

УДК 551.72

РУДНАЯ АПАТИТСОДЕРЖАЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ГАББРОИДНОГО МАССИВА ВЕЛИМЯКИ В РААХЕ-ЛАДОЖСКОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: ВЫЯВЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ОЦЕНКА ВОЗРАСТА АПАТИТА

© 2024 г. Ш. К. Балтыбаев^{a, b, *}, Р. Л. Анисимов^a, И. М. Васильева^a, Н. Г. Ризванова^a, О. Л. Галанкина^a, В. М. Саватенков^{a, b}

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, д. 2, Санкт Петербург, 190034 Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле,
Университетская наб., д. 7, Санкт Петербург, 199034 Россия

*shauket@mail.ru

Поступила в редакцию 12.03.2024 г.

После доработки 31.05.2024 г.

Принята к публикации 23.07.2024 г.

В раннепротерозойских габброидах Велимякской интрузии Северного Приладожья содержится титаномагнетитовая руда, разработки которой велись еще в конце XIX века. Особенность горизонтов с титаномагнетитовым оруденением заключается в высокой концентрации фосфора в форме апатита, содержание которого достигает до 10 об. %. Изотопный Pb-Pb возраст апатита указывает на переотложенный характер этого минерала, предположительно, при наложенном метаморфизме, сильно оторванном по времени от этапа магматической кристаллизации габброидов и клинопироксен-титаномагнетитовых руд. Минералогическим, петрологическим и изотопно-геохимическим критериями наложенного характера минералообразования с перекристаллизацией апатита является связь этого минерала с образованием других метаморфических минералов (роговой обманки, биотита, кислого плагиоклаза), изотопный возраст апатита (1790 ± 5 млн лет) и низкая температура ($620\text{--}710$ °C) его формирования по сравнению с температурами кристаллизации ($900\text{--}1260$ °C) магматических минералов из расплава. Pb-Pb возраст апатита совпадает с возрастом метаморфогенных минералов из других пород региона поздне Svecofennic стадии, а также с Rb-Sr возрастными биотита и амфибола из вмещающих массив супракрустальных пород. На основании полученных данных сделан вывод о перекристаллизации апатита и переуравновешивания U-Pb системы в нем при поздне Svecofennic региональном метаморфизме.

Ключевые слова: Апатит, габброиды, руда, титаномагнетит, метаморфизм, Северное Приладожье, Pb-Pb, Rb-Sr

DOI: 10.31857/S0016752524110038, **EDN:** IESEUX

ВВЕДЕНИЕ

В Раахе-Ладожской тектонической зоне сконцентрированы разнообразные рудные и нерудные полезные ископаемые, чему способствовала благоприятная тектоническая локализация в зоне стыка двух крупнейших блоков Фенноскандии – архейского Карельского кратона и палеопротерозойского Svecofennic пояса (рис. 1, врезка).

Титаномагнетитовое месторождение «Велимяки», открытое Х. Холмбергом в 1885 году в пределах одноименного Велимякского клинопироксенит-диорит-монцодиоритового массива (Ладожская ..., 2020), содержит титаномагнетитовые рудные тела в амфиболитизированных пироксенитах (Громова, 1951ф; Минерально-сырьевая ..., 2005) с наибольшей концентрацией их вблизи границы пород 1-й и 2-й фаз внедрения. Всего установлено

пять крупных линзовидных тел рудных метапироксенитов (Громова, 1951ф). Запасы титаномагнетитовых руд оцениваются примерно в 130 млн тонн (Минерально-сырьевая ..., 2005), а прогнозные ресурсы ванадия примерно 100 тысяч тонн. До начала XX века к моменту остановки разработки месторождения было добыто около 388 тысяч тонн руды (Ладожская ..., 2020).

Помимо титаномагнетитовой руды массив Велимяки содержит благороднометалльную минерализацию (Ивашенко, Лавров, 1997; Алексеев и др., 2005; Ивашенко, Голубев, 2011; Алексеев, Кулешевич, 2017), которая вместе с сульфидной вкрапленностью встречается либо совместно с титаномагнетитовыми рудами, либо в непосредственной близости с ними.

Значительная часть месторождений и рудопроявлений в рассматриваемом регионе связана с интрузивными породами, к изучению которых обращались многие исследователи (Саранчина, 1948; Судовиков и др., 1970; Лобач-Жученко и др., 1974; Хазов и др., 1993; Богачев и др., 1999; Балтыбаев и др., 2000; Алексеев и др., 2005; Ладожская..., 2020 и др.). Большинство перечисленных авторов отмечали, в частности, что габброиды массива Велимяки отличаются повышенной щелочностью, тогда как другие габброиды региона характеризуются известково-щелочными трендами составов. Минералогическим признаком повышенной щелочности пород массива Велимяки является появление калиевого полевого шпата, природа которого вызывает дискуссию: одни исследователи считают этот минерал магматическим (Саранчина, 1948, 1972), по мнению других (Алексеев и др., 2005), он был образован при наложенных на габброиды метасоматических процессах. Аргументом в пользу постмагматических изменений пород массива Велимяки могут быть результаты U-Pb SIMS изотопного датирования циркона, которые выявили более древний возраст у габбро 1894 ± 6 млн лет, тогда как клинопироксениты оказались заметно моложе — 1874 ± 24 млн лет (Ладожская..., 2020). Хотя эти значения возрастов совпадают в пределах погрешности датирования, обращает на себя внимание, что именно клинопироксениты (первая фаза внедрения) показали более молодой возраст по сравнению с габбро (вторая фаза внедрения). Вероятно, дискордантность значений возрастов является следствием существенных постмагматических изменений клинопироксенитов, которые, как будет показано ниже, проявлены также в новом минералообразовании. В связи с этими фактами, и учитывая, что апатит в рудной ассоциации клинопироксенитов традиционно (без подтверждения этого положения) связывали с магматической стадией кристаллизации пород, возникла необходимость уточнения времени образования апатита в рудах массива Велимяки на основе изотопно-геохимического и петрологического изучения.

Характерной чертой состава руд массива Велимяки с титаномагнетитовой минерализацией является совместное с рудными минералами развитие апатита. Поскольку апатит, в отличие от других рудных минералов, имеет высокое U/Pb отношение, он пригоден для решения вопросов о времени кристаллизации или перекристаллизации руд U-Pb и Pb-Pb изотопными методами. В соответствии с этим, нами предпринято изучение изотопно-геохимических характеристик апатита и составов сопутствующих минералов для оценки возраста апатита и термодинамических параметров минералообразования. Решение этих вопросов важно не только для понимания особенностей эволюции породо- и рудообразующих процессов, но также имеет решающее значение в практическом аспекте,

при проведении, например, поисково-оценочных и разведочных работ. При постановке задач в рамках данной работы объектом исследования были главным образом клинопироксениты первой фазы внедрения (и апатит в них), т.к. именно они концентрируют максимальное количество ильменит-магнетитовых руд совместно с богатой апатитовой минерализацией.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ пород выполнен в лаборатории Института Карпинского (г. Санкт-Петербург) на рентгеновском спектрометре ARL 9800 (Швейцария). Пробы в виде таблеток получают путем смешивания с флюсом (50 % метабората лития и 50 % тетрабората лития) в отношении 1:9, смесь плавят в золото-платиновых тиглях. Определяемые концентрации оксидов от 0.01–0.05 мас. % в зависимости от измеряемого компонента.

Исследования состава минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA, оснащенный энергодисперсионным спектрометром JEOL JED-2200 в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург). Использовался набор стандартных образцов из простых соединений и чистых металлов и применялись следующие условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА. Поправки на матричные эффекты рассчитывались методом ZAF из программного обеспечения прибора.

Фотографии шлифов сделаны управляемыми цифровыми фотокамерами (10–40X), установленными на оптических микроскопах “Полам”, “Olympus” и связанными с персональным компьютером.

Для оценки температуры кристаллизации минералов использовались химические составы минералов и пород.

Оценка температуры кристаллизации в системе «минерал-расплав» основывалась на уравнениях, описывающих линейную зависимость константы равновесия реакций образования минералов — компонентов твердых растворов — от обратной температуры. Системы уравнений указанной зависимости для пар: «оливин-расплав», «плагноклаз-расплав», «магнетит-расплав», «ильменит-расплав», «авгит-расплав» были использованы из программного комплекса COMAGMAT (Арискин, Бармина, 2000; Ariskin, Barmina, 2004), позволяющего рассчитывать составы твердых фаз, находящиеся в равновесии с расплавом.

Минеральная термометрия применялась для расчета температуры образования минералов метаморфической стадии.

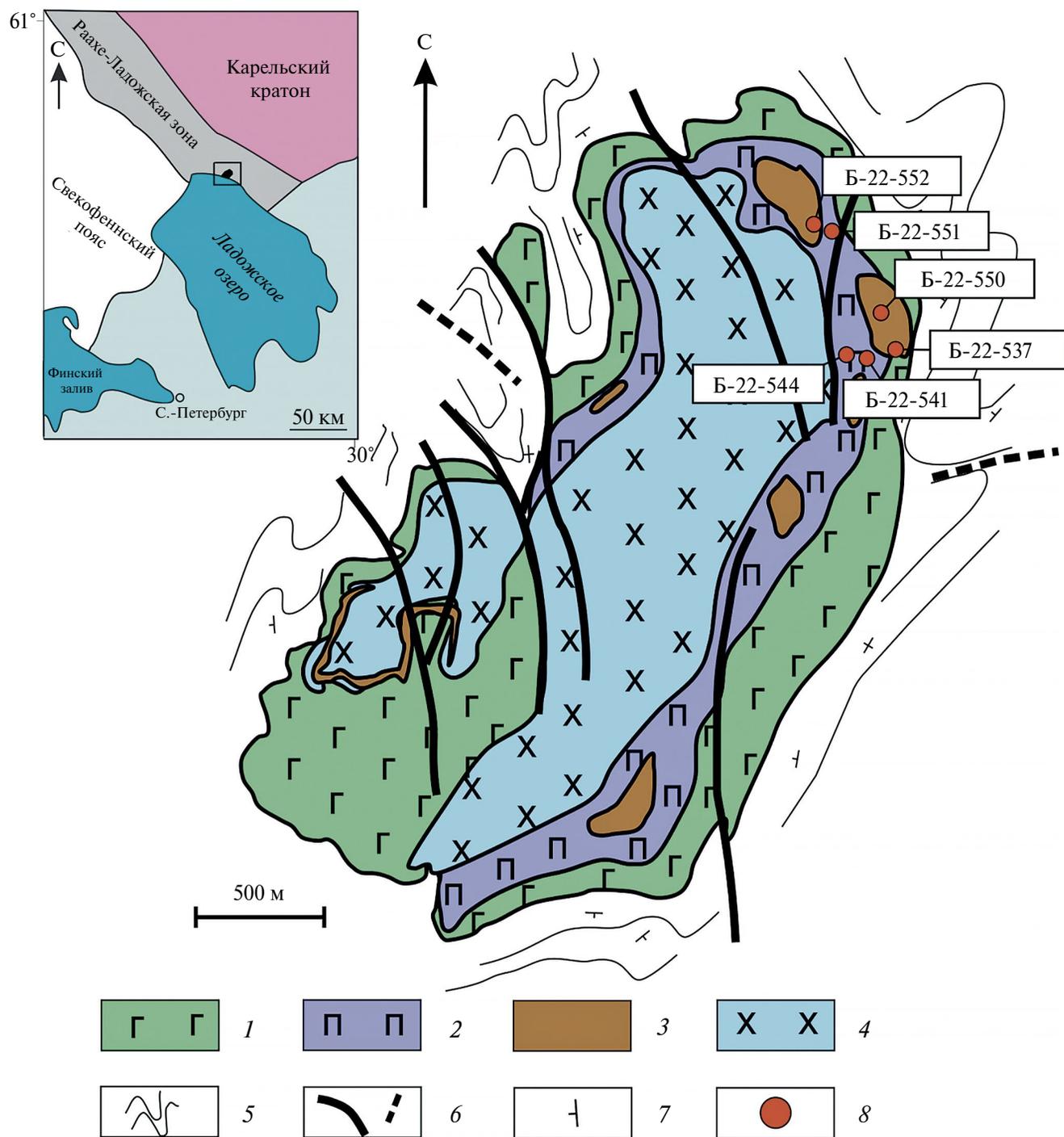


Рис. 1. Тектоническое положение и схематическая геологическая карта массива Велимяки в Северном Приладожье. 1–4 – породы Велимякского массива: 1 – габбро (зона трахитоидных габбро); 2 – габбро и диориты с телами пироксенитов (габбро-пироксенитовая зона переслаивания пород); 3 – рудовмещающие тела клинопироксенитов; 4 – габбро-диориты (габбро-диоритовая зона); 5 – вмещающие сланцы ладожской серии; 6 – тектонические нарушения достоверные и предполагаемые; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – места отбора образцов и их номера. На врезке показаны основные геологические блоки в юго-восточной части Фенноскандинавского щита: раннепротерозойский Свеккофеннский пояс, архейский Карельский кратон и шовная Раахе-Ладожская зона между ними. Прямоугольником показана изученная площадь, где расположен массив Велимяки. Схематическая карта с упрощениями приведена по (Алексеев, 2005).

