

## КРАТКИЕ НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.72 + 551.21 (470.22)

Е. В. Кузьмина

**ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ  
В МИНЕРАЛАХ ТЕРВУСКОЙ ИНТРУЗИИ  
КАК КРИТЕРИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ<sup>1</sup>**

Метаморфические процессы имеют определенную длительность в геологической истории, тогда как явления магматизма обычно кратковременны и интрузивные породы образуются в конкретный момент. Как правило, в орогенном комплексе бывают до-, син- и постметаморфические интрузии. По их датировке можно определить временные рамки непосредственно процесса метаморфизма. Крайне важно найти постметаморфическую интрузию, наиболее близкую по возрасту к последним метаморфическим событиям региона, потому что именно она может служить верхним возрастным репером метаморфического процесса. Но поздние метаморфические события, как правило, бывают слабо выражены на минеральном уровне, в связи с чем возникает проблема диагностики метаморфизма в интрузивных породах. Не составляют исключения и рассматриваемые в данной статье породы Тервуской интрузии, которая расположена в высокотемпературной области зонально-метаморфизованного комплекса Приладожья (юго-восток Балтийского шита).

В настоящее время существуют разные мнения о термодинамических условиях заключительных этапов становления Тервуской интрузии. Большинство исследователей [1–6] относят ее к постметаморфическим образованиям. По другим представлениям [7–9], плутоническая деятельность в Приладожье, проходившая в возрастном интервале 1,89–1,85 млрд лет, протекала параллельно с метаморфическими преобразованиями, и практически все интрузивные породы района, включая граниты Тервуского массива, в той или иной степени метаморфизованы. Подобное противоречие можно объяснить тем, что имеющихся данных оказалось недостаточно для однозначного решения вопроса о влиянии метаморфизма на интрузию, хотя в работах вышеуказанных авторов всесторонне рассмотрены геология и возраст массива, особенности химического состава пород и породообразующих минералов, состав минералообразующих сред.

Настоящая работа посвящена выявлению критериев метаморфизма для Тервуской интрузии на основании изучения флюидных включений в лейкократовых минералах (в кварце и плагиоклазе).

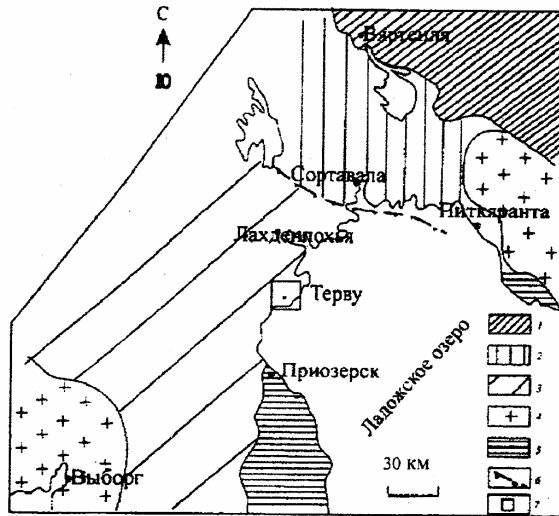
Тервуский массив расположен на одноименном полуострове в северо-западном Приладожье (рис. 1, А). Он сложен розовыми лейкократовыми двуполовошпатовыми гранитами с редкими жилами аплитов и пегматитов, занимает площадь около 50 км<sup>2</sup> и обнажается в виде ромбовидного тела, вытянутого в северо-восточном направлении. Вмешают массив породы ладожской серии, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации низких давлений. U–Pb-возраст Тервуских гранитов оценивается в  $1860 \pm 2,6$  млн лет [10]. На юго-востоке Тервуский массив прорывает более древний ( $1878 \pm 3,3$  млн лет, по [8]) Лауватсарский массив диоритов. В эндоконтактной части Тервуского массива присутствует зона эруптивной брекчии, а в экзоконтактной развиты инъекционные магматиты и зоны микроклиннизации вмещающих пород.

Макроскопически граниты Тервуского массива имеют типичный облик. Это среднезернистые, массивные, слабогнейсовидные породы, обычно порфиroidные, с овальными выделениями белого или розового калиевого полевого шпата. Микроскопически в гранитах определяются: калиевый полевой шпат (45–60%), плагиоклаз (10–30%), кварц (25–30%), биотит (3–10%), мусковит (0,5–1%), апатит, циркон. Для гранитов свойственны замещения биотита, полевых шпатов мусковитом и хлорит-серицит-цоизит-карбонатной ассоциацией [4]. По химическому составу граниты относятся к породам нормальной щелочности с преобладанием K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O и с несколько повышенной глиноземистостью [6, 7]. Тектонические преобразования пород Тервуского массива выражаются в развитии северо-восточных субвертикальных зон бластомилонитизации. Процессы катаклаза и милонитизации проявля-

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 02-05-65343, 02-05-64803, 03-05-0648мас), Программы «Ведущие научные школы» (проект № НШ-615.2003.05).

