

Минералого-геохимические особенности кианитсодержащих ксенолитов из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир)

Подугольникова Е. Е.^{1,2}, Корсаков А. В.¹, Михайленко Д. С.¹, Одинаев Ш. А.^{3,4}, Гадоев М. Л.⁴

¹ Институт геологии и минералогии им В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, podugolnikova@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск

³ Институт геохимии Китайской Академии наук, Гуанчжоу, Китай

⁴ Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии НАН, Душанбе, Таджикистан

Аннотация. В статье представлены результаты минералого-геохимического исследования основных породообразующих (гранат, полевые шпаты, кварц, кианит, клинопироксен) и акцессорных (рутил, апатит, циркон и др.) минералов кианитсодержащих ксенолитов гранулитов и эклогитов из миоценовой трубки взрыва «Эклогитовая» Дункельдыкского магматического поля (Восточный Памир). Предполагается, что эклогиты формировались при более высоких давлениях (> 3 ГПа) и температурах (> 1000 °С), чем фельзитические гранулиты, образование которых, вероятнее всего, происходило при давлениях более 1.5 ГПа и температурах более 900 °С. Геохимические характеристики обоих типов пород свидетельствуют об их коровом протолите; при этом эклогиты по своему составу близки к породам нижней континентальной коры, тогда как гранулиты демонстрируют сходство с верхнекоровыми образованиями, что отражает различную глубину их метаморфического преобразования.

Ключевые слова: кианитсодержащие ксенолиты, гранулиты, эклогиты, Восточный Памир, минералогия ксенолитов.

Mineralogical and Geochemical Features of Kyanite-Bearing Xenoliths from the «Eclogitovaya» volcanic pipe (the Eastern Pamir)

Podugolnikova E. E.^{1,2}, Korsakov A. V.¹, Mikhailenko D. S.¹, Odinaev S. A.^{3,4}, Gadoev M. L.⁴

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia, podugolnikova@igm.nsc.ru

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

³ State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Science, Guangzhou, China

⁴ Institute of Geology, Earthquake Engineering and Seismology, National Academy of Sciences of Tajikistan, Dushanbe, Tajikistan

Abstract. This paper deals with mineralogical and geochemical features of rock-forming (garnet, feldspars, quartz, kyanite, clinopyroxene) and accessory (rutile, apatite, zircon, etc.) minerals in kyanite-bearing xenoliths of felsic granulites and eclogites from the Miocene explosion pipe «Eclogitovaya» (the Dunkeldyk volcanic field). It is suggested that the eclogites formed under higher pressure (> 3 GPa) and temperature (> 1000 °C) than felsic granulites which originated at pressures exceeding 1.5 GPa and temperatures above 900 °C. Trace and rare earth element diagrams indicate that the protoliths of the eclogites and felsic granulites were most likely derived from the lower and upper continental crust, respectively.

Keywords: kyanite-bearing xenoliths, granulites, eclogites, the Eastern Pamir, xenolith mineralogy.

Введение

Ксенолиты метаморфических пород высокого и сверхвысокого давления представляют собой ценный источник сведений о процессах, происходящих в глубинных слоях литосферы. Особое значение представляют ксенолиты мантийных эклогитов, встречающиеся в щелочных эффузивных породах, поскольку они редки и недостаточно изучены (Соболев, 1974; Удовкина, 1985; Уханов и др., 1988). Исследования ксенолитов Восточного Памира начались в 1950-х годах Э. А. Дмитриевым (Дмитриев, 1976), а затем продолжись другими исследователями (Лутков 2003; Lutkov et al., 2005; Hacker et al., 2005; Gordon et al., 2012; Koijman et al., 2017; Li et al., 2023). Согласно их дан-

ным, образование ксенолитов происходило при $T = 900\text{--}1100\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2\text{--}2.8\text{ ГПа}$ (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023), а в случае некоторых ксенолитов эклогитов давление достигало $\sim 4.3\text{ ГПа}$ (Li et al., 2023).

В данной работе представлены результаты минералого-геохимических исследований кианитсодержащих разновидностей ксенолитов Восточного Памира. Все образцы были отобраны из миоценовой трубки взрыва «Эклогитовая» (Hacker et al., 2005), которая относится к Дункельдыкскому магматическому полю (Восточный Памир), расположенного на территории Таджикистана (Дмитриев, 1976).

Материалы и методы

Аналитические работы проводились в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия). Петрографическое исследование пород проводилось с использованием поляризационного микроскопа «Olympus» BX51, оснащенного камерой высокого разрешения Olympus COLOR VIEW III. Определение химического состава вторичных и акцессорных минералов проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Tescan MIRA 3 LMU. Съемка проводилась в условиях низкого вакуума при ускоряющем напряжении 40 кВ в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) с разрешением до 0.5 мкм. Концентрации главных петрохимических элементов в первичных пороодообразующих минералах (гранат, клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты) были определены на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе пучка 50 нА при размере пучка 1 мкм. Концентрации редких и редкоземельных элементов были определены методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра высокого разрешения ELEMENT (Finnigan MAT).