Был использован роговообманково-плагиоклазовый термометр Т. Холланда и Дж. Бланди (Holland, Blundy, 1994), основанный на равновесии кальциевого амфибола с плагиоклазом (эднит + альбит = рихтерит + анортит). Уравнение указанной обменной реакции пригодно для широкого диапазона составов амфибола и плагиоклаза в бескварцевых породах в интервале P и T : 1–15 кбар и 400–1100 °С, соответственно.

Температура кристаллизации биотита оценивалась по содержанию в нем титана, допуская существование химического равновесия среди постмагматических минералов, содержащих ассоциацию биотита и ильменита. Для оценки использовались уравнения с калибровкой этого термометра из работ (Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015). Несмотря на разработку Ti-in-Bt термометра для метапелитов, предполагаем, что в изученных нами метабазах геохимические параметры среды минералообразования на метаморфической стадии были ближе к кислой породе, о чем свидетельствует появление, в частности, калиевого полевого шпата и кварца. Термометр (Henry et al., 2005) по условиям калибровки (480–800 °С, 3–6 кбар; $x_{Mg}(Bt) = 0.275–1.0$, $Ti = 0.04–0.6$ apfu) подходит для рассматриваемых нами пород. Термометр (Wu., Chen, 2015) применим для еще большего диапазона температур и давлений.

Низкотемпературные преобразования рудных минералов оценивались по магнетит-ильменитовому термометру (Lepage, 2003), основанному на уравнении, которое описывает химическое равновесие между магнетитом и ильменитом.

Давление минералообразования на метаморфической стадии оценивалось по перераспределению Al и Si в тетраэдрической позиции амфиболов и плагиоклазов, для чего использовался роговообманково-плагиоклазовый барометр (Molina et al., 2015), откалиброванный для магматических и метаморфических пород в диапазоне T и P : 650–1050 °С, 1–15 кбар, соответственно.

Изотопный U-Pb анализ минералов выполнен в ИГГД РАН. Для изучения U-Pb системы апатитов навески образцов (5–10 мг) растворялись в 1N HCl кислоте при комнатной температуре в течение суток. Одна проба апатита (Б-22-552) была подвергнута ступенчатому растворению. Эта навеска была предварительно отмыта в течение 20 минут при комнатной температуре в 0.1N HCl, затем последовательно растворялась в 1N HCl: 10 минут (L1), 20 минут (L2), 30 минут (L3), 40 минут (L4) и 1 час (L5). Изотопный состав свинца анализировался только у фракций L2, L3, L4, поскольку предполагалось, что фракция L1 могла быть контаминирована свинцом некогенетических с апатитом фаз в виде продуктов более поздних наложенных событий, а фракция L5 – свинцом минералов – включений в апатите (возможно, некогенетических).

Кроме того, для определения изотопного состава первичного свинца апатита был проанализирован плагиоклаз из плагиоклаз-содержащих разновидностей пород. Концентрат плагиоклаза был выделен в тяжелых жидкостях с последующим отбором монофракции плагиоклаза под бинокуляром. После отбора проба плагиоклаза была растерта в пудру. Растертый плагиоклаз сначала был выщелочен в 0.5N HF 0.5 часа при комнатной температуре, затем в концентрированной (16N) HNO₃ 4 часа при температуре 70 °С. После этого проба оставлена в кислоте на 12 часов при комнатной температуре; и, после удаления раствора, по такой же схеме обработана концентрированной (12N) HCl. Выщелачивание плагиоклаза производилось для удаления возможного радиогенного Pb, который мог накопиться из примесных включений минералов, содержащих U, а также из окислов железа (на которых может адсорбироваться U). Остаток после выщелачивания разлагался смесью концентрированных кислот HF и HNO₃.

Полученные при разложении минералов растворы делились на две аликвоты для определения: 1) содержаний U и Pb; 2) изотопного состава Pb. Определение концентраций U и Pb проводилось методом изотопного разбавления с использованием смешанного индикатора ²³⁵U + ²⁰⁸Pb. Свинец выделялся на анионообменной смоле Bio-Rad® в бромидной форме по методике Мане (Manhes et al., 1978), а уран – на экстракционной смоле UTEVA SPEC в азотнокислой форме. Измерение изотопного состава свинца и содержаний Pb и U проведено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Уровень лабораторных загрязнений при выделении Pb и U, определявшийся холстыми опытами, не превышал 0.05 и 0.01 нг, соответственно. Измеренные изотопные отношения Pb исправлены на коэффициент фракционирования, установленный путем многократного определения изотопного состава Pb в стандарте SRM-982 и равный 0.13 % на единицу массы. Обработка первичных изотопных данных и вычисление параметров изохрон проводились с использованием программы ISOPLOT (Ludwig, 2003). Все величины погрешностей, приведенные в таблицах и используемые в расчетах, соответствуют 2σ.

Изотопный Rb-Sr анализ минералов и пород выполнен в ИГГД РАН. Для анализа использованы монофракции биотита и амфибола, истертые пробы которых разлагались в смеси HF: HNO₃: HClO₄ в течении 24 часов. Монофракции минералов, за исключением биотита, предварительно подвергались обработке 2.2N раствора HCl 60 минут для удаления поверхностных загрязнений и гипергенных изменений. Перед разложением к пробам добавлялся трассер ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr. После выпаривания пробы обрабатывались смесью HCl-HNO₃ 24 часа. Выделение Rb, Sr проводилось на ионообменной

смоле BioRad® согласно методике (Саватенков и др., 2004). Измерения изотопного состава выполнялось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton TI. Определение концентраций Rb, Sr и отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ выполнялись методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, а также отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оценивалась на основании многократных анализов стандарта BCR-1 (6 измерений): $[\text{Sr}] = 338 (\pm 0.5 \%)$ мкг/г, $[\text{Rb}] = 47.5 (\pm 0.6 \%)$ мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.406 (\pm 0.6 \%)$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 (\pm 0.003 \%)$. Величина холостого опыта: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr. Измерения контролировались определением состава стандартов JNdi-1 и SRM-987. Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ и приведен к аттестованному значению стандарта SRM987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710240$. Модельные возрасты рассчитывались в программе IsoplotR (Vermeesch, 2018).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАССИВА И РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В НЕМ

Велимякский массив представляет собой интрузивное тело, дифференцированное от перидотитов и пироксенитов до габбро и диоритов-монцодиоритов, и имеет овальную форму 3.5×2 км (рис. 1).

Внутренняя структура массива неоднородная: повсеместно наблюдаются мелкие тела амфиболизированных пироксенитов, а центральную, северную и северо-восточную части массива занимают метаморфизованные габбро-диориты (Саранчина, 1948). Также выделяются приконтактные диориты вдоль западного и восточного контактов с вмещающими породами (Алексеев, 2017).

Предполагается, что формирование дифференцированного массива Велимяки происходило в несколько фаз интрузивной деятельности. По представлению Г. М. Саранчиной, последовательность образования пород была следующая: 1) перидотиты и пироксениты, 2) габбро-диориты, монцониты и 3) жильные породы сиенитового ряда (Саранчина, 1948).

Породы Велимякского массива местами катаклазированы и милонитизированы. По таким, сравнительно небольшим тектоническим зонам развития этих пород, отмечаются смещения, которые нарушают первичную внутреннюю структуру плутона (Саранчина, 1948).

Велимякский массив прорывает сланцы протерозойской ладожской серии, подстилающие их амфиболиты сортавальной серии и нижележащие более древние архейские гранито-гнейсы. В северном и восточном контакте развиты ставролит-биотитовые и кварц-биотитовые сланцы, в южном (в том числе на побережье Ладожского озера) сланцы,

амфиболиты и гранито-гнейсы. Окружающие породы, так же как и значительная часть пород массива, несут признаки метаморфизма уровня эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фации. По данным изотопного датирования пород и минералов, региональный полистадийный метаморфизм происходил 1.87–1.79 млрд лет назад (Балтыбаев и др., 2005, 2009; Ладожская..., 2020).

Изотопный U-Pb (SIMS) возраст Велимякской интрузии определен по цирконам из лейкогаббро, конкордантный возраст которых равен 1894 ± 6 млн лет (Алексеев и др., 2005; Алексеев, Кулешевич, 2017).

Рудная минерализация в массиве Велимяки приурочена к телам пироксенитов. Выделяют два вида минерализации: 1) титаномагнетитовая, с повышенными концентрациями ванадия и повышенным содержанием апатита; 2) благороднометаллическая сульфидная.

Титаномагнетитовая минерализация представлена вкрапленными и шлировидными рудными обособлениями, объем которых достигает в богатых рудах 10–40 %. Местами встречаются сплошные руды, которые содержат до 90 об. % титаномагнетита. В этих рудах преобладает титаномагнетит. Второй по содержанию минерал – ильменит. Ильменит и титаномагнетит отличаются повышенным содержанием V_2O_5 (до 2 мас. %). Содержание апатита 3–10 об. %.

Благороднометаллическая минерализация приурочена к сульфидным вкрапленностям и/или прожилкам, состоящим из ассоциации пирит-халькопирита или халькопирит-пирит-пирротина. Проявление незначительного количества самородного Au приурочено к вкрапленно-прожилковым сульфидным рудам. Есть также только пиритовая минерализация, более поздняя, чем пирит-халькопиритовая.

Богатая сульфидная минерализация обычно приурочена к зонам трещиноватости и гидротермально-метасоматической переработки. Мощность сульфидных жил составляет 15–20 см до 40 см в местах раздува, а протяженность 1.5–2 м (Ладожская..., 2020). В рудных зонах отмечается минералообразование нескольких стадий: на биотит-амфиболовую ассоциацию накладываются кварц-полевошпатовые и карбонатные парагезисы с турмалином, биотитом, эпидотом, хлоритом, микроклином. Акцессорные минералы в рудах представлены сфалеритом, пентландитом, галенитом, молибденитом, кобальтином, арсенипиритом и более редкими гесситом, теллурувисмитом, штютцитом, тетрадимитом.

Благороднометаллическую минерализацию в Велимякском массиве относят к малосульфидному платино-палладиевого типу с суммарным содержанием Pt, Pd, Au до 0.7 г/т (Ладожская ..., 2020).

**ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД**

Петрографические особенности (рис. 2) и качественный состав минералов пород первой и второй фаз внедрения во многом определяется степенью постмагматических изменений пород и указывает на неоднородный характер проявления в массиве регионального метаморфизма, а также флюидно-термального воздействия по локальным тектоническим зонам.

Петрографическая характеристика пород первой и второй фаз внедрения массива Велимяки

Породы первой фазы внедрения — в основном пироксениты. Их петрографические особенности ниже охарактеризованы с делением пород по степени метаморфических преобразований.