© Е. В. Кузьмина, 2004

A



Б

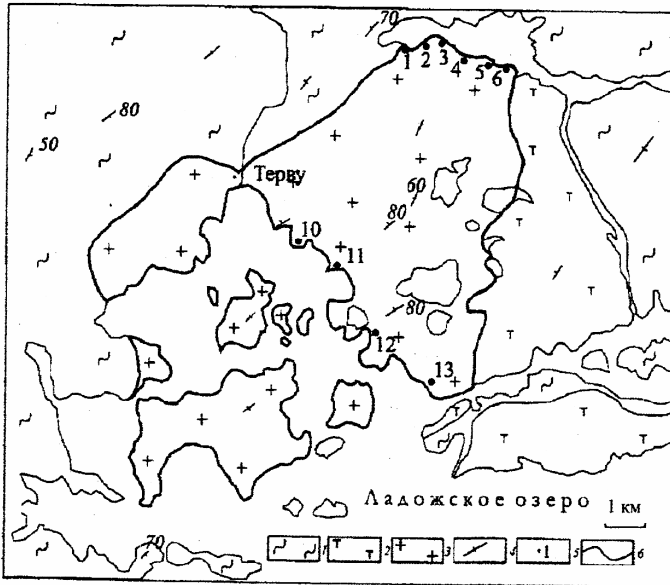


Рис. 1. Геологическая схема северо-западного Приладожья (А) и Тервуского массива (по [6]) (Б).

А: 1 – выступ архейского фундамента, 2 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров областей низкого и среднего метаморфизма, 3 – нижнепротерозойские породы гранулитовой области метаморфизма, 4 – массивы рапакиви, 5 – рифейский платформенный чехол, 6 – надвиг, 7 – участок исследования; Б: 1 – гнейсы ладожской серии; 2 – лауватсарские диориты; 3 – тервуские граниты; 4 – элементы залегания пород; 5 – точки отбора образцов (Б-99-1 – Б-99-13); 6 – граница массива.

ны повсеместно, особенно резко в краевых частях массива [5, 8]. Внутреннее строение Тервуского массива, детально описанное Г. М. Саранчиной [5], характеризуется отчетливо выраженной трахитоидностью гранитов, проявленной в пределах всего интрузивного тела, которая обусловлена субпараллельным расположением удлиненных кристаллов микроклина. Трахитоидность имеет ориентировку северо-восточного направления (60–70°), выдержанную на площади всего массива. Первичной структурой гранитов является гипидноморфнозернистая или порфирированная, обычно измененная в связи с наложенными процессами катаклаза и милонитизации, которые с особой интенсивностью проявляются в южной части массива. Зонки милонитизации отчетливо видны на фоне розоватых гранитов в виде темных полосок, мощность которых не превышает нескольких миллиметров, состоящих из раздробленных первичных минералов, кварца, вторичной слюды и хлорита. Перекристаллизация обуславливает образование бластогранитных структур; при этом контуры минералов становятся неправильными, происходит грануляция зерен [5]. Участками наблюдаются следы тектонических дислокаций, выражающихся в образовании кулисообразных жил.

Состав минералообразующих сред в минералах Тервуского массива изучался рядом исследователей [2, 4, 7, 11, 12]. Установлено присутствие в кварце гранитов первичных, первично-вторичных, вторичных включений. Показано, что они бывают газовые, газовой-жидкие (с температурами гомогенизации  $T_{\text{гом}}$  от 150 до 500 °C), кристалло-флюидные, расплавленные (с  $T_{\text{гом}}$  760–830 °C и 900–1150 °C), выявлены включения с солями KCl, NaCl. По включениям CO<sub>2</sub> имеются два разных определения давления формирования массива  $P = 2,5$  кбар [4] и 3,1–4,0 кбар [7].

