

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТОЙ ФОРМАЦИИ ПРИАЗОВСКОГО БЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

С. М. Пилюгин, К. А. Савко, М. А. Новикова\*

Воронежский государственный университет

\*Институт экспериментальной минералогии РАН, 142432 Черноголовка, Россия

Поступила в редакцию 1 марта 2010 г.

**Аннотация.** В железисто-кремнистых формациях докембрия Приазовского блока Украинского щита (УЩ) обнаружены структуры распада в сосуществующих моноклинных и ромбических пироксенах. Такие структуры в породах первично-осадочного происхождения представляют собой сравнительно редкое явление для регионально метаморфизованных комплексов мира. Пироксены в породах Приазовского блока представлены двумя генерациями. Структурами распада характеризуются только ранние генерации минералов. С использованием микрозондового анализа (отдельные локальные анализы, площадной анализ, растровая съемка, набор большого количества локальных анализов по площади зерна) были определены составы продуктов распада и восстановлены первичные составы сосуществующих клинопироксена ( $\text{CaO} = 11,32\text{--}15,78$  мас. %) и пижонита ( $\text{CaO} = 4,58\text{--}7,28$  мас. %). По данным [1] найдено, что кристаллизация этих минералов, отвечающая первичному (пиковому) метаморфизму пород, происходила при температурах порядка 930 °С. Постпиковые условия метаморфизма определены с помощью набора согласованных геотермометров (2Px, Grt-Opx), чьи оценки не различаются больше чем на 15 °С.

Методами микротермометрии (криотермометрии) в железистых кварцитах УЩ впервые были обнаружены первичные флюидные (углекислотные) включения очень высокой плотности. С учетом поправки на потерю воды из этих включений было определено давление метаморфизма пород 9–10 кбар, соответствующее глубинам порядка 32–36 км.

**Ключевые слова:** железисто-кремнистые формации докембрия, пироксены, структуры распада, флюидный режим, геотермометрия, высокотемпературный метаморфизм

**Abstract.** Precambrian banded iron formation (BIF) of the Azov block Ukrainian Shield contains coexisting clino- and orthopyroxene with exsolution textures. Such structures in breeds of primarily sedimentary origin represent rather a unusual occurrence for the regional matamorphic complexes of the world. The pyroxene in the Azov block BIF is found in two generations, with only the first generation containing such textures. Point microprobe analysis, raster-mode microprobe analysis, and microprobe element mapping of mineral grains with a large number of point analysis were used to determine the composition of the exsolution products and the primary chemistry of the coexisting clinopyroxene ( $\text{CaO} = 11,32\text{--}15,78$  wt %) and pigeonite ( $\text{CaO} = 4,58\text{--}7,28$  wt %). Using the D. Lindsley (1983) geothermometer it was found that these minerals have crystallized at the primary (peak) metamorphism of the rocks at extremely high temperatures of about 930 °C. Postpeak conditions metamorphisms are determined with the help of a set of the coordinated geothermometers (2Px, Grt-Opx) whose estimations do not differ more, than on 15 °C.

Primary very dense  $\text{CO}_2$ -rich fluid inclusions were discovered for the first time in these BIF. With these data (taking into account possible water loss from the inclusions) pressure of the metamorphism was estimated as 9–10 kbar (depth 32–36 km).

**Key words:** precambrian banded iron formation, pyroxene, exsolution textures, fluid mode, geothermometry, ultrahigh-temperature metamorphism

### Введение

Железистые формации докембрия (ЖФД) являются характернейшими хемогенно-осадочными образованиями, развитыми на всех древних докембрийских щитах. Они представлены главным об-

разом кристаллическими породами – магнетитовыми (железистыми) кварцитами, которые благодаря своему относительно простому минералогическому и химическому составу являются прекрасными индикаторами физико-химических условий ( $T, P, f_{\text{O}_2}, P_{\text{H}_2\text{O}}, P_{\text{CO}_2}$ ) метаморфизма пород и, отсюда, наиболее ранней тектоно-термальной и геодина-

мической истории развития Земли. Одним из регионов широкого распространения ЖФД является Украинский щит, который вместе с Воронежским кристаллическим массивом (ВКМ) (рис. 1, а, б) представляет один из трех кристаллических сег-

ментов (Сарматия) Восточно-Европейского кратона [2]. УЩ (размером приблизительно 1000 × 400 км) относится к юго-западной части Сарматии, и был отделен в фанерозое от ВКМ Днепровско-Донецким авлакогеном.

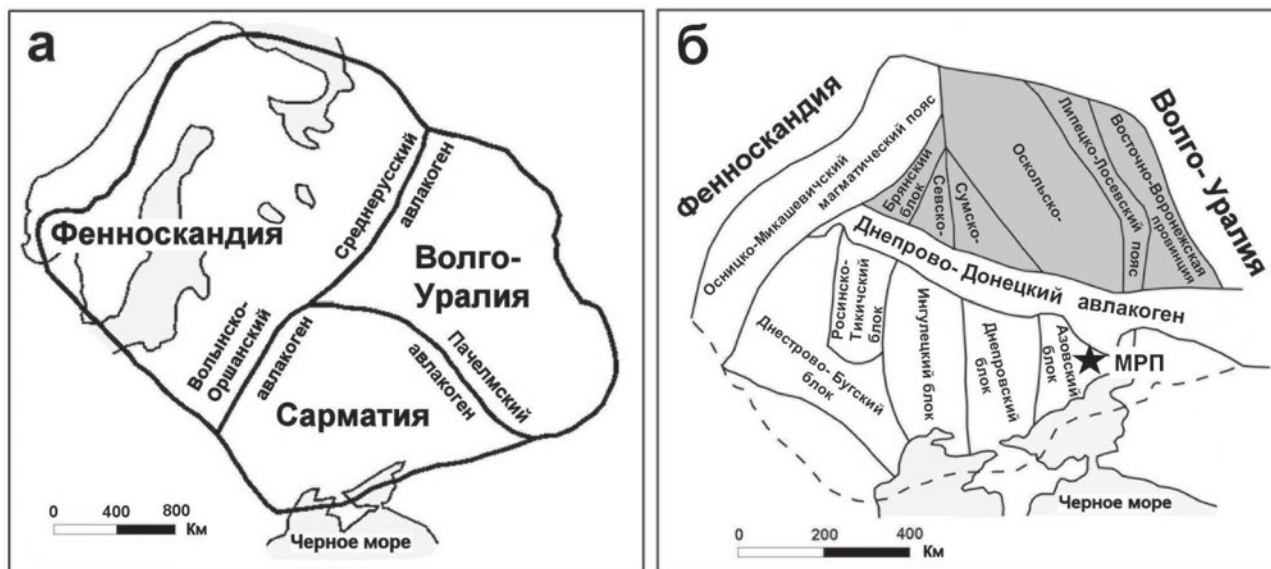


Рис. 1. Схематическое строение сарматского нуклеара: а – три кристаллических сегмента Восточно-Европейского кратона [2]; б – кристаллические домены Сарматии [3]. Воронежский кристаллический массив (ВКМ) выделен темным цветом; МРП – Мариупольское рудное поле

Приазовский блок занимает крайнюю юго-восточную часть УЩ (рис. 1, б). Западной границей района служит Орехово-Павлоградский разлом, восточной – Елачинская зона разломов. Южная граница района проводится по региональному разлому, отделяющему Азовский вал от Северо-Азовских прогибов. На севере по системе субширотных разломов Приазовский блок погружается в Днепровско-Донецкую впадину.

Приазовский блок обычно делят на три части: Западное, Центральное и Восточное Приазовье. Мариупольское рудное поле (МРП) расположено в Центральном Приазовье (рис. 1, б). В строении Мариупольского рудного поля принимают участие глубокометаморфизованные породы центрально-приазовской серии приазовского комплекса [4] (рис. 2). Эти породы слагают Центрально-Приазовскую (Мангушскую) синклинали, к которой приурочены Демьяновский и Юрьевский участки Мариупольского рудного поля.

