

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД КИЧАНСКОЙ СТРУКТУРЫ В СОСТАВЕ АРХЕЙСКОГО ТИКШЕОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (БЕЛОМОРЬЕ, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ)

© 2025 г. А. Е. Усольцева^{1,*}, Т. А. Мыскова², д. чл. Ш. К. Балтыбаев^{1,2}, д. чл.
О. Л. Галанкина²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Университетская наб., 7, Санкт-Петербург, 199034, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 190034, Россия

* e-mail: st097637@student.spbu.ru

Поступила в редакцию: 26.02.2025

После доработки: 27.05.2025

Принята к публикации: 09.06.2025

Метаморфические породы Кичанской структуры Тикшезерского зеленокаменного пояса образовались за счет дифференцированной вулканогенной серии и представлены гнейсами, сланцами и амфиболитами. Условия метаморфизма соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации повышенных давлений. Методом минимизации энергии Гиббса установлено, что минеральные парагенезисы метабазитов (плагиоклаз + биотит + роговая обманка + гранат), занимают низко- и средне-температуру области на $P-T$ -рамме (550–720 °C, 3–10 кбар). Условия метаморфизма для кианит-гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных гнейсов составляют 600–730 °C, 6–8 кбар, что согласуется с петрографическими наблюдениями. При использовании множества минеральных равновесий наилучшие пересечения линий реакций соответствуют условиям 640–650 °C, 7.8–8.0 кбар с уменьшением до 620–630 °C, 6.2–6.5 кбар при учете Ti-содержащих фаз и H_2O . Для метабазитовых минеральных парагенезисов расчетная активность воды близка к 0.6, в то время как для гнейсов она доходит до 0.9–1.0. По данным предшественников, минеральные парагенезисы изученных пород возникли в ходе палеопротерозойского (1.80–1.76 млрд лет) этапа метаморфизма архейских вулканитов, синхронного поздним стадиям формирования Свекофеннского и Лапландско-Кольского орогенов. Супракrustальные серии вулканитов положительно сформировались в окраинно-океанических обстановках в переходной зоне между структурами Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса.

Ключевые слова: Кичанская структура, Беломорье, Тикшезерский зеленокаменный пояс, метаморфизм, метавулканиты, минеральная термобарометрия, Фенноскандинавский щит

DOI: , EDN: 

ВВЕДЕНИЕ

Метаморфизм пород Кичанской структуры, входящей в Тикшезерский зеленокаменный пояс (ТЗП), заслуживает детального изучения, поскольку на сегодняшний день сведения о метаморфических процессах в пределах этого пояса фрагментарны. Изучение кичанско-тикшезерских метаморфических пород особенно важно в связи

с тем, что ТЗП в составе других Северо-Карельских зеленокаменных поясов находится между крупнейшими на Фенноскандинавском щите архейскими геоблоками — Карельским кратоном (КК) на юге и Беломорским подвижным поясом (БПП) на севере (рис. 1). Исследователи расходятся во мнениях с отнесением этого пояса либо к КК, либо к БПП (Кожевников, 2000; Бибикова и др., 2003; Милькевич и др., 2007; Слабунов, 2008 и др.). Учитывая это обстоятельство, представляется важным изучение истории метаморфической эволюции пород Кичанской структуры, чтобы приблизиться к решению указанной дилеммы.

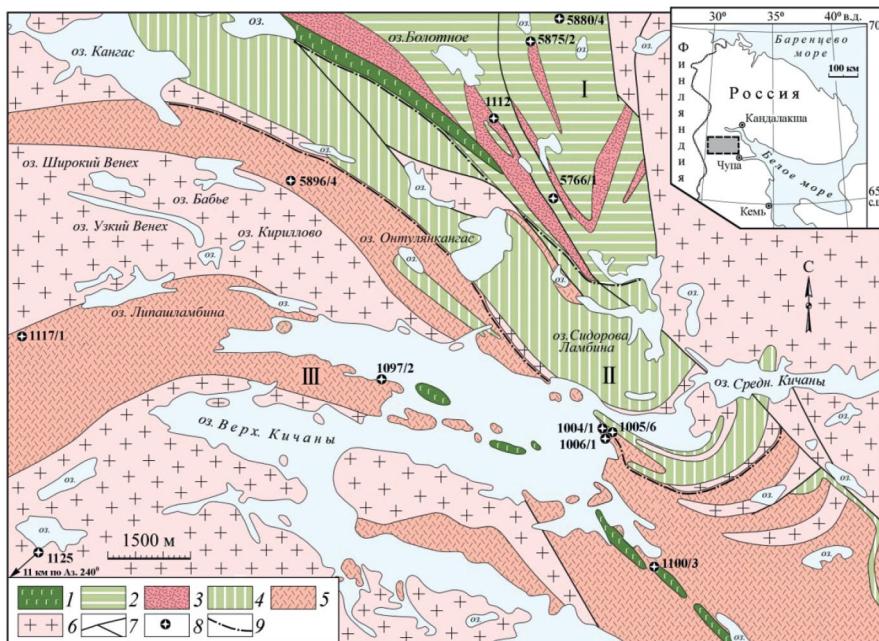


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кичанской структуры.

1 — нерасчлененный комплекс габбро-норит-лерцолитов; 2 — амфиболиты с Grt¹ и без него (метабазальты и метаандезибазальты) нижней толщи; 3 — биотитовые (редко с Grt) гнейсы (кислые метавулканиты нижней толщи, в подчиненном количестве метаграувакки); 4 — амфиболиты с Grt и без него (метабазальты и метаандезибазальты) средней толщи; 5 — биотитовые гнейсы (средние и кислые метавулканиты), в подчиненном количестве амфиболиты (основные метавулканиты) верхней толщи; 6 — архейские гранитоиды нерасчлененные; 7 — разломы; 8 — места отбора проб и их номера; 9 — условные границы между выделенными толщами, римскими цифрами обозначены площи распространения нижней (I), средней (II) и верхней (III) толщ. На врезке прямоугольником показано положение изученной площади в беломорском регионе на северо-западе России.

Fig. 1. A schematic geological map of the Kichan structure.

1 — undifferentiated gabbro-norite-lherzolite complex; 2 — amphibolites with and without Grt (metabasalts and meta-andesite-basalts) of the lower strata; 3 — biotite (rarely with Grt) gneisses (acidic metavolcanics of the lower strata, subordinate metagraywackes); 4 — amphibolites with and without Grt (metabasalts and meta-andesite-basalts) of the middle strata; 5 — biotite gneisses (intermediate and acidic metavolcanics), subordinate amphibolites (basic metavolcanics) of the upper strata; 6 — undifferentiated Archean granitoids; 7 — faults; 8 — sampling sites and numbers; 9 — conventional boundaries between the identified strata, Roman numerals indicate the areas of distribution of the lower (I), middle (II) and upper (III) strata. The inset rectangle shows the location of the studied area in the White Sea region in North-Western Russia.

¹ Сокращения минералов даны по (Warr, 2021).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ РЕГИОНА

По современным представлениям, породы Кичанской структуры представляют собой зеленокаменные образования дифференцированной вулканогенной серии (Мыскова и др., 2024). Ранее зеленокаменные пояса Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов было предложено интерпретировать в рамках аккреционной модели развития с формированием тектонического коллажа, в котором не сохранились первичные стратиграфические последовательности разрезов (Кожевников, 2000). А. И. Слабуновым в пределах Кичанской структуры были выделены две стратотектонические ассоциации: 1) супрасубдукционные олиолиты коматиит-толеитовой серии и 2) островодужные дифференцированные серии средне-кислых вулканитов (Слабунов, 2008). Позже было предложено рассматривать стратиграфический разрез Кичанской структуры с выделением трех толщ — нижней, средней и верхней (Мыскова и др., 2024).

Нижняя толща сложена чередующимися в разрезе гранатовыми и плагиоклазовыми амфиболитами, гнейсами и сланцами. Амфиболиты по химическому составу отвечают базальтам и андезибазальтам и по своей природе близки основным вулканитам океанических плато; гнейсы и сланцы — дацитам и риолитам, обладающим характеристиками островодужных вулканитов. Среди кислых вулканитов в подчиненном количестве присутствуют граувакки.

Средняя толща также сложена гранатовыми и плагиоклазовыми амфиболитами, первичная природа которых по геохимическим данным близка океаническим толеитам (Милькевич и др., 2003; Мыскова и др., 2024).

Верхняя толща представлена гнейсами и сланцами пестрого состава с большими вариациями содержаний темноцветных минералов (биотита, граната, амфиболя) и редкими маломощными прослойками амфиболитов. По первичной природе это комплекс вулканитов, дифференцированных от базальтов до дацитов, с преобладанием кислых и средних разновидностей, сформированных в субдукционной обстановке (Милькевич и др., 2003; Мыскова и др., 2024).

По геохронологическим данным, ассоциация пород нижней толщи сформирована $2788 \pm 5 - 2766 \pm 9$ млн лет назад (Мыскова и др., 2024). С геодинамической позиции строение *этой* толщи интерпретируется как коллаж, состоящий из более раннего (2788 ± 5 млн лет) островодужного и наложенного (2766 ± 9 млн лет) базитового рифтогенного комплексов. Максимальное развитие рифтогенеза связывается с формированием средней толщи, представленной метатолеитами. Накопление дифференцированной серии вулканитов верхней толщи ($2738 \pm 7 - 2716 \pm 7$ млн лет) происходило в условиях, близких к обстановкам формирования зрелых островных дуг кайнозоя, и, возможно, переходной к обстановке активной континентальной окраины.

Таким образом, формирование вулканической ассоциации пород Кичанской структуры рассматривается как результат последовательной эволюции магматизма от стадии ранней островодужной обстановки и рифтогенеза до обстановки активной континентальной окраины (Мыскова и др., 2024).

На сегодняшний день сведения о времени метаморфических преобразований осадочно-вулканогенного комплекса Кичанско-Тикшезерской структуры немногочисленны. По мнению (Калинин и др., 2017), метаморфизм пород ТЗП включает два этапа — неоархейский и палеопротерозойский. Архейский метаморфизм протекал в интервале 2720—2780 млн лет (Баянова, 2004), что близко к возрасту вулканогенно-осадочных пород. $P-T$ условия метаморфизма: $665 - 700$ °C, 7—11 кбар (Беляев, Пожиленко, 1997; Ранний... 2005). Для палеопротерозойского этапа также предполагаются условия амфиболитовой фации, но с более низкими параметрами:

575–630 °C, 5–6.5 кбар (Карта... 1991). Приводятся сведения (без привязки к временной шкале) о параметрах метаморфизма пород Кичанской структуры, соответствующих 600–650 °C, 9–10 кбар (Милькевич, Миллер, 1997).

