Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg-геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611—622.

Перчук Л. Л., Лаурентьева И. В. «Эксперимент-89». М.: Наука, 1990. С. 44—45.

Седова И. С., Васильева С. А., Трунова Е. Н. Особенности состава калиевых полевых шпатов мигматитов ладожского комплекса // ЗВМО. 1989. Вып. 2. С. 93—104.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свеккокарелид Приладожья. Петрозаводск, 1992. 152 с.

Тугаринов А. И., Бибикина Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.

Фонарев В. И., Графчиков А. А., Конилов А. Н. Система согласованных минералогических термометров для метаморфических комплексов // Физ. хим. анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989. С. 96—125.

Шмулович К. И. Двуокись углерода в высокотемпературных процессах минералообразования. М.: Наука, 1988. 182 с.

Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В. Эволюция условий метаморфизма гранатосодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253—277.

Vruu J.-P. The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland: evidence for large-scale gravitational instability of the Proterozoic crust // Earth Planet. Sci. Letters. 1980. Vol. 47. N 3. P. 441—449.

Clemens J. D., Wall W. J. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas // Canad. Miner. 1981. Vol. 19. P. 111—131.

Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland — a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precamb. Res. 1993. Vol. 64. P. 295—309.

Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precamb. Res. 1987. Vol. 35. N 1. P. 15—25.

Harley S. L. The Solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ and CaO—FeO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ // J. of Petrol. 1984. Vol. 25. N 3. P. 665—694.

Haselton H. T., Howies G. L., Hemingway B. S., Robie R. A. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in an albite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry // *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 394—413.

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.

Sawyer E. W. Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt, Canada // *J. metamorphic Geol.* 1988. N 6. P. 437—450.

Поступила в редакцию
19 декабря 2001 г.