Центрально-приазовская серия разделена на две свиты. Нижняя темрюкская свита сложена биотитовыми, гранатовыми, графитовыми, высокоглиноземистыми, амфиболовыми и амфибол-пироксен-биотитовыми, плагиогнейсами и кри-

сталосланцами, безрудными кварцитами, мраморами и кальцифирами с маломощными прослоями гранат-пироксен-магнетитовых кварцитов, метатравелитов и метаконгломератов. Породы обычно в разной степени мигматизированы.

В разрезе верхней сачкинской свиты выделяются богдановская и демьяновская подсвиты. Первая подсвита (терригенная пачка) представлена ритмично слоистыми полевошпатовыми кварцитами, биотитовыми гнейсами (часто с силлиманитом, гранатом и графитом), мигматитами. В верхней части – линзовидными прослоями кальцифиров, графитсодержащих гнейсов, амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев. Демьяновская подсвита включает в себя пироксен-магнетитовые кварциты иногда с гранатом, реже грюнерит-пироксен-магнетитовые кварциты (Юрьевский участок), пироксеновые, пироксен-амфиболовые (часто с биотитом) кристаллические сланцы и гнейсы, метаультрабазиты. Для верхней части разреза подсвиты характерны карбонатно-графитовые породы (ритмично переслаивающиеся биотитовые, графит-биотитовые и графит-пироксен-биотитовые гнейсы, кальцифиры и биотитовые кварциты). Здесь же отмечаются тонкие прослои эвлизитов, гранат-

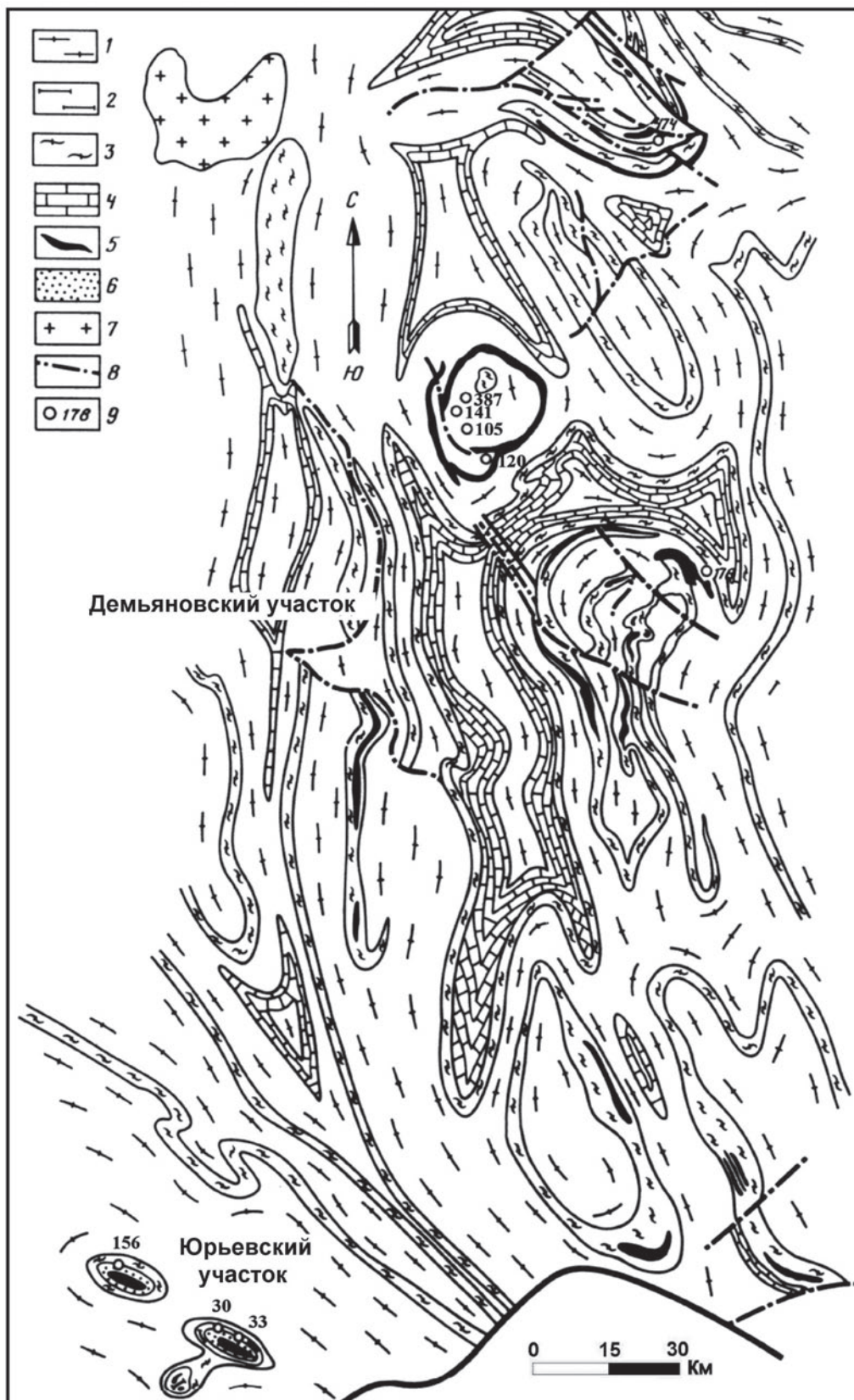


Рис. 2. Схема геологического строения Мариупольского рудного поля [4]: 1 – гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-пироксеновые; 2 – гнейсы графит-биотитовые, графит-гранат-биотитовые, графит-гранат-пироксеновые; 3 – гнейсы и кристаллические сланцы амфибол пироксеновые; 4 – мраморы; 5 – железистые кварциты; 6 – кварциты полевошпатовые; 7 – граниты; 8 – тектонические нарушения; 9 – номера скважин



магнетит-пироксеновых и пироксен-магнетитовых кварцитов. В разрезе свиты на Юрьевском участке значительно увеличивается доля гранатовых и биотитовых гнейсов по сравнению с кристаллическими сланцами. На породах сачкинской свиты залегает толща интенсивно мигматизированных биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов картышской свиты.

Возраст циркона из биотитовых гнейсов Приазовского блока Украинского щита в районе Сорочкинской и Федоровской зеленокаменных структур [5], равный 3350 млн лет, можно рассматривать как верхнюю возрастную границу центрально-приазовской серии.

В магнетитовых кварцитах Приазовского блока (Демьяновский и Юрьевский участки) нами были обнаружены орто- и клинопироксены со структурами распада. Такие структуры в пироксенах сравнительно уникальны для железистых формаций (магнетитовых кварцитов) и были описаны ранее всего в нескольких регионах. Это Бивабик, Миннесота [6], Стиллуотер, Монтана [7], Скоури, Шотландия [8], Днестр-Бугский (Побужье) и Азовский домены Украинского щита [9, 10], Эндерби Лэнд, Антарктика [11, 12], ВКМ [13]. Причем первые два комплекса претерпели существенные контактовые изменения, связанные с крупными интрузивными массивами, и только остальные относятся к продуктам регионального гранулитового метаморфизма.

Уникальность для парапород (магнетитовых кварцитов) пироксенов со структурами распада так же, как и обнаруженных в породах УЩ углекислотных включений очень высокой плотности, определяет задачу более детального исследования их для оценки метаморфической (тектонотермальной) истории региона. Этой задаче и посвящена предлагаемая работа.