Результаты и обсуждение

Основой нашего исследования послужила коллекция кианитсодержащих ксенолитов из трубки взрыва «Эклогитовая». Для детального минералого-геохимического исследования были отобраны представительные образцы кианитсодержащих ксенолитов фельзических гранулитов (8 образцов) и эклогитов (4 образца). Размер ксенолитов варьирует от 4 см до 35 см.

Ксенолиты фельзических гранулитов имеют гранобластовую крупнокристаллическую структуру и массивную, реже субслоистую текстуру. Пороодообразующие минералы этих гранулитов представлены гранатом, полевыми шпатами (К-На полевой шпат и в большинстве образцов плагиоклаз), кварцем и кианитом. Среди акцессорных минералов распространены: рутил, апатит, графит, сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит), циркон, сульфаты (барит, целестин, целестинобарит), монацит и карбонаты (кальцит, доломит, сидерит). Для этих типов пород характерно наличие вторичных минералов: хлорита, биотита, полевых шпатов, корунда, магнетита, ильменита.

Гранат в фельзических гранулитах имеет красно-оранжевую окраску и достигает размеров до 2.5 см (рис. 1 а). Согласно химическому составу, он относится к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду ($\text{Prp}_{26-39}\text{Grs}_{2-25}\text{Alm}_{44-64}$) (рис. 2). Зёрна граната преимущественно гомогенны, лишь в некоторые образцах находятся зёрна, в которых присутствует слабая химическая зональность: от центра зерна к его краю концентрации MgO и FeO увеличиваются, а CaO – уменьшаются. Вокруг многих зёрен граната развиты келифитовые каймы мощностью до 200 мкм, состоящие из плагиоклаза, амфибола и магнетита. В гранате были диагностированы включения других пороодообразующих (полевые шпаты, кварц и кианит) и акцессорных минералов, также отмечается наличие первичных расплавных и флюидных включений (размером от 1 до 20 мкм). Во многих зёрнах отмечается зональное распределение включений: от центра к периферии уменьшается их количество.

Первичные полевые шпаты представлены крупными ксеноморфными зёрнами пороодообразующих К-На полевых шпатов и плагиоклаза (рис. 1 а, е), с составами $\text{Or}_{54-98}\text{Ab}_{0-36}\text{An}_{0-7}$ и $\text{Or}_{5-11}\text{Ab}_{41-59}\text{An}_{36-74}$, соответственно (рис. 2). Кроме того, установлено наличие тройного полевого шпата в некоторых образцах с составом $\text{Or}_{11-14}\text{Ab}_{55-60}\text{An}_{35-45}$ (рис. 2). Для всех полевых шпатов типичны примеси FeO: до 0.1 мас. % в плагиоклазах, до 0.4 мас. % в тройных полевых шпатах