По данным (Милькевич и др., 1997), во внешних зонах зерен циркона архейского возраста фиксируется время проявления палеопротерозойского метаморфизма — около 1800 млн лет (Милькевич и др., 1997). Палеопротерозойский возраст 1739 ± 15 млн лет был получен по титаниту из кичанских кварцевых метасоматитов с арсенопиритовой минерализацией с использованием U-Pb метода (Калинин и др., 2017). В более поздних работах (Мыскова и др., 2022; 2024) предполагается, что супракrustальные породы Кичанской структуры претерпели метаморфические преобразования в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций в палеопротерозое. Этот этап определен по близким значениям U-Pb возраста циркона в двух пробах метавулканитов: 1788 ± 4 млн лет (Мыскова и др., 2024) и 1796 ± 6 млн лет (Мыскова и др., 2022), а также по возрасту титанита — 1786 ± 11 млн лет (Мыскова и др., 2022).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический состав пород определялся методом рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском спектрометре ARL 9800 (Институт Карпинского, Санкт-Петербург). Для анализов использовались предварительно истертые и спрессованные порошки проб массой 4 г после смешения с флюсом метабората и тетрабората лития. В зависимости от измеряемого компонента нижний предел определения концентрации оксидов колеблется в диапазоне 0.01–0.05 мас.

Химический состав минералов измерялся в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ЭДС JED-2200 JEOL (Япония) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 1 нА. Применялся метод ZAF-коррекции матричных эффектов. В качестве стандартов были использованы природные минералы, а также чистые оксиды и металлы. Нижний предел обнаружения элементов составляет 0.1 мас.

Метод оценки $P-T$ параметров с использованием множества минеральных реакций был реализован с помощью программы winTWQ v. 2.64 (Berman, 1991; Berman et al., 2007). В расчетах применялась база термодинамических данных JUN92 (Berman, 1991) для метабазитов и база DEC06 (Berman, Aranovich, 1996; Berman et al., 2007) для метапелитов.

Оценка активности воды ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) в метаморфическом флюиде проводилась с использованием минеральных реакций с участием H_2O методом построения диаграмм вида $T - a_{\text{H}_2\text{O}}$ с помощью программ TWQ и winTWQ (Berman, 1991; Berman et al., 2007).

Минеральная термобарометрия применялась при наличии в изученных породах информативных минеральных парагенезисов. Давление оценивалось по минеральным ассоциациям: Grt–Pl (Holdaway, 2001), Grt–Bt–Pl (Wu et al., 2004), Amp–Pl (Molina et al., 2015); температура — по минеральным парам: Hbl–Pl (Holland, Blundy, 1994), Grt–Bt (Holdaway, 2000), Grt–Chl (Perchuk, 1991), Hbl–Pl (Molina et al., 2021). Для одновременной оценки давления и температуры образования гранатовых амфиболитов и гранат-амфиболовых сланцев использовался метод, реализованный в программе GHP_win (Dale et al., 2000) с применением уравнения для гранат-рогообманкового термометра, а для расчета давления — трех уравнений (тремолит-чермакитового, тремолит-паргаситового и тремолит-глаукофанового) барометров с расчетом среднего (avP). Для расчетов использовали составы близко расположенных или контактирующих друг с другом зерен минералов.

Построение фазовых диаграмм производилось с помощью программы Perple_X версии 7.1.9 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2024 г.) и базы термодинамических

данных *hp6ver* (Holland, Powell, 2011). Расчеты выполняли для двухкомпонентного состава флюида ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), в котором задавалась мольная доля углекислоты X_{CO_2} . В ходе моделирования для метапелитов использовали модели твердых растворов: граната *Gt(W)*, биотита *Bi(W)*, полевого шпата *feldspar*, ортопироксена *Opx(W)*, кордиерита *hCrd*, хлоритоида *Ctd(W)*, шпинели *Sp(WPC)*, ставролита *St(W)*, светлых слюд *Mica(W)*, хлоритов *Chl(W)*, ильменита *Ilm(WPH)* и расплава *melt(W)*.

Моделирование выполняли в системе *MnTiNCKFMASH–CO₂* (White et al., 2014). В случае метабазитов к набору указанных моделей твердых растворов добавлялись: клинопироксен *Augite(G)*, моноклинный амфибол *cAmph(G)*, эпидот — *Ep(HP11)*; модель ильменита менялась на *Ilm(W)*, а расплава — на *melt(G*) (Green et al., 2016); ставролит и кордиерит не учитывались.

Были детально изучены 10 образцов. Для каждого выполняли микрозондовые исследования (около 150 анализов). В работе использованы опубликованные и авторские данные о валовом химическом составе пород (более 100 анализов).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

На классификационной диаграмме TAS (Le Maitre et al., 1989) составы супракrustальных пород Кичанской структуры располагаются в полях вулканитов нормальной щелочности (рис. 2), варьирующих от базальтов до риолитов, и имеют натровую

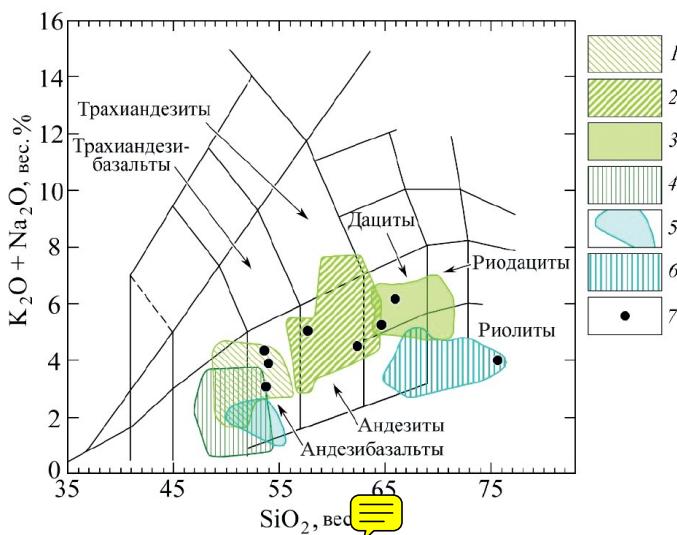


Рис. 2. Положение химических составов метавулканитов Кичанской структуры на классификационной диаграмме TAS (Le Maitre et al., 1989). Вулканиты разных толщ показаны полями. Верхняя толща: 1 — метабазальты и метаандезибазальты, 2 — метаандезиты, 3 — метадакиты; средняя толща: 4 — метабазальты и метаандезибазальты; нижняя толща: 5 — метабазальты и метаандезибазальты, 6 — метадакиты и метархилиты, 7 — составы метавулканитов, по которым рассчитывались параметры метаморфизма (Мыскова и др., 2024).

Fig. 2. Position of chemical compositions of metavolcanics of the Kichan structure on the TAS classification diagram (Le Maitre et al., 1989). Volcanics of different strata are shown as fields. Upper strata: 1 — metabasalts and meta-andesite-basalts, 2 — meta-andesites, 3 — meta-dacites; middle strata: 4 — metabasalts and meta-andesite-basalts; lower strata: 5 — metabasalts and meta-andesite-basalts, 6 — metadacites and metarhyolites, 7 — compositions of metavolcanics, which are used for calculation of metamorphic parameters (Myskova et al., 2024).

Таблица 1. Представительные химические составы (мас%) метавулканитов Кичанской структуры, приведенные на рис. 1 и 2

Table 1. Representative chemical compositions (wt %) of metavolcanics of the Kichan structure, shown in Fig. 1 and 2

Ком- по- нент	Образец							
	1005	1004—1	1117—1	1112	5896—4	1097—2	1125	1006
	Гнейсы				Сланцы и амфиболиты			
	Grt-Bt-Amp	Amp-Bt	Amp-Bt	Grt-Scp-Bt	Bt-Grt-Amp	Amp (ед. Bt)	Grt-Bt-Amp	Amp-Bt
SiO ₂	62.47	64.77	66.01	75.68	53.91	53.70	54.07	57.74
TiO ₂	0.75	0.47	0.58	0.43	0.94	1.07	1.24	0.76
Al ₂ O ₃	16.48	15.24	16.68	13.10	20.67	17.15	17.41	19.21
Fe ₂ O ₃	8.54	5.20	5.58	3.56	10.74	10.68	8.56	8.06
MnO	0.14	0.11	0.07	0.04	0.18	0.20	0.17	0.13
MgO	1.53	2.00	1.80	0.05	4.28	3.89	3.99	1.92
CaO	5.64	7.02	3.15	3.21	6.28	9.05	10.75	7.17
Na ₂ O	2.34	2.71	3.49	2.05	1.69	2.38	3.19	3.00
K ₂ O	2.11	2.47	2.63	1.87	1.30	1.90	0.61	2.01
K ₂ O/ Na ₂ O	0.90	0.91	0.76	0.92	0.77	0.80	0.19	0.67

Примечание. Fe₂O₃ — суммарное железо.

специализацию с отношением K₂O/Na₂O < 1 (табл. 1). Более подробная петро- и геохимическая характеристика вулканитов приведена в статье (Мыскова и др., 2024).

Метаморфические породы исследуемого участка представлены главным образом гнейсами, сланцами и амфиболитами. Реже встречаются гранитоиды и нерасчлененный комплекс габбро-норит-лерцолитов, однако детального исследования этих пород не проводилось. Далее приводится описание изученных пород, которые разделены на две группы — метапелиты и метабазиты в соответствии с опубликованными рекомендациями (Классификация... 1992).

Метаморфизованные вулканиты основного и среднего состава (метабазиты) представлены гранатовыми амфиболитами (рис. 3а, б) и плагиоклаз-биотит-амфиболовыми сланцами. Текстура пород — сланцеватая, редко массивная, структура — нематобластовая, лепидонематобластовая, пойкилопорфиробластовая. Первая характеризуется присутствием удлиненно-призматических кристаллов амфиболя с подчиненным количеством биотита, следующие — наличием крупных идиоморфных кристаллов граната с включениями других минералов (кварца, рутила, карбоната, рудных минералов). Породы разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых) и подвержены интенсивным вторичным преобразованиям — окварцеванию, карбонатизации, серicitизации. В некоторых случаях амфиболиты содержат до 25 % новообразованного кварца и карбонатные прожилки.