#### Методы исследования

Рентгеноспектральные исследования выполнялись в прозрачных шлифах на микроанализаторе “CamScan” с энергодисперсионным спектрометром “Inca Energy” (ИЭМ РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1 нА, время набора спектра 70 с, диаметр пучка обычно равнялся 1–5 мкм. ZAF-коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Корректность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

Реинтегрированные составы пироксенов, содержащих структуры распада, были получены с помощью двух основных методик: 1) растрового анализа; 2) набором локальных микрозондовых определений и вычислением площадей минеральных фаз (минерала-хозяина и ламелей распада) [14].

Определение пиковых  $P$ - $T$ -условий метаморфизма (кристаллизации первичных минералов, содержащих структуры распада твердых растворов) проводилось с помощью экспериментальных кривых [1], а также набора аналитических данных по флюидным включениям в минералах.

Для количественной оценки постпиковых  $P$ - $T$ -условий метаморфизма использовалась систем согласованных минералогических термометров (SCT-1). SCT-1 [15, 16] включает критически отобранные версии двупироксенового ( $2Px$ ),  $Grt$ - $Opx$  ( $GOp$ ) геотермометров, чьи оценки не различаются больше чем на  $30^\circ$ . Сенсоры, включенные в SCT-1, были дополнительно протестированы с использованием новых экспериментальных данных, полученных уже после создания этих систем. Тестирование подтвердило высокую их надежность. Все  $P$ - $T$ -расчеты выполнялись в рамках программы TPF [16, 17].

Флюидные включения были изучены в пластинках толщиной 200–300 мкм с двусторонней полировкой. Исследования выполнялись на установке “Linkam” (ИЭМ РАН) с рабочим интервалом от  $-196^\circ\text{C}$  до  $600^\circ\text{C}$  (THMSG 600) и автоматическим режимом нагревания и охлаждения образца со скоростью от 0,1 до  $90^\circ/\text{мин}$ . Точность измерений соответствовала  $\pm 0,1^\circ\text{C}$ . Систематическая калибровка установки производилась по природным ( $\text{CO}_2$ , Camperio, Alps) и синтетическим ( $\text{H}_2\text{O}$ ) включениям в кварце. Для расчета плотности, мольных объемов и изохор флюидных включений использовалась программа [18].

#### Полученные результаты

Магнетитовые кварциты МРП Приазовского блока представлены плотными, средне- и крупнозернистыми породами темно-серого цвета, массивными или чаще полосчатыми (линзовидно-полосчатыми) за счет чередования (от первых миллиметров до 3–4 см) участков существенно кварцевого или пироксен-магнетитового состава. Структура гранобластовая, иногда с элементами порфириобластовой.

Исследованные образцы содержат главным образом двупироксеновую минеральную ассоциа-

цию (Orx + Crx + Qtz + Mag), часто с присутствием наложенного грюнерита и роговой обманки. Менее представлены гранатсодержащие породы (Orx + Grt + Qtz + Mag), нередко с небольшим количеством вторичного биотита.

Пироксены представлены двумя генерациями зерен. Ранние генерации минералов (Orx I и Crx I) – относительно крупные (до 1–1,5 мм) субидiomорфные кристаллы (порфиробласты) с неровными, корродированными границами. Клинопироксен – светло-зеленоватого цвета с очень слабым плеохроизмом и хорошо выраженной нередко изогнутой спайностью. Ортопироксен заметно плеохроирует в розовых и слабо-буроватых тонах.

Крупные зерна минерала нередко разбиты многочисленными трещинами и фрагментированы. Структуры распада присутствуют именно в этой генерации орто- и клинопироксенов. Вторая генерация пироксенов (Orx II и Crx II) развивается по периферии некоторых из зерен Orx I и Crx I. Это существенно более мелкие (порядка 20 мкм) новообразованные ксеноморфные кристаллы, часто в тесной ассоциации с грюнеритом.

Наиболее многочисленные и разнообразные структуры распада в пироксенах обнаружены в образцах Lb-3, Lb-4, K-2 и C-2.

Структуры распада в клинопироксене (Crx I) представлены двумя типами (рис. 3, а). Пер-

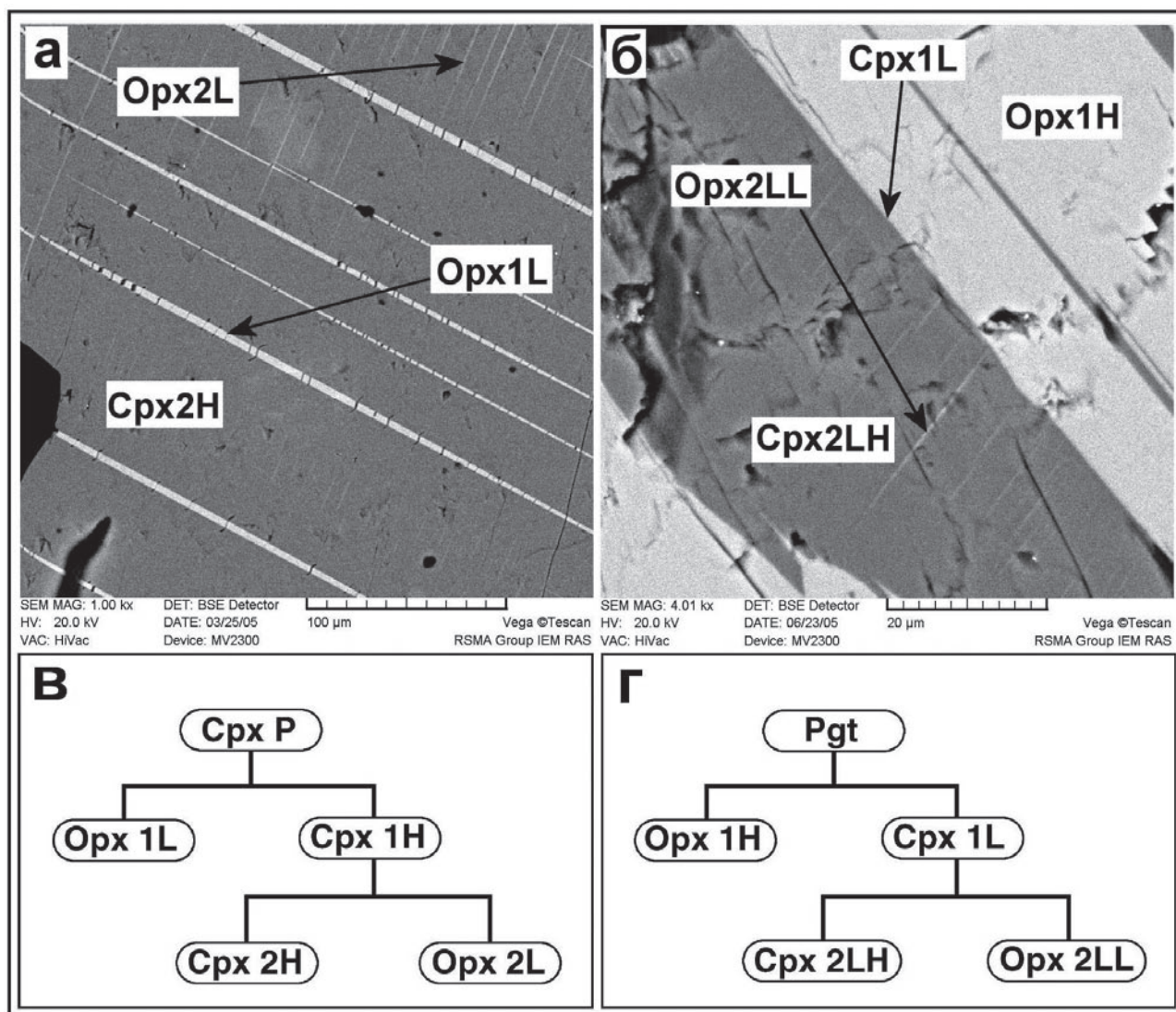


Рис. 3. Структуры распада пироксенов из магнетитовых кварцитов МРП Приазовского блока УЩ (образцы Lb-3 и K-2: а – матричный клинопироксен (Crx 2H) с ламелями ортопироксена первой (Orx 1L) и второй (Orx 2L) ступени распада; б – матричный ортопироксен (Orx 1H), содержащий ламели клинопироксена первой ступени распада (Crx 1L), которые в свою очередь распадаются с образованием Crx 2H и мельчайших ламелей Orx 2LL. Схема распада первичного клинопироксена (ферроавгита) (в); пижонита (г)

вый тип – это относительно крупные (до 5–10 мкм) протяженные в направлении 001 ламели (L) ортопироксена (Orx1L) в матричном клинопироксене (Срх1Н) – хозяине (Н). Второй тип (результат последующего распада Срх1Н) – очень тонкие (порядка 1 мкм) относительно короткие и часто расположенные (направление 100) ламели ортопироксена (Orx2L) в клинопироксене – хозяине Срх2Н. Схема распада первичного клинопироксена (Срх Р) показана на рис. 3, в.

