

## ГЛИНОЗЕМИСТО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ КУРСКО-БЕСЕДИНСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО БЛОКА ВКМ (ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА, ТРЕНД ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНОЙ ЭВОЛЮЦИИ)

С. М. Пилюгин

*Воронежский государственный университет*

*Поступила в редакцию 20 сентября 2010 г.*

**Аннотация.** В пределах Курско-Бесединского гранулитового блока Воронежского кристаллического массива детально изучены глиноземисто-железистые породы. Они заметно обособляются от ассоциирующих с ними магнетитовых кварцитов и характеризуются наличием в них минералов глинозема – граната, плагиоклаза, калиевого полевого шпата. С помощью минеральной геотермометрии были определены условия формирования глиноземисто-железистых формаций – температура, давление, фугитивность кислорода. Сопоставлением положения изохор углекислотных включений в минералах с данными минералогической термометрии было установлено 3 метаморфических (тектонотермальных) события в истории региона: М1 – пиковый метаморфизм при  $T = 1000 \pm 30$  °С,  $P = 10$  кбар,  $D$  (глубина) = 36 км; М2 –  $T = 705 \pm 10$  °С,  $P = 4,2$  кбар,  $D = 16$  км и  $lgf_{O_2} = -16$  бар; М3 –  $T = 610 \pm 25$  °С,  $P = 3,3$  кбар,  $D = 12$  км и  $lgf_{O_2} = -18,8$  бар. Существенная разница между  $T$ – $P(D)$  условиями пиковой и последующих ретроградных (М2 и М3) стадий метаморфизма может свидетельствовать о существенном разрыве во времени также периодов тектонотермальной активизации региона. Накопление в мезоархее ВКМ мощной толщи (порядка 40 км) осадочно-вулканогенных пород могло происходить в рифтоподобных межплитных (междоменных) условиях при продолжительном и медленном спрединге дна океана или во внутриконтинентальных условиях при интенсивном растяжении и прогибании поверхности континента.

**Ключевые слова:** глиноземисто-железистые породы, докембрий, метаморфизм, температура, давление, фугитивность кислорода, тренд метаморфизма.

**Abstract.** Within Kursk-Besedino granulite block of the Voronezh Crystalline Massif aluminous iron rocks are in details studied. They considerably stand apart from associating with them banded iron formations, and are characterized by presence in them of alumina minerals – garnet, plagioclase, feldspar. By means of mineralogical thermobarometry conditions of aluminous iron rocks – temperature, pressure, fugacity oxygen have been defined. Results of mineralogical thermobarometry indicate  $P$ – $T$  conditions of entrapment of these inclusions have been estimated. Three metamorphic (tectono-thermal) events in the geological history of the region were recognized with using the  $P$ – $T$  position of isochores of  $CO_2$ -rich inclusions and data of the mineralogical thermobarometry: the peak metamorphism M1 ( $T = 1000 \pm 30$  °С,  $P = 10$  kbar,  $D = 36$  km); M2 ( $T = 705 \pm 10$  °С,  $P = 4,2$  kbar,  $D = 16$  km,  $lgf_{O_2} = -16$  bar); M3 ( $T = 610 \pm 25$  °С,  $P = 3,3$  kbar,  $D = 12$  km,  $lgf_{O_2} = -18,8$  bar). Assumption is made about protolithic (relictic) origin of these components derived from a chemogenic or biogenic sediments. To explain a mechanism of plunging of the Mesoarchean volcano-sedimentary sequences to depth of ~40 km hypothesis is suggested about the sedimentation either in the between-plate setting of long-term slow spreading of a seafloor or under intracontinental conditions characterized by intense extension and subsidence of a surface of continent.

**Key words:** aluminous iron rocks, precambrian, UHT–HP metamorphism, temperature, pressure, fugacity oxygen;  $P$ – $T$  path