Основные минералы метабазитов — амфибол, плагиоклаз, гранат, биотит, эпидот и кварц (рис. 4). Аксессории представлены титанитом, рутилом, пиритом, пирротином и магнетитом. Химический состав минералов (электронное приложение, table

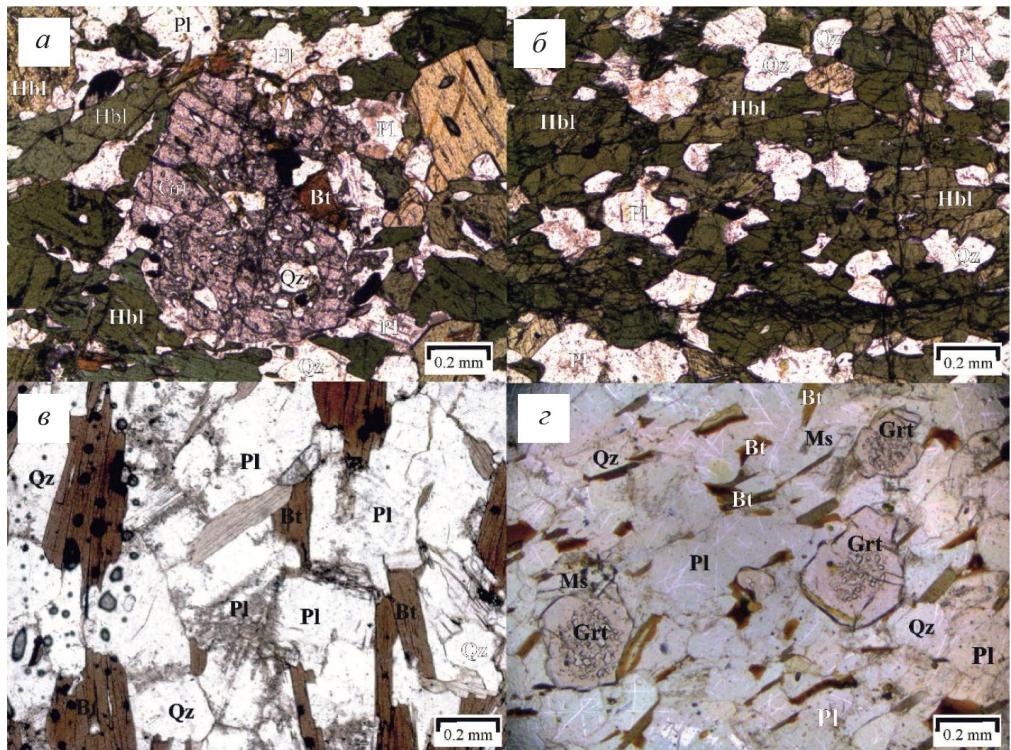


Рис. 3.Петрографические особенности пород Кичанской структуры.

а — Идиоморфное зерно граната с порфиропойкилобластовой структурой с включениями кварца, биотита и рудных минералов в гранатовом амфиболите; б — амфиболит с нематобластовой структурой; в — драгранобластовая структура в гранат-биотитовом гнейсе; г — кристаллы граната, содержащие включения минералов, в гнейсе.

Fig. 3. Petrographic features of the rocks of the Kichan structure.

а — Идиоморфное зерно граната с включениями кварца, биотита и рудных минералов в гранатовом амфиболите; б — амфиболит с нематобластовой структурой; в — драгранобластовая структура в гранат-биотитовом гнейсе; г — кристаллы граната, содержащие включения минералов, в гнейсе.

EMS1 <https://disk.yandex.ru/d/bEzePnPnJqlbrbOw>²: гранат гроссуляр-альмандинового ряда с содержанием гроссулярового минала 16—40 %, биотит аннит-флогопитового ряда с магнезиальностью X_{Mg} 0.44—0.66, амфиболы — магнезиальная роговая обманка, паргасит и чермакит (рис. 5а—в). Состав плагиоклаза варьирует от An_{16} до An_{70} , при этом наиболее характерны андезин и лабрадор (рис. 5г).

Кристаллы граната зональные и характеризуются увеличением содержания Ca от центра к краю зерен (в отличие от граната из гнейсов — метапелитов, где зональность обратная). Содержание Mg повышенено (в сравнении с гранатом из метапелитов при близком содержании кальция). Отмечается увеличение содержание Mg в гранате,

² Приложения к работе: 1. Выборочные химические составы минералов: Supplementary table EMS1.xlsx <https://disk.yandex.ru/d/bEzePnPnJqlbrbOw> (справки минальных реакций к рис. 8—10 и список минеральных парагенезисов, отмеченный на рис. 11: Supplementary table EMS2.doc: <https://disk.yandex.ru/i/9ki3i1ldzaPcfA>

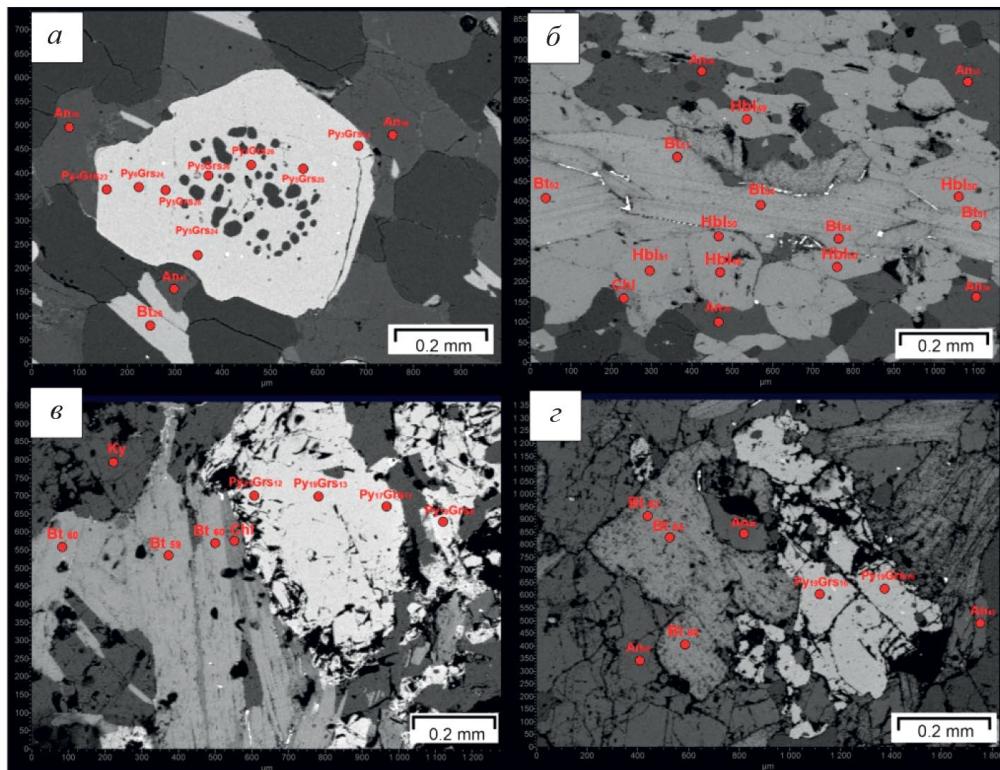


Рис. 4. Микрофотографии минералов в режиме BSE на растровом электронном микроскопе.
 а — Гранат-микроклин-двуслюдяной гнейс (обр. 1112); б — гранат-биотит-плагиоклазовый амфиболит (обр. 1125); в — кианит-гранат-биотитовый гнейс (обр. 5875-2); г — биотит-гранат-амфиболовый сланец (обр. 5896-4).

Fig. 4. Microphotographs of minerals in the BSE mode on a scanning electron microscope.
 а — Garnet-microcline and two-mica gneiss (sample 1112); б — garnet-biotite-plagioclase amphibolite (sample 1125); в — kyanite-garnet-biotite gneiss (sample 5875-2); г — biotite-garnet-amphibole schist (sample 5896-4).

если он граничит с биотитом. Магнезиальность биотита увеличивается, если биотит граничит с амфиболом.

Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы и вулканиты кислого и среднего состава (метапелиты) представлены лейкократовыми гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, гранат-микроклин-двуслюдяными гнейсами и более меланократовыми амфибол-гранат-биотитовыми гнейсами с полосчатой или гнейсовидной текстурой. Структура пород лепидогранобластовая, пойкилопорфиробластовая, нематолепидогранобластовая (рис. 3в, г). Породы преимущественно мелко-среднезернистые, карбонатизация не проявлена.

В метапелитах основными минералами являются плагиоклаз, кварц, гранат, биотит, калиевый полевой шпат, кианит и мусковит. Аксессорные и второстепенные минералы представлены апатитом, турмалином, эпидотом, рутилом, цирконом и ильменитом. Состав плагиоклаза меняется от An_4 до An_{44} . Гранат относится к гроссуляр-альмандиновому ряду и по сравнению с метабазитами характеризуется более широкими вариациями содержания гроссулярового минерала (7–34%) (рис. 5а). Биотит (X_{Mg} 0.23–0.62) представлен аннитом и флогопитом (рис. 5б).