Так же два типа структур распада фиксируется и в ортопироксенах (Orx1) (рис. 3, б). Аналогично клинопироксену, первый тип представлен крупными (в данном случае даже до 50 мкм) протяженными (001) ламелями клинопироксена (Срх1L) в матричном ортопироксене (Orx1Н). В свою очередь Срх1L распадается с выделением очень тонких (менее 1 мкм) ламелей (100) ортопироксена (Orx2LL) в клинопироксене – хозяине (Срх2ЛН). По аналогии с более ранними находками [6, 7, 11, 12] и, как будет показано ниже, по своему составу первичный минерал являлся низкокальциевым моноклинным пироксеном (пижонитом). Схема его распада показана на рис. 3, г.

Таким образом, в изученных образцах могут быть выделены следующие равновесные ассоциации ромбических и моноклинных пироксенов.

1. Срх Р + Pgt (в ассоциации с Mag и Qtz) – первичные минералы. Состав Срх Р соответствует интегральному составу Orx1L + Срх1Н, а состав Pgt – интегральному составу Orx1Н + Срх 1L.

2а. Срх1Н + Orx1L – продукты распада первичного клинопироксена (Срх Р). Состав Срх1Н соответствует интегральному составу Срх2Н + Orx2L.

2б. Orx1Н + Срх 1L – продукты распада первичного пижонита. Состав Срх 1L соответствует интегральному составу Срх2ЛН + Orx2LL.

3а. Срх2Н + Orx2L – продукты распада Срх1Н.

3б. Срх2ЛН + Orx2LL – продукты распада Срх 1L.

Кроме того, в соответствии с текстурными соотношениями равновесны (в присутствии Mag и Qtz) конечные продукты распада пироксенов первой генерации с гранатом, грюнеритом и роговой обманкой. Гранат здесь имеет явно более позднее, ретроградное (по текстурным соотношениям) происхождение по отношению к реликтовым пироксенам со структурами распада (рис. 4).

В магнетитовых кварцитах региона реинтегрированные железистости и концентрации кальция

в первичных (распавшихся) пироксенах соответствуют: для относительно высококальциевого клинопироксена – ферроавгита (СрхР) –  $X_{Fe} = 0,775–0,789$ , CaO = 11,32–15,78 мас. %; для пижонита (Pgt) –  $X_{Fe} = 0,815–0,821$  (в некоторых случаях до 0,848), CaO = 4,58–7,28 мас. % (табл. 1). Несколько менее железистыми и существенно более высоко кальциевыми составами характеризуются клинопироксены – продукты распада первичных минералов (СрхР и Pgt):  $X_{Fe} = 0,754–0,767$  (в более редких случаях до 0,775), CaO = 19,56–20,22 мас. %. И наоборот, для ортопироксенов – продуктов распада фиксируется несколько более высокая железистость 0,833–0,849 и существенно более низкое содержание CaO (0,73–0,9 мас. %) по сравнению с первичным пижонитом. В гранатсодержащих образцах (табл. 1) составы продуктов распада Срх и Орх (обр. Lb-4 и С-2) совершенно идентичны. Гранат при этом характеризуется высокой железистостью (0,972) и высоким содержанием кальция (8,28 мас. %).

К сожалению, нам не удалось оценить составы ламелей ортопироксена (Orx 2L и Orx 2LL), образующихся при распаде клинопироксена Срх1Н и Срх1L. Вследствие их незначительной величины во всех анализах присутствовало избыточное количество кальция и магния из-за частичного захвата минерала-хозяина пучком микроанализатора.

Обращает на себя внимание одна весьма важная особенность рассматриваемого комплекса пород, отличающая их от большинства продуктов гранулитового метаморфизма. Это относительно высокая гомогенность темноцветных минералов по составу. Такая гомогенность, проявляющаяся несмотря на совершенно четкие текстурные свидетельства интенсивных ретроградных процессов (например, присутствие в образцах пироксенов со структурами распада и коронарного граната, различных генераций пироксенов и пр.), отражает, вероятно, определенные, пока не до конца ясные, особенности этих процессов (химические, физико-химические и/или кинетические).

На рис. 5 реконструированные составы первичных клинопироксена и пижонита совмещены с экспериментальными данными [1] при P = 10 кбар (см. ниже). Как видно из диаграммы, клинопироксены с концентрацией кальция 11,32 и 15,78 вес. % в ассоциации с пижонитом должны быть устойчивы при температурах > 920 °С. Следует отметить, что эффект давления на устойчивость этой ассоциации незначителен [1] и необходимость введения