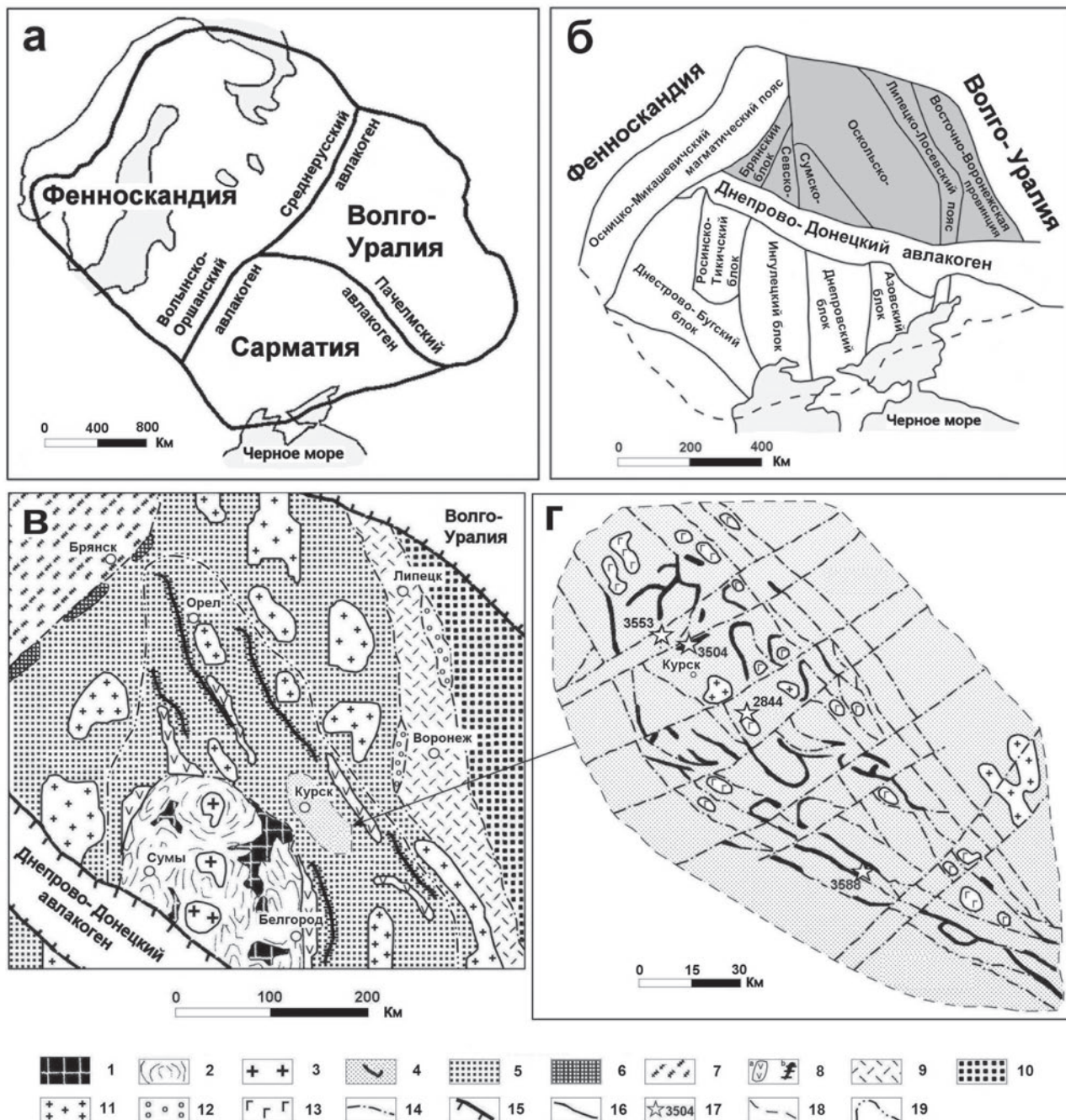
### Введение

Одной из наиболее важных проблем метаморфической петрологии является определение термального режима стадий погружения и подъема гранулитовых комплексов по минеральным парагенезисам, которые в настоящее время

доступны для изучения. В рамках этой проблемы особый интерес представляет эволюция древних докембрийских щитов, термальный режим которых сильно отличается от режимов зонально-метаморфических складчатых поясов фанерозоя. Режим метаморфизма метапелитовых и основных гранулитов в настоящее время детально изучен и обобщен в многочисленных публикациях. Физи-

ко-химические условия метаморфизма железисто-кремнистых формаций докембрия (ЖФД) в гранулитовых комплексах исследованы намного слабее из-за широких вариаций фугитивности кислорода и  $CO_2$  во флюидной фазе, которые увеличивают вариантность фазовых равновесий и усложняют их интерпретацию.