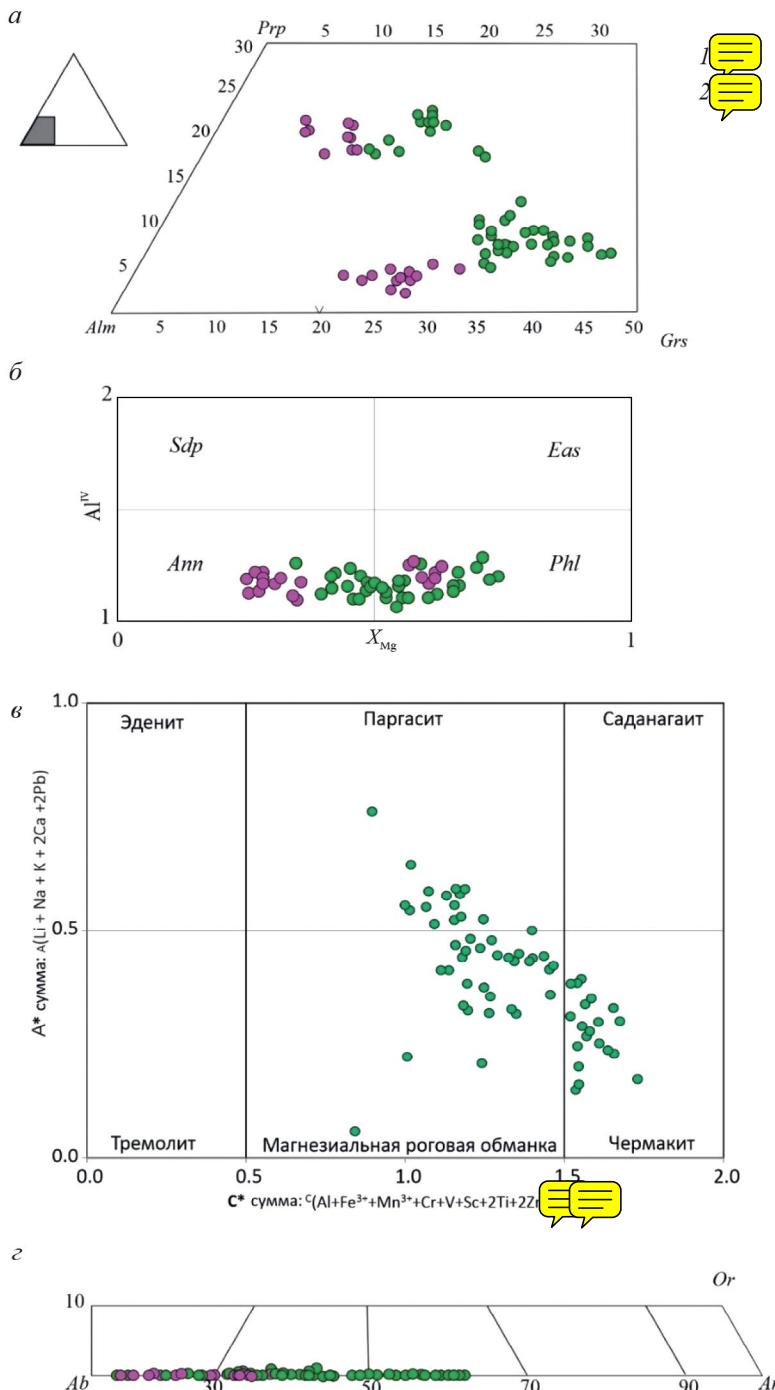


Рис. 5. Диаграммы особенностей химического состава граната (а), биотита (б), амфибола, по: Locock, 2014 (в) и плагиоклаза (г). 1 — метабазиты (амфиболиты, амфибол-содержащие сланцы), 2 — метапелиты (гранат-микроклин-двуслюдянные, гранат-кианит-биотитовые гнейсы).

Fig. 5. Diagrams of the features of the chemical composition of garnet (a), biotite (b), amphibole (в) and plagioclase (г). 1 — metabasites (amphibolites, amphibole-containing schists), 2 — metapelites (garnet-microcline and two-mica, garnet-kyanite-biotite gneisses).

МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ НА ОСНОВЕ ОБМЕННЫХ РЕАКЦИЙ И РЕАКЦИЙ СМЕЩЕННОГО РАВНОВЕСИЯ

Изменение составов минералов в образце гранат-микроклин-двуслюдяного гнейса отражается на оценках температуры и давления. При увеличении содержаний Mg и Ca в гранате эти оценки растут (составы из краевых частей зерен дают меньшие значения температуры и давления, чем центральные (рис. 6a). Изменение состава плагиоклаза (от An_{33} до An_{35}) приводит к увеличению оценок давления, рассчитанных с помощью Grt-Bt-Pl и Grt-Bt-Ms-Pl геобарометров, от 8.4 до 8.8 кбар, а изменение состава биотита (X_{Mg} от 0.25 до 0.28) при фиксированном составе граната (X_{Mg} 0.044) — к росту оценки температуры, полученной с помощью Grt-Bt термометра, от 650 до 685 °C.

В целом, для образца гранат-микроклин-двуслюдяного гнейса рассчитанные температуры и давления лежат в интервалах 640—690 °C, 8.4—8.9 кбар (рис. 6a, табл. 2). Наилучшее пересечение линий минеральных равновесий получено для плагиоклаза An_{35} и краевой части кристалла граната (X_{Mg} 0.041, X_{Ca} 0.258): 640 °C, 8.5 кбар (рис. 7a).

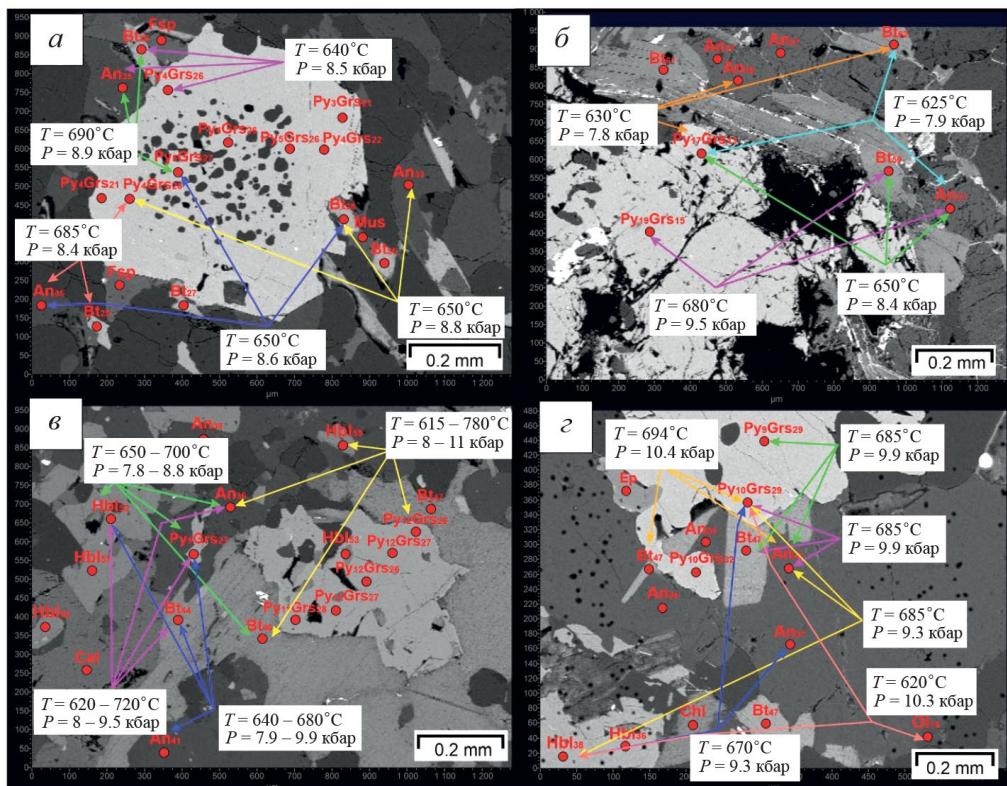


Рис. 6. BSE фотографии изученных пород с отображением химических составов минералов и рассчитанных $P-T$ параметров.

а — гранат-микроклин-двуслюдяной гнейс (обр. 1112), б — кианит-гранат-биотитовый гнейс (обр. 5875-2), в — кианит-биотит-плагиоклаз-амфиболовый сланец (обр. 1125), г — гранат-амфибол-биотитовый сланец (обр. 1005-6).

Fig. 6. BSE photographs of studied rocks with chemical compositions of minerals and calculated $P-T$ parameters. а — garnet-microcline and two-mica gneiss (sample 1112), б — kyanite-garnet-biotite gneiss (sample 5875-2), в — kyanite-biotite-plagioclase-amphibole schist (sample 1125), г — garnet-amphibole-biotite schist (sample 1005-6).

Таблица 2. Сводная таблица $P-T$ -параметров метаморфизма пород Кичанской структурыTable 2. Summary table of PT parameters of metamorphism of rocks of the Kichan structure

Образец	Порода	Минеральная термобарометрия					TWQ		PERPLE_X	
		Grt-Bt-Pl	Grt-Bt-Ms-Pl	Grt-Hbl-Pl	Grt-Bt	Hbl-Pl				
		P , кбар			T , °C		P , кбар	T , °C	P , кбар	T , °C
5875-2	Гранат-кианит-биотитовый гнейс	7.5	—	650	—	6.2—7.5	620—700	—	—	—
1112	Гранат-микроклин-двуслюдянной гнейс	8.5	8.5	—	640	—	7.8 (без H_2O); 8 (с H_2O)	650 (без H_2O); 640 (с H_2O)	2—9.5	420—680
1125	Гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболовый сланец	9.5—10.3	—	7.5—9	750	620—650	11—11.5	700—720	—	—
1005-6	Гранат-амфибол-биотитовый сланец	10.5	—	9—9.2	695	680—700	9—11	650—720	3—10	550—720
5880-4	Биотит-амфибол-гранатовый сланец	—					6.8—7	620—680	—	
5766-1	Гранатовый амфиболит						8	560		
5896-4	Биотит-гранат-амфиболовый сланец						9—10	680—770		

В кианит-гранат-биотитовом гнейсе при увеличении содержаний Mg и Ca в гранате температура и давление также растут (составы из краевых частей дают меньшие значения P и T , чем центральные — см. рис. 6б). Изменение состава биотита (X_{Mg} от 0.59 до 0.62) с фиксированным составом граната (X_{Mg} 0.17) меняет температуру от 625 до 650 °C. В целом полученные оценки заключены в интервалах 625—680 °C, 7.8—9.5 кбар (см. рис. 6б). Наилучшее пересечение линий минеральных равновесий получено для плагиоклаза An_{38} , краевой части кристалла граната (X_{Mg} 0.17, X_{Ca} 0.129) и биотита (X_{Mg} 0.616): 630 °C, 7.8 кбар (рис. 7б).

В гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболовом сланце при увеличении содержаний Ca и Mg в гранате оценки температуры и давления растут (см. рис. 6в). Изменение состава плагиоклаза (от An_{36} до An_{41}) приводит к увеличению оценок давления, рассчитанных с помощью Grt-Hbl-Pl и Grt-Bt-Pl геобарометров, от 7.9—8.4 до 8.2—8.9 кбар (при 650 °C). При увеличении X_{Mg} в биотите (от 0.44 до 0.46) рассчитанная с помощью Grt-Bt геотермометра температура также изменяется от 720 до 700 °C при фиксированном составе граната (X_{Mg} 0.09). В целом полученные оценки заключены в интервалах: 615—780 °C, 7.5—11 кбар (см. рис. 6в). Наименьший разброс значений P и T получен для плагиоклаза An_{41} и граната (X_{Mg} 0.11, X_{Ca} 0.28), контактирующего с биотитом (X_{Mg} 0.461) (см. рис. 6в): 620—750 °C, P = 7.5—10.3 кбар (рис. 7в).