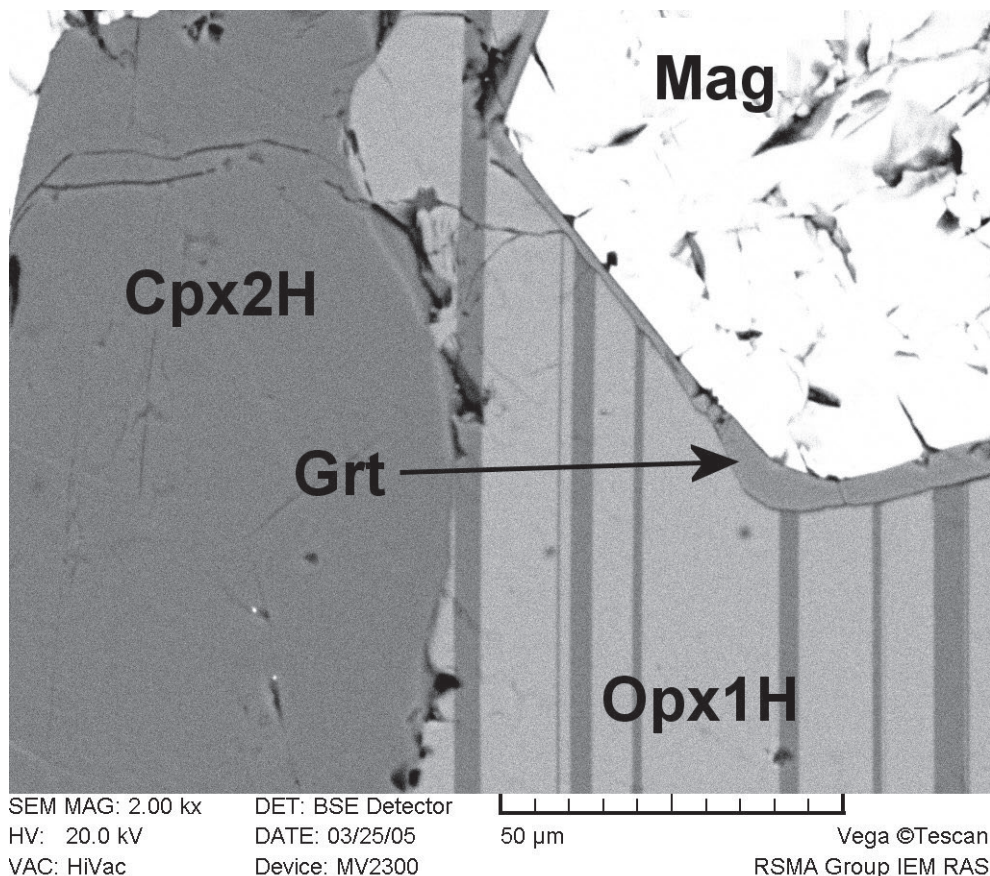


Рис. 4. Кайма граната, отделяющая ортопироксен с ламелями распада от магнетита

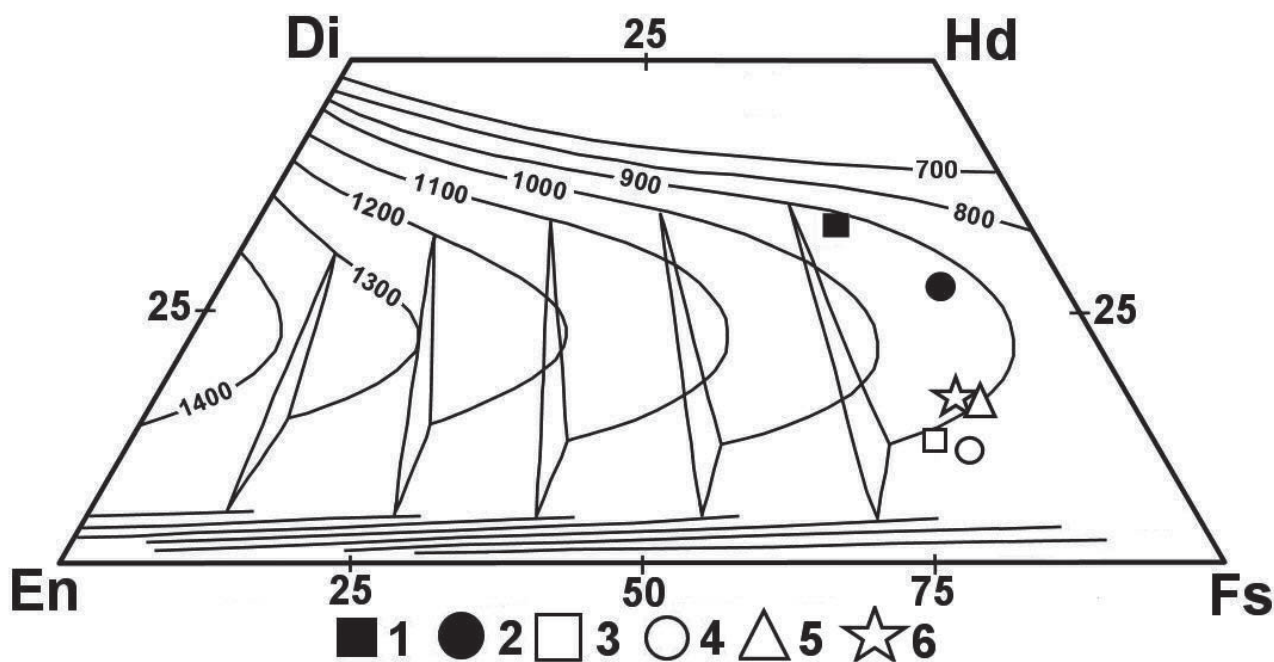


Рис. 5. Политермальная диаграмма восстановленных составов клинопироксенов (ферроавгитов) и пижонитов при  $P = 10$  кбар [1] из железистых кварцитов МРП: 1, 2 – составы первичных ферроавгитов из образцов Lb-4 и Lb-3 соответственно; 3–6 – составы первичных пижонитов из образцов Lb-4, Lb-3, С-2, К-2

каких-либо поправок в интервале  $P = 5\text{--}15$  кбар практически отсутствует.

При температурах  $> 900$  °С устойчив также и наиболее кальциевый пижонит ( $\text{CaO} = 7,28$  вес. %) с железистостью 0,83 (рис. 5). В соответствии с зависимостью «железистость – температура» [1]

пижониты с таким железо-магнезиальным соотношением в тройной ассоциации с орто- и клинопироксенами должны быть устойчивы при температуре 870 °С (рис. 6), а в ассоциации только с моноклинным пироксеном – при более высоких температурах.

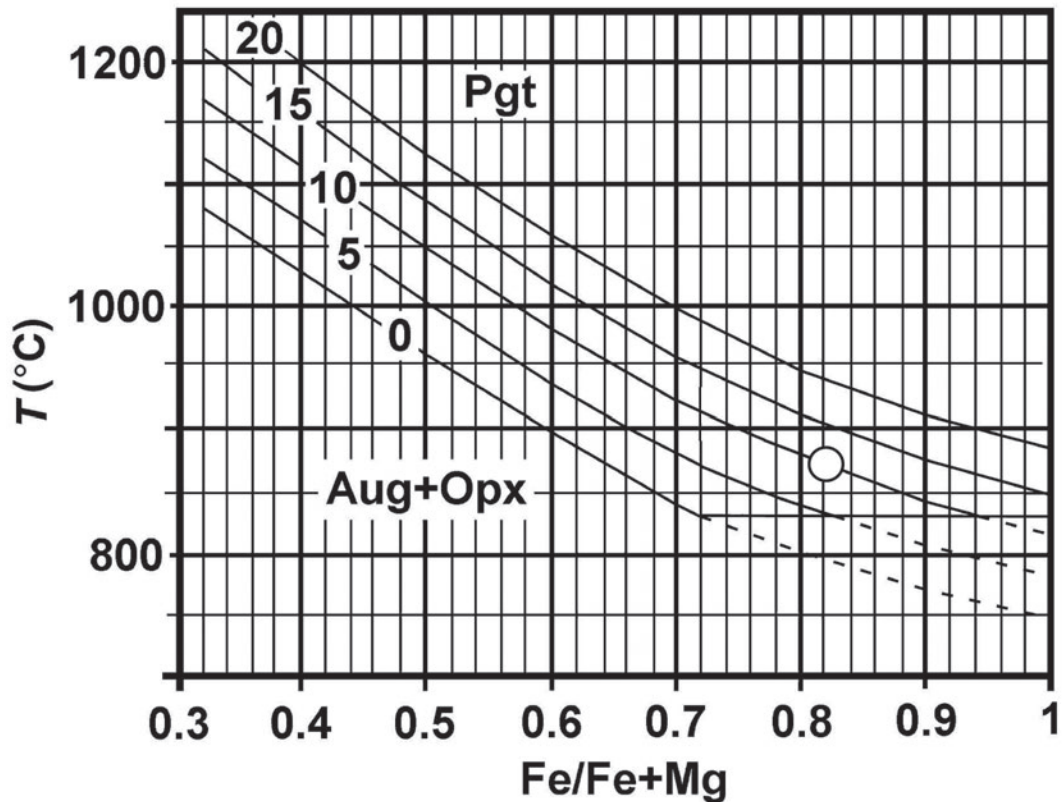


Рис. 6. Минимальная температура стабильности пижонита как функция железистости минерала (по [1]). Линии соответствуют давлению 0–20 кбар. Круг – реинтегрированные составы пижонита из образца К-2

С использованием двупироксенового термометра определены близкие температуры формирования ассоциаций 2а ( $\text{Crx1H} + \text{Opx1L}$ ) и 2б ( $\text{Opx1H} + \text{Crx1L}$ ), т. е. температуры распада первичного клинопироксена ( $\text{CrxP}$ ) и пижонита, соответственно равные 747–709 °С и 714–686 °С (табл. 2). Температуру второй ступени распада клинопироксена оценить не удалось из-за отсутствия корректных данных по составам ламелей ортопироксена  $\text{Opx2L}$  и  $\text{Opx2LL}$ . Образование граната устойчивого в ассоциации с расплавленными пироксенами ( $\text{Opx1H}$ ) проходило при значительном понижении температуры до 530 °С (табл. 2).