В данной работе включения предварительно исследовались при комнатной температуре в пластинках с двусторонней полировкой на микроскопе Orthoplan-Pal. В дальнейшем включения анализировались в установленной на микроскопе Amplival термо-криокамере с диапазоном рабочих температур –180–(+600 °C). В качестве измерительной аппаратуры использовался цифровой прибор ТРМ1. Охладителем в камере являлся жидкий азот; нагревателем совмещенной термокамеры служил специальный высокотемпературный сплав. Всего было изучено 10 флюидных пластинок, отобранные по двум профилям северо-западного и юго-восточного направления (рис. 1, Б).

Исследование флюидных включений позволило выделить в пределах массива три группы пород, отличающиеся по степени флюидонасыщенности<sup>2</sup> (рис. 2, а). Первая группа пород характеризуется высокой флюидонасыщенностью и расположена в северной части массива, на контакте с вмещающими гнейсами ладожской серии; вторая – со средней флюидонасыщенностью – приурочена к северной и центральной частям массива; третья – с низкой флюидонасыщенностью – прослеживается в восточной и центральной частях. Фазовый состав включений достаточно похож во всех выделенных группах пород (табл. 1).

Наиболее широко в кварце пород первой группы развиты так называемые планарные [13] газово-жидкие, однофазовые, кристаллофлюидные включения с газовым пузырьком. Есть единичные газово-жидкие, размером около 10 мкм (рис. 3, в). В плагиоклазе встречаются группы кластерных газово-жидких включений (размером 10–40 мкм). Вторая выделяемая группа содержит в основном планарные включения размером 5–20 мкм с газовым наполнением 10%: газово-жидкие, однофазные и кристаллофлюидные с газовым пузырьком. Также присутствуют кластерные – газово-жидкие и однофазовые включения (рис. 3, а, б). В третьей группе находятся включения размером 10–30 мкм: газово-жидкие, однофазные, иногда кристаллофлюидные с газовым пузырьком, встречающиеся в виде планарных, единичных (рис. 3, а, в, г) и реже кластерных образований.

Методами микротермометрии выявлены включения следующих типов (табл. 2): 1) чистые водные (H<sub>2</sub>O); 2) слабоминерализованные (до 1–3% NaCl-эквивалента) водные (H<sub>2</sub>O + соль); 3) сильноминерализованные водные (H<sub>2</sub>O + соли NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>); 4) углекислотные (CO<sub>2</sub>); 5) смешанные метан-азотные (CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>).

Наиболее широко распространены включения водно-солевого состава, часто встречаются включения с чистой водой (неминерализованные), а иногда с CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub>.

При некотором общем сходстве состава флюидных включений по площади всей интрузии выявляются и особенности их распределения в массиве (см. рис. 3, б): 1) углекислотные включения обнаружены только в северной части; 2) водные, минерализованные солями Ca, Mg(Cl) – в северной периферийной части; 3) метан-азотные включения – в северной и центральной; 4) чисто водные – в юго-восточной и северной; 5) водные включения с минерализацией NaCl и KCl – в центральной и северной; 6) водные включения с низкой минерализацией распределены повсеместно.

Традиционно рассмотрение процессов магматизма и метаморфизма заключалось в изучении реакций минералообразования, происходящих вследствие изменения давления и температуры. Флюидная фаза при этом считалась дополнительным продуктом, который выполняет роль катализатора минеральных реакций или влияет только на

<sup>2</sup> Степень флюидонасыщенности оценивается следующим образом. Включения подсчитываются в одном квадранте, в который попадают обычно 1–2 зерна кварца размером до 0,5 мм в поперечнике. Высокая степень флюидонасыщенности означает, что при просмотре флюидной пластинки при 10-кратном увеличении объектива в лейкократовых минералах отчетливо видны 10 и более зон включений, а также не менее 10 крупных флюидных включений с легко различимыми фазами внутри них; средняя – 4–8 зон включений, а также не менее 5 крупных флюидных включений с легко различимыми фазами внутри них; низкая – до 4 зон включений, крупные флюидные включения, как правило, отсутствуют.

