

## ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ С ВОЗРАСТОМ ~ 2.45 МЛРД. ЛЕТ В ПОРОДАХ БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, РОССИЯ

|                                                                          |                                                                                       |                                                                                                                |                                                                                                 |
|--------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Докукина К.А.</b>                                                     | <b>Минц М.В.</b>                                                                      | <b>Конилов А.Н.</b>                                                                                            | <b>Шешуков В.С.</b>                                                                             |
| Геологический институт РАН, Москва, Россия                               | Геологический институт РАН, Москва, Россия                                            | Геологический институт РАН, Москва, Россия<br>Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия | Геологический институт РАН, Москва, Россия                                                      |
| <b>E-mail:</b><br><a href="mailto:dokukina@mail.ru">dokukina@mail.ru</a> | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:michael-mints@yandex.ru">michael-mints@yandex.ru</a>   | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:chalma@bk.ru">chalma@bk.ru</a>                                                  |                                                                                                 |
| <b>Хубанов В.Б.</b>                                                      | <b>Баянова Т.Б.</b>                                                                   | <b>Ван К.В.</b>                                                                                                | <b>Голованова Т.И.</b>                                                                          |
| Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия                          | Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия                                       | Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия                                               | Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия |
| <b>E-mail:</b> <a href="mailto:khubanov@mail.ru">khubanov@mail.ru</a>    | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:tamara@geoksc.apatity.ru">tamara@geoksc.apatity.ru</a> | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:chalma@bk.ru">chalma@bk.ru</a>                                                  |                                                                                                 |

**Аннотация:** Представлены результаты исследования мафических и кислых пород гранулитовой фации метаморфизма, сформированных по породам эклогитовой ассоциации Салма, Беломорская эклогитовая провинция. Исследования проводились в карьере Куру-Ваара. Изучены высокобарные гранулиты основного состава и приуроченные к ним гранат-фенгит-кианит-кварцевые кислые породы. Возможным протолитом гранат-кианит-фенгит-кварцевые пород могли быть (1) гидротермальные кварц-слюдяные жилы или кислые расплавы, сформированные при дегидратации и/или плавления боросодержащих пород при погружении их в зону субдукции; или (2) могли являться продуктами метаморфизма или плавления пелагических осадочных пород, сформированных на поверхности океанического дна.

Гранат-кианит-фенгит-кварцевые породы подверглись частичному плавлению с формированием сложных полиминеральных псевдоморфоз по фенгиту, состоящих из полевых шпатов, кианита и корунда, калиевого полевого шпата и биотита ± гранат и боросодержащий алюмосиликат джумортьерит. Предшествовавшая плавлению метаморфическая минеральная ассоциация Grt-Ky-Ph-Qtz формировалась в эклогитовых условиях при давлениях не меньше, чем 21 кбар и температурах 650-750°C. Оценки условий PT-параметров плавления фенгита и формирования псевдоморфоз соответствуют метаморфизму гранулитовой фации при минимальных температурах 850-900°C в диапазоне давлений 9-16 кбар.

U-Pb возраст цирконов был получен в пост-эклогитовом мафическом гранулите и в трех пробах гранат-кианит-фенгит-кварцевых пород. Для циркона мафического гранулита методом ID-TIMS был получен возраст ~2.4 млрд лет. Циркон в гранат-кианит-фенгит-кварцевых породах, датированный LA-ICPMS методом в отдельных зернах, приурочен к полиминеральным псевдоморфозам (областям формирования расплава), характеризуется высокими концентрациями Th, U, магматическими Th/U отношениями (до 1.7) и содержит включения минералов предыдущих стадий преобразований породы (фенгит, гранат, ксенотим и др.). Включения фенгита в цирконе свидетельствует о том, что эклогитовый гранат-кианит-фенгитовый парагенезис формировался до кристаллизации циркона, который рос одновременно из расплава, отделившегося в результате процессов дегидратационного плавления слюды и возможно других водосодержащих минералов. Цирконы дали согласованные возрасты ~ 2.45 млрд лет для всех трех исследованных проб, который интерпретируется как возраст частичного плавления в условиях метаморфизма гранулитовой фации. Исключения составляют локальные участки метасоматической перекристаллизации циркона на рубеже ~1.9 млрд лет.

**Ключевые слова:** U-Pb датирование, циркон, эклогит, гранулит, частичное плавление.

## Введение

Мезо-неоархейская Беломорская эклогитовая провинция Фенноскандинавского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дайки (ассоциация Гридино) (Mints et al., 2014). В телах ретроградно измененных субдукционных эклогитах ассоциации Салма локализованы боросиликат-, Grt-, Ky-, Ph- и Crn-содержащие кварцевые породы (далее Grt-Ph-Ky-Qtz породы) (Shchipansky et al., 2012; Balagansky et al., 2015; Liu et al., 2016; Dokukina et al., 2017). Тела Grt-Ph-Ky-Qtz пород имеют жильную или линзовидную форму (мощностью первые сантиметры – первые метры), характеризуются прямолинейными или плавно искривленными контактами, или формируют сеть, разделяющую эклогиты на отдельные округлые или угловатые блоки размерами первые десятки сантиметров. В этом случае, структура породы по форме и по размерности почти точно повторяет структуру пиллоу-лав с межподушечным заполнением, образованным гиалокластитами и осадками, в пределах Ведлозерско-Сегозерской системы зеленокаменных поясов мезоархейского возраста. Составы Grt-Ph-Ky-Qtz пород в высокой степени сопоставимы с составами алюминиево-кремнеземистых осадках в разрезе Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, которые представлены тонкослоистыми, массивными и конкреционными серицит-халцедоновыми разновидностями среди туффитов и также заполняют межподушечное пространство в пиллоу-лавах (Svetov, 2005).

Ранее детально были изучены петрологические и геохимические особенности Grt-Ph-Ky-Qtz пород (Dokukina et al., 2017), в настоящей статье приведены результаты U-Pb датирования цирконов, выделенных из гранат-фенгит-кианит-

кварцевых кислых пород и вмещающих эти породы мафических гранулитов.

## Геологическая ситуация

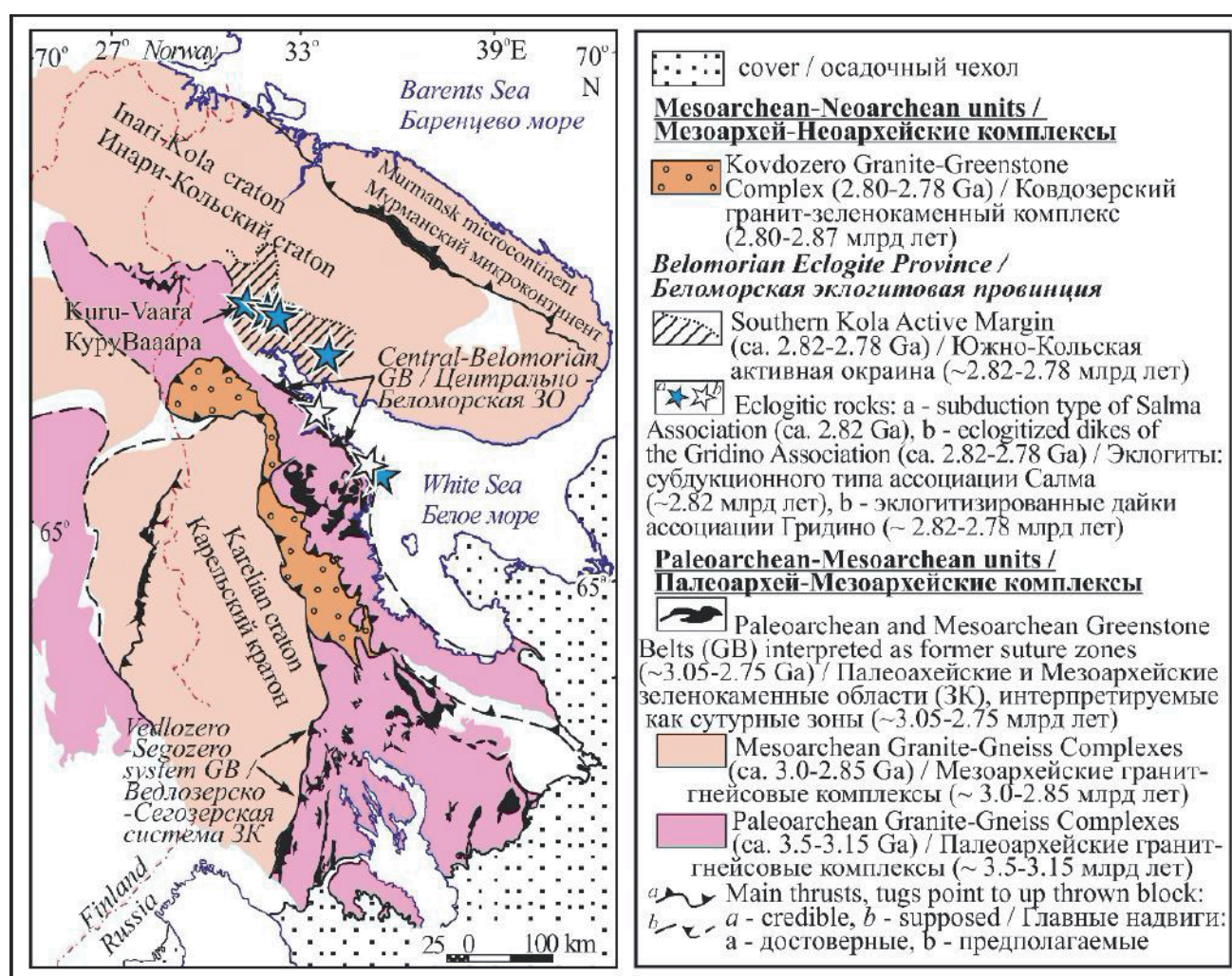
Значительная часть тел основного состава в пределах северо-восточного края Беломорского орогена, которые на протяжении многих лет было принято рассматривать в качестве архейских гранатовых амфиболитов, в действительности являются эклогитами. Линзы, прослои и пачки эклогитов и амфиболитов вмещают мигматизированные ТТГ гнейсы. Эту ассоциацию, которую ранее было принято относить к керетьской толще Беломорского пояса, мы рассматриваем в качестве комплекса пород Южно-Кольской активной окраины архейского Инари-Кольского микроконтинента и Кольского континента в целом (Mints et al., 2010; 2014) (рис. 1). Две ассоциации эклогитов в пределах Беломорской эклогитовой провинции различаются по природе протолитов. Эклогиты ассоциации Салмы формировались по породам океанической коры. В районе Гридино эклогитизации подвергались дайки и фрагменты пород основного состава.

В действующем карьере Куру-Ваара (67°37'N, 31°30'E) (рис. 2а, б) тела субдукционных эклогитов ассоциации Салма размером первые десятки метров в поперечнике отчетливо выделяются среди окружающих пород, которые представлены тоналитовыми гнейсами и пересекающимися эклогиты и гнейсы мощными дайками керамических пегматитов. Большинство эклогитовых тел подвержено сильным и неравномерным вторичным изменениям с формированием постэклогитовых симплектитовых минеральных ассоциаций, или полностью преобразованы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 2 б, с).

В телах эклогитов зафиксированы жильные и линзовидные тела кислого состава (рис. 2д), в составе которых

присутствует фенгит, гранат и кианит. Согласно нашим исследованиям, эти породы представляют собой переплавленные в высокотемпературных условиях высокobarные боросиликат-, гранат-, кианит-, корунд- и фенгит-содержащие кварц-полевошпатовые породы (мощностью первые сантиметры – первые метры), локализованные внутри тел ретроградно измененных эклогитов. Данные породы имеют высокие содержания

кремнезема и глинозема, характеризуются калиевой спецификой. Мы предположили, что эти породы могут быть (Dokukina et al., 2017): (i) гидротермальными жилами, которые формировались при дегидратации и/или плавления боросодержащих пород при погружении их в зону субдукции; (ii) могли являться продуктами метаморфизма или плавления осадочных пород.