В железистых кварцитах МРП наряду с подчиненным количеством азотно-метановых и водно-солевых включений установлено доминирующее

присутствие углекислотных разностей. Форма флюидных включений нередко зависит от минерала-хозяина. В кварце это чаще всего относительно мелкие изометричные включения, иногда с выраженными гранями, размером 5–10 мкм.

В большинстве случаев включения концентрируются в виде изолированных групп (первичные), реже приурочены к залеченным трещинам (псевдотричные), и, в единичных случаях, вдоль залеченных трещин, пересекающих границы зерен (вторичные).

Температуры гомогенизации ( $T_h$ ) углекислотных флюидных включений и соответственно их плотности ( $\rho$ ) в изученных образцах заметно варьируют ( $T_h$  – от  $-46,6$  до  $+29,2$  °С;  $\rho$  – от 1,142 до 0,623 г/см<sup>3</sup>) [19]. Эти вариации, обычные для ме-



таморфических пород, отражают как различные условия и хронологию захвата первичного флюида, так и его постзахватную трансформацию (чаще всего частичную потерю). Температуры плавления ( $T_m$ ) включений изменяются от  $-56,6$  до  $-59,8$  °С. Некоторое их понижение может свидетельствовать о заметной примеси азота и/или метана в углекислотном флюиде.

### Обсуждение полученных результатов

В целом, как видно из табл. 1, составы пироксенов в магнетитовых кварцитах МРП характеризуются относительной «чистотой» состава. Количество обычных компонентов-примесей ( $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ ) в них незначительно. Исследование пироксенов со структурами распада впервые позволяет оценить температуры первичного (пикового) метаморфизма пород. Этим условиям, очевидно, отвечают наиболее высокие из полученных температур ( $> 930$  °С), соответствующие данным [1] для наименее кальциевого из реинтегрированных первичных клинопироксенов и давления 10 кбар (рис. 4, табл. 2). Эти значения подтверждаются температурными оценками ( $> 870$  °С), полученными с использованием составов реинтегрированных пижонитов и экспериментальных зависимостей для железистости минерала [1].

Распад раннего низкокальциевого моноклинного пироксена (пижонита) на Орх1Н и Срх1L в магнетитовых кварцитах МРП Азовского блока по данным дупироксеновой термометрии [15] установлен при  $T = 700 \pm 15$  °С. При близких температурах ( $720 \pm 15$  °С) найден также распад ранней генерации клинопироксена на Срх1Н и Орх1L. Такая схема распада отличается от минералов комплекса Напиер (Эндерби Лэнд, Антарктика) [11] и Скоури (Шотландия) [8], где уже при  $T = 930-970$  °С допускается распад клинопироксена с образованием вторичного пижонита несколько более высокой железистости по сравнению с первичным. Можно предположить, что такие различия отражают геотектонические особенности регионов и, в частности, скорость охлаждения пород и, возможно, динамику (скорость) их эксгумации, более высокую для изученного района УЩ.

Обнаружение в железистых кварцитах региона первичных высокоплотных ( $\rho = 1,142$  г/см<sup>3</sup>) углекислотных включений создает уникальную возможность для оценки давления пикового метаморфизма исследованных пород ЖФД с учетом найденных температур распада пироксеновых твердых растворов. При микротермометрических (тер-

мометрических) исследованиях нами были выделены «группы синхронных включений» (GSI) [20], одновременность захвата которых не вызывала сомнений и соответствовала критериям, обычно используемым в хронологии флюидных включений [22]. Наиболее плотные («характеристические») включения, входящие в эти группы, как было показано ранее [22–24], наиболее близко отвечают условиям захвата флюида и могут быть с достаточно высокой достоверностью использованы для реконструкции этих условий. На рис. 7 представлены изохоры высокоплотных «характеристических»  $CO_2$ -включений в соответствии с последними аппроксимациями P-V-T-данных [25, 26]. Сопоставление их с результатами термометрии показывает, что породы региона были изначально метаморфизованы не только при экстремально высоких температурах (порядка 930 °С), но и относительно высоких давлениях (8,2–8,6 кбар). Более того, полученные значения плотности «характеристических» включений соответствуют парциальному давлению  $CO_2$  ( $P_{CO_2}$ ) при метаморфизме, которое обычно не равно общему давлению ( $P_{общ}$ ). С учетом наиболее распространенного для гранулитов соотношения  $P_{CO_2}/P_{общ}$  порядка 0,7–0,8 реальное общее давление при метаморфизме магнетитовых кварцитов МРП Приазовского блока должно быть порядка 9–10 кбар.

То есть породы были метаморфизованы на глубинах не менее 32–36 км (рис. 7). Эти результаты, по-видимому, требуют объяснения механизмов как погружения первичных осадков на столь значительные глубины, так и их последующей эксгумации. Это может быть выполнено только с учетом всего комплекса геофизических и геотектонических данных для региона, анализ которых выходит за рамки настоящей статьи. Однако очевидно, что такое погружение не могло быть следствием простого погребения железистых пород под мощной толщей осадков. Полученные данные свидетельствуют о тектонических механизмах транспортировки их к основанию земной коры, где они претерпели высокотемпературный метаморфизм. Вывод этих пород к земной поверхности, сопровождавшийся заметными регрессивными преобразованиями, был, вероятно, связан с глобальными геотектоническими процессами в последующей тектоно-термальной истории региона.

*Работа осуществлена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 07-05-00292, № 06-05-64088, № 07-05-00891*

Таблица 1  
Химические составы реинтегрированных ферроавгитов (Срх Р) и пикзитов (Рgt) из магнетитовых кварцитов МРП

Образец	Lb-3										Lb-4					
	Орх I		Срх I		Орх I		Срх I		Орх I		Срх I		Орх I		Срх I	
	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I
Минерал	Pgt	СрхР	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I	Орх I	Срх I
Минеральная фаза																
п*	43 (av. R)	30 (av. Lc)	4 (Lc)	5 (R)	14 (Lc)	18 (R)	48,62	46,37	48,140	48,5	47,42	48,74	46,99	22 (R)	21 (Lc)	
SiO <sub>2</sub>	46,84	48,13	46,37	48,62	46,48	48,140	48,62	46,37	48,140	48,5	47,42	48,74	46,99	47,86	46,69	
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,01	0,12	-	0,03	-	-	0,12	-	0,03	0,07	-	-	-	-	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,85	0,55	0,97	0,61	1,21	0,97	0,55	1,21	0,99	0,47	1,15	0,36	1,02	0,61	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0,03	-	-	-	-	
FeO	42,4	34,4	44,44	25,31	47,01	25,43	25,31	44,44	25,43	29,42	41,08	25,94	46,29	26,4	46,78	
MnO	0,14	0,1	0,28	0,16	0,22	0,14	0,16	0,28	0,14	0,16	0,12	-	0,14	-	0,13	
MgO	5,19	4,93	4,9	4,61	4,75	4,65	4,61	4,9	4,65	4,79	5,22	4,24	5,2	4,51	4,81	
CaO	4,58	11,32	3,16	20	0,9	20,12	20	3,16	20,12	15,78	5,53	19,62	0,91	19,56	0,8	
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,21	0,18	0,33	-	0,31	0,33	0,18	0,31	0,31	0,08	0,26	-	0,56	0,18	
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-	0	0	-	-	-	-	
Сумма	99,91	99,96	100	100	100	100	100	100	100	99,98	100,03	99,95	99,89	99,91	100	
Si	1,961	1,973	1,957	1,959	1,969	1,944	1,959	1,957	1,944	1,968	1,975	1,965	1,983	1,943	1,966	
Al IV	0,03	0,027	0,027	0,041	0,030	0,056	0,041	0,027	0,056	0,032	0,023	0,035	0,017	0,049	0,026	
Ti	0,001	-	0,004	-	-	-	-	0,004	-	0,001	0,002	-	-	-	-	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	-	-	-	-	
Fe <sup>2+</sup>	1,485	1,185	1,569	0,853	1,666	0,859	0,853	1,569	0,859	0,998	1,431	0,875	1,634	0,896	1,654	
Mn	0,005	0,003	0,010	0,005	0,008	0,005	0,005	0,010	0,005	0,005	0,004	-	-	-	0,005	
Mg	0,324	0,302	0,308	0,277	0,300	0,280	0,277	0,308	0,280	0,29	0,324	0,255	0,327	0,273	0,303	
Ca	0,205	0,492	0,143	0,864	0,041	0,870	0,864	0,143	0,870	0,686	0,247	0,848	0,041	0,851	0,036	
Na	0,006	0,017	0,015	0,026	0,000	0,024	0,026	0,015	0,024	0,024	0,007	0,020	-	0,044	0,015	
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	-	-	-	-	
AlI	4,023	4,015	4,033	4,030	4,015	4,040	4,030	4,033	4,040	4	4	4,018	4,008	4,055	4,018	
O	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	
X <sub>Fe</sub>	0,821	0,789	0,836	0,755	0,847	0,754	0,755	0,836	0,754	0,775	0,815	0,774	0,833	0,767	0,845	
Fs	0,737	0,596	0,777	0,428	0,830	0,427	0,428	0,777	0,427	0,506	0,715	0,442	0,816	0,444	0,830	
En	0,161	0,152	0,153	0,139	0,150	0,139	0,139	0,153	0,139	0,147	0,162	0,129	0,163	0,135	0,152	
Woll	0,102	0,251	0,071	0,433	0,020	0,433	0,433	0,071	0,433	0,348	0,123	0,429	0,021	0,421	0,018	