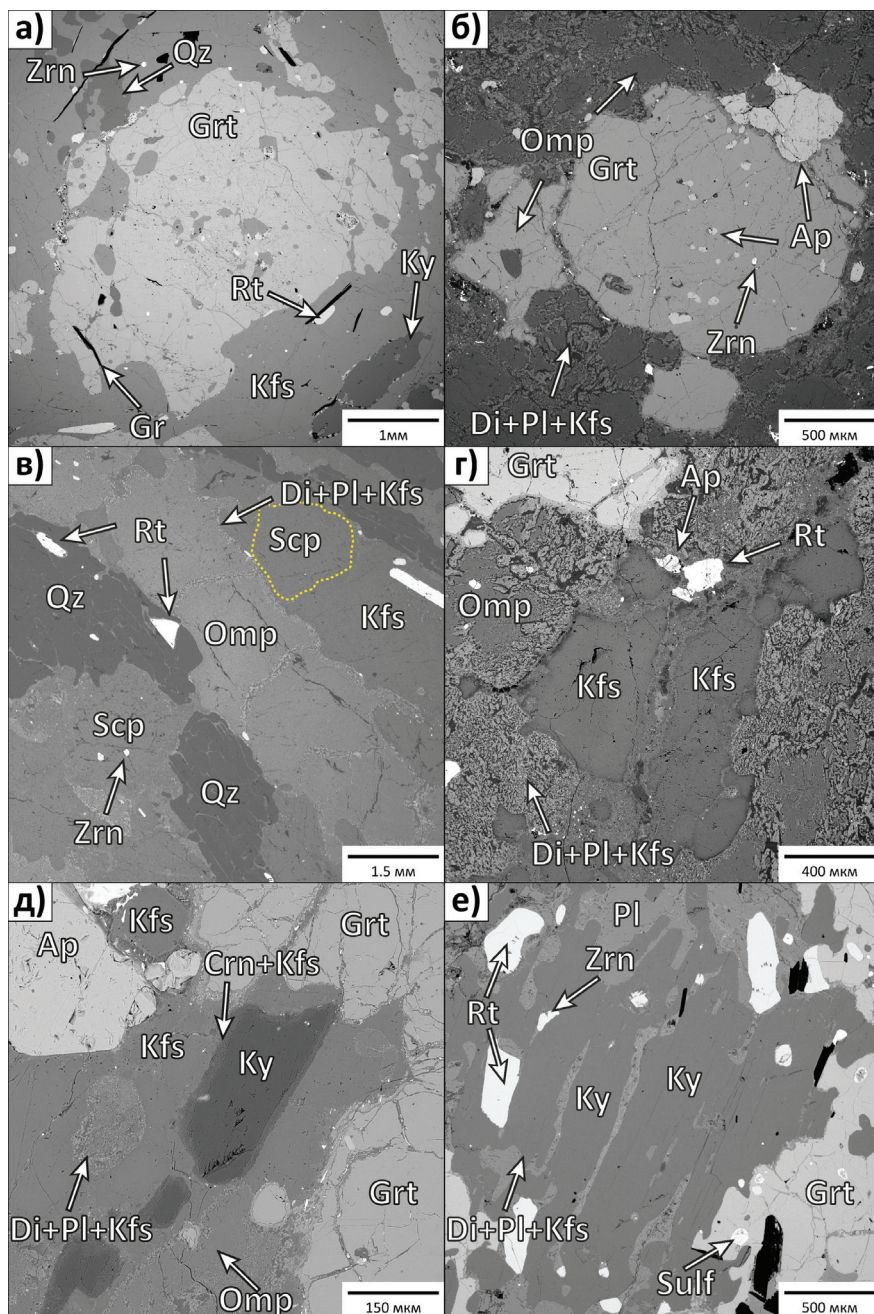


Рис. 1. Изображения в обратно рассеянных электронах породообразующих и акцессорных минералов фельзических гранулитов и эклогитов: а – ксеноморфный гранат из фельзического гранулита с включениями других минералов; б – гранат с включениями апатита из эклогитов, окружённый келифитовой каймой; в – крупные зёрна скаполита (показаны жёлтым цветом) в матрице породы эклогита и омфациит, окружённый симплектитом; г – крупные ксеноморфные зёрна первичного К-На полевого шпата в эклогитах; д – породообразующий кyanит с корунд-полевошпатовым симплектитом, окружённый К-На полевым шпатов; е – крупный породообразующий кyanит из гранулитов.

Ар – апатит, Сrn – корунд, Di – диопсид, Gr – графит, Grt – гранат, Kfs – K-На полевой шпат, Ky – кyanит, Omp – омфациит, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Rt – рутил, Scp – скаполит, Sulf – сульфиды, Zrn – циркон

Fig. 1. Backscattered electron image of rock-forming and accessory minerals from felsic granulites and eclogites: a – anhedral garnet from the felsic granulites containing mineral inclusions; b – Garnet with apatite inclusions from the eclogites surrounded by a kelyphitic rim; c – scapolite (shown in yellow) from the eclogite, and omphacite surrounded by a symplectite; d – anhedral K-Na feldspar from the eclogite; e – kyanite with a corundum-K-feldspar symplectite, surrounded by K-Na feldspar from the eclogite; f – large rock-forming kyanite from the felsic granulites.

Ap – apatite, Crn – corundum, Di – diopside, Gr – graphite, Grt – garnet, Kfs – K-Na feldspar, Ky – kyanite, Omp – omphacite, Pl – plagioclase, Qz – quartz, Rt – rutile, Scp – scapolite, Sulf – sulfides, Zrn – zircon

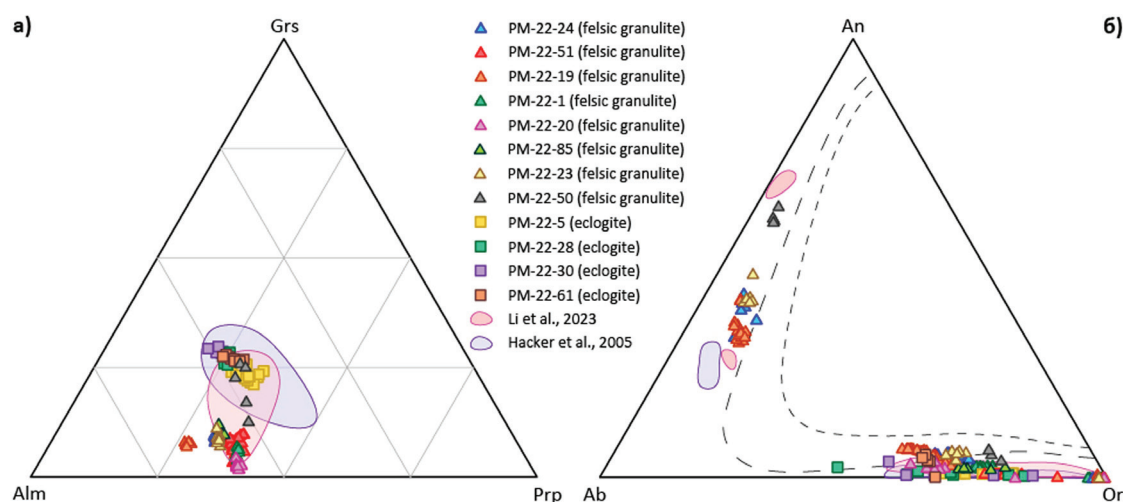


Рис. 2. Химический состав гранатов (а) и полевых шпатов (б) из изученных кианитсодержащих ксенолитов фельзических гранулитов и эклогитов из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир) в сравнении с данными предыдущих исследователей (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023)