Пироксениты, незатронутые метаморфизмом (образцы Б-22-537-1, Б-22-537-2). Состоят из клинопироксена (50–70 об. %), бурой, предположительно, магматической, роговой обманки (7–40 об. %), рудных минералов — магнетита и ильменита (7–20 об. %). Второстепенные минералы представлены темноцветной слюдой (флогопитом) и хлоритом. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая.

Клинопироксен образует бесцветные гипидиоморфные зерна округлого или удлиненного облика. Роговая обманка представлена ксеноморфными зернами, выполняющими пространство между кристаллами клинопироксена, но встречается также в виде мелких ксеноморфных включений внутри кристаллов клинопироксена. Характерно наличие тонкой рудной вкрапленности, представленной, вероятно, ильменитом. Магнетит формирует округлые зерна без видимых кристаллографических очертаний, приуроченные к скоплениям кристаллов клинопироксена. Ильменит образует каплевидные выделения в кристаллах магнетита или ламели распада (рис. 3).

Слабометаморфизованные и сильнометаморфизованные пироксениты и монцогаббро, сохранившие магматическую структуру (образцы Б-22-550, Б-22-552, Б-22-552-1). Породы сложены клинопироксеном от 40 об. % в слабоизмененных разностях (Б-22-550) до его полного отсутствия в сильноизмененных породах (Б-22-552), магнетитом и ильменитом (0–25 об. %), калиевым полевым шпатом и плагиоклазом (суммарно от первых процентов в пироксенитах (Б-22-550) до 50 об. % в монцогаббро (Б-22-552-1)), апатитом (до 3 об. %). Вторичные минералы представлены актинолитом (до 70 об. % в сильноизмененных разностях, например, Б-22-552), роговой обманкой (около 20 об. %), биотитом (1–20 об. %). Микроструктура пород бластогипидиоморфнозернистая.

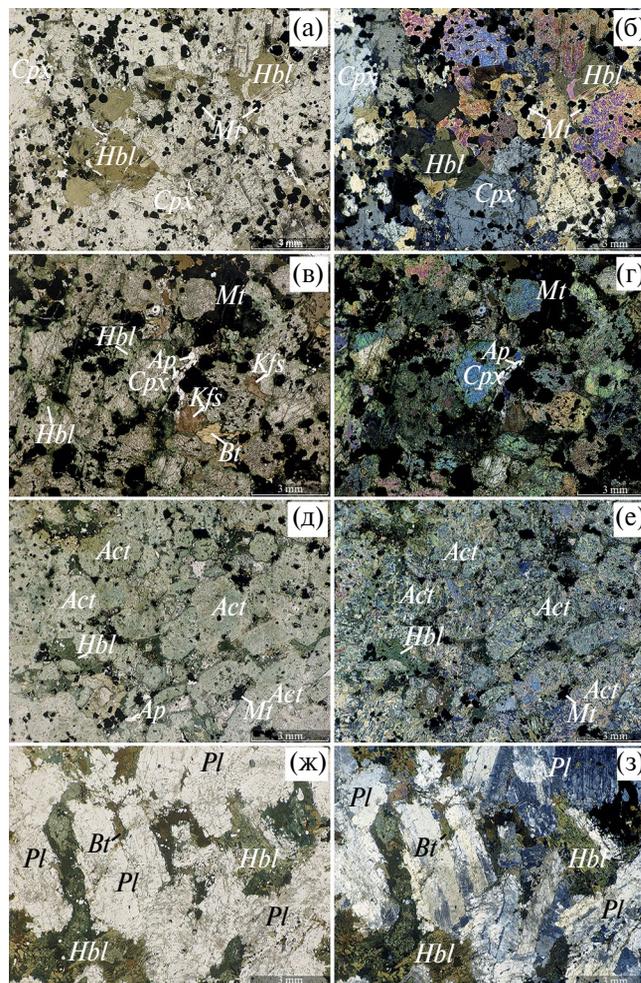


Рис. 2. Фотографии шлифов основных типов пород массива Велимяки. (а–е): пироксениты первой фазы внедрения с разной степенью метаморфических преобразований: неизмененные — образец Б-22-537-1 (а, б), слабоизмененные — образец Б-22-550 (в, г), сильноизмененные — образец Б-22-552 (д, е); (ж, з): диориты второй фазы внедрения — образец Б-22-541. Изображения сделаны при параллельных (а, в, д, ж,) и скрещенных (б, г, е, з) николях. Здесь и далее аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

Проявления клинопироксена, магнетита и ильменита схожи с описанными для неизмененных пироксенитов. Вокруг зерен рудных минералов может развиваться каемка титанита (рис. 3). Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные зерна, выполняет пространство между зернами клинопироксена. Может наблюдаться микроклиновое решетки и пертиты. Плагиоклаз в заметных количествах наблюдается только в монцогаббро (Б-22-552-1) и образует идиоморфные кристаллы. На контакте с калиевым полевым шпатом наблюдаются мirmekиты (рис. 3). Амфиболы в измененных пироксенитах представлены бурой роговой обманкой, зеленой роговой обманкой и актинолитом. Бурая роговая обманка, вероятно магматическая, схожая

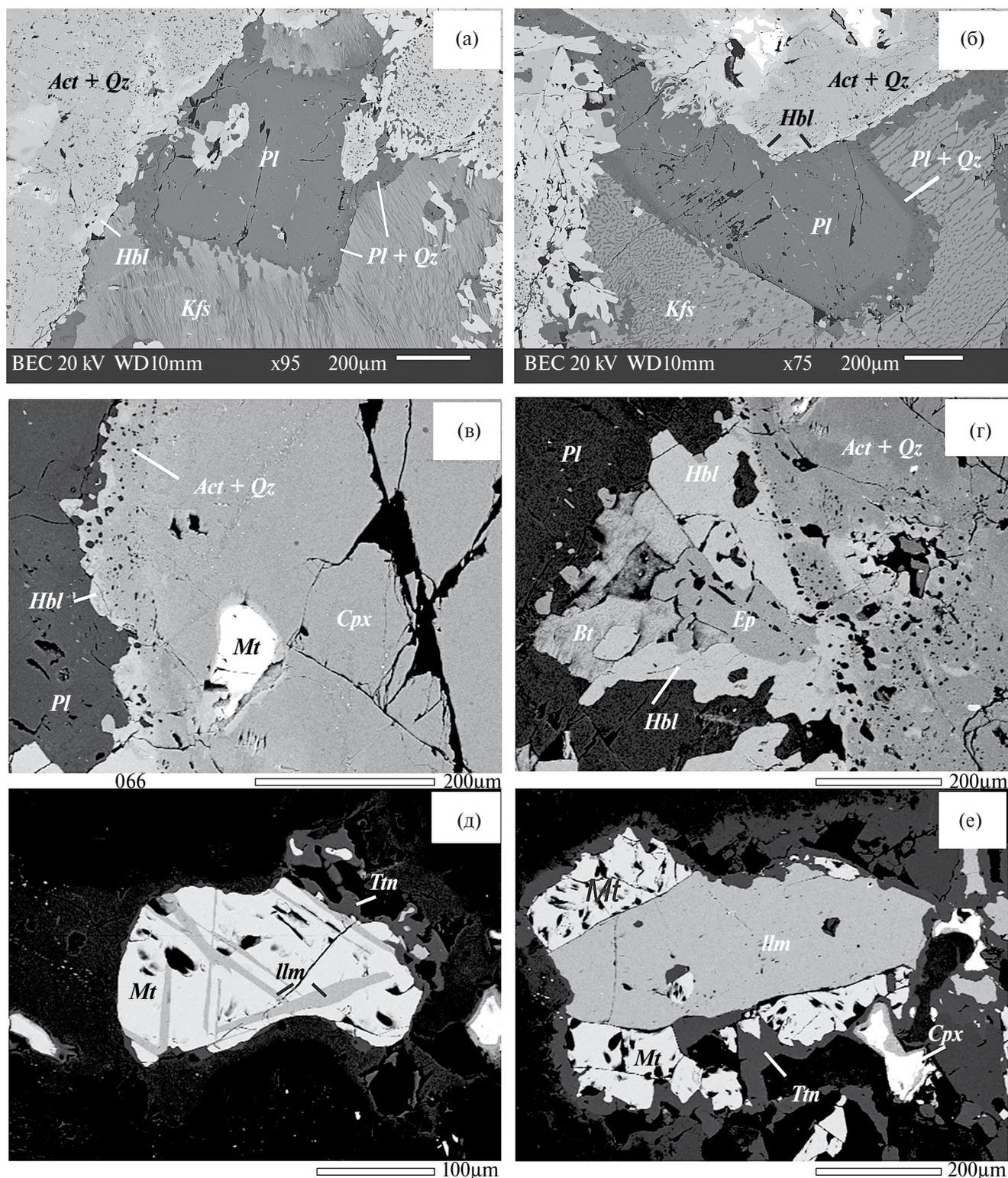


Рис. 3. BSE изображения перекристаллизованных минералов из монзогаббро массива Велимаяки (образец Б-22-552-1).

(а, б) – реакционные взаимоотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза; (в, г) – роговообманковые (иногда с биотитом и эпидотом) каймы вокруг актинолитовых псевдоморфоз по клинопироксену; (д, е) – зерна магнетита с ламелями распада, сложенными ильменитом, вокруг зерен развивается титанит.

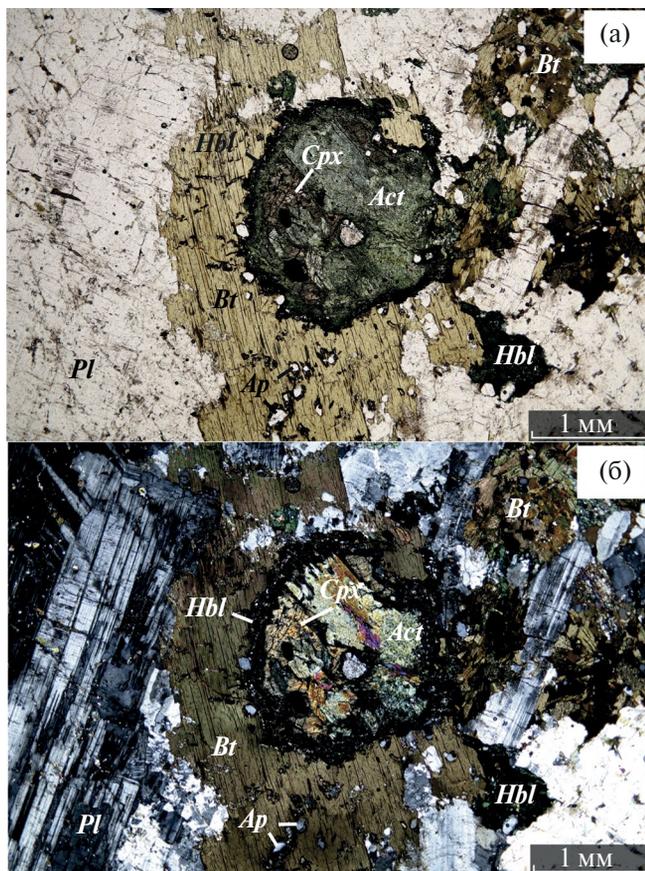


Рис. 4. Фотография шлифа монцодиорита в параллельных (а) и скрещенных (б) николях, где видна последовательность замещения магматического клинопироксена актинолитовым (± кварц) агрегатом и развитием роговой обманки по актинолиту. Зерна апатита часто встречаются в ассоциации с роговой обманкой и вторичным биотитом.

с описанной для неизменных пироксенитов, образует небольшие выделения внутри кристаллов клинопироксена. Зеленая роговая обманка и актинолит развиваются по кристаллам клинопироксена.