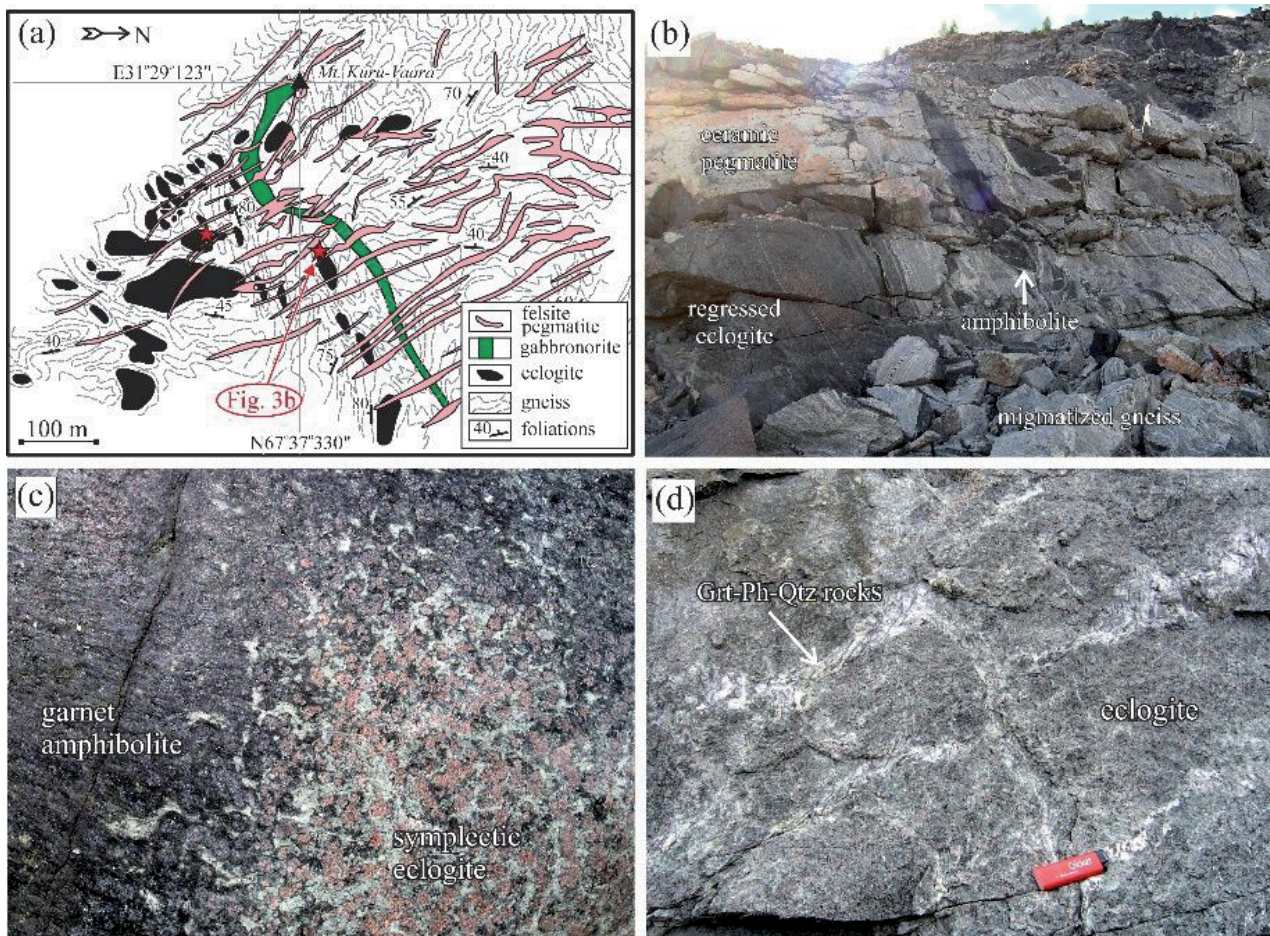
**Рис. 1.** Тектоническая позиция Беломорской эклогитовой провинции в северо-восточной части Фенноскандинавского щита (по Mints et al., 2015).

**Fig. 1.** Tectonic setting of the Belomorian Eclogite Province in the northeastern Fennoscandian Shield. Map modified after Mints et al. (2015).

### Описание объектов исследования

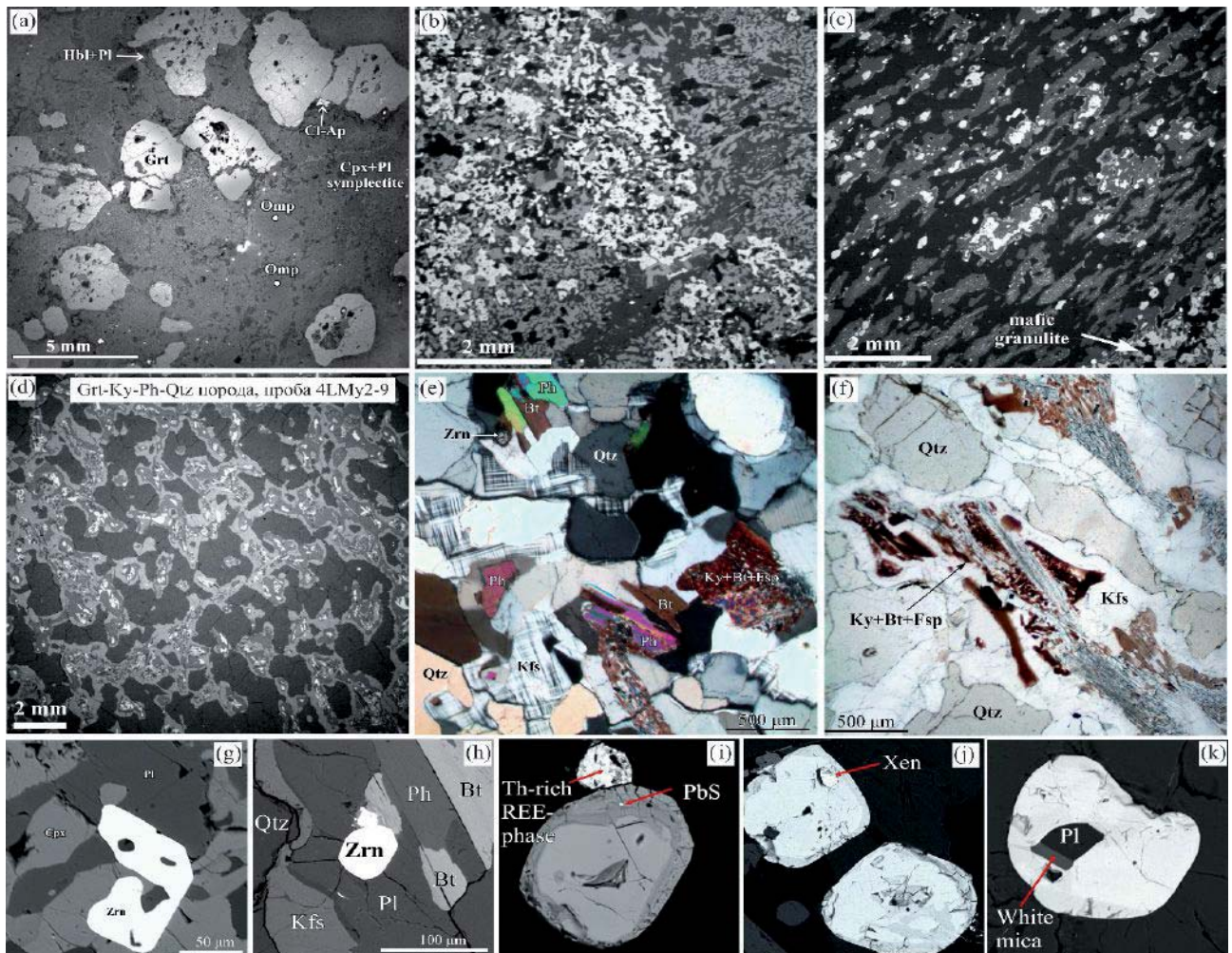
Среди эклогитов преобладают симплектитовые разновидности (рис. 2с, 3а). Визуально в них хорошо видны многочисленные порфиробласты граната (30-40%) в мелкозернистой клинопироксен-плаггиоклазовой симплектитовой матрице светлого серовато-зеленого цвета. Омфациит сохраняется лишь локально в симплектитовых колониях,

либо не сохраняется вовсе. Местами эклогиты полностью преобразованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма с формированием гранат-клинопироксен-плаггиоклазовой минеральной ассоциации (рис. 3б). В краевой зоне эклогитовых тел, достигающей мощности несколько метров, эклогиты полностью преобразованы в гранатовые или безгранатовые амфиболиты (рис. 2б, с).



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта южного сектора карьера Куру-Ваара (а). Карта по (Shchipansky et al., 2012a). (b-d) Фотографии обнажений в карьере Куру-Ваара. (b) Соотношение ретроградно измененных эклогитов, амфиболитов, гнейсов и поздних пегматитовых жил в стенке первого яруса карьера. (с) Реликт симплектитового эклогита внутри гранатового амфиболита. (d) Ассоциация эклогитов с Grt-Ку-Ph-Qtz породами, сохраняющие реликтовые структуры лавовых подушек и их межподушечного заполнения.

**Fig. 2.** Schematic geological map of the southern sector of the Kuru-Vaara quarry. (a). Map modified after Shchipansky et al. (2012a). (b-d) Photos of outcrops in the Kuru-Vaara quarry. (b) Relationship of regressed eclogite, amphibolite, gneiss and later pegmatitic veins in the wall of the quarry first step. (c) Relic of symplectitic eclogite mineral associations within garnet amphibolite. (d) The association of eclogite with Grt-Ky-Ph-Qtz rocks preserving relict features consistent with pillow lava and inter-pillow fill.



**Рис. 3.** BSE изображения (a-d, g-k) и микрофотографии (e, f) мафических и кислых пород: (a) Симплектиковый эклогит, образец 4LMu4-15-1; (b) Гранобластовый гранат-клинопироксен-плагиоклазовый агрегат, сформированный по эклогиту, гранулит, проба 4LMu4-12; (c) Клинопироксен-содержащая Grt-Ky-Ph-Qtz порода, проба 4LMu4-12-5, тонкое жильное тело внутри мафического гранулита (образец 4LMu4-12); (d-f) Grt-Ky-Ph-Qtz порода, проба 4LM2-9. (g) пример циркона в шлифе в гранобластовом гранат-клинопироксен-плагиоклазовом мафическом гранулите, проба 4LMu4-12; (h-k) примеры цирконов в составе полиминеральных псевдоморфоз в Grt-Ky-Ph-Qtz породе, проба 4LM2-9. Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

**Fig. 3.** Back-scattered electron (a-d, g-k) images and photomicrographs (e, f) of mafic and felsic rocks: (a) symplectic eclogite, sample 4LMu4-15-1; (b) recrystallized eclogite as granoblastic garnet-clinopyroxene-plagioclase aggregate, sample 4LMu4-12; (c) clinopyroxene-bearing Grt-Ky-Ph-Qtz rock, sample 4LMu4-12-5, thin veinlike body within the mafic granulite (sample 4LMu4-12). (d-f) Grt-Ky-Ph-Qtz rock, sample 4LM2-9. (g) an example of a zircon grain within a thin section of the granoblastic garnet-clinopyroxene-plagioclase mafic granulite, sample 4LMu4-12; (h-k) examples of zircon grains within polymineralic pseudomorphs in Grt-Ky-Ph-Qtz rock, sample 4LM2-9. Mineral abbreviations are after (Whitney, Evans, 2010).