Железистые формации докембрия широко распространены в пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ), который вместе с Украинским щитом (рис. 1, а, б, в) представляет один из трех кристаллических сегментов (Сарматия) Восточно-Европейского кратона [1]. ВКМ (размером приблизительно  $600 \times 800$  км) относится к се-



**Рис. 1.** Структурное строение Сарматского нуклеара: а – три кристаллических сегмента Восточно-Европейского кратона [1]; б – кристаллические домены Сарматии [2]. Воронежский кристаллический массив (ВКМ) выделен темным цветом; в – схема геологического строения Воронежского кристаллического массива (по [2] с некоторыми изменениями); г – Курско-Бесединский блок ВКМ (район исследования). 1–6 – архей: 1 – зеленокаменные пояса; 2 – тоналит-трондьемитовые гнейсы и гранитоиды; 3 – поздне- и посттектонические гранитоиды; 4 – высокотемпературные метаморфические комплексы с железистыми формациями; 5 – полиметаморфические образо-

вания Обоянского комплекса (мigmatиты и гнейсы с подчиненным количеством метабазитов), регрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации; 6 – мафитовые интрузии (по геофизическим данным); 7–13 – палеопротерозой: 7 – гранулиты с возрастом 2,1 млрд лет; 8 – вулканогенно-осадочные формации, в том числе: а) вулканогенные и осадочные породы и б) железисто-кремнистые формации; 9 – метаморфизованные вулканоплутонические комплексы; 10 – метаморфизованный терригенно-осадочный флишиоидный комплекс; 11 – поздне- и посттектонические щелочные и полевошпатовые лейкократовые гранитоиды; 12 – полимиктовые конгломераты, осадочно-вулканогенные и терригенные породы; 13 – метагабброиды; 14 – зоны глубинных разломов; 15 – надвиговые зоны; 16 – геологические границы; 17 – местоположение скважин; 18 – границы Курско-Бесединского блока; 19 – район Курской магнитной аномалии

веро-восточной части Сарматии и был отделен в фанерозое от Украинского щита Днепровско-Донецким авлакогеном. На востоке, Липецко-Лосевский вулканогенный пояс и Восточно-Воронежская провинция разделяют ВКМ и Волго-Уральский кристаллический сегмент (рис. 1, б, в). Согласно геохронологическим данным [2] в пределах ВКМ развиты различные архейские (от мезо- до поздне-архейских) и палеопротерозойские образования. Однако различия между ними, так же как и их границы, особенно в случае прогрессивно и регрессивно метаморфизованных пород до сих пор еще в значительной степени не однозначны. Архейские породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, присутствуют в регионе в виде кристаллических «блоков», состоящих из чередования (от 1–2 до 30–35 м мощностью) железистых пород (главным образом – магнетитовых кварцитов), метабазитов, метакальциклов и метапелитов. Эти «блоки» (реликты) локализованы среди мигматитов и гнейсов нерасчлененного обоянского архейского комплекса (рис. 1, в, г), развитого в центральной части ВКМ (Оскольский домен) и метаморфизованного преимущественно в регрессивной амфиболитовой фации. Гранулитовый комплекс маркируется интенсивными магнитными аномалиями и был изучен, главным образом, буровыми скважинами глубиной 100–800 м.

Железистые формации ВКМ приурочены как к архейским, так и к палеопротерозойским толщам. Наиболее распространены железистые формации палеопротерозойского возраста, которые отнесены к курской серии (например, КМА). Архейские железистые формации относительно редки и встречаются в виде удлиненных тел (положительные магнитные аномалии) протяженностью до 10 км и шириной не более 100 м. Их мезоархейский возраст ( $3277 \pm 33$  млн лет) подтвержден геохронологическими определениями по циркону (U–Pb изохронный метод) из разгнейсованного плагиогранита (уточненные данные, [3]), прорывавшего магнетитовые кварциты (скв. № 3588, глубина 262,5–265,8 м, рис. 1, г). Это значение мо-

жет, таким образом, рассматриваться как верхний возрастной предел метаморфизма вмещающих плагиогранитов пород.

В предыдущих работах [4; 5] нами были представлены реинтегрированные составы первичных пироксенов и полевых шпатов из целого ряда образцов железистых кварцитов и метапелитов Курско-Бесединского блока ВКМ. С использованием этих составов были определены ультравысокие температуры метаморфизма пород ( $\geq 1000$  °C), аналогичные породам комплекса Скоури (Шотландия) и Напиер (Эндерби Лэнд). Представлены также некоторые результаты исследования флюидных включений, среди которых были обнаружены углекислотные включения очень высокой плотности ( $1,152$  г/см<sup>3</sup>), позволившие оценить давление при пиковом метаморфизме железистых пород региона величиной порядка 10–11 кбар (глубина 35–40 км).