В слабоизмененном пироксените (Б-22-550) зеленая роговая обманка замещает клинопироксен по границам зерен. В сильноизмененных породах (Б-22-552, Б-22-552-1) наблюдаются псевдоморфозы по зернам клинопироксена (рис. 3, 4), где центры псевдоморфоз сложены агрегатами актинолита, а каймы — зеленой роговой обманкой. Внутри псевдоморфоз могут сохраняться реликты клинопироксена (образец Б-22-552-1), но может наблюдаться и полная перекристаллизация (Б-22-552). Биотит образует ксеноморфные выделения, пространственно приуроченные к зернам магнетита. Апатит формирует одиночные гипидиоморфные кристаллы, реже скопления зерен. Его кристаллы имеют удлиненно-призматическую форму, в шлифах преобладают сечения, перпендикулярные оси удлинения. Преимущественно апатит встречается

в промежутках между зернами клинопироксена, где ассоциирует с роговой обманкой.

Сильнометаморфизованные пироксениты, утратившие магматическую структуру (образец Б-22-551). Сложены биотитом (40 об. %), амфиболом (40 об. %), карбонатом (10 об. %), магнетитом и ильменитом (5 об. %), апатитом (1 об. %). Микроструктура породы нематолепидобластовая с элементами катаклатической. Биотит формирует крупные кристаллы бледно-желтого до коричневого цвета. Кристаллы деформированы, изогнуты, местами перекристаллизованы в мелкочешуйчатый агрегат. Амфиболы представляют собой агрегаты гипидиоморфных или ксеноморфных кристаллов роговой обманки и актинолита. Карбонат формирует линзовидные выделения внутри биотита, а также самостоятельные зерна неправильной формы. Формы развития магнетита и ильменита схожи с описанными выше, иногда вокруг зерен рудных минералов могут развиваться каймы титанита. Апатит формирует скопление одиночных идиоморфных кристаллов.

Породы второй фазы внедрения — диориты и монцодиориты (образцы Б-22-541, Б-22-544). Сложены плагиоклазом (50–80 об. %), амфиболами — роговой обманкой и актинолитом (10–20 об. %), биотитом (10–20 об. %), апатитом (5 об. %), рудным минералом (1 об. %). Могут наблюдаться реликты клинопироксена. Микроструктура пород бластогабброофитовая. Плагиоклаз образует крупные гипидиоморфные кристаллы лейстовидной формы. Наблюдается деформация кристаллов — изогнутые двойники, трещины. По краям зерен может развиваться грануляция. В менее измененных породах (Б-22-544) амфиболы образуют псевдоморфозы по клинопироксену, схожие с описанными в пироксенитах. При этом в некоторых псевдоморфозах сохраняются актинолитовые ядра и каймы из роговой обманки, а в некоторых актинолит замещается агрегатом зерен роговой обманки и кварца. В таких псевдоморфозах с роговой обманкой может ассоциировать биотит. В более измененных породах (Б-22-541) псевдоморфозы не сохраняются, на их месте возникают сростания гипидиоморфных или ксеноморфных кристаллов роговой обманки и биотита, в центральных частях которых иногда сохраняется агрегат зерен роговой обманки и кварца. Биотит встречается либо в сростаниях с роговой обманкой, либо формирует отдельные крупные ксеноморфные кристаллы. Апатит формирует отдельные гипидиоморфные кристаллы, которые обычно приурочены к сростаниям роговой обманки и биотита.

Таким образом, петрографические особенности изученных пород свидетельствуют о присутствии в них минеральных ассоциаций, относящихся к разным стадиями минералообразования — магматической, а также постмагматической — метаморфической.

Метаморфические преобразования пород характеризуется совместным ростом плагиоклаза,

амфибола и биотита. Актинолит очень часто замещает ранний клинопироксен, по которому развивается двойко: либо с краев зерен пироксена, образуя каймы, либо образуя полные псевдоморфозы. В последнем случае вместе с актинолитом образуется некоторое количество кварца. Интересная и важная особенность этого наложенного образования актинолита заключается в последующем замещении самого актинолита темно-зеленой роговой обманкой. Новообразованный минеральный парагенезис, представленный роговой обманкой (гастингсит и железистая ферри-роговая обманка) и плагиоклазом наблюдается практически во всех шлифах, измененных клинопироксенитов или габбро (рис. 2, 4), местами содержание этого парагенезиса достигает 30 об. %. Наряду с вышеописанной роговой обманкой и, вероятно, в парагенезисе с ней встречается вторичный бурый биотит. Его содержание в породе достигает 5–8 об. %. Зерна биотита в виде сростаний с роговой обманкой развиваются по клинопироксену или наложенному на него актинолиту.

Вмещающие породы. На современном эрозионном срезе габброиды массива Велимяки имеют непосредственные интрузивные контакты с раннепротерозойскими амфиболитами сортавальской серии и биотит-гранатовыми, биотитовыми, двуслюдяными гнейсами, а также различными андалузит-, силлиманит-, ставролитсодержащими сланцами ладожской серии (Ладожская ..., 2020).

Изученные амфиболиты состоят преимущественно из роговой обманки (70–90 об. %), плагиоклаза (10–20 об. %), иногда содержат кварц, биотит и в аксессуарных количествах магнетит, ильменит, титанит. Вторичные минералы представлены хлоритом, более железистым биотитом, актинолитом. Структура нематогранобластовая, крупнозернистая, текстура массивная или местами слабо расланцованная.

Двуслюдяные гнейсы состоят из биотита (20–25 об. %), мусковита (5–10 об. %), плагиоклаза (30–35 об. %), кварца (20–30 об. %), непрозрачных минералов (1–2 об. %). Структура среднезернистая, лепидогранобластовая, текстура гнейсовидная, полосчатая. Изученный Rb-Sr методом гранат-биотитовый гнейс состоит из биотита (20–25 об. %), граната (до 20 об. %), плагиоклаза (до 30 об. %), кварца (20–25 об. %), непрозрачных минералов (1–2 об. %). Структура среднезернистая, лепидогранобластовая, текстура гнейсовидная, полосчатая.

Минералогия пород первой и второй фаз внедрения массива Велимяки

Выборочные химические составы минералов массива Велимяки см. в Приложении «EMS1_tabl_minerals» (дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи).

Клинопироксены в породах первой фазы внедрения представлены диопсидом и авгитом

($X_{Mg} = 0.69–0.87$). Во второй фазе внедрения клинопироксен сохраняется редко в виде реликтов в роговообманково-актинолитовых псевдоморфозах. Он представлен авгитом, его состав несколько более железистый ($X_{Mg} = 0.60–0.66$), чем состав клинопироксена из пород первой фазы.

Амфиболы бурого цвета, предположительно, магматические, встречающиеся в некоторых пироксенитах первой фазы внедрения (образцы Б-22-537-2, Б-22-550), представлены магнезио-гастингситом и титанистым магнезио-гастингситом. Зеленые роговые обманки, формирующие каймы в псевдоморфозах по клинопироксену, в породах первой фазы представлены преимущественно калиевым гастингситом, гастингситом и железистой ферри-роговой обманкой. Центральные части псевдоморфоз сложены актинолитом и, в меньшей степени, магнезиальной ферри-роговой обманкой.

В породах второй фазы внедрения роговые обманки формируют как каймы в роговообманково-актинолитовых псевдоморфозах, так и отдельные сростания (рис. 3, 5). Они представлены железистой ферри-роговой обманкой, калиевым гастингситом и железистым ферри-чермакитом. Центральные части псевдоморфоз сложены, как и в породах первой фазы, актинолитом и магнезиальной ферри-роговой обманкой.

Амфиболы, слагающие каймы псевдоморфоз, значительно более железистые (среднее $X_{Mg} = 0.38$), чем амфиболы из центральных частей (среднее $X_{Mg} = 0.59$). Для сравнения, $X_{Mg}(ср.)$ бурых роговых обманок = 0.70.

Для амфиболов массива характерна примесь калия, наибольшее количество которого наблюдается в железистых амфиболах, слагающих каймы псевдоморфоз (в них содержание K_2O в среднем 1.5 мас. %). В этих же амфиболах наблюдается постоянная примесь хлора (в среднем 0.28 мас. %).

Особенности составов амфиболов из пород двух фаз внедрения массива Велимяки приведены на рис. 5.

Биотит в обеих фазах внедрения имеет схожие составы и представлен флогопитом – аннитом ($X_{Mg} = 0.34–0.61$). Содержание алюминия в тетраэдрической позиции меняется от 1.1 до 1.3 а.ф.е. Характерна примесь титана, его содержание составляет 1.4–2.7 мас. %, также наблюдается незначительная примесь хлора (до 0.29 мас. %).

Плагиоклаз в породах первой фазы внедрения присутствует в значительном количестве только в наиболее кислых дифференциатах (монцогаббро, образец Б-22-552-1). В них он представлен андезином-олигоклазом An40-13. В породах второй фазы внедрения плагиоклаз является одним из породообразующих минералов. В монцодиорите (образец Б-22-544) он образует крупные зональные кристаллы, которые в центральной части сложены

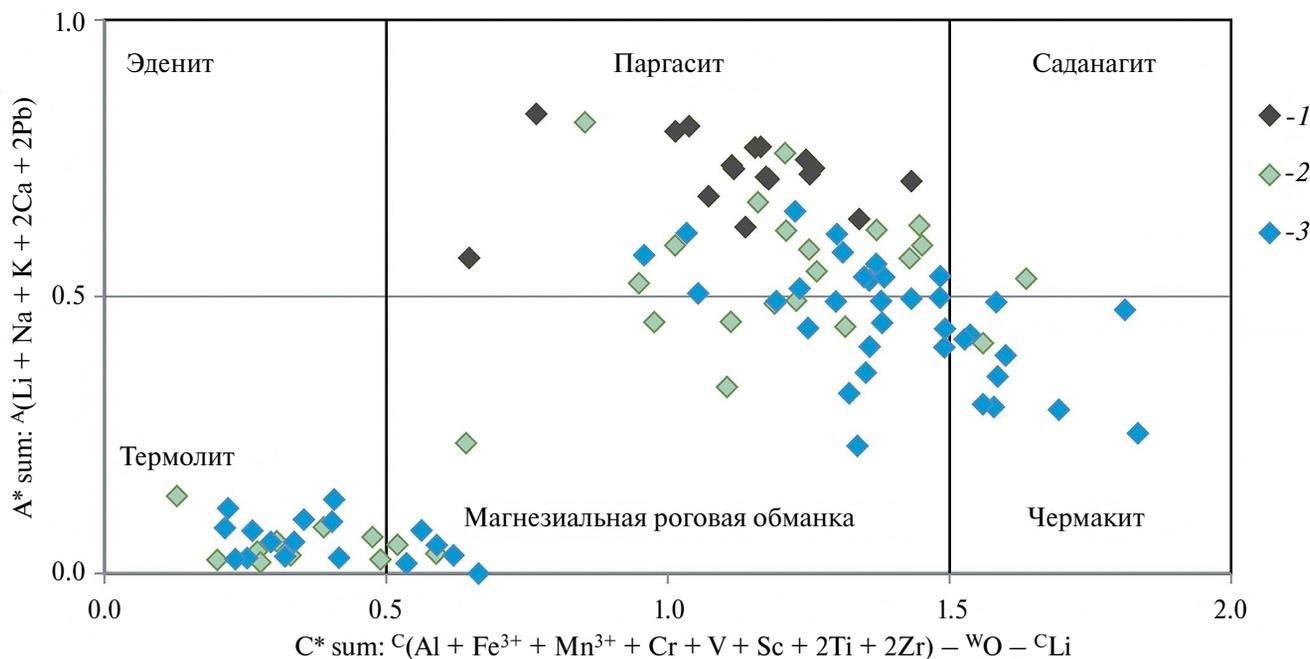


Рис. 5. Амфиболы из пород первой и второй фаз внедрения массива Велимяки. 1 – составы предположительно магматических амфиболов пород первой фазы внедрения, 2 – составы метаморфических амфиболов преобразованных пород первой фазы внедрения, 3 – составы метаморфических амфиболов преобразованных пород второй фазы внедрения. Диаграмма и расчеты составов амфиболов по (Лосock, 2014).