Во внутренней части тела эклогиты неравномерно амфиболизируются: от тонких кайм амфибола вокруг граната до пород, полностью преобразованных в амфиболиты в виде линейных зон или пятен. Амфиболитизация проявлена также вдоль поздне-палеопротерозойских пегматитовых жил и локальных

зон трещиноватости, пересекающим полосчатость ТТГ гнейсов и внутреннюю структуру эклогитов.

В эклогитах зафиксированы жильные и линзовидные тела кислого состава, в составе которых присутствует гранат, фенгит, кианит, изредка Срх (далее Grt-Ph-Ky-Qtz порода) (рис. 3с-ф). Grt-

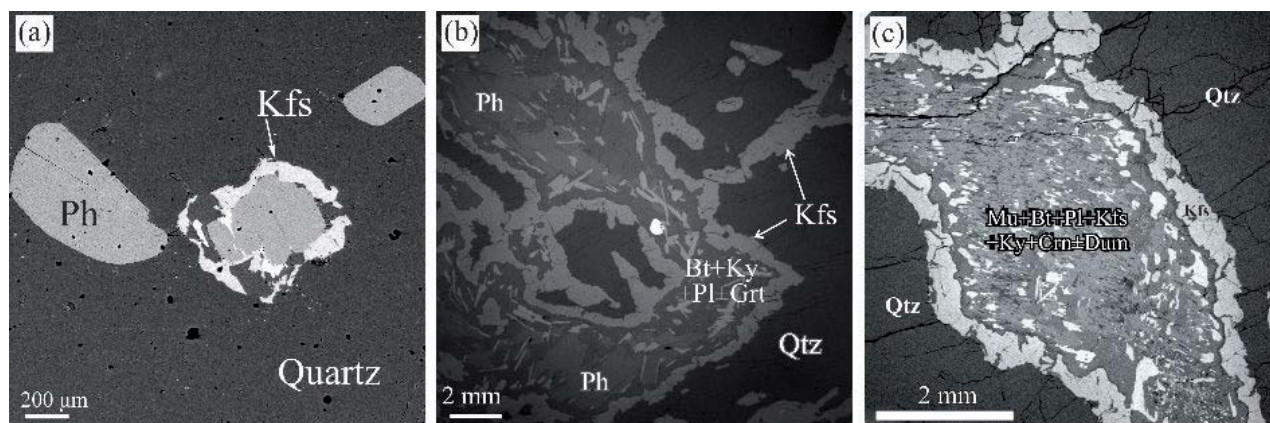
Ph-Ky-Qtz порода обычно имеет очковую текстуру, образованную моно- и поликристаллическими втянутыми или угловатыми агрегатами кварца (40-60 % от объема породы), монокристаллами и гломеросростками идиоморфного Ph в кварце и/или полиминеральными агрегатами (50-35 %), которые отделяются от Qtz коронами Fsp (10-25 %) (рис. 3с, d). Наиболее распространены псевдоморфозы, центральная часть которых представлена симплектитовыми срастаниями Bt + Pl ( $\pm$  Ky и Grt), окруженными зональной короной Fsp. Реже встречаются сложные псевдоморфозы, состоящие из Mu и/или Bt с Ky, Kfs, Pl, Rt, иногда с участием Grt, дюмортьерита и корунда. Гранат в псевдоморфозах часто резорбирован вплоть до полного исчезновения и характеризуется ретроградной зональностью с высоким содержанием пиропы в центре зерна ( $\text{Alm}_{46-54}\text{Prp}_{24-32}\text{Grs}_{20-21}\text{Sps}_{1-2}$ ) и низким на краях ( $\text{Alm}_{55-61}\text{Prp}_{14-23}\text{Grs}_{11-20}\text{Sps}_{3-10}$ ). Иногда гранат внутри

псевдоморфоз представлен в виде спорадических округлых зерен постоянного состава ( $\text{Alm}_{51-57}\text{Prp}_{16-21}\text{Grs}_{18-23}\text{Sps}_{2-4}$ ).

Короны полевого шпата имеют зональное строение: Kfs на границе с Qtz, сменяется альбитом ( $\text{An}_3$ ), а альбит в свою очередь сменяется Ca-Na Pl по направлению к центру псевдоморфозы. Иногда Fsp в промежутке между альбитом и полиминеральным центром псевдоморфозы представлен мезопертитом – регулярными выделениями Kfs в Pl.

Изучение породы в шлифах позволило установить эмпирическую последовательность трансформации фенгитовых слюд в полиминеральные псевдоморфозы (рис. 4).

Также в составе пород встречаются области, характеризующиеся повышенным содержанием граната и/или клинопироксена, либо состоящие из цоизита и псевдоморфоз по цоизиту и алланита в кварце.



**Рис. 4.** BSE изображения последовательных стадий формирования псевдоморфоз по фенгиту (a-c):

(a) идиоморфный неизмененный фенгит, образец 4LM2-6;

(b) псевдоморфозы с реликтами частично нерасплавленных кристаллов фенгита в центре, образец 4LM2-10;

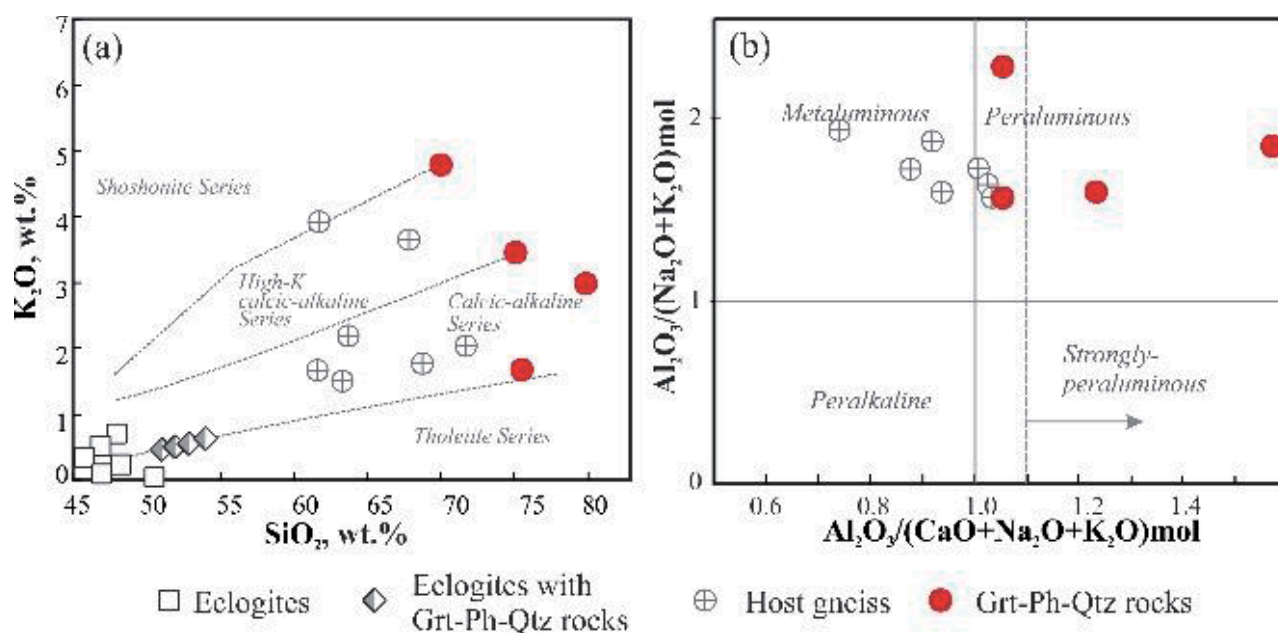
(c) полная псевдоморфоза после фенгита, образец 4LM2-10.

**Fig. 4.** BSE images showing consecutive formation stages of pseudomorphs after phengite (a-c):

(a) unaltered phengite monocrystals, sample 4LM2-3;

(b) pseudomorphs with relicts of partly molten phengite monocrystals in core, sample 4LM2-10;

(c) complete pseudomorph after phengite, 4LM2-10.



**Рис. 5.** Составы Грт-Ку-Фт-Кт пород, эклогитов и гнейсов на диаграммах (a) K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> по (Peccherillo, Taylor, 1976) и (b) A/NK vs A/CKN. Составы эклогитов и гнейсов заимствованы из Shchipansky et al. (2012b).

**Fig. 5.** Compositions of Grt-Ky-Ph-Qtz rocks, eclogites and gneisses. (a) K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> diagram of Peccherillo, Taylor (1976) and (b) A/NK vs A/CKN. Compositions of eclogites and gneisses are from Shchipansky et al. (2012b).

### Геохимия

Grt-Ph-Ky-Qtz порода имеет неоднородный состав с высокими содержаниями SiO<sub>2</sub> между 70 и 80 wt.% (рис. 5a), высокой магнезиальностью (#Mg 0.57-0.78) при низких содержаниях MgO (0.49-1.65 wt.%) и FeO (0.66-1.90 wt.%). Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> варьирует от 11.5 до 17.0 wt.%, A/CKN отношение = 1.05-1.57 (рис. 5b). Породы характеризуются повышенными содержанием K<sub>2</sub>O (1.7-4.8 wt.%) (рис. 5a), Na<sub>2</sub>O (2.1-2.6 wt.%), Ba (614-1277 ppm), Rb и Sr (рис. 6a); и низкими концентрациями всех остальных петрогенных элементов (CaO 0.96-3.48, TiO<sub>2</sub> 0.26-0.29, MnO 0.01-0.28, F 0.014-0.016, LOI 0.3-1.86 wt.%). Порода обогащена ЛРЗЭ (La<sub>N</sub>/Lu<sub>N</sub> = 20, Lu<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 0.16-0.24), имеет отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu\* 0.48-0.76) (рис. 6b).