В изучаемых разрезах гранулитовых комплексов ВКМ нами была встречена особая разновидность магнетитовых кварцитов, отличающаяся высоким содержанием глинозема. Наличие в таких породах минералов глинозема (главным образом, граната и плагиоклаза), а также большой аналитический материал по составу флюидных включений в минералах определяет задачу более детального их исследования с целью восстановления метаморфической (тектонотермальной) истории региона. Этой задаче и посвящена предлагаемая работа.

### Методы исследования

Рентгеноспектральные исследования выполнялись в прозрачных шлифах на микроанализаторе “CamScan” с энергодисперсионным спектрометром “Inca250” (ИЭМ РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1,2 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 сис-

тематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

Для количественной оценки  $P$ – $T$  условий метаморфизма использовалась система согласованных минералогических термометров (SCT-1) и барометров (SCP-1). SCT-1 [6; 7] включает критически отобранные версии дупироксенового ( $2Px$ ),  $Grt$ – $Opx^*$ ,  $Grt$ – $Cpx$ ,  $Bt$ – $Grt$  геотермометров, чьи оценки не различаются больше чем на  $30^\circ$ . SCP-1 включает  $Grt$ – $Opx$ – $Pl$ – $Qtz$  [9],  $Grt$ – $Cpx$ – $Pl$ – $Qtz$  [10; 11] геобарометры, показания которых различаются меньше чем на 1,5 кбар. Сенсоры, включенные в SCT-1 и SCP-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 [7; 11].

### Петрографическое описание образцов

**Глиноземисто-железистые породы** Курско-Бесединского блока – мелко- и среднезернистые меланократовые и мезократовые массивные или слабо линзовидно-полосчатые с тонкими обособлениями лейкократового материала. Микроструктура породы неравнозернистая порфирированная за счет крупных выделений  $Grt$  или  $Opx$ , иногда равномернозернистая, гранобластовая. В породе всегда присутствует  $Grt$  (20–60 %), обычно  $Opx$  (10–20 %), очень редко –  $Cpx$  (< 10 %). Поздние минералы представлены  $Gru$  (0–5 %),  $Amp$  (0–5 %) и  $Bt$  (0–20 %), лейкократовые минералы –  $Pl$  (5–30 %),  $Qtz$  (5–15 %) и реже  $Kfs$  (< 1 %). Постоянно присутствует  $Mag$  (5–10 %), в редких случаях –  $Spl$  (3–5 %) и  $Sd$  (< 1 %).

Средний химический состав глиноземисто-железистых пород (мас.%) соответствует (обр. V33, V34, V35):  $SiO_2$  – 66,07,  $TiO_2$  – 0,19;  $Al_2O_3$  – 4,06,  $Fe_2O_3$  – 23,06,  $MnO$  – 0,3,  $CaO$  – 1,92,  $MgO$  – 2,31,  $Na_2O$  – 0,37,  $K_2O$  – 0,2 (РФА, ИГЕМ РАН).

**Гранат** здесь – характерный минерал в отличие от магнетитовых кварцитов. Он часто образует скопления и, по-видимому, в зависимости от степени перекристаллизации пород и их деформированности присутствует в них в различных формах. В ряде случаев это равномернозернистые гранобластовые агрегаты тесно расположенных или сросшихся зерен (обр. V34). Облик минерала свежий, не трещиноватый. В других случаях трещиноватость проявлена весьма значительно, границы минерала неровные, корродированные (обр. V35).

Часто (обр. V33)  $Grt$  носит четко выраженный коронарный характер, развиваясь вокруг лейст  $Pl$  и реже – пироксенов (рис. 2), часто со структурами распада. Практически во всех случаях для минерала характерна пойкилобластовая (ситовидная) структура (иногда структура снежного кома) за счет многочисленных включений округлого  $Qtz$ , акцессориев (циркон) и в отдельных случаях –  $Opx$ , а также  $Bt$  и  $Mag$ .