лабрадором An55 и плавно меняют свой состав до олигоклаза An19 в краевых частях. В диорите (образец Б-22-541) в кристаллах плагиоклаза можно выделить ядра, сложенные лабрадором – андезином An56-44, и тонкие каймы, представленные андезином-олигоклазом An35-20. Можно предположить, что ядра имеют магматическую природу, а каймы – метаморфическую. В таком случае существенно натриевые составы плагиоклаза могут

свидетельствовать об их поздней метаморфической природе.

Магнетит в изученных породах встречается как в сростаниях с ильменитом, так и в виде отдельных кристаллов. Характеризуется постоянной примесью V₂O₅ (1.27–2.74 при среднем содержании 0.52 мас. %). Помимо этого часто есть незначительная примесь SiO₂ (0–0.64 мас. %), TiO₂ (0–0.60 мас. %), Al₂O₃ (0–0.91 мас. %). В единичных случаях содержит примесь хрома (0.24–0.53 мас. %).

Ильменит встречается во всех изученных породах, часто ассоциирует с магнетитом. Практически постоянно содержит примеси MnO (2.06–3.76 мас. %) и MgO (0.13–0.75 мас. %). Другие примеси не характерны, за исключением единичного присутствия небольшой примеси Cr₂O₃ (0.19 мас. %).

Апатит образует идиоморфные зерна размером 0.01–0.2 мм в амфиболе, биотите и, реже, в плагиоклазе, клинопироксене. Представлен рядом фтор-апатит – гидроксил-апатит (рис. 6). Может содержать незначительную примесь хлора (до 0.36 мас. %).

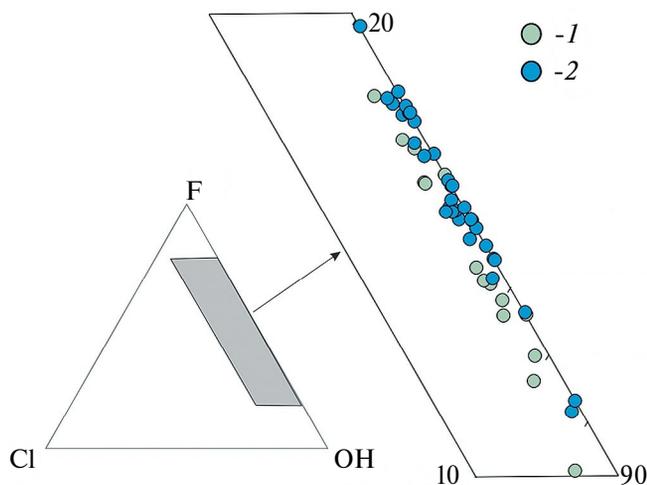


Рис. 6. Содержание летучих компонентов в апатитах пород первой и второй фаз внедрения массива Велимяки. 1 – апатиты из пород первой фазы внедрения, 2 – из второй.

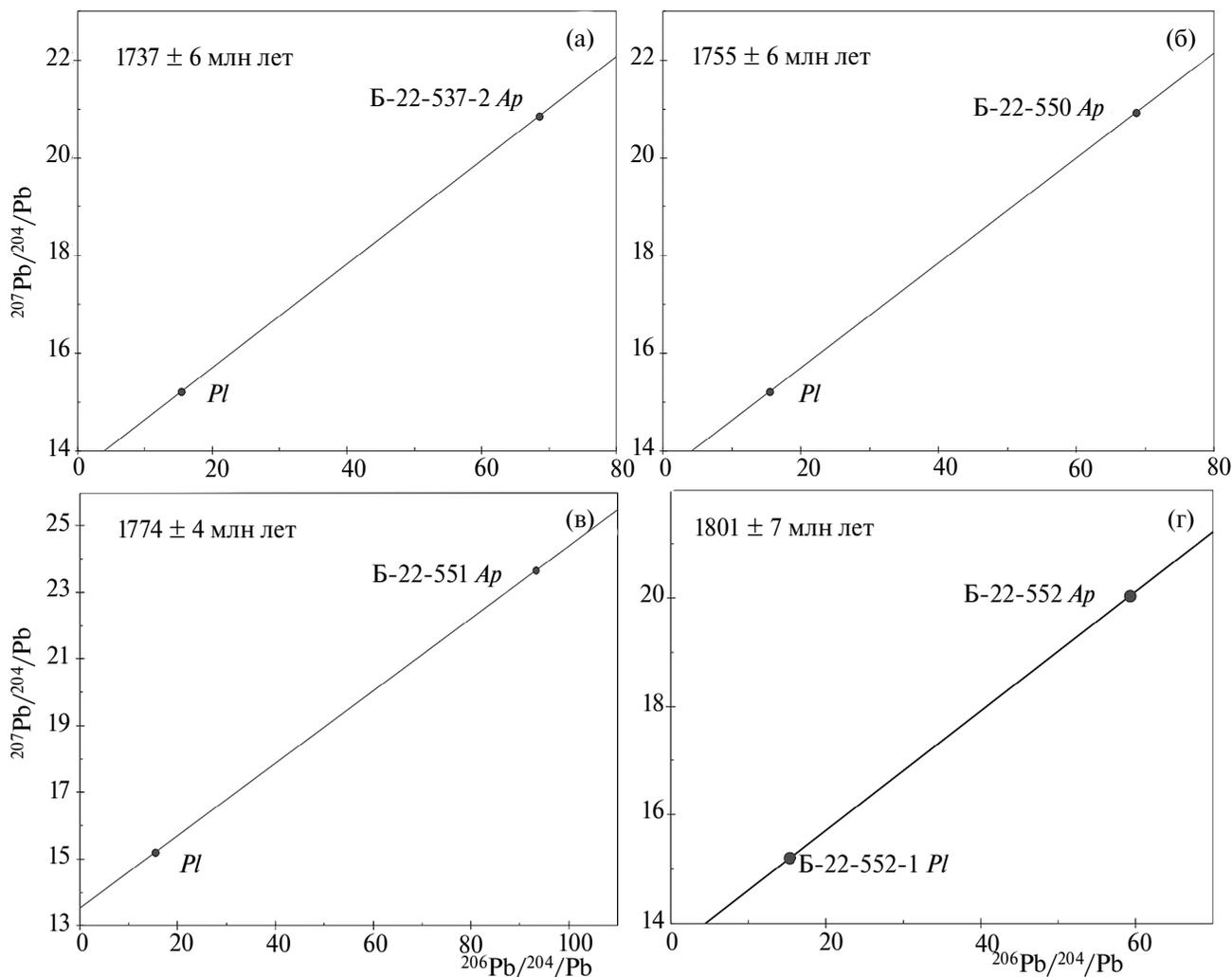


Рис. 7. Двухточечные Pb-Pb изохроны для апатитов пород первой фазы внедрения массива Велимяки. а – неметаморфизованный клинопироксенит (образец Б-22-537-2), б – слабометаморфизованный пироксенит (образец Б-22-550), в – сильнометаморфизованный пироксенит (образец Б-22-551), г – пироксенит (Б-22-552). Использован изотопный состав плагиоклаза из наиболее кислых дериватов первой фазы. На всех диаграммах использован один изотопный состав плагиоклаза из наиболее кислых дериватов первой фазы (образец Б-22-551-1).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА АПАТИТА И ТЕРМОБАРОМЕТРИИ ПОРОД

Pb-Pb возраст апатита

Для апатитов, выделенных из проб клинопироксенитов (рис. 7, табл. 1) получен диапазон возрастов от 1737 до 1801 млн лет с максимальной погрешностью ± 7 млн лет.

Приведенные значения возрастов вычислены по двухточечным изохронам, что позволяет говорить только об оценке возраста апатита. К этому следует добавить, что отсутствие или крайне малое содержание плагиоклаза в клинопироксенитах не позволяет выделить этот минерал в количестве, достаточном для изотопного анализа свинца. Из-за этого данные об изотопном составе первичного

свинца в пироксенитах оцениваются косвенно – по изотопному анализу свинца плагиоклаза из монцогаббро. Учитывая сказанное, более достоверной должна быть Pb-Pb изохрона, полученная по фракциям ступенчатого растворения апатита из клинопироксенита и, предположительно когенетичного с ним плагиоклаза, извлеченного из более кислых разновидностей (отобранных из того же обнажения). Для построения такого типа диаграммы в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ были использованы изотопные составы свинца из промежуточных выщелоков, полученных при ступенчатом растворении монофракции апатита (рис. 8а). Первый и последний выщелоки (L1 и L5) не использовались для измерений как возможно содержащие чужеродный свинец из поверхностных примесей (L1) или микровключений в апатите (L5). При таком методическом

Таблица 1. Изотопный U-Pb анализ апатита и плагиоклаза из пород массива Велимяки

№ п/п	Номер образца, фракция, минерал	Pb, мкг/г	U, мкг/г	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1	Б-22-537-2, <i>Ap</i>	4.73	6.15	165.3	68.505	20.854	56.898
2	Б-22-550, <i>Ap</i>	11.4	14.1	164.6	68.640	20.923	63.808
3	Б-22-551, <i>Ap</i>	9.51	13.2	234.6	93.238	23.651	78.096
4	Б-22-552. <i>Ap</i>	10.9	11.4	128.1	59.310	20.043	60.994
5	Б-22-552 20' 1N HCL	78 нг	94 нг	167.3	71.151	21.308	67.590
6	Б-22-552 30' 1N HCL	79 нг	96 нг	169.8	71.604	21.360	67.296
7	Б-22-552 40' 1N HCL	63 нг	75 нг	161.8	69.149	21.086	66.146
8	Б-22-552-1, <i>Ap</i>	8.86	8.13	97.7	48.608	18.948	54.526
9	Б-22-552-1, <i>Pl</i>	11.2	0.013	0.0679	15.446 (15.424)	15.214 (15.212)	35.056

Примечания. Для проб апатита содержание Pb и U приведено в мкг/г, для фракций ступенчатого выщелачивания апатита – в нг в бюксе. В промежутках между ступенями растворения остаток не взвешивался во избежание потери апатита или его загрязнения. Строки 5–7 содержат результаты изотопного анализа разных (L2–L4) фракций апатита, полученных при его ступенчатом выщелачивании. Для плагиоклаза Б-22-552-1 данные по изотопному составу свинца приведены измеренные и поправленные на коэффициент фракционирования и на холостой опыт (без скобок) и поправленные на распад урана на 1790 млн лет (в скобках).

подходе, Pb-Pb изотопный возраст апатита из пироксенита определен как 1790 ± 5 млн лет (СКВО = 0.14), что согласуется с предварительными оценками возраста апатита из других проб пироксенитов по двухточечным изохронам, приведенным выше (рис. 7).

Для образца Б-22-522-1, который по составу отвечает монцогаббро, для построения двухточечной изохроны в Pb-Pb координатах были использованы

изотопные составы Pb в апатите и плагиоклазе, выделенные из этого образца (рис. 8б, табл. 2). Для построения этой диаграммы мы использовали изотопный состав Pb призматических, хорошо ограниченных апатитов, свинцовый изотопный состав соотнесли с изотопным составом Pb из предположительно магматических зерен плагиоклазов, на основе чего был получен возраст 1842 ± 10 млн лет.

Таблица 2. Результаты Rb-Sr изотопных исследований амфиболов и биотита из метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ ладожской и сортавальской серий, прорываемых габброидами массива Велимяки

Название породы, номер	Фракция	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	± 2s	Модельный возраст, млн лет
Двуслюдяной гнейс, В3025	<i>Pl</i>	0.85	616	0.0040	0.717761	19	1717 ± 17
	<i>Bt</i>	288	3.50	548.7	14.036376	22	
Двуслюдяной гнейс, В3024	WR	59.5	75.5	2.292	0.769219	10	1764 ± 17
	<i>Bt</i>	321.69	3.25	949.14	24.3898	24	
Амфиболит, Б05-181	WR	26.1	136.5	0.5538	0.720126	4	1747 ± 11
	<i>Amp</i>	18.77	17.08	2.96	0.780566	5	
Амфиболит, Б05-183	WR	10.06	215.1	0.1357	0.708741	3	1729 ± 21
	<i>Amp</i>	9.52	25.43	1.082	0.732275	4	

Примечания. WR – вал по породе. Погрешность измерения приведена в последнем знаке. Модельный возраст рассчитывался по паре вал-минерал (для образца В3025 – плагиоклаз-минерал).