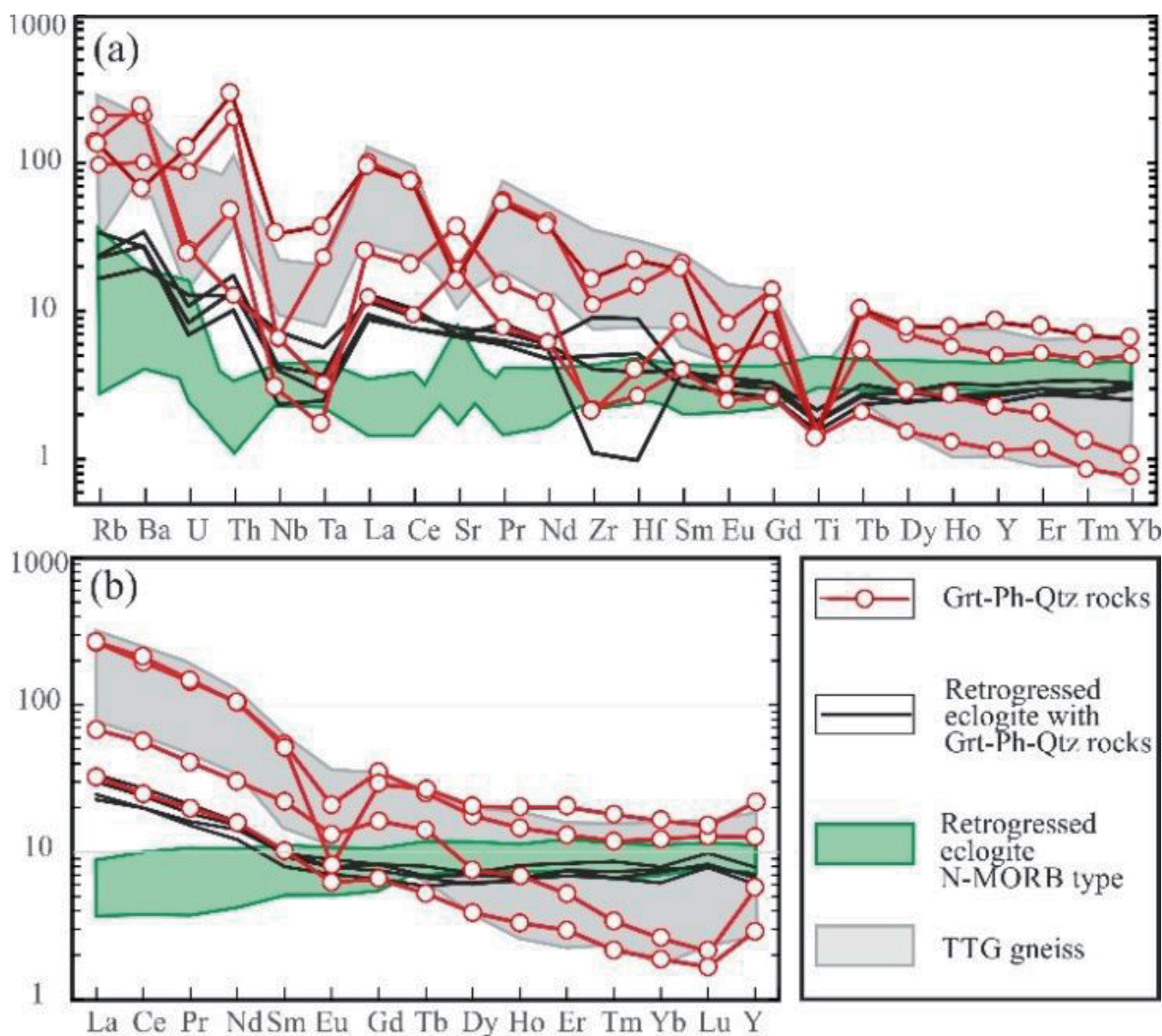
### Геохронологические данные

В симплектитовых эклогитах Салмы, в том числе в карьере Куру-Ваара, где проводились настоящие исследования, были обнаружены наименее

измененные мезоархейский (~ 2.9 млрд лет) магматические цирконы с сохранившейся осцилляторной зональностью (Shchipansky et al., 2012b), характеризующиеся высокими содержаниями Th относительно U и высокими значениями Th/U отношения. Цирконы были преобразованы по механизму совместного растворения-переосаждения (Geisler et al., 2007): в ядерных частях циркона с наибольшим содержанием Th, возникло большое количество пор и включений, образование которых было связано с воздействием флюидных растворов на внутренние зоны циркона, по-видимому, кристаллическая решетка в которых была более деформирована. При этом U-Pb система в данных участках была частично или полностью переуравновешена, о чем свидетельствуют более молодые архейские и даже раннепалеопротерозойские значения возраста в ядерных «пористых» участках по сравнению с краевыми зонами циркона с осцилляторной зональностью (Shchipansky et al., 2012b). Состав, строение, минеральные включения пористых

цирконов в эклогитах Салмы подобного строения изучались также другими исследователями (Kaulina, 2010; Kaulina et al., 2010; Mints et al., 2010a, 2010b; Shchipansky et al., 2012b; Li et al., 2017a, 2017b; Imai et al., 2017 и др.). Некоторые тела симплектитовых эклогитов содержат округлый метаморфический циркон или каймы неоархейского

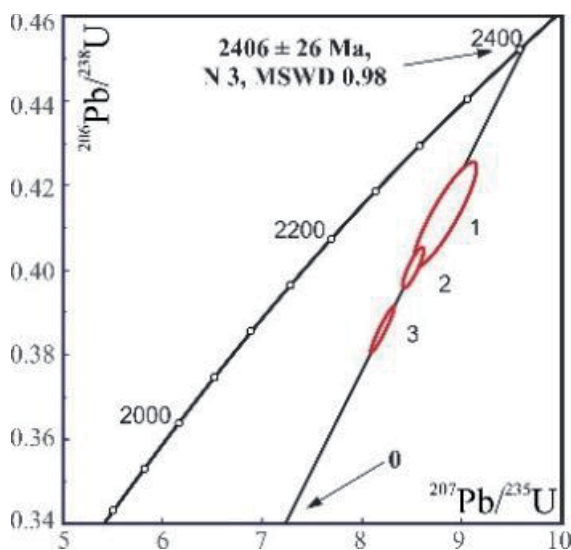
возраста ~ 2.7 млрд лет, который мы интерпретировали, как возраст постэклогитового метаморфизма (Mints et al., 2010a, 2010b, 2014; Mints, Dokukina, 2020). Мезоархейские и неоархейские ядра цирконов окружены низкорадиоактивными поздними метаморфическими каймами с возрастом ~ 1.9 млрд лет.



**Рис. 6.** Спайдер-диаграмма для малых и рассеянных элементов (a) и РЗЭ спектры (b) в Grt-Ky-Ph-Qtz породах, эклогитах и гнейсах. Состав примитивной мантии по (Hofmann, 1988); состав хондрита по (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 6.** Trace element composition (a) of Grt-Ky-Ph-Qtz rocks, eclogites and gneisses normalized to primitive mantle (Hofmann, 1988) and REE patterns (b) of these rocks normalized to chondrite patterns (Sun, McDonough, 1989).

Методом ID TIMS в КНЦ РАН, г. Апатиты, были датированы цирконы из мафического гранулита, вмещающего жильное тело Срх-содержащих Grt-Ку-Ph-Qtz пород. Grt-Срх-Pl порода, проба 4LMу4-12, гранулит основного состава содержит циркон, зерна которого в поперечных сечениях имеют сложные расщепленные формы (рис. 3g) с неровными скругленными гранями. Зерна характеризуются низкими содержаниями U (23-76 ppm) и Pb (14-39 ppm) и содержат включения клинопироксена, граната, плагиоклаза и кварца, минералов гранулитовой стадии трансформации породы. ID TIMS датирование циркона дало значение возраста  $2406 \pm 26$  млрд лет ( $N=3$ , СКВО 0.98) (рис. 7).



**Рис. 7.** U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов из мафического гранулита, проба 4LMу4-12.

**Fig. 7.** U-Pb zircon Concordia diagram for zircon from the mafic granulite, sample 4LMу4-12.

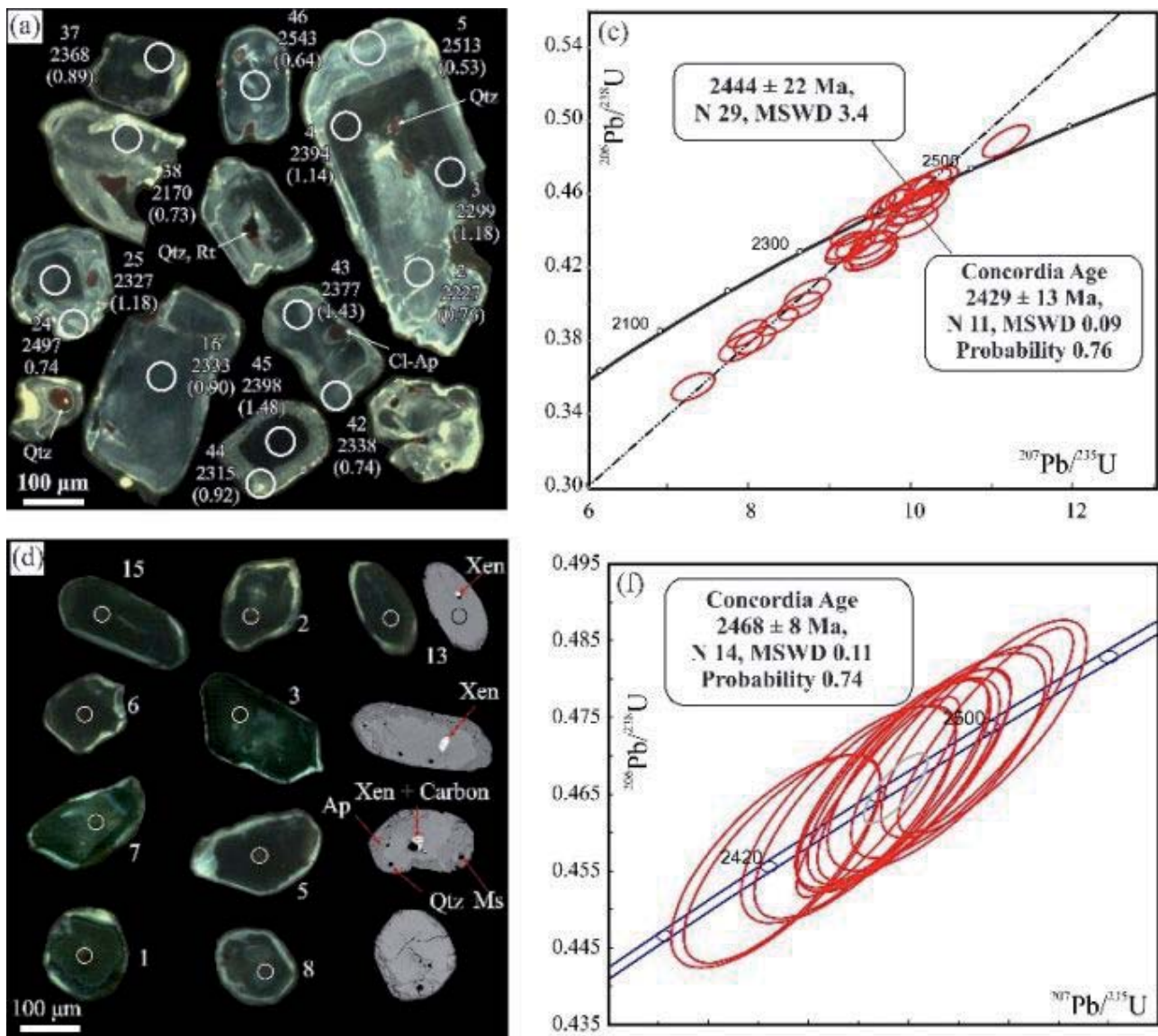
Методами ID TIMS и LA-ICPMS были датированы цирконы из трех проб Grt-Ку-Ph-Qtz пород и вмещающего их гранулита.

U-Pb LA-ICP-MS изотопно-геохронологические исследования циркона из тонкого жильного тела Срх-содержащих Grt-Ку-Ph-Qtz пород (мощностью до 2-3 см), проба 4LMу4-12-5 (рис. 3с), локализованного внутри мафического

гранулита (проба 4LMу4-12, рис. 3b), выполнены в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Зерна циркона в целом однородны и характеризуются бесструктурным строением в катодолюминесценции, однако в некоторых случаях имеют ядра и каймы (рис. 8a). Циркон содержит включения клинопироксена, граната, плагиоклаза и кварца. Th/U отношения (0.5-1.6) и концентрации Th (34-2138 ppm) и U (44-1756 ppm) в ядрах цирконов в целом существенно выше, чем Th/U отношения (0.5-0.9) и концентрации Th (20-50 ppm) и U (31-61 ppm) в каймах, однако значение возраста в ядрах и каймах в пределах погрешности совпадает  $2444 \pm 22$  млрд лет ( $N=29$ , СКВО 3) (рис. 8b).

Цирконы из крупного тела Grt-Ку-Ph-Qtz пород (пробы 4LMу2-9 и 4LM901) были датированы методом LA-ICPMS в Лаборатория химико-аналитических исследований ГИН РАН, г. Москва.

Зерна цирконов пробы 4LMу2-9 короткопризматические идиоморфные, мутные, бурые со сглаженными ребрами, в CL - метамиктные с явно выраженными процессами перекристаллизации, связанными с ростом светлых в CL кайм (рис. 8с). Зерна структурно приурочены к полиминеральным псевдоморфозам (рис. 3h-k). Центральные однородные области циркона характеризуются высокими содержаниями Th (425-2147 ppm), U (488-1796 ppm) и Th/U отношениями (0.9-1.7) и содержат включения ксенотима, апатита, плагиоклаза и белой слюды (рис. 3j-k, 8с). К областям, подверженным перекристаллизации приурочены выделения галенита и торита, к новообразованным каймам циркона приурочены выделения торий- и РЗЭ-обогащенных фаз (монацит, ториты, обогащенный торием карбонат) (рис. 3j). Конкордантный возраст цирконов  $2468 \pm 8$  млрд лет ( $N=14$ , СКВО 0.11) (рис. 8d).