**Ортопироксен** – светлый, со слабым плеохроизмом, присутствует в глиноземисто-железистых породах в двух генерациях. Первая (ранняя) генерация сохраняется лишь в отдельных образцах (обр. V33). Это относительно крупные субидиоморфные выделения с существенно более тонким агрегатом  $Cpx$ ,  $Qtz$  и второй генерации  $Opx$  между ними. Для минерала характерны структуры распада, аналогичные магнетитовым кварцитам, но менее четко выраженные. Наличие таких структур указывает на кристаллизацию первой генерации пироксенов при существенно более высокой температуре, чем образование  $Grt$  (в данном образце – коронарного) и новообразованных пироксенов, т. е. на ретроградную перекристаллизацию породы. Вторая генерация пироксена наиболее представительна в обр. V34. Минерал кристаллизуется в виде ксенобластовых, нередко субидиоморфных зерен близкого размера, образующих тесные срастания с  $Grt$ . Многие зерна деформированы (с изгибанием спайности) и фрагментированы.

**Клинопироксен** присутствует в резко подчиненном количестве в обр. V33 в виде тонкого агрегата зерен в ассоциации с вторичным  $Opx$  и  $Qtz$ . Плагиоклаз ксенобластовый, нередко с хорошо выраженными иногда деформированными (изгибающимися) двойниками. Минерал часто концентрируется в отдельных лейкократовых участках (линзах, полосах) в виде равномернозернистых агрегатов.

### Химизм минералов глиноземисто-железистых пород

Железистость  $Grt$  в различных образцах варьирует от 0,81–0,86 до 0,89–0,95 при содержании  $CaO$  от 2,3–3,7 до 7,6–8,6 мас. %, железистость  $Opx$  – от 0,68–0,7 до 0,72–0,75 при относительно низком содержании  $Al_2O_3$  от 0,3–0,6 до 0,7–0,9 мас. %. Железистость  $Cpx$  (обр. V33) соответствует 0,6–0,62 (в некоторых зернах до 0,64) при  $Al_2O_3 = 0,4–0,9$  мас. %. Заметно более гетерогенны в ряде случаев  $Bt$  и  $Pl$ . Так, если в обр. V34 же-

\* Символы минералов по [8].