Таблица 1. Типы флюидных включений

Образец	Группы по $F$	Газово-жидкие включения		
		единичные	планарные	кластерные
Б-99-1	2	10–20 мкм, вытянутые, изометричные	10–30 мкм, $K_3 = 0,9$	
			10–20 мкм, $K_3 = 0,1$	
			2–10 мкм, $K_3 = 0,1–0,5$	
Б-99-2	1	20 мкм	< 10 мкм, $K_3 = 0,1$	10–40 мкм, $K_3 = 0,05–0,2$
			10–30 мкм, $K_3 = 0,1–0,9$	
			20–40 мкм, $K_3 = 0,1–0,2$	
Б-99-3	1	10–40 мкм, изометричные, $K_3 = 0,8$	< 20 мкм, изометричные, вытянутые, $K_3 = 0,1–0,3$	10–30 мкм, $K_3 = 0,2–0,9$
			10–20 мкм и менее, $K_3 = 0,1–0,2$	
		10–20 мкм, изометричные, $K_3 = 0,1$	2–20 мкм, вытянутые, изометричные, $K_3 = 0,1–0,9$	
			10 мкм, $K_3 = 0,1$	
Б-99-4	1		10–20 мкм и менее, $K_3 = 0,1$	
			5–20 мкм, $K_3 = 0,1$	
			10–15 мкм, $K_3 = 0,75$	
			10–40 мкм, изометричные, $K_3 = 0,9$	
Б-99-5	1	70 мкм, $K_3 = 0,1$	10–30 мкм, изометричные	5–10 мкм, $K_3 = 0,2–0,4$
			10 мкм и менее, $K_3 = 0,5–0,75$	
			5–30 мкм, вытянутые, $K_3 = 0,1–0,5$	
Б-99-6	2	30 мкм, $K_3 = 0,1–0,2$	5–40 мкм, вытянутые, $K_3 = 0,05$	
			5–15 мкм, $K_3 = 0,1–0,5$	
Б-99-10	2	10–40 мкм, вытянутые, $K_3 = 0,2–0,5$	10–15 мкм, $K_3 = 0,75$	5–10 мкм, $K_3 = 0,1$ вытянутые, изометричные
			округло-овальные 5 мкм и менее	
Б-99-11	3		10–20 мкм, $K_3 = 0,1$	10–20 мкм, $K_3 = 0,1$
Б-99-12	3	10–40 мкм, изометричные, $K_3 = 0,2–0,5$	10–40 мкм, $K_3 = 0,2–0,5$	
			5–15 мкм, изометричные, $K_3 = 0,1$	
			30 мкм	
Б-99-13	3	10 мкм, $K_3 = 0,1$	10 мкм и менее, $K_3 = 0,1–0,5$	10–15 мкм, $K_3 = 0,2–0,4$

Примечание.  $F$  – флюидонасыщенность (см. текст);  $K_3$  – коэффициент заполнения: отношение объема газового пузырька к объему всего включения.

**в минералах тервуских гранитов**

Однофазные включения			Кристалло-флюидные включения с газовой фазой
единичные	планарные	кластерные	планарные
	10–30 мкм		
	< 10 мкм		< 10 мкм
	10–30 мкм		10–30 мкм, вытянутые, изометричные
	< 20 мкм		10–20 мкм, вытянутые
	5–20 мкм, вытянутые, изометричные		
	10 мкм		
	5–20 мкм и менее		5 мкм и менее
	10 мкм – отрицательные кристаллы		
	5–30 мкм, изометричные		20–30 мкм, изометричные
	10 мкм и менее		
	5–15 мкм, вытянутые		10–15 мкм, вытянутые
	5–10 мкм		
	10–30 мкм, изометричные	до 10 мкм	5 мкм
		10–40 мкм, вытянутые	
	10–20 мкм		5–10 мкм
	5–15 мкм, изометричные		10–30 мкм, изометричные
	10–30 мкм		
	30 мкм		
	10 мкм и менее		