Продолжение табл. 1

Образец	К-2			С-2			Lb-4		C-2	
	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Grт
Минерал	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Орх I	Grт
Минеральная фаза	Pgt	Орх IН	Срх IЛ	Pgt	Срх IЛ	Орх IН	Срх IЛ	Орх IН	Орх IН	Grт
n	3 (R)	1 (Lc)	2 (R)	39,40,41 (R)	29 (R)	28 (Lc)	6 (Lc)	3 (Lc)	3 (Lc)	35,99
SiO <sub>2</sub>	46,81	46,05	48,77	46,06	47,79	45,14	36,14	45,14	45,14	35,99
TiO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	0,52	0,94	0,74	1,24	0,6	19,83	0,6	0,6	20,5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	40,07	47,63	25,34	40,97	25,51	47,31	34,45	47,31	47,31	34,59
MnO	–	–	–	0,27	0,2	–	0,51	–	–	0,64
MgO	4,6	4,77	4,32	4,11	4,15	4,59	0,6	4,59	4,59	0,56
CaO	7,28	0,73	20,22	6,68	20,01	0,88	8,28	0,88	0,88	7,91
Na <sub>2</sub> O	–	–	0,32	0,4	0,27	–	–	–	–	0,12
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total	99,7	99,7	99,91	99,23	99,17	98,52	99,81	98,52	98,52	100,31
Si	1,958	1,963	1,966	1,952	1,948	1,953	2,963	1,953	1,953	2,936
Al IV	0,042	0,026	0,034	0,037	0,052	0,031	1,916	0,031	0,031	1,971
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cr	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe <sup>2+</sup>	1,402	1,698	0,854	1,452	0,870	1,712	2,362	1,712	1,712	2,36
Mn	–	–	–	0,010	0,007	–	0,035	–	–	0,044
Mg	0,287	0,303	0,26	0,26	0,252	0,296	0,073	0,296	0,296	0,068
Ca	0,326	0,033	0,874	0,303	0,874	0,041	0,727	0,041	0,041	0,691
Na	–	–	0,025	0,033	0,021	–	–	–	–	0,019
K	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Al II	4,019	4,024	4,024	4,046	4,032	4,032	8,078	4,032	4,032	8,088
O	6	6	6	6	6	6	12	6	6	12
X <sub>Fe</sub>	0,83	0,849	0,767	0,848	0,775	0,853	0,970	0,853	0,853	0,972
Fs	0,696	0,835	0,430	0,721	0,436	0,836	Alm 0,739	0,836	0,836	0,746
En	0,142	0,149	0,131	0,129	0,126	0,145	Sps 0,011	0,145	0,145	0,014
Woll	0,162	0,016	0,439	0,151	0,438	0,020	Prp 0,023	0,020	0,020	0,219

\*Примечание: n – номер анализа; R – растровый анализ; Lc – локальный анализ; S – площадной. X<sub>Fe</sub> = Fe/(Fe + Mg)



Температуры кристаллизации и распада пироксенов из магнетитовых кварцитов МРП

Образец	Минерал	n	CaO, мас. %	T °C		
				Lind*	2Px	ГОр
Lb-3	Срх P	30 (av. Lc)	11,32	930		
	Pgt	43 (av. R)	4,58	876		
	Орх1L	4 (Lc)	3,16		747	
	Срх1H	5 (R)	20			
	Орх1H	14 (Lc)	0,9		692	
	Срх1L	18 (R)	20,12			
Lb-4	Срх P	S	15,78	920		
	Pgt	S	5,53	890		
	Срх1H	22 (R)	19,56		709	
	Орх1L	21 (Lc)	0,8			
	Срх1L	19 (R)	19,62		714	
	Орх1H	2 (Lc)	0,91			
	Grt	6 (Lc)	8,28			534
K-2	Pgt	3 (R)	7,28	910		
	Орх1H	1 (Lc)	0,73		686	
	Срх1L	2 (R)	20,22			
C-2	Pgt	39,40,41 (R)	6,68	900		
	Срх1L	29 (R)	20,01		690	
	Орх1H	28 (Lc)	0,88			
	Grt	3 (Lc)	7,91			530

\* Примечание: Lind – экспериментальный геотермометр (Lindsley, 1983), 2Px – ортопироксен-клинопироксеновый геотермометр (Фонарев, Graphchikov, 1991), ГОр – гранат-ортопироксеновый геотермометр (Perchuk, Lavrent'eva, 1989)

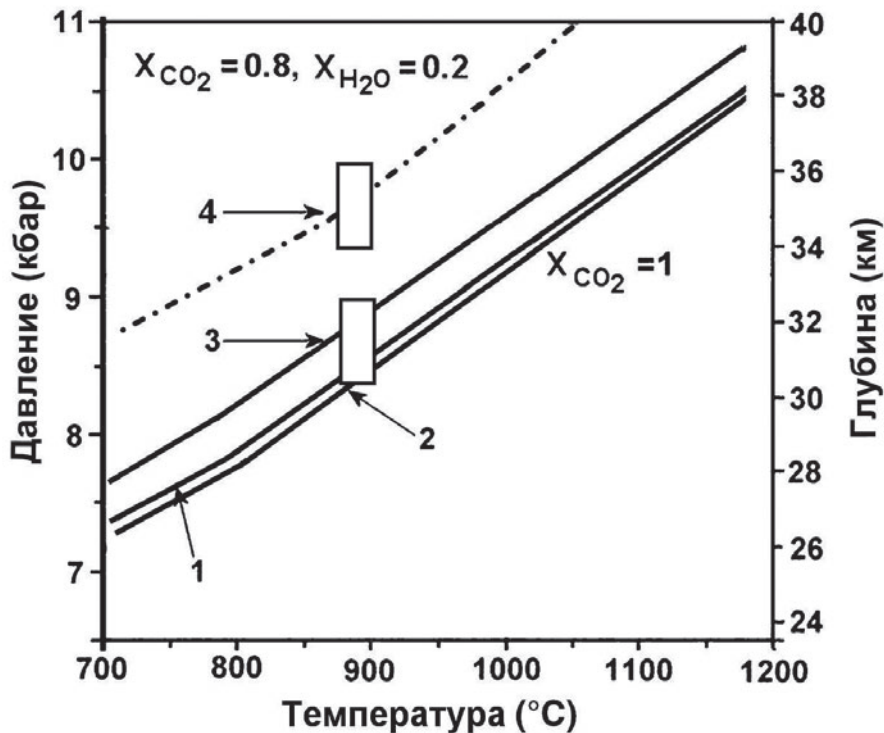


Рис. 7. P-T-D-условия пика метаморфизма железисто-кремнистых пород МРП: 1–4 – различные типы флюидных включений из магнетитовых кварцитов