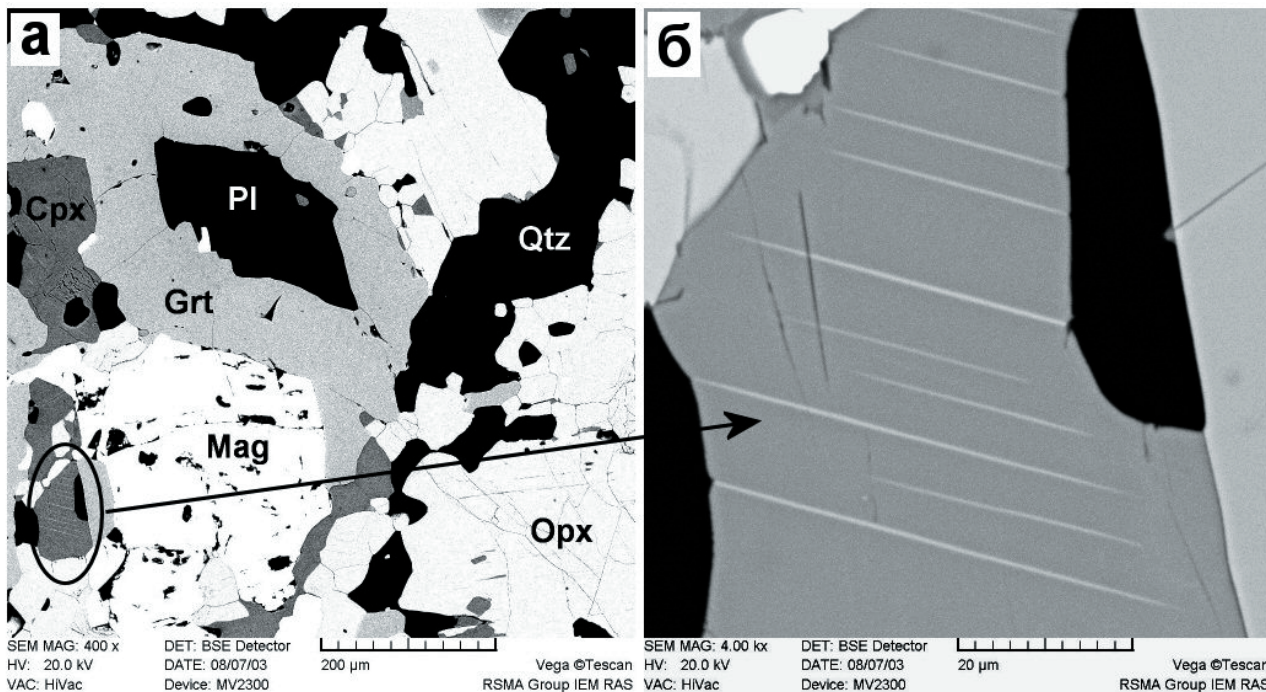


Рис. 2. BSE-имиджи глиноземисто-железистых пород ВКМ: а – коронарный гранат, развивающийся вокруг зерен первичных плагиоклаза и клинопироксена со структурой распада (изображение в обратно отраженных электронах); б – структуры распада твердого раствора в клинопироксене. Глиноземисто-железистые породы (обр. V33)

лезистость *Bt* соответствует 0,69–0,713, то в обр. V35 она варьирует в более широком интервале (0,44–0,63) и зависит от контактирующих минералов. Следует отметить, в общем, относительно высокое содержание в биотите  $TiO_2$  (4,6–7,6 мас. %).

Состав *Pl* еще более разнообразен и отражает, очевидно, как вариации первичного химизма пород, в том числе и локальные, так и последующие процессы кристаллогенеза. В целом, в исследованных образцах фиксируется практически весь возможный спектр составов минерала от битовнита с основностью 0,79–0,86 до олигоклаза 0,15–0,21.

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 одном образце пироксенов со структурами распада и коронарного *Grt*, различных генераций пироксенов и пр.), отражает, вероятно, определенные, пока не до конца ясные особенности этих процессов (химические, физико-химические и/или кинетические).

Следует отметить также, что близкая (высокая) железистость темноцветных минералов в глиноземисто-железистых породах и магнетитовых кварцитах, тесная ассоциированность этих пород свидетельствуют об общности их происхождения (первичноосадочного). Аналогичные по составу породы (aluminous iron formations) также в ассоциации с железистыми кварцитами (BIF) присутствуют и в одной из самых древних (палеоархей) вулканогенно-осадочных толщ – комплексе Исуа, Гренландия [12]. На рис. 3 представлены валовые составы магнетитовых кварцитов, глиноземисто-железистых пород, метабазитов, метаультрабазитов и метапелитов исследованного района ВКМ, а также «aluminous iron formation» комплекса Исуа [12]. Очевидно, что магнетитовые кварциты и глиноземисто-железистые породы («aluminous iron formation») заметно обособляются от ортопород (метабазитов и метаультрабазитов). Вместе с тем, проявляются и некоторые различия в их химизме. Главным образом, это более высокое содержание глинозема в глиноземисто-железистых породах по сравнению с магнетитовыми кварцитами и более низкое Fe/Si соотношение в них.