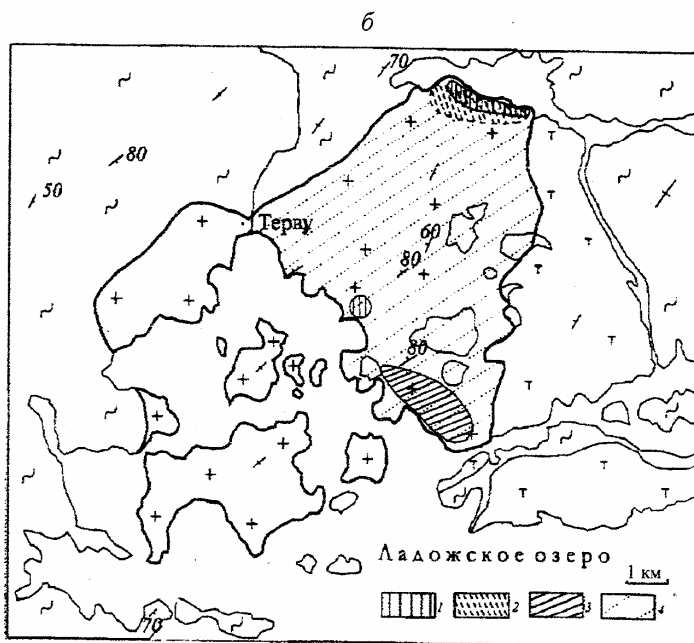
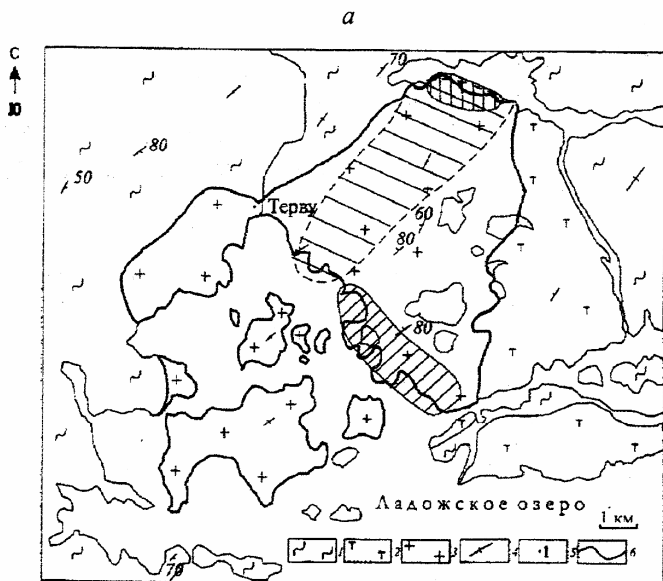


Рис. 2. Характер флюидонасыщенности массива (а) и распределения включений разного состава в нем (б).

а: 1-3 - участок массива с высокой, средней и низкой флюидонасыщенностью соответственно, 4 - граница участков с различной флюидонасыщенностью; б: 1 -  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CH}_4\text{-N}_2$ , 2 - сильноминерализованные водные включения ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$  > 3% ( $\text{NaCl}$ -эквивалента)), 3 -  $\text{H}_2\text{O}$ , 4 - слабоминерализованные водные включения ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{KCl}$  < 3%).

Таблица 2. Данные микротермометрии флюидных включений

Образец	Типы включений	$T_h$ , °C	$T_{пл}$ , °C
Б-99-1 – Б-99-6, Б-99-10 – Б-99-13	H <sub>2</sub> O; H <sub>2</sub> O+NaCl, KCl	105/400 (151)	-11/-25,5 (11)
Б-99-6	H <sub>2</sub> O–Ca, Mg(Cl)	-19,6/-12,7 (5)	-49/-50 (2)
Б-99-4	CO <sub>2</sub>		-3,9/-5,9 (7)
Б-99-3, Б-99-11	CH <sub>4</sub> -N <sub>2</sub>		

Примечание.  $T_h$  – температура полной гомогенизации включения;  $T_{пл}$  – температура плавления льда; в скобках указано количество наблюдений.