Fig. 2. Chemical composition of garnets (a) and feldspars (b) from the kyanite-bearing xenoliths of felsic granulites and eclogites from the volcanic pipe «Eclogitovaya» (Eastern Pamir), shown in comparison with data from previous studies (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023)

и до 0.8 мас. % в К-На полевых шпатах. В последних также отмечаются примеси ВаО (до 1.1 мас. %). Полевые шпаты в фельзических гранулитах преимущественно гомогенны, однако в некоторых образцах наблюдаются зёрна с химической зональностью. В плагиоклазе содержание K_2O увеличивается от центра к периферии, при этом уменьшается концентрация СаО. Для К-На полевых шпатов характерно наличие двух типов зональностей: с увеличением концентраций K_2O и уменьшением Na_2O к периферии и наоборот – с уменьшением K_2O при увеличении Na_2O . Полевые шпаты содержат в основном крупные твердофазные включения других породообразующих минералов, реже – акцессорных (рутила, апатита и циркона).

Ксеноморфные бесцветные зёрна кварца (до 1.5 см в поперечнике) диагностируются в межзерновом пространстве (рис. 1 а), а также в виде включений в породообразующих (гранат, полевые шпаты, кианит) и некоторых акцессорных минералах (apatит, циркон и рутил). В отдельных зёрнах кварца зафиксированы твердофазные включения таких акцессорных минералов, как циркон, апатит и монацит. Отмечаются концентрации Ti от 80 до 160 ppm.

Кианит проявлен как в виде крупных идиоморфных порфиробластов светло-голубого цвета (длиной до 2 см) (рис. 1 а, е), так и в виде округлых включений в других породообразующих минералах (до 150 мкм). Порфиробласты кианита нередко окружены симплектитам (мощностью до 50 мкм), состоящими из калиевого полевого шпата и корунда. По химическому составу однороден, отмечается наличие примесей FeO (до 0.7 мас. %) и TiO_2 (до 0.1 мас. %). Порфиробласты кианита часто содержат включения акцессорных минералов (рутил, апатит, циркон и графит), реже породообразующих (кварц, полевые шпаты, гранат), в отдельных зёрнах могут встречаться первичные расплавленные включения.

Среди акцессорных минералов фельзических гранулитов преобладают рутил, апатит, циркон и графит (рис. 1 а). Рутил встречается в виде субидиоморфных кристаллов коричнево-красного цвета, для которых характерно наличие структур распада в виде ламелей ильменита. В рутиле некоторых образцов отмечаются ориентированные включения корунда. Распространённой примесью рутила является FeO (до 1.7 мас. %). Апатит представлен овальными бесцветными зёрнами, содержащими примеси F (до 4.2 мас. %), Cl (до 0.7 мас. %) и FeO (до 2.3 мас. %). В нем диагностированы включения циркона, рутила и других минералов. Циркон формирует округлые зёрна, которые обогащены HfO_2 (до 2.3 мас. %), Nb_2O_5 (до 1.7 мас. %) и FeO (до 1.6 мас. %) и содержат включения породообразующих и акцессорных фаз. Графит встречается как в виде крупных кристаллов в межзер-

новом пространстве, так и в виде мелких включений в кианите и гранате, при этом его распределение в гранате часто является зональным.

Ксенолиты эклогитов характеризуются крупнокристаллической гранобластовой структурой и преимущественно массивной текстурой. Основным минеральным составом представлен: гранатом, омфацитом, кварцем, кианитом и К-На полевыми шпатами; в одном из образцов в качестве первичного порообразующего минерала был также диагностирован скаполит. Среди акцессорных минералов отмечаются рутил, апатит, циркон, монацит, целестин и сульфиды. Среди вторичных фаз отмечаются плагиоклаз, клинопироксен, хлорит, биотит, амфибол, кальцит и ильменит.

Красно-вишнёвый гранат преимущественно крупный (до 6 мм в поперечнике), субидiomорфный с развитыми вокруг него мощными келифитовыми каймами (толщиной до 200 мкм), состоящими из плагиоклаза, диопсида и магнетита (рис. 1 б). По химическому составу гранаты относятся к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду ($\text{Prp}_{19-32}\text{Grs}_{20-29}\text{Alm}_{39-48}$) (рис. 2). Наблюдается небольшая зональность в некоторых образцах в отношении CaO, MgO и FeO: концентрация CaO и MgO уменьшается от центра зерна к его краю, при этом увеличивается содержание FeO. Зёрна граната содержат включения как порообразующих (клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты), так и акцессорных (рутил, циркон, монацит, сульфиды) минералов.