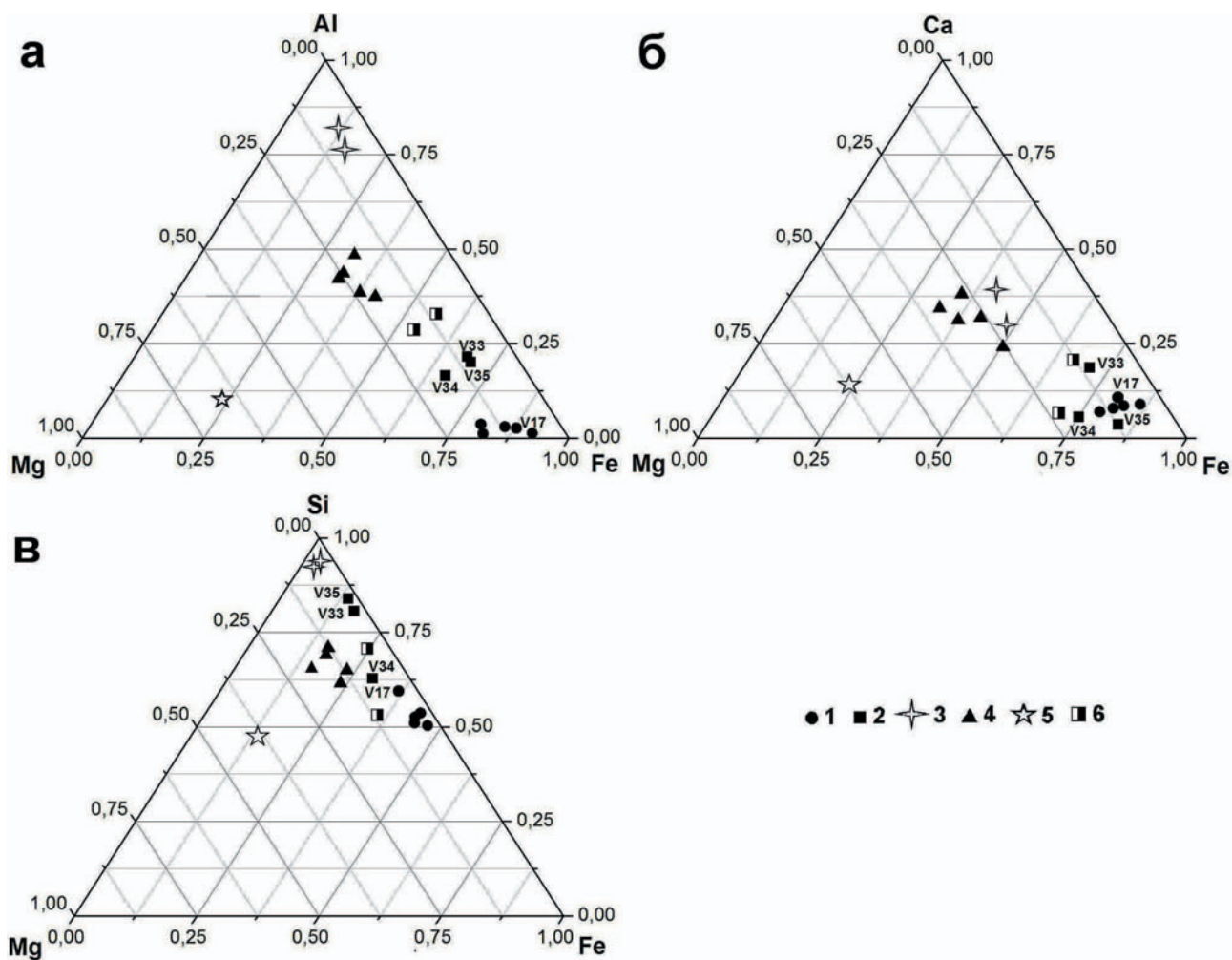


Рис. 3. Диаграммы составов пород Курско-Бесединского блока (ВКМ) и комплекса Исуа (Гренландия) в координатах: а – Mg–Al–Fe, б – Mg–Ca–Fe, в – Mg–Si–Fe. ВКМ – магнетитовые кварциты (1), глиноземисто-железистые породы (2), метапелиты (3), метабазиты (4), метаультрабазиты (5). Комплекс Исуа – «aluminous iron formation» (6) [12]

### T-P- $\lg f_{O_2}$ условия метаморфизма глиноземисто-железистых пород, тренд метаморфической эволюции гранулитов ВКМ

В исследованных образцах глиноземисто-железистых пород нами были обнаружены реликтовые структуры распада пироксенов (рис. 2, б). Они представлены очень тонкими (порядка 1 мкм) относительно короткими и часто расположенными ламелями в матричном минерале (орто- и клинопироксене). Небольшой размер ламелей не дает возможности определить их химический состав и корректно восстановить интегральные составы распавшихся зерен. Подобные структуры распада пироксенов были встречены ранее в ассоциированных с глиноземисто-железистыми породами магнетитовых кварцитах. Для них с использованием восстановленных составов пироксенов и плотностей углекислотных включений в минера-

лах определены параметры пика метаморфизма:  $T = 1000 \pm 30$  °C,  $P = 10$  кбар [4]. Температуры распада пироксенов оценивались с помощью двухпироксенового геотермометра –  $710 \pm 10$  °C, давления – при помощи выделенных генераций синхронных по захвату углекислотных включений (4,5 кбар).

Аналогичные значения ( $T = 703 \pm 10$  °C;  $P = 4,2$  кбар) были получены для распавшихся пироксенов из глиноземисто-железистых пород (табл.), что косвенно указывает на прохождение пород через высокотемпературный этап метаморфизма. Глиноземисто-железистые породы содержат четкие и однозначные свидетельства кристаллизации граната в условиях ретроградного постпикового метаморфизма. Здесь сохранился первичный ортопироксен со структурами распада, характеризующий условия пикового метаморфиз-

ма, и широко развит коронарный гранат явно более позднего происхождения, развившийся за счет реакции ортопироксена с плагиоклазом. Составы минералов в породе относительно гомогенны. Железистость граната здесь варьирует в относительно узких пределах (0,923–0,937) с некоторой (не очень отчетливой) тенденцией повышения к периферии зерен. С использованием составов синхронных сосуществующих минералов *Grt*, *Cpx*, *Pl*, *Qtz*, а также *Opx* на контакте с *Grt* было найдено, что кристаллизация *Grt* произошла при температуре  $610 \pm 25$  °С и давлении  $3,3 \pm 0,5$  кбар (табл.).