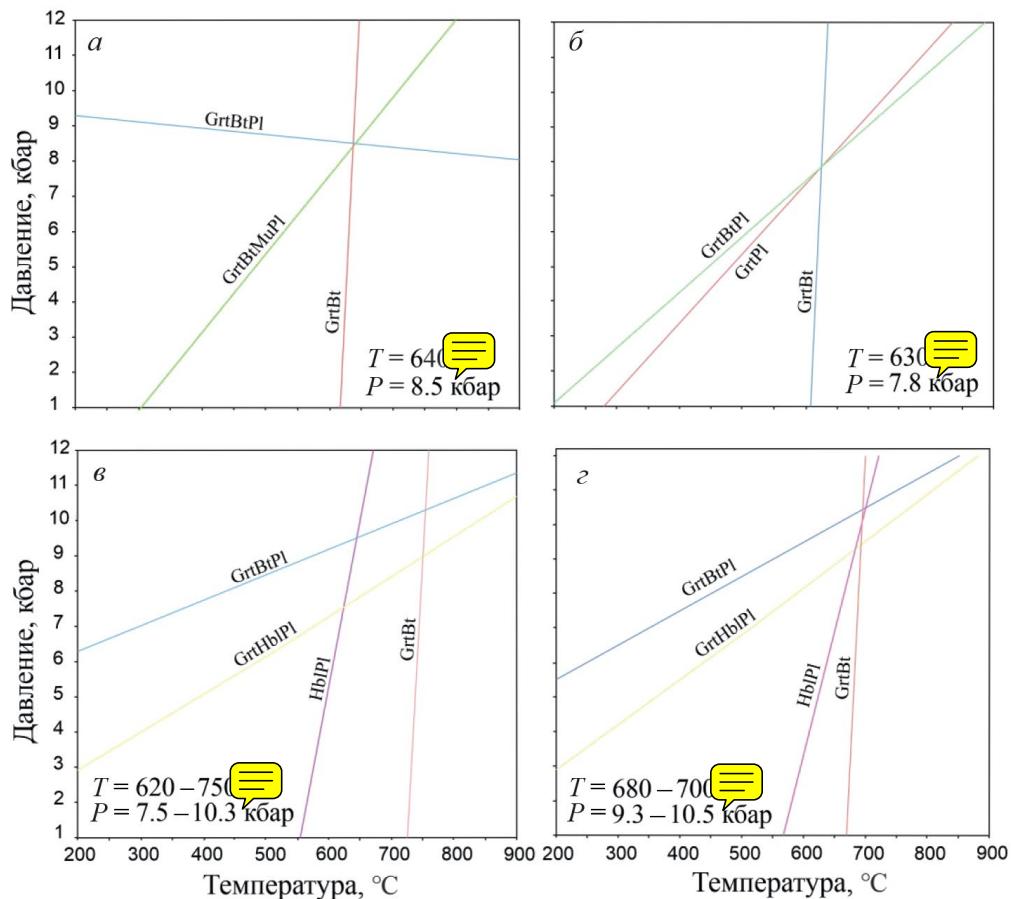


Рис. 7. $P-T$ -диаграммы с линиями минеральных реакций, полученных при использовании различных минеральных термометров и барометров.

a — Гранат-микроклин-двуслюдяной гнейс (обр. 1112); *б* — кианит-гранат-биотитовый гнейс (обр. 5875-2); *в* — гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболовый сланец (обр. 1125); *г* — гранат-амфибол-биотитовый сланец (обр. 1005-6).

Fig. 7. $P-T$ diagrams with the lines of mineral reactions calculated with mineral thermometers and barometers.
a — Garnet-microcline and two-mica gneiss (sample 1112); *б* — kyanite-garnet-biotite gneiss (sample 5875-2); *в* — garnet-biotite-plagioclase-amphibole schist (sample 1125); *г* — garnet-amphibole-biotite schist (sample 1005-6).

В гранат-амфибол-биотитовом сланце при увеличении содержания Mg в гранате, увеличиваются рассчитанные значения P и T (рис. 6 $г$). Изменение состава плагиоклаза (от An_{42} до An_{20}) приводит к росту давления (от 9.3 до 10.3 кбар). Следует иметь в виду, что в данном образце встречается два биотита, которые отличаются друг от друга по составу и соотношениям с другими минералами. Если температура оценивается по составу наиболее магнезиального биотита (X_{Mg} 0.47), давление, рассчитанное с помощью Grt-Bt-Pl геобарометра, растет незначительно (от 10.2 до 10.4 кбар при составе граната X_{Mg} 0.103). В целом вариации параметров укладываются в интервалы: 620—700 °C, 9.3—10.5 кбар. Наименьший разброс оценок получен для плагиоклаза состава An_{42} , граната (X_{Mg} 0.103, X_{Ca} 0.286), биотита (X_{Mg} 0.472) (см. рис. 6 $г$): 680—700 °C, 9.3—10.5 кбар (рис. 7 $г$).

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ НА ОСНОВЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МНОЖЕСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ РЕАКЦИЙ И РАВНОВЕСИЙ

В основу расчетов были положены базы внутренне согласованных термодинамических данных JUN92 (Berman, 1992) (для амфиболовых минеральных парагенезисов) и DEC06 (Berman, Aranovich, 2007) (для пород, не содержащих амфибола).

Термобарометрия амфиболовых минеральных парагенезисов. В гранат-амфибол-биотитовом сланце (обр. 1005-6) парагенезис ранних минералов включает амфибол (железистую роговую обманку), биотит (аннит), гранат гроссуляр-альмандинового ряда и плагиоклаз — андезин (An_{36-42}). Оценки температуры и давления, полученные по разным комбинациям составов минералов, показывают разброс в пределах 650—720 °C, 9—11 кбар. Наилучшее пересечение линий минеральных реакций, отвечающее наибольшему приближению к химическому равновесию, соответствует 680 °C, 10 кбар (рис. 8а).

В гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболовом сланце (обр. 1125) наблюдаются гранат гроссуляр-альмандинового ряда, биотит аннит-флогопитового ряда, плагиоклаз — андезин (An_{32-40}) и амфибол, отвечающего по составу магнезиальной роговой обманке. Пересечения минеральных равновесий находятся в диапазонах: 700—720 °C, 11—11.5 кбар (рис. 8б).

В биотит-амфибол-гранатовом сланце (обр. 5880-4) наблюдаются гранат гроссуляр-альмандинового ряда, биотит аннит-флогопитового ряда, плагиоклаз — лабрадор (An_{52-60}) и роговая обманка. В этой породе также обнаружены титансодержащие фазы — рутил и ильменит, присутствие которых увеличивает число независимых реакций. Пересечения линий минеральных реакций с минимальными отклонениями находятся в пределах: 620—680 °C, 6.8—7 кбар (рис. 8в).

В биотит-гранат-амфиболовом сланце (обр. 5896-4) наблюдаются гранат гроссуляр-альмандинового ряда, биотит аннит-флогопитового ряда, мусковит-парагонит, плагиоклаз — лабрадор (An_{53-63}) и роговая обманка. Пересечения линий минеральных реакций находятся в пределах: 680—770 °C, 9—10 кбар. Наилучшее пересечение соответствует температуре и давлению 700 °C, 10 кбар (рис. 8г).

В сильно измененном амфибол-биотитовом сланце (обр. 1006-1) составы минералов неравновесны. Здесь отсутствуют пересечения линий реакций в одной точке или ограниченной области.

Термобарометрия для двуслюдянных (безамфиболовых) минеральных парагенезисов. В гранат-двуслюдянном гнейсе (обр. 1112) наблюдаются гранат гроссуляр-альмандинового ряда, биотит флогопит-аннитового ряда, светлая слюда, соответствующая мусковиту-парагониту, плагиоклаз (An_{28-35}). Параметры точки схождения линий безводных минеральных реакций: 650 °C, 7.8 кбар (рис. 9а). При добавлении реакций с участием водосодержащих минералов наилучшее пересечение линий минеральных реакций дает сходные оценки: 640 °C, 8 кбар (рис. 9б).

В кианит-гранат-биотитовом гнейсе (обр. 5875-2) наблюдаются гранат гроссуляр-альмандинового ряда, биотит аннитового-флогопитового ряда, плагиоклаз (An_{35-38}). Диапазоны оценок температуры и давления (без учета титансодержащей фазы): 620—700 °C, 6.2—7.5 кбар, с наилучшим пересечением линий минеральных реакций в точке 620 °C, 6.5 кбар (рис. 9в). При добавлении минеральных реакций с участием ильменита и рутила число независимых реакций увеличивается до четырех. Наилучшее пересечение линий реакций соответствует 630 °C, 6.5 кбар (рис. 9г).

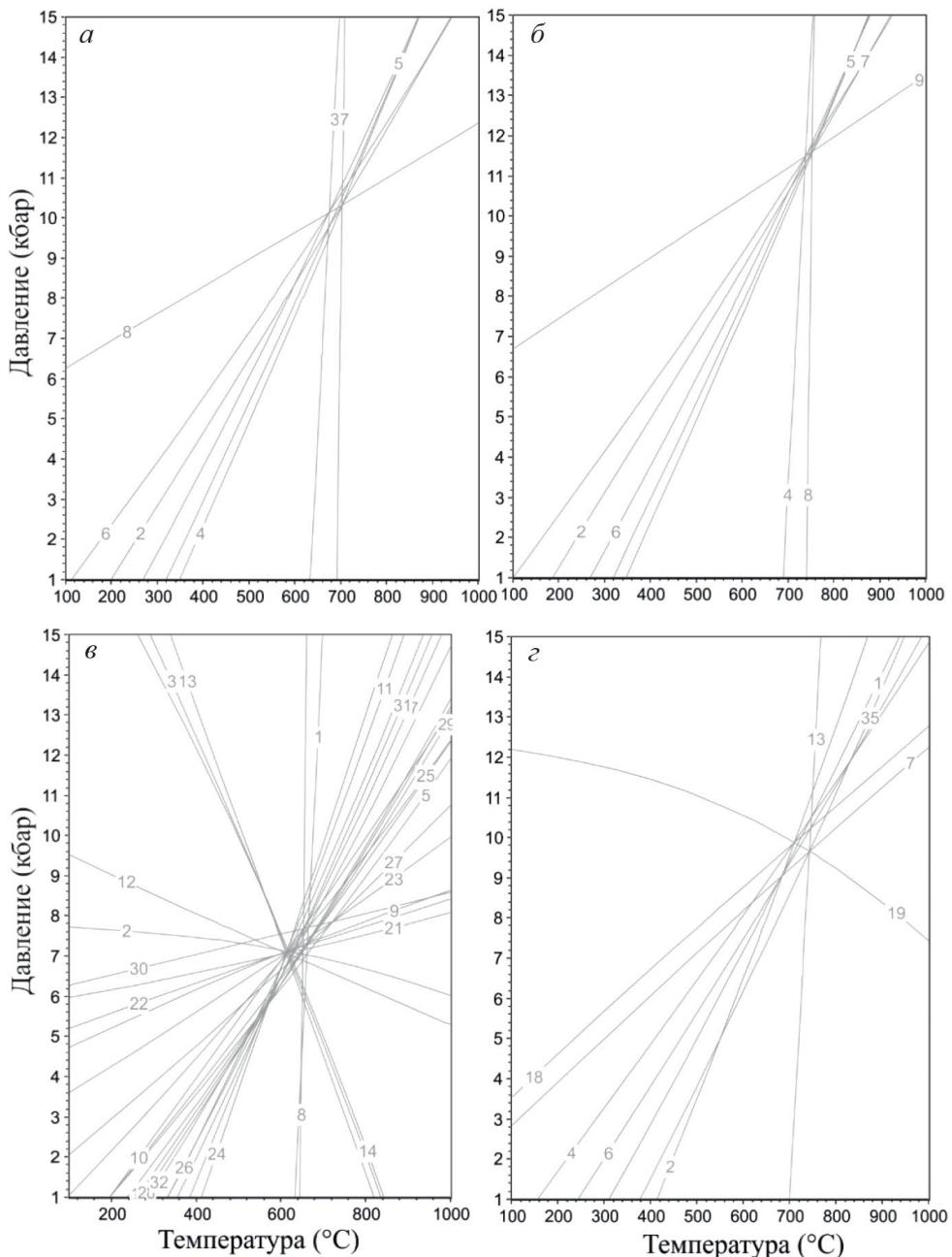


Рис. 8. $P-T$ -раммы для гранат-амфиболовых сланцев (обр. 1005-6, 5880-4, 1125, 5896-4), рассчитанные с помощью программы TWQ (Berman, 1991).

a — обр. 1005-6, b — обр. 1125, c — обр. 5880-4, d — обр. 5896-4. Список минальных реакций приводится в приложении EMS2.