Первичный клинопироксен присутствует в виде крупных (размером до 3 мм) ксеноморфных реликтов темно-зелёного цвета, окружённых диопсид-плагиоклаз-калишпатовым симплектитом (рис. 1 б-д). Его химический состав отвечает омфациту (Morimoto, 1989) – содержание жадеитового компонента (Jd) варьирует от 39.5 до 50.9 мол. %. В нём отмечается наличие Са-чермакитовой молекулы (CaTs), содержание которой достигает 6.5 мол. %. По химическому составу зёрна преимущественно однородные, однако в некоторых образцах отмечается незначительная химическая зональность: от центра к периферии реликта увеличивается содержание Na_2O и Al_2O_3 , и уменьшается концентрация FeO, MgO и CaO. Омфацит имеет разную степень сохранности: от крупных прозрачных реликтов омфацита (размером до 3 мм) до почти полностью замещённых симплектитом реликтов (размером до 300 мкм).

Крупные ксеноморфные зёрна первичного полевого шпата по химическому составу представляют собой калиево-натровый полевой шпат с составом $\text{Or}_{44-83}\text{Ab}_{0-5}\text{An}_{14-50}$ (рис. 1 в-д). Для большинства зёрен характерна химическая зональность: к периферии зерна увеличиваются концентрации Na_2O , а K_2O наоборот – уменьшаются. Отмечается наличие примесей FeO (до 0.3 мас. %) и BaO (до 0.5 мас. %). Нередко зёрна полевых шпатов содержат включения граната, омфацита, кианита, рутила, апатита, циркона, монацита, сульфида и других минералов.

Кианит преимущественно наблюдается в виде агрегатов, состоящих из субидiomорфных кристаллов (рис. 1 д), реже – в форме отдельных зерен субидiomорфного до ксеноморфного облика размером до 300 мкм. Порфиробласты кианита повсеместно окружены симплектитовыми каймами (мощностью до 200 мкм), состоящим из калиевого полевого шпата и корунда. Химический состав кианита однородный, однако отмечаются незначительные примеси FeO (до 1.2 мас. %) и TiO_2 (до 0.06 мас. %). Включения редки и, как правило, представлены порообразующими и акцессорными минералами.

Кварц в основном представлен ксеноморфными бесцветными зёрнами (размером до 3–5 мм) в виде скоплений в матриксе, реже – в виде включений в порообразующих минералах, таких как гранат, омфацит и кианит. В составе отмечаются примесей TiO_2 (до 0.03 мас. %) и FeO (до 0.1 мас. %).

Обнаруженный в одном из образцов эклогита скаполит представляет собой ксеноморфные зёрна (размером до 300 мкм), расположенные преимущественно в межзерновом пространстве (рис. 1 в), а также в виде включений в порообразующих минералах. Минерал характеризуется содержанием SO_3 до 5.7 мас. % и Cl до 0.5 мас. %.

Акцессорные минералы эклогитов представлены рутилом, апатитом, цирконом и титанитом (рис. 1 б-д). Рутил встречается в виде субидiomорфных кристаллов красно-коричневого цвета в межзерновом пространстве и в форме округлых или игольчатых включений в других минералах. Для него характерны структуры распада в виде ламелей и кайм ильменита, а также присутствие

примеси FeO (до 1.4 мас. %). Апатит обычно бесцветный, округлой формы; содержит примеси F (до 3.2 мас. %), Cl (до 2.2 мас. %), FeO (до 1.3 мас. %) и SrO (до 1.6 мас. %). От бесцветного до светло-жёлтого циркон обогащён HfO_2 (до 0.2 мас. %), Nb_2O_5 (до 1.2 мас. %) и содержит примесь FeO (до 0.4 мас. %). Титанит имеет буровато-коричневый цвет его зёрна субидiomорфны и ксеноморфны, встречаются преимущественно в межзерновом пространстве; в одном образце титанит наблюдался в сростании с магнетитом.