ЛИТЕРАТУРА

1. *Lindsley D. H.* Pyroxene thermometry / D. H. Lindsley // *American Mineralogist*. – 1983. – V. 68. – P. 477–493.
2. *Gorbatshev R.* Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatshev, S. Bogdanova // *Precambrian Res.* – 1993. – V. 64. – P. 3–22.
3. *Shchipansky A. A.* The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen / A. A. Shchipansky, S. V. Bogdanova // *Tectonophysics*. – 1996. – V. 268. – P. 109–125.
4. *Фонарев В. И.* Минеральные равновесия железистых формаций докембрия (экспериментальные, термодинамические и петрологические данные) / В. И. Фонарев. – М. : Наука, 1987. – 294 с.
5. *Артеменко Г. В.* Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии / Г. В. Артеменко // *Геохимия и рудообразование*. – Киев : Наукова думка, 1995. – Вып. 21. – С. 129–154.
6. *Bonnichsen B.* Metamorphic pyroxenes and amphiboles in the Biwabik iron formation, Dunka River area, Minnesota / B. Bonnichsen // *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.* – 1969. – V. 2. – P. 217–239.
7. *Vaniman D. T.* Contact metamorphic effect of the Stillwater Complex, Montana: the concordant iron formation / D. T. Vaniman, J. J. Papike, T. Labotka // *Am. Mineral.* – 1980. – V. 65. – P. 1087–1102.
8. *Barnicoat A. C.* High-temperature pyroxenes from an ironstone at Scourie, Sutherland / A. C. Barnicoat, M. J. O'Hara // *Mineral. Mag.* – 1979. – V. 43. – P. 371–375.
9. *Яковлев Б. Г.* Термодинамические параметры высокотемпературных минеральных равновесий / Б. Г. Яковлев // *Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Метаморфизм* / под ред. Р. Я. Беллечева, О. Я. Беяева, В. В. Ветренникова и др. – Киев : Наукова Думка, 1989. – 148 с.
10. *Яковлев Б. Г.* Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов / Б. Г. Яковлев, С. Б. Степченко. – Киев : Наукова Думка, 1985. – 224 с.
11. *Harley S. L.* A pyroxene-bearing metaironstone and other pyroxene granulites from Tonagh Island, Enderby Land, Antarctica: further evidence for very high temperature (> 980 °C) Archean regional metamorphism in the Napier Complex / S. L. Harley // *J. metamorphic Geol.* – 1987. – V. 5. – P. 341–356.
12. *Sandiford M.* Pyroxene exsolution in granulites from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica: Evidence for 1000 °C metamorphic temperatures in Archean continental crust / M. Sandiford, R. Powell // *Am. Mineral.* – 1986. – V. 71. – P. 946–954.
13. *Fonarev V. I.* Exsolution Textures of ortho- and clinopyroxene in high-grade BIF of the Voronezh Crystalline Massif: Evidence of ultrahigh-temperature metamorphism / V. I. Fonarev [et al.] // *J. metamorphic Geol.* – 2006. – V. 24. – P. 135–151.
14. *Пиллюгин С. М.* Ультравысокие ( $\geq 1000$  °C) температуры пикового метаморфизма метапелитов Воронежского кристаллического массива (Курско-Бесединский гранулитовый блок) по данным полевошпатовой термометрии / С. М. Пиллюгин, В. И. Фонарев, К. А. Савко // *ДАН*. – 2009. – № 5. – С. 660–663.
15. *Fonarev V. I.* Two-pyroxene thermometry: a critical evaluation / V. I. Fonarev, A. A. Graphchikov // *Progress in metamorphic and magmatic Petrology. A memorial Vol. in Honor of D.S. Korzhinsky* / ed. L. L. Perchuk. – Cambridge : Cambridge University Press, 1991. – P. 65–92.
16. *Fonarev V. I.* A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes / V. I. Fonarev, A. A. Graphchikov, A. N. Konilov // *Intern. Geol. Rev.* – 1991. – V. 33. – № 8. – P. 743–783.
17. *Фонарев В. И.* Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия / В. И. Фонарев, А. А. Графчиков, А. Н. Конилов // *Экспериментальные проблемы геологии* / под ред. В. А. Жарикова, В. В. Федькина. – М. : Наука, 1994. – С. 323–355.
18. *Bakker R. J.* Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties / R. J. Bakker // *Chem. Geol.* – 2003. – V. 194. – P. 3–23.
19. *Новикова М. А.* Флюидный режим метаморфизма Архейской железисто-кремнистой формации Сарматии (по данным изучения флюидных включений) : автореф. дис. / М. А. Новикова. – М. : ИГЕМ РАН. 2008.
20. *Fonarev V. I.* Fluid inclusions in rock from the Central Kola granulite area (Baltic shield) / V. I. Fonarev, J. L. R. Touret, Z. A. Kotelnikova // *Eur. J. Miner.* – 1998b. – V. 10. – P. 1181–1200.
21. *Touret J. L. R.* Fluid inclusion in high grade metamorphic rocks / J. L. R. Touret // *Mineralogical Association of Canada*. – 1981. – P. 182–208.
22. *Fonarev V. I.* Polymetamorphism in the Lapland Cranulite Belt: Evidence from Fluid Inclusions / V. I. Fonarev, R. Kreulen // *Petrology*. – 1995. – V. 3. – № 4. – P. 340–356.
23. *Fonarev V. I.* P-T Conditions of Polymetamorphism in the Central Part of the Eastern Ghats Mobile Belt, India / V. I. Fonarev, A. N. Konilov, A. T. Rao // *Petrology*. – 1998a. – V. 6. – № 1. – P. 70–85.
24. *Fonarev V. I.* Fluid evolution and exhumation path of the Trivandrum Granulite Block, southern India / V. I. Fonarev [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2003. – V. 145. – P. 339–354.
25. *Duan Z.* Molecular dynamics simulation of PVT properties of geological fluids and a general equation of state of nonpolar and weakly polar gases up to 2000 K and 20,000 bar / Z. Duan, N. Møller, J. H. Weare // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1992. – V. 56. – P. 3839–3845.

26. *Duan Z.* A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture

PVTX properties / *Z. Duan, N. Møller, J. H. Weare* // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1996. – V. 60. – P. 1209–1216.

*Рецензент Н. М. Чернышов*

*Воронежский государственный университет  
С. М. Пилюгин, старший преподаватель кафедры  
полезных ископаемых  
Тел. 8 (4732) 208-626  
geoscience@yandex.ru*

*Voronezh State University  
S. M. Pilugin, Senior lecturer, Chair of Mineral  
Deposits  
Tel. 8 (4732) 208-626  
geoscience@yandex.ru*

*К. А. Савко, профессор, заведующий кафедрой  
полезных ископаемых  
Тел. 8 (4732) 208-626  
ksavko@geol.vsu.ru*

*K. A. Savko, Professor, Head of Chair of Mineral  
Deposits  
Tel. 8 (4732) 208-626  
ksavko@geol.vsu.ru*

*Институт экспериментальной минералогии РАН  
М. А. Новикова, научный сотрудник  
nov@iem.ac.ru*

*Institute of Experimental Mineralogy Russian academic  
Sciences  
M. A. Novikova, Scientist  
nov@iem.ac.ru*