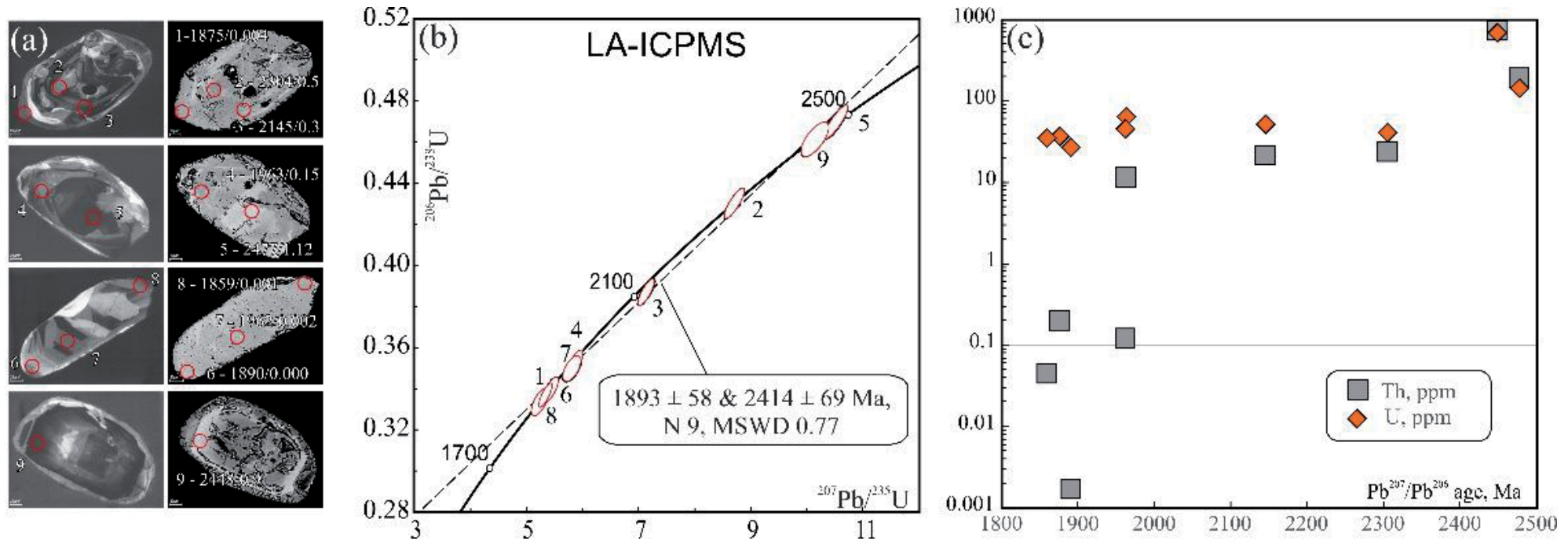


**Рис. 8.** Результаты датирования Grt-Ky-Ph-Qtz пород. (а-б) проба 4LMu4-12-5: (а) Католюминесцентные изображения некоторых датированных цирконов. Белыми кружками обозначены места LA-ICPMS анализов; (б) U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов. (с-д) Проба 4LMu2-9: (с) католюминесцентные и BSE изображения датированных цирконов; (д) U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов.

**Fig. 8.** Results of dating of Ky-Grt-Ph-Qtz rocks. (a-b) sample 4LMu4-12-5: (a) Cathodoluminescence images of dated zircon. White circles indicate the location of LA-ICPMS analyses; (b) U-Pb zircon Concordia diagrams. (c-d) sample 4LMu2-9: (c) Cathodoluminescence and BSE images of dated zircon. White circles indicate the location of LA-ICPMS analyses; (d) U-Pb zircon Concordia diagrams.

Циркон пробы 4LM901 имеют короткопризматические или удлиненные зерна, в основном светлые прозрачные, иногда мутные бурые в проходящем свете, и неоднородную структуру в католюминесценции: в некоторых зернах диагностируются ядра и каймы, другие зерна характеризуются «лоскутной» структурой (рис. 9а). Измеренные значения возраста в ядрах цирконов имеют

возраст ~ 2.4 млрд лет, остальные возрасты сползают по конкордии к значениям возраста ~ 1.9 млрд лет (рис. 9б). Реликтовые ядра цирконов характеризуются высокими Th/U отношениями и относительно высокими содержаниями Th и U, тогда как более молодые области характеризуются значительным снижением концентраций Th и U, с потерей тория вплоть до нулевых значений (рис. 9с).



**Рис. 9.** Результаты датирования Grt-Ку-Ph-Qtz пород. (а-б) проба 4LMу901: (а) Католюминесцентные изображения датированных цирконов. Белыми кружками обозначены места LA-ICPMS анализов, цифры через слэш обозначают соответственно  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрасты и U/Th отношения; (б) U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов; (с)  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрасты vs Th или U диаграмма для датированных зерен цирконов.

**Fig. 9.** Results of dating of Ky-Grt-Ph-Qtz rocks, sample 4LM901. (a) Cathodoluminescence images of dated zircon. White circles indicate the location of LA-ICPMS analyses, digits through a slash are  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages and U/Th ratios; (b) U-Pb zircon Concordia diagrams; (c)  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages vs Th or U diagram for dated zircon grains.

## Обсуждение и выводы

### *Природа Grt-Ky-Ph-Qtz пород.*

В работе (Dokukina et al., 2017) были рассмотрены две гипотезы происхождения Grt-Ky-Ph-Qtz пород: либо эти породы имеют осадочный протолит, либо они представляют собой продукт дегидратации и частичного плавления верхней части океанического слэба (пелагические осадки и гидротермально измененные океанические базальты), погружающегося в зону субдукции.

### *Осадочный протолит.*

Некоторые вулcano-осадочные породы в Ведлозеро-Сегозерском зеленокаменном поясе можно рассматривать как аналоги Grt-Ky-Ph-Qtz пород. Взаимоотношения Grt-Ky-Ph-Qtz порода и эклогит (рис. 3d) напоминает подушечные лавы с межподушечным пространством, заполненным осадочным материалом. В слабометаморфизованной коматиит-базальтовой ассоциации Ведлозеро-Сегозерского зеленокаменного пояса линзы и прослойки вулcano-осадочного материала заполняют межподушечное пространство в подушечных лавах и маркируют разрывы между извержениями лавы (Svetov, 2005).

Химический состав Grt-Ky-Ph-Qtz пород в высокой степени сопоставим с алюмосиликатными пелагическими осадками в Ведлозеро-Сегозерском зеленокаменном поясе, которые представлены тонкослоистыми или нодулярными серицит-халцедоновыми слоями или наполняют межподушечное пространство в лавах. В частности, нодулярные разновидности серицит-халцедоновых пород включают овальные или линзовидные нодули сплюснутые вдоль сланцеватости, размером от 2 до 20 мм состоят из халцедона с альбитом и карбонатом и содержат рассеянные

вкрапленники кварца. Нодули плотно упакованы друг с другом или включены в криптогранулярный кремнеземистый цемент с рассеянными чешуйками серицита (Svetov, Medvedev, 2013). Толщина нодулярных алюмосиликатных пластов колеблется от 1 до 20 м.

Состав серицит-халцедоновых пород очень сильно варьирует (wt %): 75.20–86.23 SiO<sub>2</sub>, 0.03–0.42 TiO<sub>2</sub>, 8.10–11.41 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.14–1.52 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.10–0.36 FeO, 0.01–0.05 MnO, 0.17–0.57 MgO, 0.14–0.98 CaO, 0.50–2.10 Na<sub>2</sub>O, 3.15–4.47 K<sub>2</sub>O, 0.06–0.22 H<sub>2</sub>O; LOI is 0.30–1.72. Породы обогащены по содержанию Rb (400–720 ppm), Ba (700–1200 ppm), и редкоземельных элементов (Svetova et al., 2008, Svetov, Svetova, 2004).

Интерпретация Grt-Ky-Ph-Qtz пород как осадочных, связанных с осаждением вещества в перерывах между извержениями базальта, потенциально объясняет необычный и невыдержанный состав этих пород, а также возникновение отличных по минеральному составу областей внутри Grt-Ky-Ph-Qtz породы. Если гипотеза осадочного протолита верна, то Grt-Ky-Ph-Qtz пород породы, вероятно, представляют собой прослойки осадочных материалов серицит-халцедон между потоками лавы или базальтовыми пирокластическими породами.

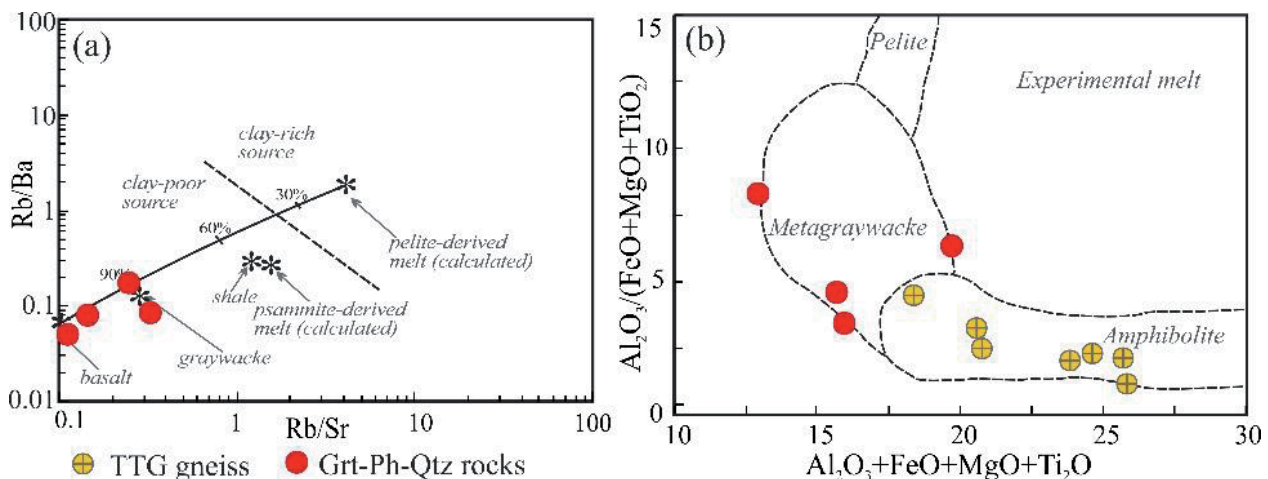
### *Дегидратация и частичное плавление.*

В полиметаморфических породах эклогитовой ассоциации Салма трудно определить, являются ли Grt-Ky-Ph-Qtz породы прожилками, тектонически нарушенными слоями, либо наследуют первоначальную форму осадочного депозита.