Фельзитические гранулиты и эклогиты из ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» демонстрируют различные спектры распределения рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ). Полученные нами спектры были сопоставлены с кривыми пород верхней и нижней коры (Hacker et al., 2015), что позволило оценить возможные протолиты рассматриваемых фельзитических гранулитов и эклогитов. Спектр рассеянных элементов фельзитических гранулитов характеризуется обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE), кроме Cs, обеднением Nb и Ta, наличием положительных аномалий Th, Pb и отрицательных аномалий Sr и Eu (рис. 3). Спектр РЗЭ демонстрирует резкий спад от легких РЗЭ (LREE) к тяжёлым РЗЭ (HREE) и выраженную отрицательную аномалию Eu (рис. 4). Отрицательные аномалии по Sr и Eu, в сочетании с повышенными концентрациями элементов LILE, придают спектрам фельзитических гранулитов сходство со спектрами пород верхней континентальной коры. Спектры рассеянных элементов эклогитов демонстрируют обогащение элементами LILE с явной отрицательной аномалией Th, обеднение Nb и Ta, а также наличие положительной аномалии Pb (рис. 3). Спектр распределения REE характеризуется более плавным снижением содержания от LREE к HREE и отсутствием как положительных, так и отрицательных аномалий (рис. 4). Спектры редкоземельных элементов гранулитов сопоставимы со спектрами, характерной для пород нижней континентальной коры.

Сравнительный анализ минералогического состава гранулитов и эклогитов выявил, что обе группы обладают схожим набором породообразующих минералов (гранат, клинопироксен, кварц, кианит, полевые шпаты). Вместе с тем разница в химическом составе и главных породообразующих минералов из эклогитов и гранулитов указывает на формирование этих пород в различных P – T условиях. Повышенное содержание CaO в эклогитовых гранатах и присутствие значительного количества Са-чермакитового минала в омфаците (до 7 %), а также наличие первичного K-Na поле-

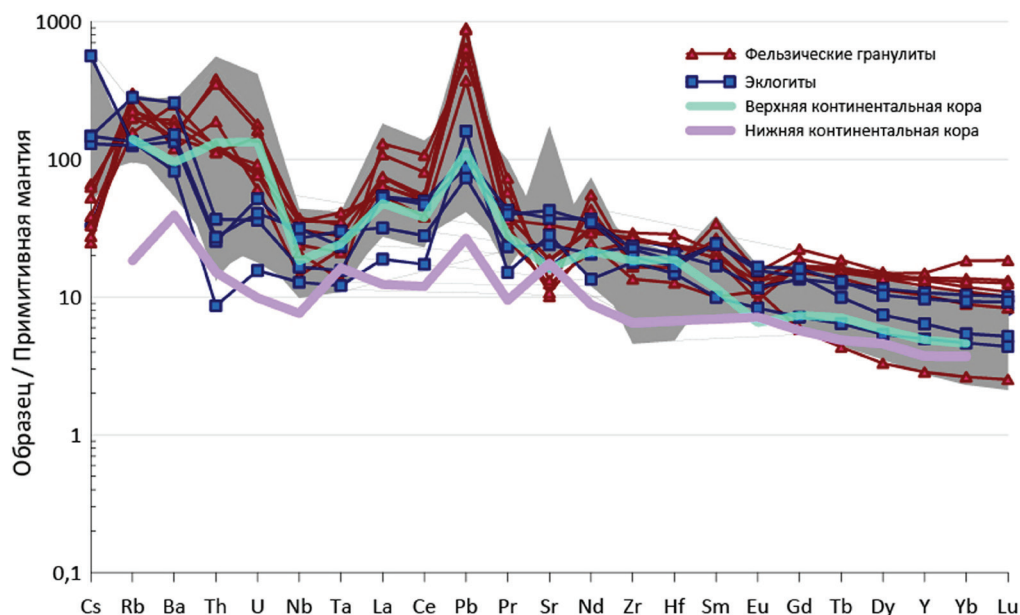


Рис. 3. Спектры концентраций рассеянных и редких элементов, нормированных на примитивную мантию (McDonough and Sun, 1995) в сравнении с данными предыдущих исследователей (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; показаны серым цветом)

Fig. 3. Diagram of trace elements normalized to primitive mantle (McDonough and Sun, 1995), shown in comparison with data from previous studies (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; in grey)