Fig. 8. $P-T$ diagrams for garnet-amphibole schists (samples 1005-6, 5880-4, 1125, 5896-4), calculated with TWQ program (Berman, 1991).

a — sample 1005-6, b — sample 1125, c — sample 5880-4, d — sample 5896-4. The list of mineral reactions is given in the Supplementary EMS2.

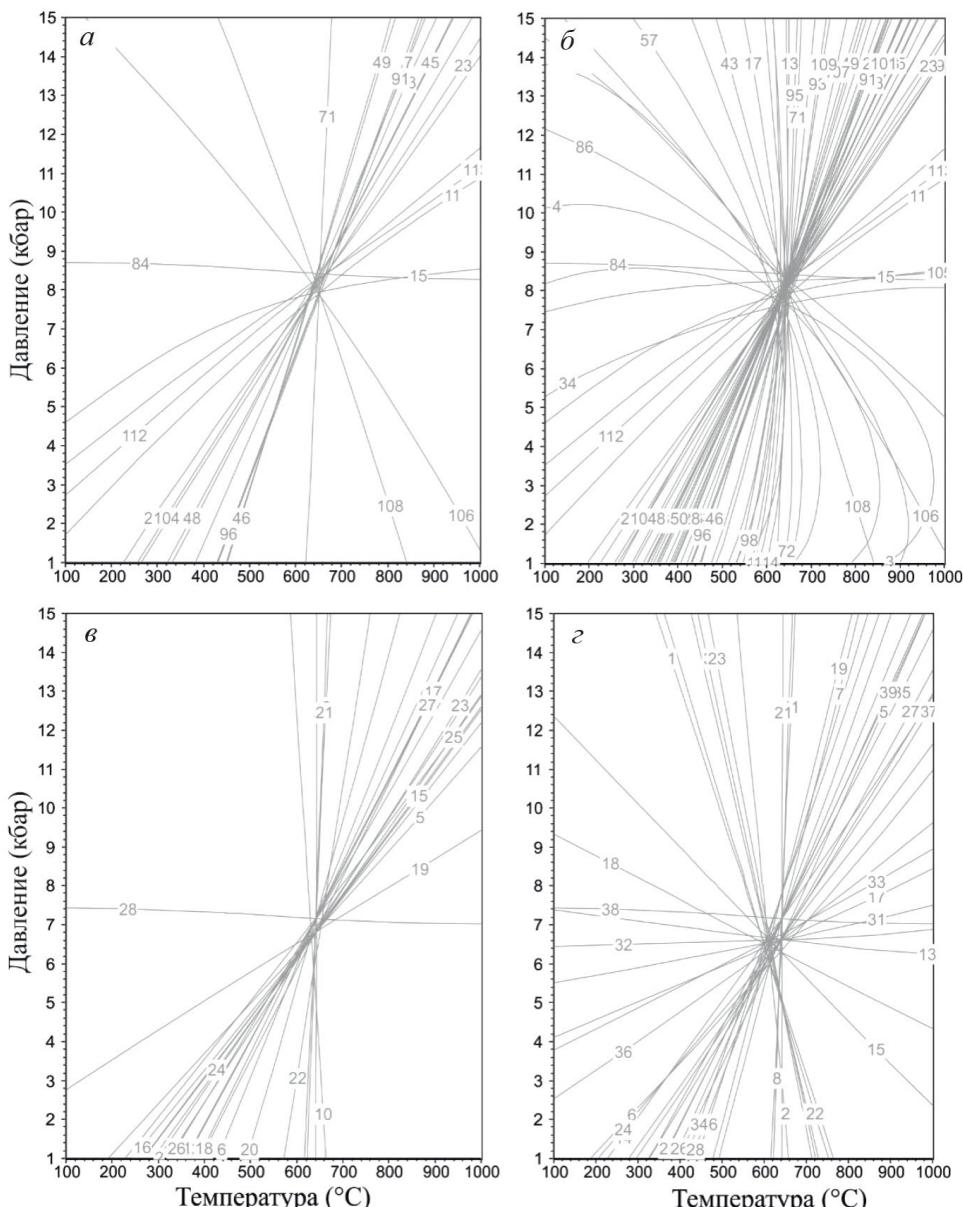


Рис. 9. $P-T$ -диаграммы для гранат-двуслюдяного (обр. 1112) и кианит-гранат-биотитового (обр. 5875-2) гнейсов, рассчитанные с помощью программы TWQ (Berman, 1991).
 а — Диаграмма для гранат-двуслюдяного гнейса, рассчитанная без учета водосодержащих минеральных реакций; б — диаграмма, аналогичная а, но с учетом водосодержащих реакций; в — диаграмма для кианит-гранат-биотитового гнейса (обр. 5875-2), рассчитанная без учета Ti-содержащих фаз; г — диаграмма, аналогичная в, но построенная с учетом ильменита и рутила. Список минальных реакций приводится в приложении EMS2.

Fig. 9. $P-T$ diagrams for garnet-two-mica (sample 1112) and kyanite-garnet-biotite (sample 5875-2) gneisses calculated with TWQ program (Berman, 1991).

а — Diagram for garnet and two-mica gneiss calculated without water-containing reactions; б — diagram similar to а, but taking into account water-containing reactions; в — diagram for kyanite-garnet-biotite gneiss (sample 5875-2), calculated without taking into account Ti-containing phases; г — diagram similar to в, but taking into account ilmenite and rutile. The list of mineral reactions is given in the Supplementary EMS2.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ФЛЮИД И ОЦЕНКА АКТИВНОСТИ ВОДЫ

Относительно высокий окислительный потенциал в земной коре и верхней мантии указывает на преобладание в метаморфических флюидах H_2O и CO_2 (Сафонов и др., 2019). Высокая растворяющая способность воды определяет присутствие в этих флюидах хорошо растворимых соединений (хлоридов, карбонатов, фторидов, сульфатов — «солевых компонентов»).

С учетом широкого развития в Кичанской структуре метаморфических пород с водосодержащими минералами (амфиболы, слюды и т. п.), а также наличия в некоторых образцах карбонатов (в основном, кальцита), предполагается, что состав метаморфического флюида был углекислотно-водный, возможно, с примесью солевых компонентов. Несмотря на возможное разнообразие таких компонентов во флюиде, термодинамический расчет минеральных реакций с участием фазы H_2O позволяет оценить величину активности воды во флюиде (водно-углекислотном или водно-углекислотно-солевом) по пересечению линий минеральных реакций в координатах $T - a_{\text{H}_2\text{O}}$ или $P - a_{\text{H}_2\text{O}}$. Подобные оценки были получены для трех образцов.

В гранат-биотит-амфиболовом сланце (обр. 1005-6) для давления 10.5 кбар наилучшее пересечение линий минеральных реакций в координатах $T - a_{\text{H}_2\text{O}}$ соответствует температуре 700 °C при активности водного флюида 0.6 (рис. 10 α). В гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболовом сланце (обр. 1125) для давления 10 кбар — примерно 700 °C при активности водного флюида 0.6 (рис. 10 β). В гранат-двуслюдяному гнейсе (обр. 1112) для давления 8 кбар — 650 °C при активности водного флюида близкой к единице (рис. 10 γ).

Для других образцов подобные оценки получены не были из-за большого разброса положений линий реакций с водной фазой, предположительно, вследствие нарушения равновесия между минералами. Но в целом, судя по приведенным немногочисленным данным, активность воды в метаморфическом флюиде была выше при метаморфизме метапелитов по сравнению с метабазитами.

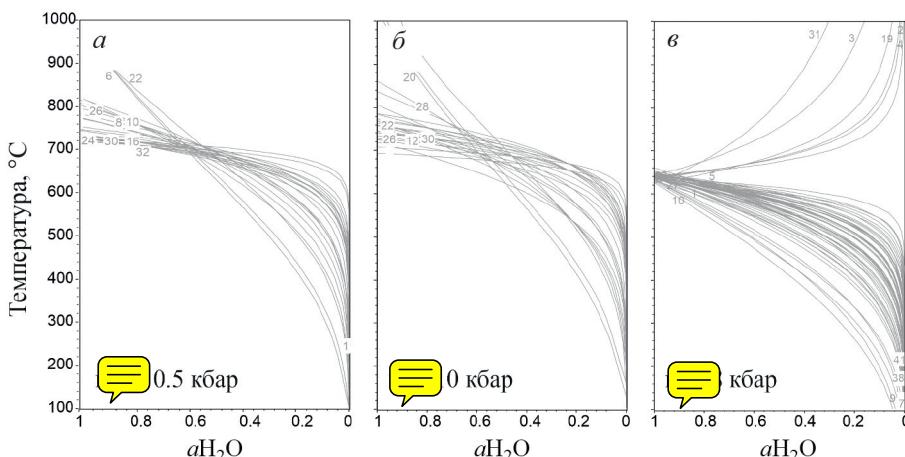


Рис. 10. $P - a_{\text{H}_2\text{O}}$ -диаграммы с линиями минеральных реакций.
 α — Для гранат-амфибол-биотитового сланца (обр. 1005-6); β — для гранат-биотит-плагиоклаз-амфиболового сланца (обр. 1125); γ — для гранат-двуслюдянного гнейса (обр. 1112). Список минеральных реакций приводится в приложении EMS2.