Формирование жильных тел Grt-Ky-Ph-Qtz пород можно также объяснить дегидратацией океанической плиты, погружающейся в зону субдукции, и

формированием кварц-слюдяных гидротермальных жил, что подтверждается наличием в Grt-Ky-Ph-Qtz породах идиоморфных кристаллов фенгита. Кроме того, пелагические отложения, как и гидротермально измененные океанические вулканические породы представляют собой богатые источники воды, бора и бария (Ryan, Langmuir, 1993; Plank, Langmuir 1998 и ссылки в них), необходимые для образования гранитных расплавов состава, соответствующего составу Grt-Ky-Ph-Qtz пород. Таким образом, жилы также могут представлять собой кислые расплавы, полученные из борсодержащих пород в условиях высокого давления, формирование которых может быть связано с процессами субдукции или эксгумации. Считается, что барий очень подвижен, и высокие отношения Ba/La в Grt-Ky-Ph-Qtz породах

могут быть связаны с добавлением водной жидкости из погружающегося слэба (Elliott et al., 1997; Pearce et al., 2005). Высокие отношения Th/Nb в этих породах позволяют предположить, что происходило плавление осадочных протолитов (Elliott et al., 1997; Johnson, Plank, 1999). Как следует из графиков (рис. 10), метаграувакки, смешанные с мафическим вулканическим материалом, были бы наиболее подходящим источником расплавов, которые образовали бы Grt-Ky-Ph-Qtz жилы в эклогитовых телах. Гипотеза дегидратации и частичного плавления интерпретирует Grt-Ky-Ph-Qtz породы как кварцево-слюдяные жилы или гранитные расплавы высокого давления, источником которых были насыщенные водой океанические породы в зоне субдукции.



**Рис. 10.** Предполагаемые источники пералюминевых гранитов: (a) Rb/Sr vs Rb/Ba диаграмма, предложенная Sylvester (1998); (b)  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$  vs  $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO + TiO_2)$  диаграмма, предложенная Patiño Douce (1999).

**Fig. 10.** Inferred sources of peraluminous granites: (a) Rb/Sr versus Rb/Ba plotted in diagram proposed by Sylvester (1998); (b)  $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$  versus  $Al_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO + TiO_2)$  plotted in diagram proposed by Patiño Douce (1999).

Формирование полиминеральных псевдоморфоз: плавление фенгит + кварц.

В экспериментах по плавлению фенгит-кварцевых сланцев (Brearley, Rubie, 1990) на месте монокристаллов

фенгита формировались полиминеральные псевдоморфозы (рис. 11), состав которых зависел от условий эксперимента. В присутствии воды фенгит плавился с формированием псевдоморфоз, состоящих из биотита, алюмосиликов (муллит и силлиманит) и корунда, погруженных

в расплавы. В отсутствие воды формировались псевдоморфозы, состоящие из биотита, калиевого полевого шпата и силиката алюминия, погруженных в расплавы и окруженных каймой расплава на границе с Qtz.

По аналогии с этими экспериментами, зональные полевошпатовые короны в исследованных Grt-Ky-Ph-Qtz породах формировались при плавлении фенгитовых слюд и отражают эволюцию расплава. Фазе расплава отвечают плагиоклазы переменного состава, высокотемпературные полевые шпаты (представленные сейчас мезопертитам), сформированные при субсолидусной кристаллизации минерала из расплава и, возможно, некоторая часть калиевых полевых шпатов.

Калиевый полевой шпат является важным свидетельством  $H_2O$ -ненасыщенных условий, так как в присутствии воды калиевой полевой шпат в экспериментах не формировался (например, Brearley, Rubie, 1990).

Полиминеральные псевдоморфозы, сформированные в результате плавления фенгита в составе Grt-Ky-Ph-Qtz пород в составе эклогитовой ассоциации Салма, имеют аналоги, изученные в боросиликат- и фенгит-содержащих жилах в гранулитах рядом с озером Вилсон в гренвильской провинции Центрального Лабрадора (Korhonen, Stout, 2005) (рис. 12). Псевдоморфозы в мигматитах Центрального Лабрадора наследуют форму угловатую фенгита, состоят из калиевого полевого шпата и погруженного в него флогопита, кианита, окислов титана и железа, а также боросодержащих алюмосиликатов (дюмортьерита, призматина и грандидьерита). Минеральный состав псевдоморфоз интерпретируется как продукт плавления фенгит + кварц в  $H_2O$ -недосыщенных условиях, при давлениях 9-16 кбар и температурах 775-875 °C (Korhonen, Stout, 2005).

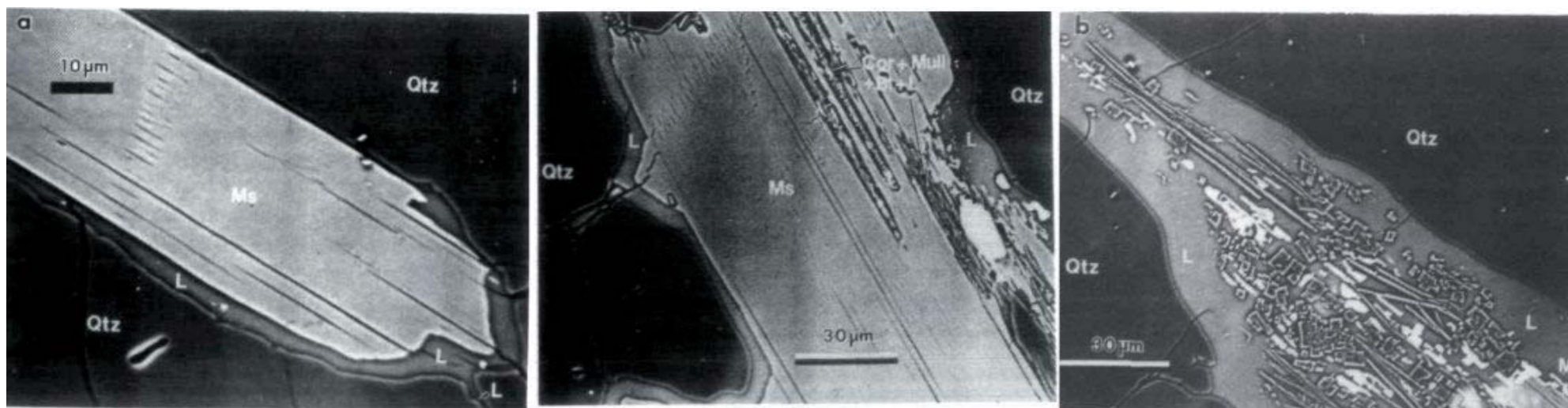
#### *РТ-условия.*

Метаморфическая минеральная ассоциация Grt-Ky-Ph-Qtz формировалась в эклогитовых условиях при давлениях не меньше, чем 21 кбар и температурах 650-750°C (Dokukina et al., 2017) (рис. 13). Мы предлагали сценарий формирования Grt-Ky-Ph-Qtz, как продукта метаморфической трансформации океанического глинисто-кремнеземистого осадка. В процессе эклогитового метаморфизма, глиноземистые осадки были преобразованы в Grt-Ky-Ph-Qtz породы, а в процессе перемещения эклогитизированных осадков на верхние уровни в условиях гранулитового метаморфизма повышенных давлений, Ph испытал инконгруэнтное плавление с формированием сложных полиминеральных псевдоморфоз. На границе с Grt-Ky-Ph-Qtz породами, симплектитовые эклогиты трансформируются в Grt-Cpx-Pl гранулит (рис. 3b). Пик высокотемпературного метаморфизма в течении эксгумации оценивается как 850-900°C, вплоть до 1000°C по данным изучения интегрального состава трех-компонентного полевого шпата (Dokukina et al., 2017).

Давления, при которых могло происходить плавление фенгита лежит в широком диапазоне значений 9-16 кбар.

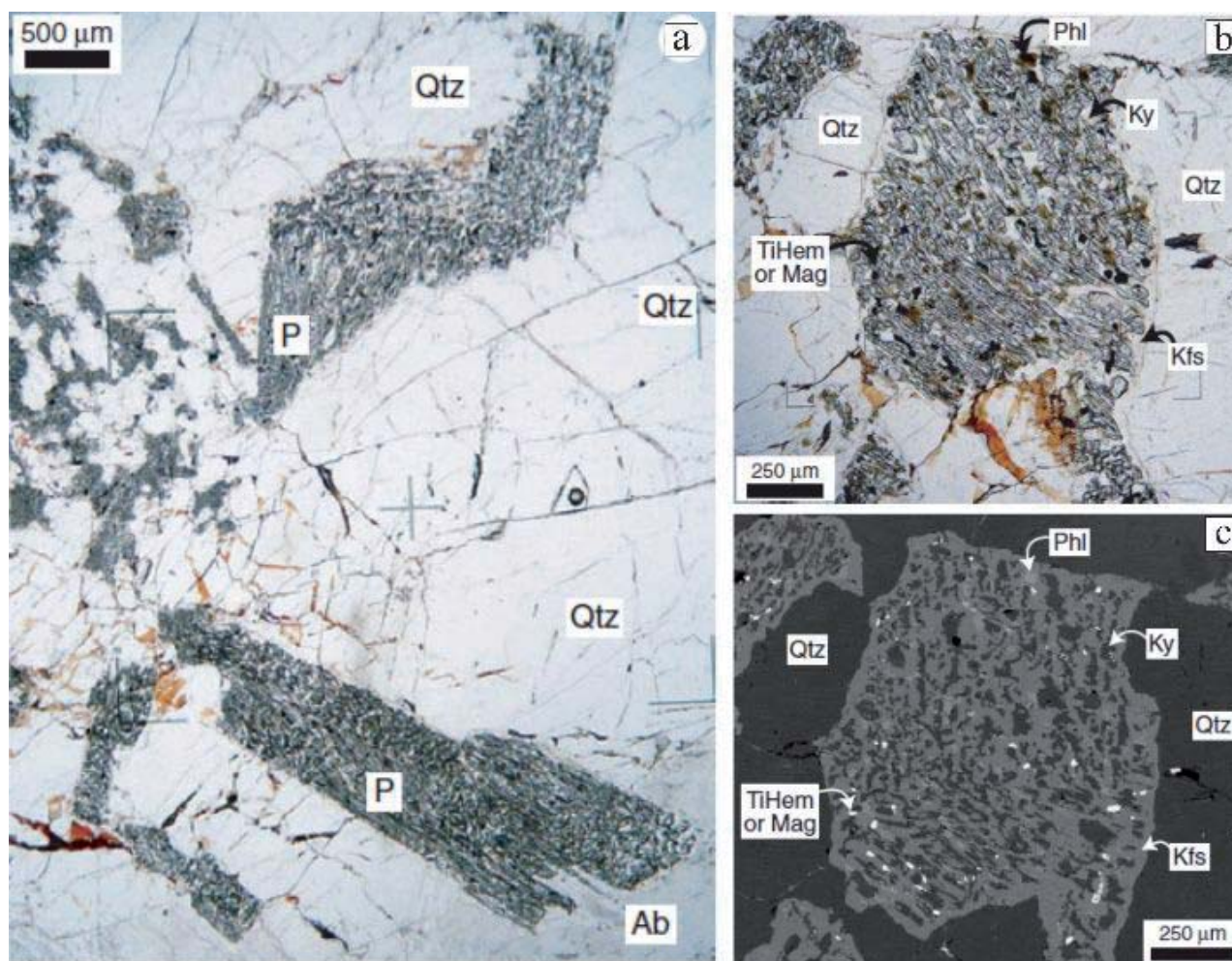
#### *Интерпретация геохронологических данных.*

Сложная форма зерен циркона в мафическом гранулите предполагает, что рост циркона происходил в ограниченных условиях роста внутри твердой породы (рис. 3g). Цирконы внутри Grt-Ky-Ph-Qtz пород структурно приурочены к полиминеральным псевдоморфозам (рис. 3h-k), характеризуются высокими концентрациями Th, U и Pb и высокими Th/U отношениями, что позволяет предположить, что циркон имеет магматический генезис и формировался из частичного расплава в процессе частичного плавления породы.