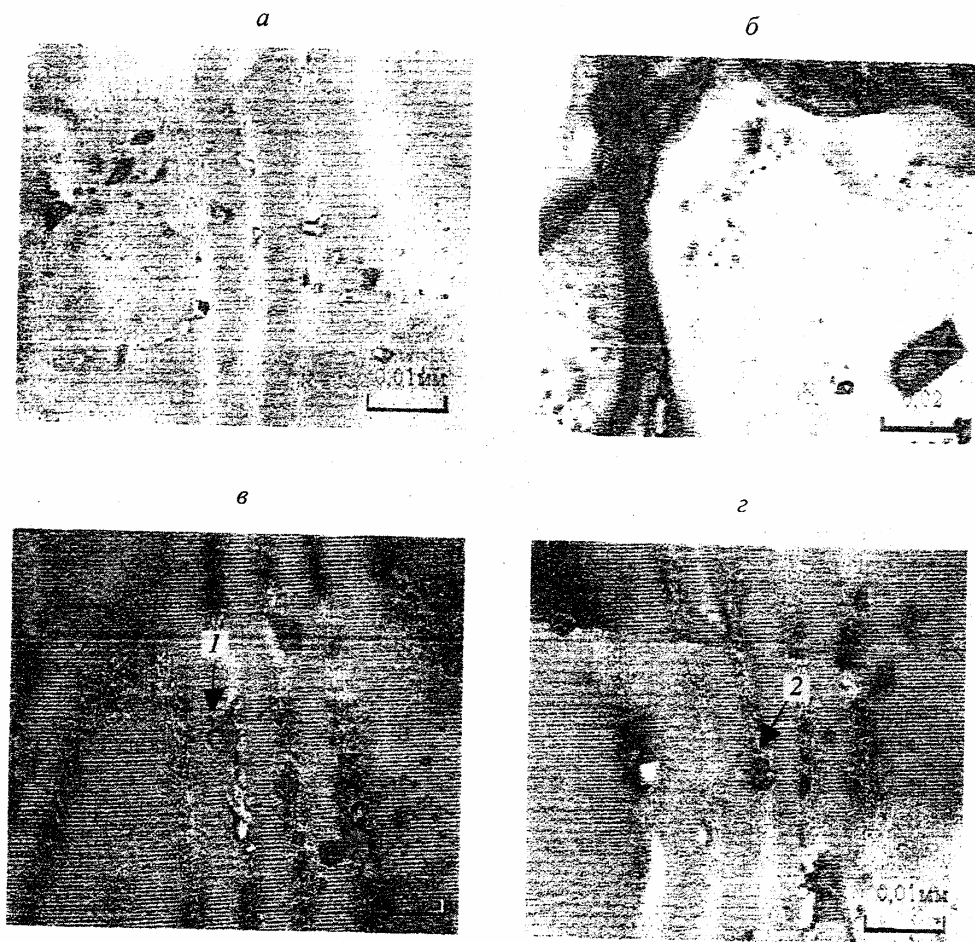


Рис. 3. Типы флюидных включений в кварцах пород.

*а* – планарные газожидкие и кристаллофлюидные с газовой фазой включения; *б* – кластерные и планарные газожидкие включения; *в* – единичные газожидкие включения (1); *г* – кристаллофлюидное с газовой фазой включение (2).

скорость и температуру кристаллизации расплавов. Однако петрографическими и изотопными исследованиями было показано, что флюидная фаза играет гораздо более активную роль, чем предполагалось раньше [14]. В-первых, анализ флюидных включений выявил сложный состав флюидов в породах:  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O} + \text{соль}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  и их смеси [15]. Во-вторых, условия захвата флюидных включений находят свое отражение в их составех и плотностях, что делает принципиально возможным их использование для реконструкции термодинамических и физико-химических условий минералообразования. И, в-третьих, флюидные включения могут в значительной степени подвергаться изменениям после их образования в отношении составов и плотности [16]. Такого рода изменения и представляют для нас первоочередной интерес, так как являются следствием влияния на минерал или породу внешних процессов, как, например, метаморфического воздействия.

По нашему мнению, в гранитах Тервуской интрузии первоначально происходило гомогенное распределение флюидной фазы в момент кристаллизации массива. В пользу этого говорят достаточно монотонный минеральный состав пород по всей площади массива, отсутствие значимых объемов фациальных и фазовых разновидностей гранитов, однородность структурно-текстурных особенностей пород из различных зон массива, что находит свое отражение также в достаточно выдержанном петро- и геохимическом составе образцов гранита из разных частей массива [2].

Как следует из полученных данных, граниты Тервуского массива отличаются по степени флюидонасыщенности. Пока не представляется возможным однозначно определить насколько выявленная вариативность пород по флюидосодержанию отвечает моменту кристаллизации гранитного расплава. Вместе с тем нужно отметить, что в группе пород с высокой и средней флюидонасыщенностью встречаются контрастные по составу включения. Например, в образце Б-99-4 обнаружены включения  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}$ ,  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ , а в образце Б-99-3 –  $\text{CH}_4-\text{N}_2$ , в образце Б-99-6 –  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{CaCl}_2$  (см. рис. 2, а, б). Такая изменчивость составов флюида говорит о том, что скорее всего **важное содержание флюида в образцах менялось с момента кристаллизации за счет привноса дополнительных летучих фаз, которые и обусловили богатый и пестрый состав флюидных включений в наиболее флюидонасыщенных породах.**