Fig. 10. $P - a_{\text{H}_2\text{O}}$ diagrams with the lines of mineral reactions.
 α — For garnet-amphibole-biotite schist (sample 1005-6); β — for garnet-biotite-plagioclase-amphibole schist (sample 1125); γ — for garnet and two-mica gneiss (sample 1112). The list of mineral reactions is given in the Supplementary EMS2.

ПОСТРОЕНИЕ ФАЗОВЫХ ДИАГРАММ НА ОСНОВЕ МИНИМИЗАЦИИ ЭНЕРГИИ ГИБСА

Гранат-амфибол-биотитовый сланец (обр. 1005-6) состоит из плагиоклаза (25–30 %), кварца (10 %), биотита (15–20 %), амфибола (14 %), граната (10–12 %), карбоната (до 6 %), хлорита (3 %), рудных минералов (до 5 %) и эпидота (1 %). Поле устойчивости минерального парагенезиса $Pl + Bt + Amp + Grt$ при участии чистого водного флюида занимает низко- и среднетемпературную области на $P-T$ -диаграмме. При входлении в состав флюида CO_2 (доля которого составляет 0.3) поле этого парагенезиса ограничено температурами и давлениями 550–720 °C, 3–10 кбар (рис. 11a), что соответствует петрографическим наблюдениям и термобарометрическим оценкам, приведенным ранее.

Моделируемый гранат имеет широкое поле устойчивости, однако наибольшее его количество отмечается в интервале 700—900 °С, 7—10 кбар. Химический состав граната в этом интервале преимущественно альмандин-гроссуляровый (например, при 800 °С, 8 кбар — $\text{Alm}_{0.65}\text{Py}_{0.11}\text{Grs}_{0.22}\text{Sps}_{0.02}$). При уменьшении температуры и давления состав становится менее магнезиальным за счет чего увеличивается содержание спессартинового минала (например, при 650 °С, $P = 6$ кбар — $\text{Alm}_{0.52}\text{Py}_{0.04}\text{Grs}_{0.23}\text{Sps}_{0.21}$). По данным моделирования, гранат и амфибол сосуществуют в диапазонах 500—600 °С, 6.5—12 кбар (с преобладающим амфиболом) и 750—800 °С, 7—11 кбар (с преобладающим гранатом). Состав амфибала соответствует паргаситу.

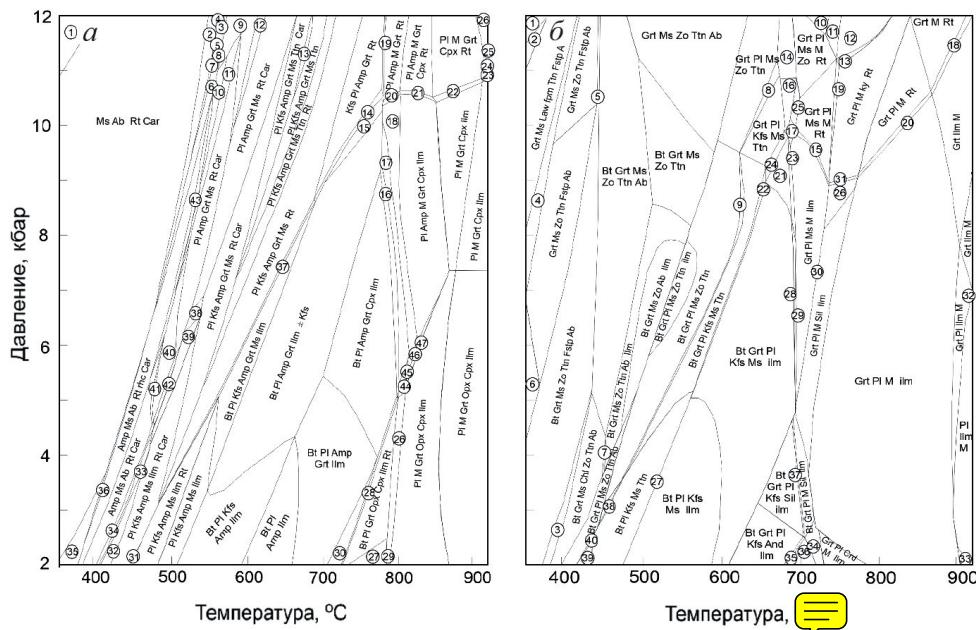


Рис. 11. Фазовые диаграммы для изученных пород.

а — Для гранат-амфибол-биотитового сланца (обр. 1005-6); б — для гранат-двуслюдяного гнейса (обр. 1112). Во всех парагенезисах присутствует кварц. Карбонаты (анкерит, сидерит, доломит, кальцит) обозначены символом Car , расплав — символом M . Числами в кружках обозначены области, содержащие фазы, перечисленные приложениями Supplementary EMS2.

Fig. 11. Phase diagrams for studied rocks.

Fig. 11. Phase diagrams for studied rocks.
a — For garnet-amphibole-biotite schist (sample 1005-6); *b* — for garnet-two-mica gneiss (sample 1112). All mineral assemblages contain quartz. Car, carbonate (ankerite, siderite, dolomite, and calcite). M, melt. Numbers in circles indicate the fields containing phases listed in the Supplementary EMS2.

Поля устойчивости граната и биотита почти не пересекаются с полями амфибала, т. е. биотит и амфибол выступают в какой-то степени заменяющими друг друга фемическихими фазами. По данным моделирования, состав биотит отвечает анниту (Ann_{60-70}).

Плагиоклаз имеет широкий диапазон устойчивости. Состав его закономерно меняется: при высокой температуре ($>750^\circ\text{C}$) он более основной (An_{70-75}), при высоком давлении (>8.5 кбар) — более кислый (An_{25-30}). В среднетемпературной области ($500-750^\circ\text{C}$, $2-8$ кбар) состав плагиоклаза колеблется от An_{45} до An_{60} .

При повышении температуры (начиная примерно с 800°C и выше), доле CO_2 в углекислотно-водном флюиде, равной 0.3, в модельной системе появляется расплав (рис. 11).

Гранат-двуслюдяной гнейс (обр. 1112) состоит из плагиоклаза (20—25 %), кварца (20—25 %), микроклина (8—12 %), биотита (15—20 %), граната (7—10 %), мусковита (6—8 %), рудных минералов (3 %). Поле устойчивости минерального парагенезиса $\text{Fsp} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Grt}$ при участии чистого водного флюида занимает довольно широкую область: $420-680^\circ\text{C}$, $2-9.5$ кбар; однако с увеличением давления она сужается (например, при 9 кбар до $620-650^\circ\text{C}$ (рис. 11б).

Парагенезис граната и мусковита имеет широкое поле устойчивости, хотя наибольшее количество граната образуется при высоких температурах, при которых мусковит неустойчив. Состав граната отвечает преимущественно альмандину, содержащему гроссуляровый минал; с ростом температуры гранат обогащается магнием.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом (An_{35-48}) и калиевым полевым шпатом. Повышенное содержание биотита характерно для области $450-650^\circ\text{C}$, $2-8$ кбар. При увеличении количества биотита значительно снижается количество граната, и наоборот. В высокотемпературной области ($>730^\circ\text{C}$) появляется гранитный расплав (см. рис. 11б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По данным моделирования, расплав в изученных породах появляется при температуре $>750-800^\circ\text{C}$. Поскольку в породах Кичанской структуры отсутствуют признаки анатектического плавления, то температуру $\sim 750^\circ\text{C}$ можно рассматривать как максимально возможную. Оценки $P-T$ -параметров метаморфизма по составам сосуществующих минералов не противоречат такому предположению (табл. 2).

На сегодня до конца не решен вопрос периодизации геологических событий в Кичанской структуре ТЗП. В частности, нет точных сведений о времени формирования метаморфических минеральных парагенезисов. Имеющиеся геохронологические данные подтверждают архейский возраст протолитов изученных пород. Однако вероятность проявления архейского этапа метаморфизма остается под вопросом. Протерозойский же этап метаморфизма (1.80—1.76 млрд лет), наоборот, судя по опубликованным геохронологическим данным, наиболее ярко и широко проявлен в ТЗП и, по-видимому, во многом определил наблюдаемые вещественный состав и структурно-текстурные особенности пород. Обсуждаемый временной интервал отвечает поздним стадиям формирования двух крупнейших протерозойских орогенов — Лапландско-Кольского (Балаганский и др., 2016), на севере и Свекофеннского на юге (Балтыбаев, 2013).

Интерпретация тектонической позиции изученных супракrustальных пород с учетом предполагаемого времени и $P-T$ -параметров метаморфизма требует уточнения. Ранее, на основании мантийных характеристик архейских тоналитов, прорывающих тикшезерско-кичанские метавулканиты, был сделан вывод (Миллер и др., 2003)

о том, что граница Карельского кратона находится западнее площади развития пород ТЗП (включающего Кичанскую структуру). Поэтому рассматриваемые породы следует относить к БПП. Но относительно невысокий уровень метаморфизма изученных нами пород, не доходящий до гранулитовой фации метаморфизма, а также отсутствие признаков частичного плавления (т. е. мигматитов) делают их не похожими на породы, наблюдаемые в пределах БПП. В этой связи не исключено, что вместо двух существующих альтернативных точек зрения — с отнесением пород ТЗП либо к КК, либо к БПП (Кожевников, 2000; Бибикова и др., 2003; Милькевич и др., 2007; Слабунов, 2008), надо допустить и третью возможность, а именно — существование переходной зоны, отличающейся ювенильными характеристиками пород и относительно низким уровнем их метаморфизма. Эти супракrustальные комплексы могли формироваться в окраинно-океанических обстановках в палеоконвергентной зоне между КК и БПП. Следует отметить, что идея о такой переходной зоне высказывалась и ранее (Миллер, 2006), но впоследствии не получила развития, вероятно, в том числе и из-за отсутствия сравнительного анализа истории метаморфических преобразований пород пространственно сближенных региональных структур.

ВЫВОДЫ

Породы Кичанской структуры испытали метаморфизм 1.80—1.76 млрд лет назад. Этот этап метаморфизма отвечает поздним стадиям формирования двух крупнейших протерозойских орогенов — Лапландско-Кольского и Свекофеннского.

По данным минеральной термобарометрии и результатам расчетов фазовых $P-T$ -диаграмм («псевдосечений») условия метаморфизма соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям повышенных давлений (550—730 °C, до 10—11 кбар).

При метаморфизме двуслюдяных гнейсов состав флюида был более водным по сравнению с составом флюида, принимавшем участие в метаморфизме пород основного состава.