**Рис. 11.** Результаты экспериментального изучения влияния  $H_2O$  на протекание реакции неравновесного распада фенгитового мусковит + кварц (по Brearley, Rubie, 1990). Стартовым материалом для экспериментов являлись кварц-мусковитовые сланцы, которые содержат удлиненные (0.1-0.5 мм) кристаллы фенгитового мусковита в среднезернистом кварцевом матриксе. (a-b) BSE-изображения реакционных структур между мусковитом (Ms) и кварцем (Qtz) через (a) 6 недель при 720 °C, (б) 29 часов при 757 °C и (в) 2 недели при 757 °C при давлении 1 кбар в  $H_2O$ -насыщенных условиях. (a) Формирование расплава (L) в виде ободка переменной ширины между кварцем и мусковитом. Наиболее интенсивное плавление произошло вдоль поверхностей, расположенных под большим углом к (001) мусковита. Маленькие светлые кристаллы в расплавленной области - биотит. (б) Внутри мусковита формируются удлиненные области параллельные (001), состоящие из расплава (L), мелкозернистого муллита (Mull), корунд (Co) и биотит (Bi). В некоторых случаях выросли крупные монокристаллы муллита, а не обильные мелкозернистые кристаллы. (с) Часть зерна мусковита, которая почти полностью прореагировала. Область реликтового мусковита отмечена стрелкой (справа внизу). Центральная часть псевдоморфозы состоит преимущественно из волокнистого муллита и корунда, биотита и расплава. Изредка встречаются кристаллы силлиманита с муллитом на краях этой центральной области, кристаллы + расплав. Эти волокнистые кристаллы ориентированы параллельно или субпараллельно плоскости (001) предшествующего мусковита. Ободок расплава практически не содержит кристаллов, за исключением шпинели.

**Fig. 11.** Results of experiment study of the effects of  $H_2O$  on reaction pathways during the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz (after Brearley, Rubie, 1990). The starting material for the experiments is a quartz-muscovite schist which consists of aligned phengitic muscovite crystals (0.1-0.5 mm long) in a medium-grained quartz matrix. (a-b) BSE images of reaction textures between muscovite (Ms) and quartz (Qtz) after (a) 6 weeks at 720°C, (b) 29 h at 757°C and (c) 2 weeks at 757°C at 1 kbar under  $H_2O$ -saturated conditions. (a) Development of a melt rim (L) of variable width between quartz and muscovite. Most extensive melting has occurred along interfaces which lie at a high angle to (001) muscovite. The small light-coloured crystals in the melt rim are biotite. (b) Within the muscovite elongate regions have formed parallel to (001) where melt (L), fine-grained millite (Mull), corundum (Co), and biotite (Bi) have nucleated. In some cases, large single crystals of mullite have grown rather than abundant fine-grained crystals. (c) Part of a muscovite grain which has almost completely reacted. A region of relic muscovite is arrowed (lower right). The central part of the pseudomorph consists predominantly of fibrous mullite and corundum, biotite, and melt. Occasionally crystals of sillimanite occur, with mullite at the margins of this central regions of crystals + melt. These fibrous crystals are oriented parallel or subparallel to the precursor muscovite (001) plane. The melt rim is almost crystal-free with exception of hercynitic spinel.

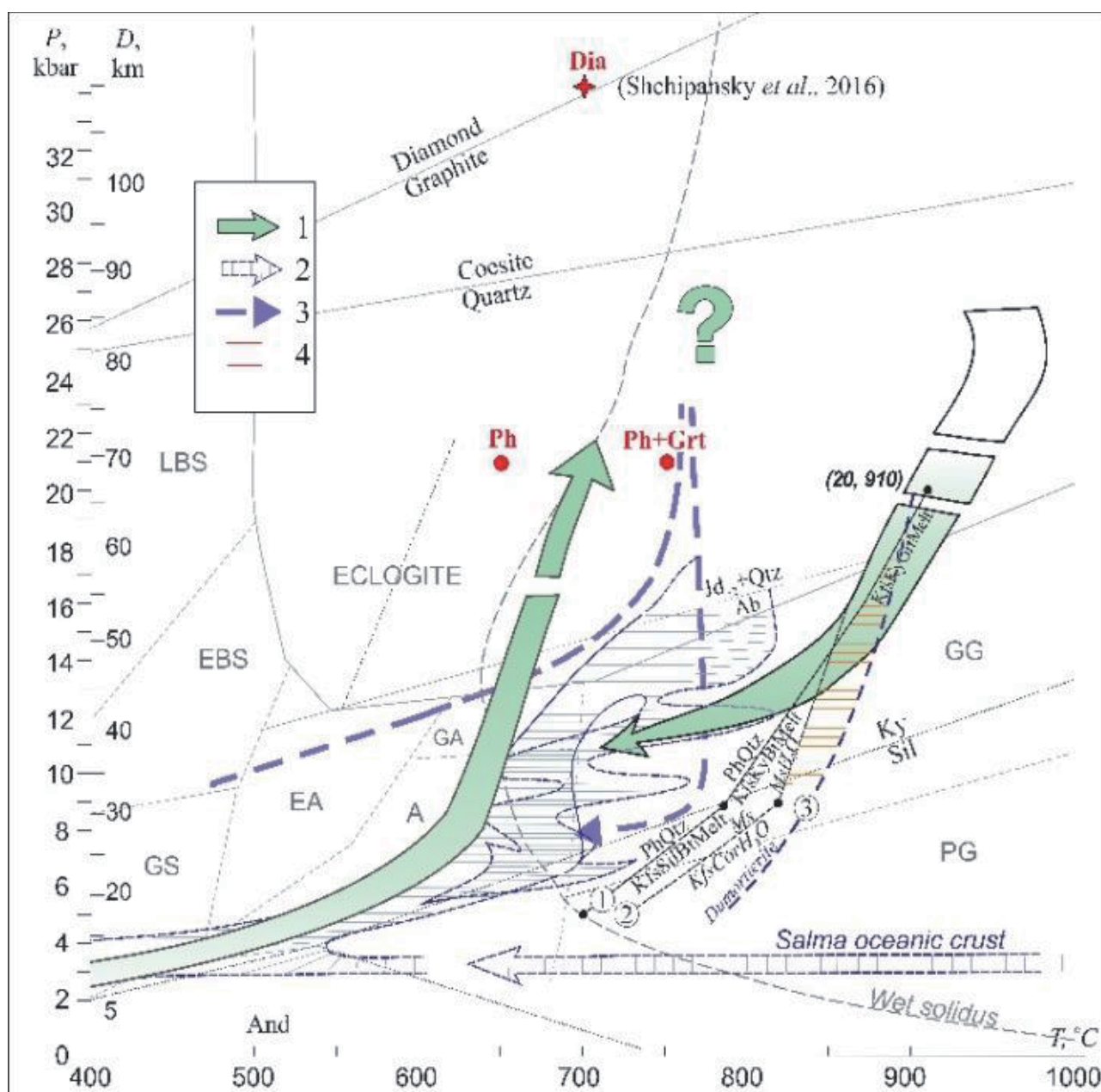


**Рис. 12.** Микрофотографии шлифов боросиликат- и фенгит-содержащих жил из Гренвильской провинции Лабрадора (из Korhonen, Stout, 2005). (a) Идиоморфная псевдоморфоза (P)? состоящая из калиевого полевого шпата (Kfs), кианита (Ky), флогопита (Phl) и небольшого количества магнетита, титаномagnetита и дюмортьерита, внутри кварц-полевошпатового матрикса. (b) Kfs-Ky-Phl псевдоморфоза в проходящем свете. (c) BSE изображение Kfs-Ky-Phl псевдоморфозы из (b).

**Fig. 12.** Photomicrographs of thin sections of borosilicate- and phengite-bearing veins from Grenville Province of Labrador (after Korhonen, Stout, 2005). (a) Euhedral-shaped pseudomorphs (P) consisting of K-feldspar (Kfs), kyanite (Ky), phlogopite (Phl) and minor amounts of magnetite, titanomagnetite and dumortierite, within a quartzo-feldspathic matrix. (b) Detailed photomicrograph of Kfs-Ky-Phl pseudomorphs, transmitted light. (c) Backscattered electron image (BSE) image of (b).

U-Pb возраст ~ 2.4 млрд лет цирконов из Grt-Ky-Ph-Qtz пород хорошо согласован и по-видимому отвечает времени гранулитового метаморфизма, сопровождавшегося формированием новообразованного гранулитового минерального парагенезиса в эклогитах и декомпрессионным плавлением фенгита в составе Grt-Ky-Ph-Qtz пород. Формирование высокобарной эклогитовой-фаши минеральной ассоциации в Grt-Ky-Ph-Qtz породах

несомненно предшествовало росту палеопротерозойского циркона с возрастом ~2.4 млрд лет, так как циркон часто содержит включения белой слюды (рис. 3k). Интерпретация включений граната и клинопироксена в цирконе не так очевидно, поскольку по этим минералам нельзя оценить *PT*-условия, однако очевидно, что процессы метаморфизма предшествовали или сопровождали рост раннепалеопротерозойского циркона.



**Рис. 13.** Реконструкция РТ-параметров изученных пород (Dokukina et al., 2017). 1 – Вероятный РТ-путь Grt-Ky-Ph-Qtz породы и вмещающих эклогитов (по данным изучения пород карьера Куру-Ваара); 2 – РТ-параметры метаморфической эволюции эклогитов ассоциации Салма по Mints et al. (2014); 3 – РТ-параметры метаморфической эволюции Куру-Ваара эклогитов по Shchipansky et al. (2012b); 4 – поле стабильности минерального парагенезиса в псевдоморфозах. Цифры в кружках – соответствующие реакции с фенгитом: 1 – внутри водоненасыщенных условий по Thompson (1982), Vielzeuf, Holloway (1988); 2 – водонасыщенные условия по Brearley, Rubie (1990) и ссылки в ней; 3 – поле стабильности думортьерита по Schreyer, Werding (1997).

**Fig. 13.** Reconstruction of PT-paths of studied rocks (Dokukina et al., 2017). 1 – Possible PT paths of Grt-Ky-Ph-Qtz rock and host eclogite from Kuru-Vaara quarry; 2 – PT-paths of metamorphic evolution of Salma eclogite association after Mints et al. (2014); 3 – PT-paths of the metamorphic evolution of the Kuru-Vaara eclogites after Shchipansky et al. (2012b); 4 – stability field of pseudomorph mineral assemblage. Numbers in circles are relevant phengite reactions: 1 – under water-undersaturated conditions after Thompson (1982), Vielzeuf, Holloway (1988); 2 – water-saturated conditions after Brearley, Rubie (1990) and references therein; 3 – stability fields of dumortierite, after Schreyer, Werding (1997).

Интересной особенностью цирконов Grt-Ky-Ph-Qtz пород является практически полное отсутствие в них ядер с возрастными, древнее 2.45 млрд лет.

Это достаточно необычно, так как вмещающие Grt-Ky-Ph-Qtz породы эклогиты содержат цирконы мезоархейского и неоархейского возраста. Можно предположить, что изученные цирконы единовременно возникли в раннепалеопротерозойское время ~ 2.4 млрд лет из расплава, отделившегося в результате процессов дегидратационного плавления слюды и возможно других водосодержащих минералов. Источником для Zr мог быть разрушающийся в присутствии расплава гранат и предположительно все-таки присутствовавший в породе ранний циркон, а источником для радиоактивных элементов тот же ранний циркон, а также торий- и уран-содержащие фосфаты. Цирконы содержат многочисленные кристаллы ксенотима и характеризуются ториевой спецификой с высокими концентрациями Th (более 2000 ppm) и U (до 1800 ppm). По-видимому, температуры плавления были достаточно высокие для того, чтобы цирконий и радиоактивные элементы, имеющиеся в породе, высвобождались в расплав. По мере того, как породы охлаждались ниже своего температурного максимума, из расплава кристаллизовался новый циркон, а выделившиеся остаточные жидкости вызвали перекристаллизацию существующего древнего циркона.

В более позднее время цирконы подверглись воздействию флюидов и метасоматической переработке с разрушением высокоториевых ядер, с нарушением кристаллической структуры циркона, выделением торий- и свинец-содержащих фаз и ростом новообразованных доменов с возрастом ~1.9 млрд лет.