Температуры гомогенизации изученных включений углекислоты (см. табл. 2) указывают на высокую плотность последних. Расчет плотностей включений производился по программе FLINCOR [17] с использованием уравнений состояний для систем  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ ,  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ ,  $\text{CO}_2$ . На основании топологии изохор этих включений на  $PVT$ -диаграмме можно определить давление, соответствующее давлению флюидной фазы в момент их захвата. Если допустить, что включения  $\text{CO}_2$  захватывались в момент кристаллизации гранита и принять температуру кристаллизации за  $700-800^\circ\text{C}$ , то давление флюидной фазы  $P \approx 8-10$  кбар. Эта противоречит термобарометрическим оценкам для вмещающих пород и парагенезисам сосуществующих минералов: вмещающие гнейсы не испытывали метаморфизм при  $P > 5-6$  кбар [7, 18]. Более вероятно предположение, что эти углекислотные включения образовались после кристаллизации пород из расплава или же, если и относились к магматической стадии, были позднее переуравновешены. Появление в гранитах вторичного серицит-мусковита и регрануляция некоторых зерен кварца и полевых шпатов связаны с низкотемпературными изменениями, соответствующими  $T \sim 500^\circ\text{C}$  [7]. Если допустить, что этот процесс привел к образованию или переуравновешиванию включений  $\text{CO}_2$ , то тогда флюидное давление, рассчитанное на основании приведенных данных, определяется как 3,8–4,6 кбар. Такая оценка ближе соответствует предполагаемой траектории  $PT$ -эволюции приладожского метаморфического комплекса [19].

Иногда удается отличать метаморфогенные флюиды от флюидов собственно магматических [20]. Однако однозначно определить происхождение включений в минералах часто является неосуществимой задачей, поскольку большинство включений вторичны [13]. Как правило, сами включения не несут признаков, указывающих на их природу. В такой ситуации главное значение имеет сравнение составов флюидов в генетически разных типах пород. В большинстве случаев флюидные включения в минералах Тервуской интрузии имеют такой же качественный состав, как и у вмещающих пород приладожского метаморфического комплекса [7]. Специфика метаморфогенных флюидов определяется преобладанием групп включений  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  с различной плотностью. Сравнение составов флюидных включений минералов Тервуской интрузии и флюида метаморфических пород Приладожья [7] показывает их значительное сходство. В первую очередь сказанное можно отнести к широкому развитию однотипных водных слабоминерализованных включений. Но вместе с тем к специфическим включениям минералов Тервуской интрузии можно отнести присутствие включений, обогащенных солями  $\text{CaCl}_2$  и  $\text{MgCl}_2$ , которые не характерны для метаморфических пород. Для таких включений, учитывая их развитие только в изученных гранитах, можно допустить первично магматическое происхождение.

Значения рассчитанных плотностей включений водного и водно-солевого состава отображены на  $P-V-T$ -диаграмме (рис. 4, табл. 3). На ней выделяются несколько полей, отражающие разные по плотности и составу группы включений. Отсутствие единого непрерывного тренда для этих групп скорее свидетельствует об их различной природе (магматической и метаморфической).

Таким образом, для пород Тервуской интрузии характерными являются: неодинаковая степень флюидонасыщенности, сильные вариации в плотности и концентрации солей, однако для них выявляется неоднородность состава флюида в разных частях массива. Указанные особенности распределения флюида могут быть следствием



Таблица 3. Значения рассчитанных плотностей флюидных включений

Химическая система	Плотность, г/см <sup>3</sup>	$P$ , кбар (для $T = 400-500$ °C)	Образец
H <sub>2</sub> O	0,94-0,88	3,6-8,1	Б-99-1
	0,92-0,53	0,4-7,5	Б-99-2
	0,93-0,45	0,3-7,9	Б-99-3
	0,95-0,78	1,9-9,0	Б-99-5
H <sub>2</sub> O-NaCl	0,94-0,59	0,5-6,3	Б-99-2
H <sub>2</sub> O-NaCl-KCl	0,95-0,63	0,5-6,1	Б-99-2
	0,97-0,98	4,4-7,0	Б-99-4
CO <sub>2</sub>	0,97-1,03	3,2-4,6	Б-99-4