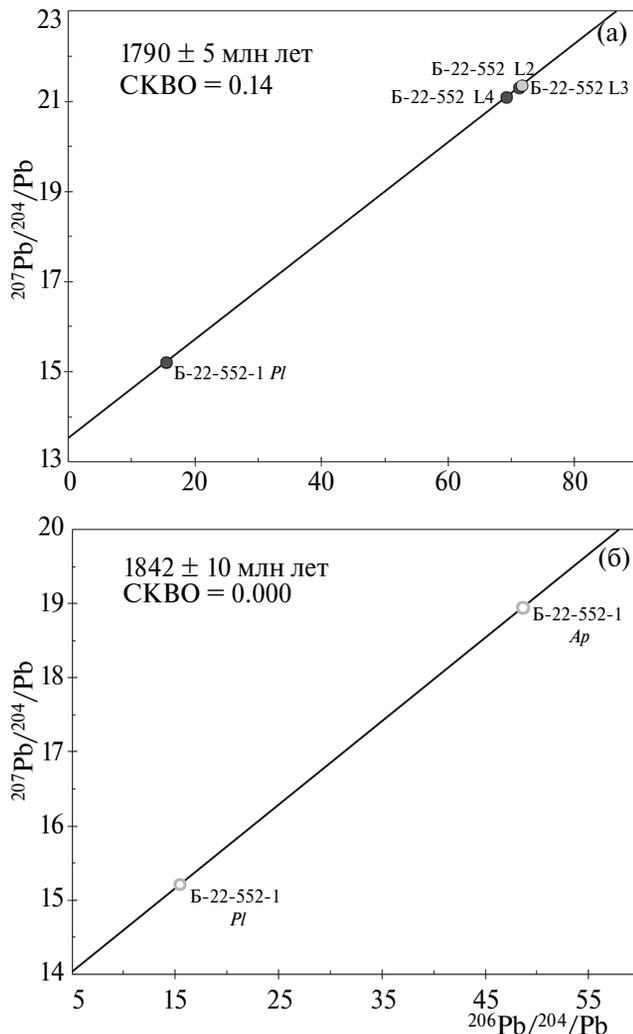


Рис. 8. Pb-Pb изохроны для клинопироксенита и монцогаббро из массива Велимяки, которые отобраны в пределах одного обнажения.

(а) – Pb-Pb четырехточечная изохрона для апатита, подвергнутого ступенчатому выщелачиванию (образец Б-22-552, пироксенит). Для построения диаграммы использован нерадиогенный изотопный состав свинца плаггиоклаза вмещающей апатит породы и изотопные составы свинца апатита в выщелоках L2–L4,

(б) – Pb-Pb двухточечная изохрона для апатита и плаггиоклаза (образец Б-22-552-1, монцогаббро).

Возрастным оценкам, полученным при ступенчатом растворении апатита, соответствуют значения модельного возраста слюд и амфиболов из вмещающих метагабброиды пород, полученным путем изотопного анализа Rb-Sr системы в них (табл. 2).

Термобарометрия пород

Минеральный состав изученных пород позволяет получить представление о температурном режиме их формирования на магматической стадии кристаллизации и стадии метаморфических преобразований.

Для оценки температуры кристаллизации магматических минералов были использованы химические составы относительно слабо измененных пироксенитов (образцы Б-22-537-2, Б-22-550), сохранивших интрузивные структурно-текстурные признаки и минералы магматической стадии. Первичный минеральный парагенезис пироксенитов, состоящий из клинопироксена с некоторым количеством магнетита, по расчетам в программном комплексе COMAGMAT позволил выявить ликвидусные температуры для этих двух минералов в диапазоне 1264–1239 °С (пироксенит) и 1220–1182 °С (магнетиты) (табл. 3). Для ильменита из этих пироксенитов получена температура несколько ниже: 954–920 °С (табл. 3).

Метаморфическая стадия преобразования пород массива Велимяки прослеживается по новообразованным минералам, в число которых входят: роговая обманка, плаггиоказ, биотит. По составам контактирующих роговообманково-плаггиоказовых пар с помощью уравнений минеральной термометрии (Holland, Blundy, 1994) были определены температуры кристаллизации или перекристаллизации, которые, за редким исключением, попадают в диапазон 600–700 °С (табл. 4).

Более низкотемпературные преобразования, фиксируемые по появлению ильменита и титанита, сложно оценить количественно из-за отсутствия надежных минеральных термобарометров и весьма вероятного неравновесного состояния этих минералов при низких температурах. Однако можно предположить, что они происходили при снижении температуры до 400–300 °С, ориентируясь на химическое равновесие магнетита и ильменита, на основании оценок по магнетит-ильменитовому термометру (Lepage, 2003). Этот температурный режим соответствует уровню фации зеленых сланцев.

Оценка температуры по Ti-in-Vt термометрам (Henry et al., 2005; Wu, Chen, 2015) показала, что (пере-)кристаллизация биотита в равновесии с ильменитом происходила при T около 490–620 °С (использованы составы биотита из образца Б-22-552-1). Учитывая, что калибровка указанного термометра была произведена не для пород

Таблица 3. Термометрия с использованием уравнений равновесий в системах “расплав-пироксен”, “расплав-магнетит”, “расплав-ильменит” из программы COMAGMAT (Ariskin, Barmina, 2004)

Минерал	P , кбар	Образец	T , °С	Образец	T , °С
<i>Aug</i>	4–5	537-2	1264	550	1239
<i>Mt</i>	4–5	537-2	1182	550	1220
<i>Ilm</i>	4–5	537-2	920	550	954

Примечания. Номера образцов приведены в таблице без приставки “Б-22”.

Таблица 4. Минеральная термобарометрия метаморфической стадии преобразования габброидов массива Велимяки

Фаза	Образец	Нв1, № Морфология		Pl, №	T, °C		P, кбар	
					1 кбар	5 кбар	600 °C	700 °C
1	552-1	14	Зерно	10	707	732	—	—
		46	Кайма	45	629	661	—	—
		47	Зерно	45	617	647	—	—
		66	Кайма	68	645	675	5	7
		67	Кайма	68	657	690	—	—
		74	Зерно	81	655	692	—	—
		80	Зерно	78	707	740	5	7
		103	Кайма	102	665	694	—	—
		108	Зерно	109	715	744	4	7
		110	Зерно	111	626	663	—	—
		134	Зерно	135	608	647	—	—
		136	Зерно	137	615	644	—	—
		138	Зерно	139	677	704	4	7
2	541	50	Зерно	52	735	772	—	—
		76	Зерно	78	734	769	—	—
		95	Зерно	96	642	699	—	—
		120	Зерно	122	620	682	—	—
	544	39	Кайма	41	684	707	—	—
		63	Кайма	65	725	755	—	—
		67	Кайма	73	730	750	—	—
		103	Кайма	104	676	710	—	—
		113	Кайма	114	728	748	—	—

Примечания. Температуры рассчитаны по (Holland, Blundy, 1994), а давления по (Molina et al., 2015). Номера образцов приведены в таблице без приставки “Б-22”.

базитового состава, эти температуры принимаются как оценочные. В целом же предполагается, что высвобождение титана из биотита и переотложение в форме титанита с параллельным образованием более железистого по составу биотита происходило в температурном диапазоне от 700–600 °C до 400–300 °C.

Давление магматической стадии минералообразования прямыми методами расчета с использованием состава магматических минералов не установлено. Можно предположить, что оно было близким к давлению во вмещающих породах в момент формирования магматической камеры, которое, судя по барометрии метаморфических пород, составляло около 4–5 кбар (Балтыбаев и др., 2000).

Для метаморфической стадии перекристаллизации габброидов, судя по результатам барометрии на основе составов роговой обманки и плагиоклаза с применением уравнений из (Molina et al., 2015), давление составляло 4–7 кбар (табл. 4)

при принятой температуре установления равновесия между этим двумя минералами в диапазоне 600–700 °C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наблюдаемая перекристаллизация минералов послемагматической стадии развития габброидов изученного массива находит отражение в структурно-текстурных особенностях пород, в смене минеральных парагенезисов и в изменении химических составов минералов. Выявленные преобразования связаны с регионально проявленными метаморфическими процессами, которые, судя по полученным нами данным, отразились в перекристаллизации рудных минералов и апатита. К повсеместным постмагматическим изменениям на породном уровне в первую очередь следует отнести развитие вторичных минералов, развивающихся

по пироксенитам и габбро в виде амфиболизации и биотитизации клинопироксена.

Первая стадия амфиболизации проявлена замещением клинопироксена актинолитом в виде кайм или полных псевдоморфоз. Близко или одновременно с этим появляется титанит либо в виде кайм вокруг зерен титаномагнетита, либо в виде самостоятельных зерен внутри биотитовых агрегатов. Изменения биотита, которые сопровождаются появлением титанита, характеризуются повышением его железистости и уменьшением титанистости.

Последующее замещение актинолита роговой обманкой в парагенезисе со средним плагиоклазом вызвано сменой условий минералообразования. Судя по *PT*-оценкам, при этом происходит повышение температуры до уровня амфиболитовой фации. Учитывая, что условия регионального метаморфизма также отвечают этой фации, следует вывод об изофациальности роговообманко-плагиоклазового парагенезиса в метагабброидах массива Велимяки и минеральных парагенезисов окружающих метаморфических пород.

Наиболее низкотемпературные изменения метагабброидов проявлены в виде образования карбоната в межзерновом пространстве и эпидотизации клинопироксена, амфиболов, отчасти — биотита.

Таким образом, вышеперечисленная смена минеральных ассоциаций в метагабброидах изученного массива свидетельствует о длительной стадии послемагматических преобразований пород в *PT*-условиях амфиболитовой фации метаморфизма и последующих более низкотемпературных фаций. Поскольку зерна апатита в метаморфизованных пироксенитах, монцогаббро и монцодиоритах приурочены к новообразованной роговой обманке, плагиоклазу и биотиту, этот минерал следует связывать с постмагматической стадией развития пород. Не противоречит этому и полученный *Pb-Pb* возраст апатита (1.84–1.79 млрд лет), свидетельствующий о значительном временном разрыве между магматической и метаморфической стадиями формирования пород массива. Но возникает вопрос — более молодой возраст апатита отвечает времени закрытия *U-Pb* системы в нем при остывании пород или фиксирует время рекристаллизации/новообразования этого минерала?

Судя по многочисленным литературным данным (Kärkkäinen, Appelqvist, 1999; Cochrane et al., 2014; Kirkland et al., 2018; O'Sullivan et al., 2020; Chew, Spikings, 2021 и др.), в природных объектах возможны оба варианта, в зависимости от конкретных условий минералообразования, таких как тектонический и температурный режим петро- и рудогенезиса, скорость остывания пород и т.п. факторов.

В работах (Cochrane et al., 2014; Chew, Spikings, 2021) проверяется ключевое положение

термохронологии о термически активируемой объемной диффузии изотопов из кристаллов. Предполагается, что альтернативой объемной диффузии может быть механизм транспорта изотопов с доминирующим эффектом флюидного просачивания внутрь зерен по трещинам, дефектам решетки и т.п. Выявленная положительная связь между размером зерна и его *U-Pb* возрастом, в сочетании с согласованными кривыми «температура — время», полученными *ID-TIMS* и *LA-MC-ICP-MS* методами, позволили предположить, что *Pb* из апатитов теряется в результате термически активированной диффузии. Аналогичным образом, в работе (Paul et al., 2019) производится сравнение валового (*ID-TIMS*) и локального (*LA-MC-ICP-MS*) методов датирования для восстановления информации о термической истории породы по апатиту, в котором произошла частичная потеря *Pb*.