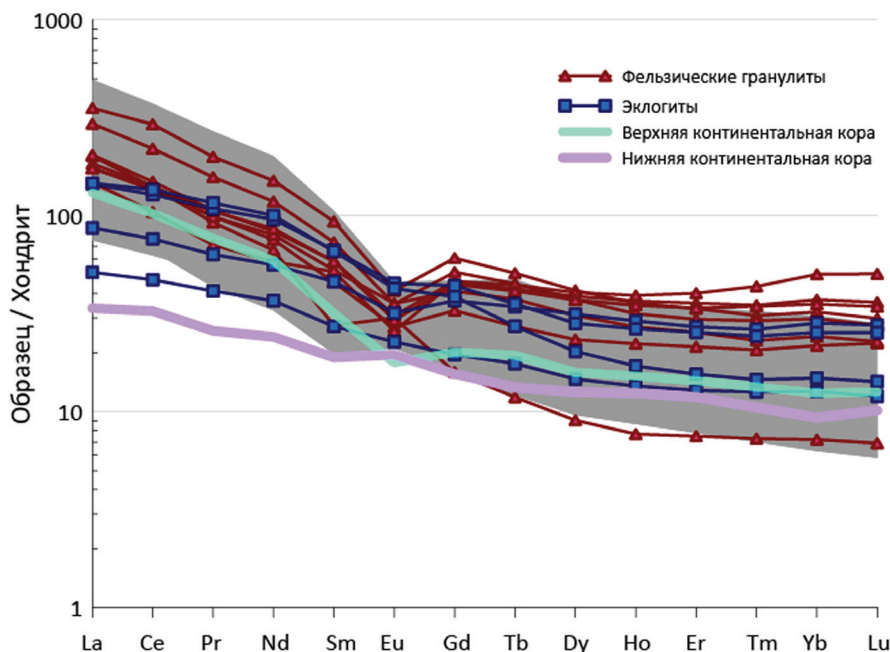


Рис. 4. Спектр концентраций РЗЭ, нормированные на хондрит (McDonough and Sun, 1995) в сравнении с данными предыдущих исследователей (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; показаны серым цветом)

Fig. 4. Diagram of REE normalized to chondrite (McDonough and Sun, 1995), shown in comparison with data from previous studies (Hacker et al., 2005; Li et al., 2023; in grey)

вого шпата могут свидетельствовать о кристаллизации эклогитов в условиях высоких температур ($> 1000^{\circ}\text{C}$) и давлений ($> 3\text{ ГПа}$) (Blackburn and Navarro, 1977; Smyth and Hatton, 1977; Жариков и др., 1984; Hacker et al., 2005; Zhao et al., 2011; Sajeev et al., 2013) (рис. 5). Характерный для фельзических гранулитов низкогроссуляровый состав гранатов может быть индикатором менее высокобарических условий образования фельзических гранулитов (Blackburn and Navarro, 1977). В то же время наличие тройного полевого шпата в некоторых образцах свидетельствует о формировании гранулитов при $P > 1.5\text{ ГПа}$ и $T > 900^{\circ}\text{C}$ (Fuhrman and Lindsley, 1988; O'Brien and Rötzler, 2002) (рис. 5). Стоит отметить также присутствие в одном образце фельзического гранулита, в котором количество гроссулярового компонента достигает 25 мол. %, что соответствует средним значениям гроссуляра в эклогитах Восточного Памира. Спектры рассеянных и редкоземельных элементов эклогитов демонстрируют сходство с модельными спектрами пород нижней континентальной

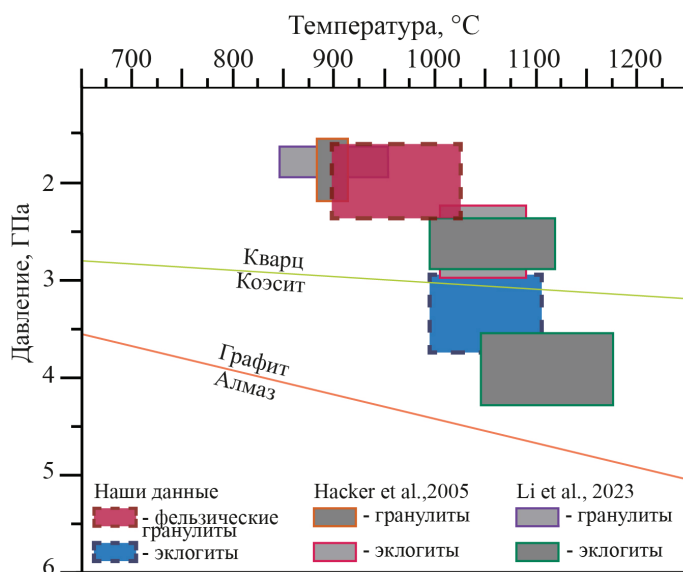


Рис. 5. PT -параметры образования кианитсодержащих ксенолитов трубки взрыва «Эклогитовая» в сравнении с данными предыдущих исследователей. Равновесие кварц-коэсит и графит-алмаз согласно Bose and Ganguly (1995) и Kennedy and Kennedy (1976), соответственно

Fig. 5. PT parameters of formation of kyanite-bearing xenoliths from the «Eklogitovaya» pipe compared with previous data. Quartz-coesite and graphite-diamond equilibria according to Bose and Ganguly (1995) and Kennedy and Kennedy (1976), respectively

коры, тогда как спектры гранулитов ближе по форме и характеру распределения к породам верхней коры. Эти данные указывают на то, что обе группы пород, вероятнее всего, имеют коровые протолиты, а наблюдаемые различия в их химическом составе отражают различную глубину их исходного залегания в пределах континентальной литосферы.