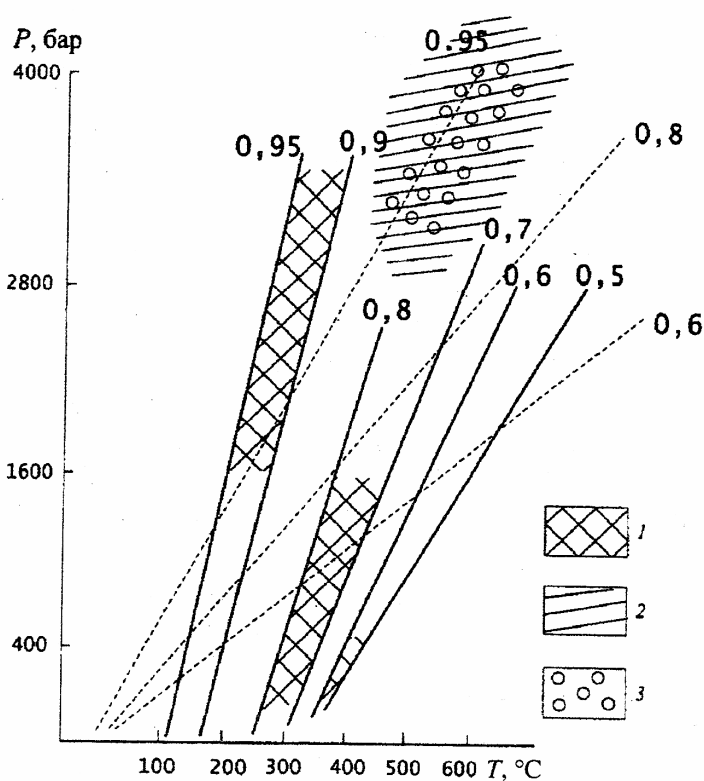


Рис. 4. Диаграмма температура-давление-плотность для флюидных включений в кварцах тервуских гранитов.

1-3 -  $P$ - $T$ -области для водных (1, 2) и углекислотных (3) включений: 1 - слабо-, 2 - сильноминерализованные. Сплошными линиями показаны изохоры для включений H<sub>2</sub>O, пунктирными - изохоры для включений CO<sub>2</sub>. Цифры на изохорах соответствуют величине плотности вещества включений (в г/см<sup>3</sup>).

перераспределения флюидной фазы внутри Тервуской интрузии под влиянием посткристаллизационных тектонических и термальных процессов.

Автор благодарит за существенную помощь в работе Ш. К. Балтыбаева и В. В. Иваникова за ценные замечания.

## Summary

*Kozmina E. V.* Allocation and compositions of fluid inclusions in the minerals of the Tervu intrusion as a criterion of metamorphic transformation.

The Tervi intrusion is shown to be characterized with non-uniform fluid content, wide variation in density and concentration of salts, heterogeneity in fluid composition in different parts of the mass. The above features are supposed to have resulted from metamorphic alteration of the intrusion.

## Литература

1. *Великославинский Д. С.* Происхождение порфировидных микроклиновых гранитов Северного Приладожья и Карельского перешейка // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1999. № 3. 2. *Глебовицкий В. А., Саморукова Л. М., Седов И. С.* Флюидные компоненты в минералах Тервуского гранитного массива (СЗ Приладожье) // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1997. № 3. 3. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 4. *Саморукова Л. М.* Условия формирования интрузивных гранитоидов в метаморфических поясах раннего докембрия: Автореф. канд. дис. Л., 1986. 5. *Саранчина Г. М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л., 1972. 6. *Григорьева Л. В., Иваников В. В., Шинкарев Н. Ф.* Геодинамическая модель развития складчатых областей Балтийского щита // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 1990. Вып. 1 (№ 7). 7. *Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В.* и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб., 2000. 8. *Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченков Л. К.* и др. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 3. 9. *Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К.* и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья (новая модель) // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. 10. *Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Бережная Н. Г.* Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. № 4. 11. *Ваников Е. А.* Динамика развития гранитоидов ладожского комплекса по результатам исследования включения CO<sub>2</sub> // Зап. Всерос. минерал. об-ва. 1988. № 2. 12. *Котов А. Б., Саморукова Л. М.* Эволюция гранитообразования в тектоно-магматических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л., 1990. 13. *Redder Э.* Флюидные включения в минералах / Пер. с англ. Д. Н. Хитарова; Под ред. Л. С. Бородина. М., 1987. 14. *Greenwood H. J.* Buffering of pore fluids by metamorphic reactions // Amer. J. Sci. 1975. Vol. 275. 15. *Hollister L. S., Crawford M. L.* Short course in fluid inclusion: Applications to petrology // Mineralogical of Canada Short Course Handbook. 1981. Vol. 6. 16. *Walther J. V., Wood B. J.* Rates and mechanism in prograde metamorphism // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 88. 17. *Brown P. E.* FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program // Second Biennial Pan-American Conf. on Research on Fluid Inclusions. Prog. with Abstr. 1989. N 14. 18. *Нагайцев Ю. В.* Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 19. *Шульдинер В. И., Балтыбаев Ш. К., Козырева И. В.* Эволюция условий метаморфизма гранатосодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5, № 3. 20. *Уолтер Дж., Вуд Б.* Взаимодействие флюид-порода при метаморфизме / Пер. с англ. М. А. Богомолова, А. Д. Кузнецова; Под ред. А. А. Маракужева. М., 1989.

Статья поступила в редакцию 10 декабря 2003 г.