### Благодарности

Работа выполнена в рамках Государственного задания ГИН РАН, г. Москва; ГИН

СО РАН, г. Улан-Удэ (базовый проект IX.129.1.2., № гос. рег. AAAA-A16-116122110027-2); и является вкладом в проект РФФИ № 20-05-00190.

### Литература / References

1. Svetov S.A., 2005. Archean Magmatic Systems of Ocean–Continent Transition Zone in the Eastern Fennoscandian Shield. Petrozavodsk, Russian Academy of Sciences, Karelia Science Center, 230 p [Светов С.А., 2005. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 230 с.].
2. Balagansky V., Shchipansky A., Slabunov A., Gorbunov I., Mudruk S., Sidorov M., Azimov P., Egorova S., Stepanova A., Voloshin A., 2015. Archean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: crustal architecture, timing and tectonic implications. *International Geology Review*, 57, 1543–1565. DOI: 10.1080/00206814.2014.958578.
3. Brearley A.J., Rubie D.C. 1990. Effects of H<sub>2</sub>O on the disequilibrium breakdown of muscovite + quartz // *Journal of Petrology*, 31, 925–956.
4. Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N. 2017. Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // *Journal of Metamorphic Geology*, 35, 435–451. DOI:10.1111/jmg.12239.
5. Elliott T., Plank T., Zindler A., White W., Bourdon B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991–15019.
6. Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F., 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, 3, 43–50.
7. Hofmann A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297–314.
8. Imayama T., Oh C.-W., Baltybaev S.K., Park C.-S., Yi K., Jung H., 2017. Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia. *Lithosphere* 9 (6), 855–873. <https://doi.org/10.1130/L657.1>.
9. Johnson, M.C., Plank, T., 1999. Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1, 1999GC000014.
10. Kaulina T.V., 2010. Formation and Recrystallization of Zircons in Polimetamorphic Complexes. Kola SC RAS, Apatity, 144 p. [Каулина Т.В., 2010. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 144 с.].
11. Kaulina T.V., Yapaskurt V.O., Presnyakov S.L., Savchenko E.E., Simakin S.G., 2010. Metamorphic evolution of the Archean eclogite-like rocks of the Shirokaya and Uzkaya Salma area (Kola Peninsula): Geochemical features of zircon, composition of inclusions, and age. *Geochemistry International* 48 (9), 871–890. <https://doi.org/10.1134/S001670291009003X>.

12. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Kaulina T.V., Dokukina K.A., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The Salma eclogites from the Belomorian Province, Russia: evidence for HP/UHP metamorphism through the subduction of the Mesoproterozoic oceanic crust. In: (Dobrzhinetskaya, L., Cuthbert, S., Faryad, W., Wallis, S., Eds.) *Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond*. Elsevier. 2011. 19. P. 623-670.
13. Korhonen F.J., Stout J.H., 2005. Undeformed kyanite- and borosilicate-bearing veins from the Grenville Province of Labrador: evidence for rapid uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 297–312.
14. Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I., Bader T., 2017a. Neoproterozoic-Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia). *Precambrian Research* 294, 257–283. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.031>.
15. Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I., Bader T., 2017b. Quartz and orthopyroxene exsolution lamellae in clinopyroxene and the metamorphic P-T path of Belomorian eclogites. *Journal of Metamorphic Geology* 36 (1), 1–22. <https://doi.org/10.1111/jmg.12280>.
16. Liu F., Zhang L., Li X., Slabunov A.I., Wei C., Bader T., 2016. The metamorphic evolution of paleoproterozoic eclogites in Kuru-Vaara, northern Belomorian province, Russia: constraints from P-T pseudosections and zircon dating // *Precambrian Research*, 289, 31–47. DOI: 10.1016/j.precamres.2016.11.011.
17. Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V., 2010a. Mesoproterozoic Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*, 38, 739–742. DOI: 10.1130/G31219.1.
18. Mints M.V., Suleimanov A.K., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukina K.A., Zamozhniaya N.G., Zlobin V.L., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mikhailov V.O., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Tikhotsky S.A., Trusov A.A., Philippova I.B., Shur D.Yu., 2010b. Deep Structure, Evolution and Mineral Deposits of the Early Precambrian Basement of the East European Platform: An Interpretation of the Data from 1-EU Geotraverse, the 4B and Tatseis Profiles. GEOKART, GEOS, Moscow, v. 1, 408 p.; v. 2, 400 p. (in Russian) [Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихотский С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1ЕВ, профилям 4В и Татсейс.М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1, 408 с., Т. 2, 400 с.].
19. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., 2014. The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research*, 25, 561–584. DOI: 10.1016/j.gr.2012.11.010.
20. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Philippova I.B., Zlobin V.L., Babayants P.S., Belousova E.A., Blokh Yu.I., Bogina M.M., Bush W.A., Dokukin P.A., Kaulina T.V., Natapov L.M., Piip V.B., Stupak V.M., Suleimanov A.K., Trusov A.A., Van K.V., Zamozhniaya N.G., 2015. East European Craton: Early Precambrian history and 3D models of deep crustal structure. *The Geological Society of America Special Paper* 510, 433 p. <https://doi.org/10.1130/2015.2510>.
21. Mints M.V., Dokukina K.A., 2020. The Belomorian eclogite province (eastern Fennoscandian Shield, Russia): MesoNeoproterozoic or Late Paleoproterozoic? *Geodynamics & Tectonophysics* 11 (1), 151–200. doi:10.5800/GT-2020-11-1-0469.
22. Peccerillo A., Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 8 (1), 63–81.
23. Plank T., Langmuir C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325–394.
24. Ryan J.G., Langmuir C.H., 1993. The systematics of boron abundances in young volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 1489–1498.
25. Schreyer W., Werding G., 1997. High-pressure behaviour of selected boron minerals and the question of boron distribution between fluids and rocks. *Lithos*, 41, 251–266.
26. Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Konilov A.N., Slabunov A.I., 2012a. Eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Kola Peninsula): geology and petrology. *Russian Geology and Geophysics*, 53 (1), 1–21. [Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 1. С. 3–29.]
27. Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Slabunov A.I., 2012b. The geochemistry and isotopic age of eclogites from the Belomorian Belt (Kola Peninsula): evidence for subducted Archean oceanic crust. *Russian Geology and Geophysics*, 53 (3), 262–280 [Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. 2012. Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 341–364].
28. Svetov S.A., 2005. Archean Magmatic Systems of Ocean–Continent Transition Zone in the Eastern Fennoscandian Shield. *Petrozavodsk, Russian Academy of Sciences, Karelia Science Center*, 230 p [Светов С.А., 2005. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 230 с.].
29. Svetov S.A., Medvedev P.V., 2013. Chemically precipitated siliceous rocks of Mesoproterozoic age – a unique environment for preservation of the early life traces. *Lithosphere*, 6, 3–13. [Светов С.А., Медведев П.В. Мезоархейские хемогенные силициты – уникальная среда сохранности ранней жизни. Литосфера. 2013;(6):3–13].
30. Svetov, S.A., Svetova A.I., 2004. The REE systematics of Upper Archean sedimentary assemblages in Central Karelia. *Doklady Earth Sciences*, 394, 104–108.

31. Svetova A.I., Svetov S.A., Nazarova T.N., 2008. Mesoarchean sedimentary ensembles in ophiolite-like complexes of the Central Karelian terrain. *Geology and Mineral Deposits of Karelia*, 5, 100–111. [Светова А.И., Светов С.А., Назарова Т.Н. Мезоархейские седиментационные ансамбли в пределах офиолитоподобных комплексов Центрально-Карельского террейна // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 135–141].
32. Sylvester P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29–44.
33. Sun S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (eds Saunders, A.D., Norry, M.J.), Geological Society, London, Special Publications Vol. 42, pp. 313–345.
34. Thompson A. B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282, 1567–1595.
35. Vielzeuf D., Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 257–276.
36. Whitney D.L., Evans, B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. 95. P. 185–187.



## PALAEOPTEROZOIC GRANULITE-FACIES METAMORPHISM AT ~ 2.4 GA IN ROCKS OF THE BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE, FENNOSCANDIAN SHIELD, RUSSIA

| <b>Dokukina K.A.</b>                                                          | <b>Mints M.V.</b>                                                                     | <b>Konilov A.N.</b>                                                                                            | <b>Sheshukov V.S.</b>                                                                              |
|-------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Geological Institute of RAS, Moscow, Russia                                   | Geological Institute of RAS, Moscow, Russia                                           | Geological Institute of RAS, Moscow, Russia / Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia | Geological Institute of RAS, Moscow, Russia                                                        |
| <b>E-mail:</b> <a href="mailto:ksdokukina@gmail.com">ksdokukina@gmail.com</a> | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:michael-mints@yandex.ru">michael-mints@yandex.ru</a>   | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:chalma@bk.ru">chalma@bk.ru</a>                                                  |                                                                                                    |
| <b>Khubanov V.B.</b>                                                          | <b>Bayanova T.B.</b>                                                                  | <b>Van K.V.</b>                                                                                                | <b>Golovanova T.I.</b>                                                                             |
| Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia                              | Institute of Geology of the Kola Science Center, RAS, Apatity, Russia                 | Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka, Russia                                               | Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia |
| <b>E-mail:</b> <a href="mailto:khubanov@mail.ru">khubanov@mail.ru</a>         | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:tamara@geoksc.apatity.ru">tamara@geoksc.apatity.ru</a> | <b>E-mail:</b> <a href="mailto:chalma@bk.ru">chalma@bk.ru</a>                                                  |                                                                                                    |

**Abstract:** We present results of study of post-eclogitic mafic and felsic granulite-facies rocks from the Salma eclogite association, the Belomorian Eclogite Province, Kuru-Vaara quarry locality. Mafic high-pressure granulites and associated garnet-phengite-kyanite-quartz felsic rocks were studied. Probable protholites of garnet-phengite-kyanite-quartz rocks could be (1) hydrothermal quartz-mica veins or solidified felsic melts that were produced by dehydration and/or melting of boron-bearing hydrothermally altered oceanic crust in the subduction zone; or (2) result of metamorphism and melting of pelagic sedimentary rocks.

Phengite of garnet-phengite-kyanite-quartz rocks underwent partial melting with the formation of polymorphic pseudomorphs consisting of feldspars, kyanite and corundum, biotite ± garnet and boron-bearing aluminosilicate dumortierite. Precursor mineral association of Grt-Ky-Ph-Qtz were formed under eclogitic conditions at minimal pressure of 21 kbar and temperatures of 650–750°C. The estimated PT-conditions of phengite melting and pseudomorphs forming are correspond to metamorphism of granulite-facies at minimal temperature of 850–900°C in the pressure range of 9–16 kbar.

The U-Pb age of zircon was obtained for posteclogitic mafic granulite and three samples of garnet-phengite-kyanite-quartz rocks. Zircon from the mafic granulite was dated by ID-TIMS method and gave the age of ~2.4 Ga. Zircon from the garnet-phengite-kyanite-quartz rocks was dated by LA-ICPMS method. The zircon is localized within polymorphic pseudomorphs that is areas of melt forming and characterized by high contents of Th and U, igneous Th/U ratios (up to 1.7) and contains of precursor mineral inclusions (phengite, garnet, xenotime etc.). Phengite inclusions are evidence that the eclogitic garnet-kyanite-phengite mineral assemblage was formed before zircon growth. Zircon grew simultaneously from the partial melt at dehydration melting of white mica and possibly other water minerals. Zircon gave concordant ages of ~2.45 Ga for all studied samples. The age is the time of partial melting under granulite-facies condition. Exceptions are local areas of zircon metasomatic recrystallization with age of ~1.9 Ga.

**Keywords:** U-Pb dating, zircon, eclogite, granulite, partial melting.

© Коллектив авторов, 2020