Но далеко не всегда *U-Pb* возраст апатита отражает стадию остывания и закрытия изотопной системы в породе. На примере изучения пород террейна Акия (Гренландия) было показано (Kirkland et al., 2018), что каймы в зернах апатита возникли в результате перекристаллизации, растворения и повторного роста этого минерала при температуре ниже температуры возможной диффузии *Pb* в апатите (375–600 °C). Из этого следует, что апатит не обязательно будет характеризоваться диффузионными потерями *Pb*. Для определения истории охлаждения требуется обоснование применимости механизма термически активируемой объемной диффузии. В статье отмечено, что химическая и возрастная зональность в зернах апатита может не совпадать из-за разных скоростей диффузии микроэлементов, в частности, *U* и *Pb*.

Вывод о поздней кристаллизации апатита также сделан при изучении интрузии Киглапаит (Канада), содержащей массивные титансодержащие магнетитовые горизонты. Установлено, что титаномагнетитовые горизонты накопились уже после того, как 93–94 % интрузии было закристаллизовано и только к этому времени начал кристаллизоваться апатит (Morse, 1980). Аналогичным образом, предполагается, что в интрузии Скергаард в Гренландии апатит начал осаждаться после того как 97 % объема интрузии было «раскристаллизовано» и содержание P_2O_5 в остальной магме составило 1.75 % (Ryerson, Hess, 1980). Магматический генезис предполагается для апатит-магнетитовых руд Северо-Гурвунурского месторождения в Западном Забайкалье (Рипп и др., 2017), у которых однородность изотопного состава кислорода по всему разрезу рудной залежи объясняется связью с мантийным источником, а температуры по изотопному кислородному равновесию в паре апатит-магнетит 620–800 °C интерпретируются как доказывающие магматическое происхождение руд.

В районе развития изученных габброидов массива Велимяки интенсивно проявлен раннепротерозойский метаморфизм, охвативший породы зоны сочленения Свекофеннского пояса и южной окраины Карельского кратона. Здесь наиболее древние метаморфогенные монациты имеют U-Pb ID-TIMS возраст 1878–1874 млн лет (Балтыбаев и др., 2008, 2024). Но также есть более молодые, тоже метаморфогенные монациты, указывающие по данным U-Pb ID-TIMS датирования на повторные термальные события 1794–1786 млн лет назад (Балтыбаев и др., 2008, 2024). Соответственно, монациты двух возрастных групп и сопоставляются нами с ранне- и поздне-свекофеннскими метаморфическими событиями в регионе: ~ 1.88 и ~ 1.80 млрд лет назад. Возраст более древнего монацита совпадает с U-Pb SIMS возрастом циркона (1876 ± 12 млн лет) из мигматитовых лейкосом вблизи габброидных массивов, но при этом указанные цирконы имеют метаморфические оболочки возрастом 1805 ± 18 млн лет (Балтыбаев и др., 2009). Возраст этих оболочек циркона в пределах ошибки совпадает с возрастом большинства метаморфогенных монацитов этого района (1.80–1.79 млрд лет), с приведенными здесь Rb-Sr модельными возрастными амфиболом и биотитом (табл. 2) и отвечает времени поздне-свекофеннской тектоно-термальной активности на южной окраине Карельского кратона.

Отметим, что поздне-свекофеннский метаморфизм в регионе, который фиксируется по данным изотопного анализа Sm-Nd системы в амфиболом, титаните, плагиоклазе, выявил начало поздне-свекофеннского этапа метаморфизма в регионе в интервале 1.84–1.83 млрд лет (Балтыбаев и др., 2024). Такие значения возрастов близки к наиболее древним полученным нами в рамках данной работы оценкам возраста апатитов.

Таким образом, в изученном регионе, где находится массив Велимяки, тектоно-термальная активизация происходила в два этапа ~ 1.88 и ~ 1.80 млрд лет назад. На региональный характер этой прикратонной эндогенной активизации указывают и результаты изотопного датирования титанита в зоне стыка Карельского кратона с породами Беломорского подвижного пояса, выявившие флюидно-термальную переработку пород также 1.80–1.75 млрд лет назад (Бибикова и др., 1999, 2004).

Учитывая большой временной отрыв возраста апатита от возраста циркона магматической стадии кристаллизации массива Велимяки и совпадение его с активными метаморфическими событиями в регионе, больше оснований считать, что мы имеем дело с полностью перекристаллизованным метаморфическим апатитом. Одним из геохимических критериев постмагматического формирования апатита может служить отсутствие каких-то различий в содержания летучих компонентов

в апатитах из пород первой и второй фаз внедрения (рис. 6), хотя изучение состава апатитов, например, (Романчев, 1990; Савко и др., 2007; Барков и др., 2021) выявляет их изменчивость при эволюции состава фракционирующего расплава.

Одним из признаков перекристаллизации апатита является наличие в нем включений РЗЭ-содержащих минералов – монацита, ксенотима, алланита, образование которых можно связать с высвобождением РЗЭ в собственную фазу в ходе метасоматоза или метаморфизма (Harlov, 2015). Присутствие включений алланита в зернах апатита или на границах зерен апатита с другими минералами в породах массива Велимяки может дополнительно свидетельствовать о новообразованном характере апатитовой минерализации (рис. 9).

Следует обратить внимание на связь титаномагнетитовых руд с обогащением пород фосфором.

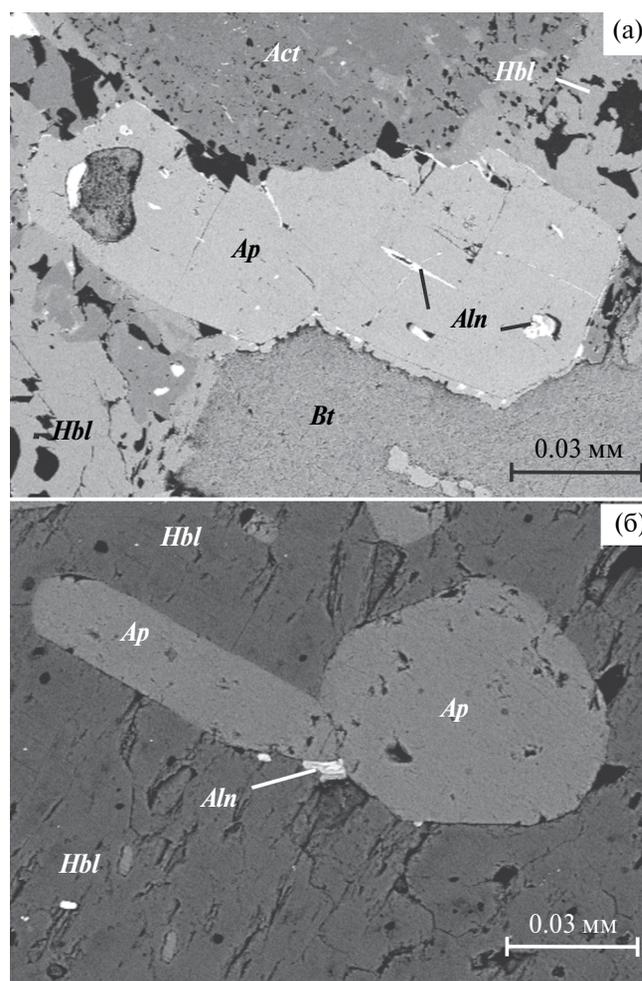


Рис. 9. BSE изображения зерен апатита в ассоциации с алланитом из пород массива Велимяки (образцы Б-22-552-1, Б-22-541). (а) – экссолюция (?) редкоземельного алланита при перекристаллизации апатита, (б) – алланит в контакте с зернами апатита в роговообманковом матрице.

Например, характерной чертой расслоенных основных интрузий (Morse, 1980, 1990; Lee, 1996), включая целый ряд свекофеннских дифференцированных интрузивных тел (например, Makinen, 1987; Makkonen, 1996 и др.), считают процесс фракционной кристаллизации магмы с одновременным обогащением фосфором и железом. Одновременное обогащение титаном и фосфором отмечают в породах интрузии Кухаярви в Восточной Финляндии (Kärkkäinen, Appelqvist, 1999). Примером одновременного обогащения апатитом, ильменитом и магнетитом служат зоны в верхней габброидной толще верхней зоны Бушвельдского комплекса (Reynolds, 1985a, б; von Gruenewaldt, 1993).

Одним из объяснений обогащения титаном и фосфором пород интрузии Кухаярви рассматривается модель смешения толеитовой и гранитной магмы на поздней стадии свекофеннского орогенеза или, возможно, после свекофеннской складчатости. Предполагают, что процесс смешивания магмы привел к увеличению содержания F, P и Ti в толеитовой магме (Kärkkäinen, Appelqvist, 1999). Это согласуется с экспериментальными исследованиями Е. Ватсона (Watson, 1976), который показал, что в бимодальной системе с кислым и основным расплавами фосфор и титан сильно обогащают магму основного состава. Подтверждает это и тот факт, что растворимость титана в толеитовой магме повышается с ростом содержания фосфора, например, (Ryerson, Hess, 1980). Фтор в магме основного состава интрузии Каухаярви считается корового происхождения, поскольку этим элементом сильно обогащены вмещающие интрузию сланцы (Wedepohl, 1970).

В рассматриваемых апатитсодержащих рудах массива Велимяки так же есть указания на проявление коровой контаминации. Изучение калиевых полевых шпатов из этой интрузии (Балтыбаев и др., 2017) показало, например, что они имеют высокое значение параметра $\mu = 10.4-10.8$, соответствующее верхнекоровым характеристикам. Также было выявлено, что позднейшие гидротермально-метасоматические жилы в габброидах массива, которые содержат сульфиды и золотую минерализацию, сформировались при каледонском тектогенезе — 400–460 млн лет назад (Балтыбаев и др., 2017, 2020). С коровой контаминацией мантийных магм можно связать повышенные содержания калия в велимякской магме, определившие необычный для габброидов региона субщелочной тренд. Чтобы решить до конца ряд вопросов, среди которых: а) возможная многостадийность образования постагматических апатитов в габброидах массива, б) был ли в изотопно-геохимическом отношении гомогенным источник(и) магм и насколько достоверно Pb изотопные составы низкоурановых минералов сохранили изотопные характеристики первичного

свинца, требуются дальнейшие изотопно-геохимические исследования.

ВЫВОДЫ

Рудная апатитсодержащая минерализация в габброидах массива Велимяки сформировалась в результате нескольких стадий минералообразования. На магматической стадии произошло формирование раннего породообразующего минерального парагенезиса и концентрация апатитсодержащих титаномагнетитовых руд путем кристаллизации из магматического расплава.

Титаномагнетитовые руды и ассоциирующий с ними апатит испытали перекристаллизацию на постагматической и особенно метаморфической стадиях, что кардинально отразилось на U-Pb системе апатита, приведя к перезапуску этой изотопной системы в данном минерале. Изотопные Pb-Pb возрасты апатита указывают, что переуравновешивание U-Pb системы в нем произошло с большим временным отрывом от этапа магматической кристаллизации первичных породообразующих минералов в рудных клинопироксенитах и габбро. Этому времени отвечает позднесвекофеннский (с пиком 1.81–1.79 млрд лет назад) многостадийный этап регионального метаморфизма, затронувший в том числе породы массива Велимяки.

PT-параметры позднесвекофеннских метаморфических преобразований габброидов изученного массива соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма с дальнейшим снижением до фации зеленых сланцев. Позднейшие флюидно-термальные события затронули породы массива Велимяки в фанерозое и проявлены они только по локальным маломощным тектоническим зонам в виде образования гидротермально-метасоматических жил.

Авторы искренне благодарят Ю. О. Ларионову (ИГЕМ, Москва) и второго анонимного рецензента, взявших на себя труд по просмотру первого варианта статьи и высказавших очень полезные рекомендации по ее улучшению. Также авторы весьма признательны научному редактору Ю. А. Костицыну за организацию и подготовку данной статьи.