Заключение

Проведён комплекс минералого-геохимических исследований кианитсодержащих ксенолитов, представленных гранулитами и эклогитами, отобранных из миоценовой щелочной трубки взрыва «Эклогитовая» Дункельдыкского магматического поля Восточного Памира. Обе группы пород характеризуются сходным набором породообразующих минералов – гранат, кварц, кианит и полевые шпаты, но в эклогитах присутствует омфациит. Тем не менее, различия химического состава породообразующих минералов указывают на формирование этих пород в различных термобарических условиях. На основе полученных данных мы предполагаем, что формирование эклогитов происходило в условиях высоких температур и давлений ($P > 3$ ГПа и $T > 1000$ °С), а фельзических гранулитов – в условиях более низких температур ($T > 900$ °С) и давлений. Тем не менее анализ полевых шпатов отдельных образцов свидетельствует о том, что фельзические гранулиты, вероятнее всего, образовались при давлениях > 1.5 ГПа. Результаты геохимических исследований продемонстрировали, что распределение рассеянных и редкоземельных элементов эклогитов и гранулитов указывают на то, что протолиты этих пород вероятно имеют коровую природу, а их формирование происходило на разных глубинных уровнях континентальной литосферы.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (РНФ № 24-17-0016).

Литература

1. Дмитриев Э. А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 169 с.
2. Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Чудиновских Л. Т. Эклогитовый барьер и клинопироксены высоких давлений // Геология и геофизика. 1984. Т. 25, № 12. С. 54–63.
3. Лутков В. С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксен-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах Южного Памира, Таджикистан // Геохимия. 2003. № 3. С. 254–265.
4. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск. Изд-во: Наука, 1974. 264 с.
5. Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М. Изд-во: Наука, 1985. 285 с.
6. Уханов А. В., Рябчиков И. Д., Харьков А. Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск. Изд-во: Наука, 1988. 286 с.
7. Blackburn W. H., Navarro E. G. Garnet zoning and polymetamorphism in the eclogitic rocks of Isla de Margarita, Venezuela // Tectonophysics. 1976. V. 25. P. 15–30.
8. Bose K., Ganguly J. Quartz-coesite transition revisited: Reversed experimental determination at 500–1200 °C and retrieved thermochemical properties // American Mineralogist. 1995. V. 80, No. 3–4. P. 231–238. <https://doi.org/10.2138/am-1995-3-404>.
9. Fuhrman M. L., Lindsley D. H. Ternary-feldspar modeling and thermometry // American Mineralogist. 1988. V. 73, No. 3–4. P. 201–215.
10. Gordon S. M., Ratschbacher L. et al. The thermal structure of continental crust in active orogens: Insight from Miocene eclogite and granulite xenoliths of the Pamir Mountains // Journal of Metamorphic Geology. 2012. V. 30, No. 4. P. 413–434. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2012.00973.x>.
11. Hacker B. R., Kelemen P. B., Behn M. D. Continental lower crust // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. P. 167–205. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124117>.
12. Hacker B. R., Luffi P., Lutkov V., Minaev V., Ratschbacher L., Plank T., Metcalf J. I. M. Near-ultrahigh pressure processing of continental crust: Miocene crustal xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. V. 46, No. 8. P. 1661–1687. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi030>.
13. Kennedy C. S., Kennedy G. C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // Journal of Geophysical Research. 1976. V. 81, No. 14. P. 2467–2470. <https://doi.org/10.1029/JB081i014p02467>.

14. Kooijman E., Smit M. A., Ratschbacher L., Kylander-Clark A. R. C. A view into crustal evolution at mantle depths // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 465. P. 59–69. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.02.032>.
15. Li Y. P., Ding L., Robinson A. C., Liu D. L., Xie J., Zhang L. Y., Rajabov N. Was cratonic Asia deeply subducted beneath the Pamir? Evidence from P–T conditions and tectonic affinities of Cenozoic Pamir crustal xenoliths // *Journal of Metamorphic Geology*. 2023. V. 41, No. 7. P. 925–965. <https://doi.org/10.1111/jmg.12723>.
16. Lutkov B. S., Babaev A. M., Dmitriev E. A., Mogarovskii V. V., Minaev V. E. The composition, genesis, and mantle xenoliths of the Late Miocene fergusonite-carbonatite-syenite series of the Pamir: The problem of superthick crust formation in mobile belts // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2005. V. 7, No. 1. P. 35–50.
17. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogical Journal*. 1989. V. 14, No. 5. P. 198–221. <https://doi.org/10.2465/minerj.14.198>.
18. O'Brien P. J., Rötzler J. High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics // *Journal of Metamorphic Geology*. 2003. V. 21, No. 1. P. 3–20. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00420.x>.
19. Sajeev K., Osanai Y., Yoshida M. High-temperature, high-pressure granulites (retrogressed eclogites) in the central region of the Lewisian, NW Scotland: Crustal-scale subduction in the Neoarchaean // *Gondwana Research*. 2013. V. 23, No. 2. P. 526–538. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.002>.
20. Smyth J. R., Hatton C. J. A coesite-sanidine grosspyroxite from the Roberts Victor kimberlite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 34, No. 2. P. 284–290. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90012-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90012-7).
21. Zhao S. et al. Ca-Eskola component in clinopyroxene: Experimental studies at high pressures and high temperatures in multianvil apparatus // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 307, No. 3–4. P. 517–524. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.026>.