Тектоническая позиция кичанских супракrustальных пород требует дальнейшего уточнения с учетом времени и полученных $P-T$ -параметров метаморфизма. Предварительно они могут быть отнесены к переходной зоне, отличающейся ювенильными характеристиками пород и относительно низким уровнем их метаморфизма по сравнению с породами Беломорского подвижного пояса.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А. С. Никоновой (Институт Карпинского, Санкт-Петербург) за часть предоставленных пластинок для микрозондовых анализов, а также анонимному рецензенту, чьи вдумчивые и благожелательные комментарии и замечания позволили доработать статью до нынешнего вида.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2025-0003) Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балаганский В. В., Горбунов И. А., Мудрук С. В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофенский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3. С. 5—11.

Балтыбаев Ш. К. Свекофенинский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. № 6. С. 44–59.

Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.

Беляев О. А., Пожиленко В. И. Структурно-метаморфическая эволюция Беломорского подвижного пояса (Енкий сегмент). Беломорский мобильный пояс: геология, геодинамика, геохронология / Тез. докл. междунар. совещ. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 17 с.

Калинин А. А., Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Баянова Т. Б., Хиллер В. В. Геологическое строение и перспективы рудоносности Кичанской структуры Тикшезерского зеленокаменного пояса (Северная Карелия) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 102–126.

Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / ред. В. А. Глебовицкий. СПб: ВСЕГЕИ, 1991.

Классификация и номенклатура метаморфических горных пород: справочное пособие. Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО РАН, 1992. 205 с.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Миллер Ю. В. Беломорский подвижный пояс Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 5–14.

Миллер Ю. В., Львов А. Б., Мыскова Т. А., Богомолов Е. С., Пушкарёв Ю. Д. Поиски древней континентальной коры в области сочленения Карельского кратона с Беломорским подвижным поясом: изотопно-geoхимический подход // Докл. РАН. 2003. Т. 389. С. 345–348.

Милькевич Р. И., Миллер Ю. В. Докембрий Северной Евразии. 1997. С. 61–62.

Милькевич Р. И., Миллер Ю. В., Глебовицкий В. А., Богомолов Е. М., Гусева В. Ф. Толеитовый и известково-щелочной магматизм в северной части Тикшезерского зеленокаменного пояса: геохимические признаки субдукционной обстановки // Геохимия. 2003. С. 1262–1274.

Мыскова Т. А., Никонова А. С., Никонов К. А., Житникова И. А., Львов П. А. Кичанская остро-водужная система архея (новые геохимические и изотопно-геохронологические доказательства) // Труды Карельского научного центра РАН. 2022. № 5. С. 103–106.

Мыскова Т. А., Никонова А. С., Никонов К. А., Житникова И. А., Львов П. А. Кичанская структура Архейского Тикшезерского зеленокаменного пояса Фенноскандинавского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Геохимия. 2024. Т. 69. № 9. С. 81–106.

Ранний докембрий Балтийского щита / отв. ред. В. А. Глебовицкий. СПб: Наука, 2005. 710 с.

Сафонов О. Г., Бутвина В. Г., Лиманов Е. В., Косова С. А. Минеральные индикаторы реакций с участием солевых компонентов флюидов в глубокой литосфере // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 525–556.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Conditions of Metamorphism of Rocks of the Kichan Structure in the Archean Tiksheozero Greenstone Belt (Belomorian Region, Fennoscandian Shield)

A. E. Usoltseva^a, T. A. Myskova^b, S. K. Baltybaev^{a, b}, O. L. Galankina^b

^aSaint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg, Russia,

^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

Metamorphic rocks of the Kichan structure of the Tiksheozero greenstone belt were formed after differentiated volcanic series and represented by gneisses, schists, and amphibolites. Conditions of metamorphism correspond to the high-pressure part of the epidote-amphibolite and amphibolite facies. The Gibbs energy minimization method has shown that mineral assemblages of metabasites (plagioclase + biotite + hornblende + garnet) occupy

low- and medium-temperature regions in the $P-T$ diagram (550–720 °C, 3–10 kbar). Metamorphic conditions for assemblages of kyanite-garnet-biotite and garnet + two-mica gneisses correspond to temperature 600–730 °C and pressure 6–8 kbar, which is consistent with petrographic observations. When using multiple mineral equilibria, the best intersections of reaction lines correspond to 640–650 °C, 7.8–8.0 kbar with decreasing to 620–630 °C, 6.2–6.5 kbar if Ti-containing phases and H_2O are taken into account. For metabasic mineral assemblages, the calculated water activity is close to 0.6, while for gneisses it reaches 0.9–1.0. According to predecessors, mineral assemblages and texture of the studied rocks were formed during the Proterozoic (1.80–1.76 Ga) stage of metamorphism of Archean volcanics synchronous with the late stages of the formation of the Svecfennian and Lapland-Kola orogens. Supracrustal series of volcanics were presumably formed in marginal-oceanic settings in the transition zone between the Karelian Craton and the Belomorian mobile belt.

Keywords: Kichan structure, Belomorian region, Tiksheozero greenstone belt, metamorphism, metavolcanics, mineral thermobarometry, Fennoscandinavian shield

REFERENCES

- Balaganskiy V. V., Gorbunov I. A., Mudruk S. V. Paleoproterozoic Lapland-Kola and Svecfennian orogens (Baltic Shield). *Bull. Kola Science Center RAS*. 2016. № 5–11 (in Russian).
- Baltybaev Sh. K. Svecfennian orogen of the Fennoscandian shield: Compositional and isotopic zoning and its tectonic interpretation. *Geotectonics*. 2013. Vol. 47. P. 452–464.
- Bayanova T. B. Age of reference geological complexes of the Kola region and duration of magmatic processes. Saint Petersburg: Nauka, 2004. 174 p. (in Russian).
- Belyaev O. A., Pozhilenko V. I. Structural and metamorphic evolution of the Belomorian mobile belt (Yen segment). Belomorian mobile belt: geology, geodynamics, geochronology. *Abstr. Int. Conf. Petrozavodsk: Karelian Research Center RAS*, 1997. 17 p. (in Russian).
- Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canad. Miner.* 1991. Vol. 32. P. 833–855.
- Berman R. G., Aranovich L. Ya. Rancourt D. G., Mercier D. G. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg-Fe-Al biotite. *Amer. Miner.* 2007. Vol. 92 (1). P. 139–150.
- Berman R. G., Aranovich L. Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $FeO-MgO-CaO-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2$. *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. Vol. 126. P. 1–24.
- Connolly J. A. Multivariable phase diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics. *Amer. J. Sci.* 1990. Vol. 290. P. 666–718.
- Dale J., Holland T., Powell P. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contrib. Miner. Petrol.* 2000. Vol. 140. P. 353–362.
- Early Precambrian of the Baltic Shield. Ed. by V. A. Glebovitsky. Saint Petersburg: Nauka, 2005. 710 p. (in Russian).
- Holdaway M. J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *Amer. Miner.* 2000. Vol. 85. P. 881–892.
- Holdaway M. J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *Amer. Miner.* 2001. Vol. 86. P. 1117–1129.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Petrol.* 1994. Vol. 116. P. 433–447.
- Holland T. J. B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *J. Metamorph. Geol.* 2011. Vol. 29. P. 333–383.

- Kalinin A. A., Astafyev B. Yu., Voinova O. A., Bayanova T. B., Hiller V. V.* Geological structure and ore potential of the Kichanskaya structure of the Tiksheozero greenstone belt (Northern Karelia). *Lithosphere*. **2017**. Vol. 17. N3. P. 102–126 (in Russian).
- Kozhevnikov V. N.* Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens. *Petrozavodsk*, **2000**. 223 p. (in Russian).
- Locock A. J.* An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers & Geosciences*. **2014**. Vol. 62. P. 1–11.
- Map of mineral facies of metamorphic rocks of the eastern part of the Baltic Shield. Ed. by V. A. Glebovitsky. Saint Petersburg: VSEGEI, **1991** (in Russian).
- Milkevich R. I., Miller Yu. V.* Precambrian of Northern Eurasia. **1997**. P. 61–62 (in Russian).
- Milkevich R. I., Miller Yu. V., Glebovitsky V. A., Bogomolov E. M., Guseva V. F.* Tholeiitic and calc-alkaline magmatism in the northern part of the Tiksheozersky greenstone belt: geochemical signs of a subduction setting. *Geochemistry*. **2003**. P. 1262–1274 (in Russian).
- Miller Yu. V.* Belomorian mobile belt of the Baltic Shield. *Regional Geol. Metallogeny*. **2006**. N27. P. 5–14 (in Russian).
- Miller Yu. V., Lvov A. B., Myskova T. A., Bogomolov E. S., Pushkarev Yu. D.* Searches for ancient continental crust in the area of junction of the Karelian Craton and the Belomorian mobile belt: isotope-geochemical approach. *Reports RAS*. **2003**. Vol. 389. P. 345–348 (in Russian).
- Molina J. F., Cambeses A., Moreno J. A., Morales I., Montero P., Bea F. A.* Reassessment of the amphibole-plagioclase NaSi–CaAl exchange thermometer with applications to igneous and high-grade metamorphic rocks. *Amer. Miner.* **2021**. Vol. 106. P. 782–800.
- Molina J. F., Moreno J. A., Castro A., Rodriduez C., Fershtater G. B.* Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al–Si partitioning and amphibole/ liquid Mg partitioning. *Lithos*. **2015**. Vol. 232. P. 286–305.
- Myskova T. A., Nikanova A. S., Nikonorov K. A., Zhitnikova I. A., Lvov P. A.* Kichan Island Arc System of the Archean (new geochemical and isotope-geochronological evidence). *Proc. Karelian Sci. Center RAS*. **2022**. N5. Ser. Geology of the Precambrian. P. 103–106 (in Russian).
- Myskova T. A., Nikanova A. S., Nikonorov K. A., Zhitnikova I. A., Lvov P. A.* The Kichanskaya structure of the Archean Tiksheozero greenstone belt of the Fennoscandian Shield in light of new geochemical and geochronological data. *Geochemistry*. **2024**. Vol. 69. N9. P. 81–106 (in Russian).
- Perchuk L. L.* Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. In: *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology: A Memorial Volume in Honour of D. S. Korzhinskiy*. Cambridge: Cambridge University Press, **1991**. P. 93–112.
- Safonov O. G., Butvina V. G., Limanov E. V., Kosova S. A.* Mineral indicators of reactions involving salt components of fluids in the deep lithosphere. *Petrology*. **2019**. Vol. 27. N5. P. 525–556.
- Slabunov A. I.* Geology and geodynamics of Archean mobile belts (on the example of the Belomorian province of the Fennoscandian Shield). Petrozavodsk: Karelian Research Center RAS, **2008**. 296 p. (in Russian).
- Warr L. N.* IMA-CNMNC approved mineral symbols. *Miner. Mag.* **2021**. Vol. 85. P. 291–320.
- Wu C. M., Zhang J., Ren L. D.* Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites. *J. Petrol.* **2004**. Vol. 45. P. 1907–1921.