Работа выполнена в рамках Госзадания, тема НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев И. А. (2005) Благороднометалльное оруденение массива Вялимяки (Северное Приладожье). *Материалы XVI конф. молодых ученых, посвящ. памяти К. О. Кратца*, 244–247.
- Алексеев И. А., Котова И. К., Петров С. В. (2005) Рудопоявление золота в массиве Вялимяки (Северное Приладожье). *Вестник СПбГУ*. 7(3), 107–110.

- Алексеев И. А., Кулешевич Л. В. (2017) Благороднометаллическая минерализация массива Вялимаки (Северное Приладожье, Карелия). *Труды КарНЦ РАН. Геология докембрия*. 2, 60–72.
- Арискин А. А., Бармина Г. С. (2000) *Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм*. М.: Наука, 365 с.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Седова И. С., Шульдинер В. И. (2000) *Геология и петрология свекофеннид Приладожья* (Под ред. Глебовицкого В. А.). СПб.: Изд-во СПбГУ, 200 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А., Левский Л. К., Макеев А. Ф., Яковлева С. З. (2005) Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит). *ДАН*. 401(4), 496–499.
- Балтыбаев Ш. К., Левченков О. А., Глебовицкий В. А. и др. (2008) Первые мигматиты в зоне прогрессивного метаморфизма гнейсов Северного Домена Приладожья: U-Pb данные по монашиту. *ДАН*. 420(4), 504–506.
- Балтыбаев Ш. К., Ларионов А. Н., Левченков О. А. и др. (2009) U-Pb определение возраста лейкосом мигматитов с использованием метода SIMS по циркону и сопоставление с данными метода TIMS-ID по монашиту. *ДАН*. 427(6), 943–946.
- Балтыбаев Ш. К., Овчинникова Г. В., Глебовицкий В. А. и др. (2017) Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья. *ДАН*. 476(2), 181–185.
- Балтыбаев Ш. К., Овчинникова Г. В., Кузнецов А. Б., Васильева И. М., Ризванова Н. Г., Алексеев И. А., Кириллова П. А. (2020) Два этапа золотосульфидной минерализации в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья. *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. 66(3), 559–577.
- Балтыбаев Ш. К., Саватенков В. М., Петракова М. Е. (2024) T-t эволюция раннепротерозойских пород Северного Приладожья по данным изучения U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd систем в минералах. *Геодинамика и тектонофизика*. 15(3) <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-3-0759>
- Барков А. Ю., Шарков Е. В., Никифоров А. А., Королюк В. Н., Сильянов С. А. (2021) Вариации составов апатита и минералов редких земель в связи с трендами кристаллизации в расслоенном массиве Мончеплутон (Кольский полуостров). *Геология и геофизика*. 62(4), 528–548.
- Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т., Степанов В. С., Борисова Е. Ю. 1999. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса. Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст. *Петрология*. 7(2), 115–140.
- Бибикова Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А., Клайссон С., Шельд Т. (2004) Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM). *Петрология*, 12(3), 227–244.
- Богачев В. А., Иваников В. В., Козырева И. В., Конопелько Д. Л., Левченков О. А., Шульдинер В. И. (1999) U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья. *Вестник СПбГУ. Сер. 7*. (3), 23–33.
- Громова З. Т. (1951ф) *Отчет Южно-Карельской экспедиции о поисково-разведочных работах по выявлению природы Велимякской магнитной аномалии*. Фонды КГЭ.
- Ивашенко В. И., Голубев А. И. (2011) *Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 368 с.
- Ивашенко В. И., Лавров О. Б. (1997) Благороднометаллическое оруденение Юго-Западной Карелии. *Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России* (Под ред. Голубева А. И., Рыбакова С. И.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 44–51.
- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. Шаров Н. В. (2020) Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 435 с.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. (1974) Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 205с.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн.1. (Под ред. Михайлова В. П. и Аминова В. Н.). Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
- Рипп Г. С., Ходырева Е. В., Избродин И. А., Рампилов М. О., Ласточкин Е. И., Посохов В. Ф. (2017) Генетическая природа апатит-магнетитовых руд Северо-Гурвунурского месторождения (Западное Забайкалье). *Геология рудных месторождений*. 59(5), 419–433.
- Романчев Б. П., Бочаров В. Л. (1990) Генетические типы апатита Дубравинского массива КМА. *Геохимия*. (7), 1047–1052.
- Саватенков В. М., Морозова И. М., Левский Л. К. (2004) Поведение изотопных систем (Sm-Nd; Rb-Sr; K-Ar; U-Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии). *Геохимия*. (10), 1027–1049.
- Savatenkov V. M., Morozova I. M., Levsky L. K. (2004) Behavior of the Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar, and U-Pb Isotopic Systems during Alkaline Metasomatism: Fenites in the Outer-Contact Zone of an Ultramafic-Alkaline Intrusion. *Geochem. Int.* 42(10), 899–920.
- Савко К. А., Пилюгин С. М., Новикова М. А. (2007) Состав апатита из пород разновозрастных железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива – как показатель флюидного режима метаморфизма. *Вестник ВГУ, Серия: Геология*. (2), 78–91.
- Саранчина Г. М. (1948) Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. *Известия*

- Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР*. (2), 32–42.
- Саранчина Г.М. (1972) Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Наука, 128 с.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С. и др. (1970) Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., Наука, 227 с.
- Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. (1993) Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб, 216 с.
- Ariskin A. A., Varmina G. S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrological applications. *Geochem. Int.* **4** (1), 1–157.
- Chew D. M.; Spikings R. A. (2021) Apatite U-Pb Thermochronology: A Review. *Minerals*. **11**, 1095.
- Cochrane R., Spiking R. A., Chew D., Wotzlaw J.-F., Chiaradia M., Tyrrell S., Schaltegger U., Van der Lelij R. (2014) High temperature (> 350 °C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **127**, 39–56.
- Harlov D. E. (2015) Apatite: A fingerprint for metasomatic processes. *Elements*. **11**, 171–176.
- Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Amer. Mineral.* **90**(2–3), 316–328.
- Holland T., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib Mineral Petrol.* **116**(4), 433–447.
- Kärkkäinen N., Appelqvist H. (1999) Genesis of a low-grade apatite-ilmenite-magnetite deposit in the Kauhajärvi gabbro, western Finland. *Mineral. Deposita*. **34**, 754–769.
- Kirkland C. L., Yakymchuk C., Szilas K., Evans N., Hollis J., McDonald B., Gardiner N. (2018) Apatite: a U-Pb thermochronometer or geochronometer? *Lithos*. **318**.
- Lee C. A. (1996) A review of mineralization in the Bushveld Complex and some other layered mafic intrusions. In: *Layered intrusions* (Ed. Cawthorn R. G.). Amsterdam: Elsevier, 103–146.
- Lepage L. (2003) ILMAT: An Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers & Geosciences*. **29**, 673–678.
- Locock A. J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*. **62**, 1–11.
- Ludwig K. R. (2003) User's manual for Isoplot/Ex, version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, 2003, Spec. Publ.* **4**, 72 p.
- Makinen J. (1987) Geochemical characteristics of Sveco-arelidic mafic-ultramafic intrusions associated with Ni-Cu occurrence in Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* **342**, 109 p.
- Makkonen H. (1996) 1.9 Ga tholeiitic magmatism and related Ni-Cu deposits in the Juva area, SE Finland. *Geol. Surv. Finland Bull.* **386**, 101 p.
- Manhes G., Minster J. E., Allegre C. J. (1978) Comparative uranium-thorium lead and rubidium-strontium study of the Severin Amphoterite: Consequences for early Solar System chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **39**(1), 14–21.
- Molina J. F., Moreno J. A., Castro A., Rodriguez C., Fershtater G. B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*. **232**, 286–305.
- Morse S. A. (1980) Kiglapait mineralogy II: Fe-Ti oxide minerals and the activities of oxygen and silica. *J Petrol.* **21**, 685–719.
- Morse S. A. (1990) The differentiation of the Skaergaard intrusion. Discussion of Hunter and Sparks. *Contrib Mineral Petrol.* **95**, 451–461.
- O'Sullivan G.; Chew D.; Kenny G.; Henrichs I.; Mulligan D. (2020) The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies. *Earth-Sci. Rev.* **201**, 103044.
- Paul A. N., Spikings R. A., Chew D., Daly J. S. (2019) The effect of intra-crystal uranium zonation on apatite U-Pb thermochronology: a combined ID-TIMS and LA-MC-ICP-MS study. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **251**.
- Reynolds I. M. (1985a) Contrasted mineralogy and textural relationships in the uppermost titaniferous magnetite layers of the Bushveld Complex in the Bierkraal area north of Rustenburg. *Econ. Geol.* **80**, 1027–1048.
- Reynolds I. M. (1985b) The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the upper zone of the Bushveld Complex; a review and synthesis. *Econ. Geol.* **80**, 1089–1108.
- Ryerson F. J., Hess C. (1980) The role of P₂O₅ in silicate melts. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **44**, 611–624.
- Vermeesch P. (2018) IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*. **9**, 1479–1493.
- von Gruenewaldt G. (1993) Ilmenite-apatite enrichment in the Upper Zone of the Bushveld Complex: a major titanium-rock phosphate resource. *Intern. Geol. Rev.* **35**, 987–1000.
- Watson E. B. (1976) Two-liquid partition coefficients experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.* **56**, 119–134.
- Wederpohl K. H. (1970) Handbook of geochemistry. Berlin-Heidelberg-New York: Springer, 667p.
- Whitney D. L., Evans B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Mineral.* **95**, 185–187.
- Wu C.-M., Chen H.-X. (2015) Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Science Bulletin*. **60**(1), 116–121.

**ORE APATITE-BEARING MINERALIZATION OF THE VELIMYAKI
GABBROID MASSIF IN THE RAAKHE-LADOGA ZONE
OF THE NORTHERN LADOGA REGION:
IDENTIFICATION OF FORMATION CONDITIONS AND ASSESSMENT
OF THE AGE OF APATITE**

**Sh. K. Baltybaev^{a, b}, R. L. Anisimov^a, I. M. Vasilyeva^a,
N. G. Rizvanova^a, O. L. Galankina^a, V. M. Savatenkov^{a, b}**

*^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

*^bSt. Petersburg University Institute of Earth Sciences,
Universitetskaya nab., 7, St. Petersburg, 199034 Russia*

**e-mail: shauket@mail.ru*

Received March 12, 2024

Revised May 31, 2024

Accepted July 23, 2024

The Early Proterozoic gabbros of the Velimyaki intrusion of the Northern Ladoga region contain titanomagnetite ore, the development of which was carried out at the end of the 19th century. The peculiarity of horizons with titanomagnetite mineralization is the high concentration of phosphorus in the form of apatite, the content of which reaches up to 10 vol. %. Isotopic analysis of lead apatite indicates the redeposited nature of this mineral, presumably during superimposed metamorphism approximately 100 Ma after the stage of magmatic crystallization of gabbroids and clinopyroxene-titaniummagnetite ores. Mineralogical, petrological and isotope-geochemical criteria for the superimposed nature of mineral formation with recrystallization of apatite are the connection of this mineral with the formation of other metamorphic minerals (hornblende, biotite, acid plagioclase), the isotopic age of apatite (1790 ± 5 Ma) and low temperature (620–710 °C) of its formation in comparison with the crystallization temperatures (900–1260 °C) of igneous minerals from the melt. The Pb-Pb age of apatite coincides with the age of metamorphic minerals of the late Svecofennian stage from other rocks in the region, as well as with the Rb-Sr ages of biotite and amphibole from the direct host supracrustal rocks. Based on the data obtained, a conclusion was made about the recrystallization of apatite and re-equilibration of the U-Pb system in it during the Late Svecofennian regional metamorphism.

Keywords: Apatite, gabbroids, ore, titanomagnetite, metamorphism, Northern Ladoga region, Pb-Pb, Rb-Sr