Для расчета фугитивности кислорода при метаморфизме глиноземисто-железистых пород использовались следующие геооксометры: 1) *Opx–Mag–Qtz*; 2) *Grt–Pl–Mag–Qtz*. С учетом состава минеральных фаз была определена фугитивность кислорода – по первой ассоциации  $\lg f_{O_2} = -16$  бар (рис. 4); по второй  $\lg f_{O_2} = -18,8$  бар (программа TRF [7]). Полученные значения свидетельствуют о некотором (до 2,8 бар) падении давления кислорода при остывании пород, и соответственно, новообразовании высокожелезистых гранатов ( $X_{Fe} = 0,93$ ).

Таблица  
Химические составы породообразующих минералов из глиноземисто-железистых пород Курско-Бесединского гранулитового блока ВКМ

Минерал (номер анализа)	Минеральная ассоциация						
	<i>OpxCpx</i>		<i>Grt–Cpx</i>		<i>Grt–Opx</i>		<i>Grt–Pl–Opx–Qtz</i>
Положение	<i>Opx</i> (24)	<i>Cpx</i> (25)	<i>Grt</i> (8)	<i>Cpx</i> (7)	<i>Grt</i> (12)	<i>Opx</i> (11)	<i>Pl</i> (1)
	Матрица	Ламель	Край	Край	Край	Край	Центр
SiO <sub>2</sub>	48,410	50,380	36,730	50,140	36,630	48,290	47,660
TiO <sub>2</sub>	–	0,070	–	0,160	0,040	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,220	0,750	20,210	0,430	20,210	0,100	33,300
FeO	41,500	19,560	32,010	19,410	31,710	41,710	0,360
MnO	0,620	0,290	1,730	0,330	1,840	0,670	–
MgO	8,610	7,030	1,230	7,250	1,190	8,570	–
CaO	0,580	21,570	8,040	21,880	8,180	0,580	16,380
Na <sub>2</sub> O	–	0,310	–	0,360	0,140	0,030	2,170
Сумма	99,980	99,970	99,950	100,020	99,940	99,950	99,940
Si	1,991	1,980	2,981	1,973	2,974	1,990	2,189
Al IV	0,009	0,020	0,019	0,020	0,026	0,005	1,802
Al VI	0,001	0,014	1,914	–	1,908	–	–
Ti	–	0,002	–	0,005	0,002	–	–
Fe <sup>2+</sup>	1,427	0,643	2,172	0,639	2,153	1,437	0,014
Mn	0,022	0,010	0,119	0,011	0,127	0,023	–
Mg	0,528	0,412	0,149	0,425	0,144	0,526	–
Ca	0,026	0,908	0,699	0,923	0,712	0,026	0,806
Na	–	0,024	–	0,027	0,022	0,002	0,193
T Site	2,000	2,000	3,000	1,993	3,000	1,994	3,992
O Site	2,005	2,013	1,914	2,032	1,910	2,015	–
All	4,005	4,013	8,053	4,025	8,068	4,009	5,007
O	6,000	6,000	12,000	6,000	12,000	6,000	8,000
X <sub>Fe</sub>	0,730	0,610	0,936	0,600	0,937	0,732	0,193
Миналы	Fs(0,327)	Fs(0,721)	Alm(0,692)	Fs(0,322)	Alm(0,687)	Fs(0,723)	Ab(0,193)
	En(0,21)	En(0,267)	Sps(0,038)	En(0,214)	Sps(0,04)	En(0,265)	An(0,807)
	Woll(0,463)	Woll(0,013)	Prp(0,047)	Woll(0,464)	Prp(0,046)	Woll(0,013)	
			Grs(0,223)		Grs(0,227)		
<b>Термобарометрия ассоциаций</b>	<b>703 ± 10 °С</b>		<b>610 ± 10 °С</b>		<b>587 ± 10 °С</b>		<b>3,3 ± 0,5 кбар</b>

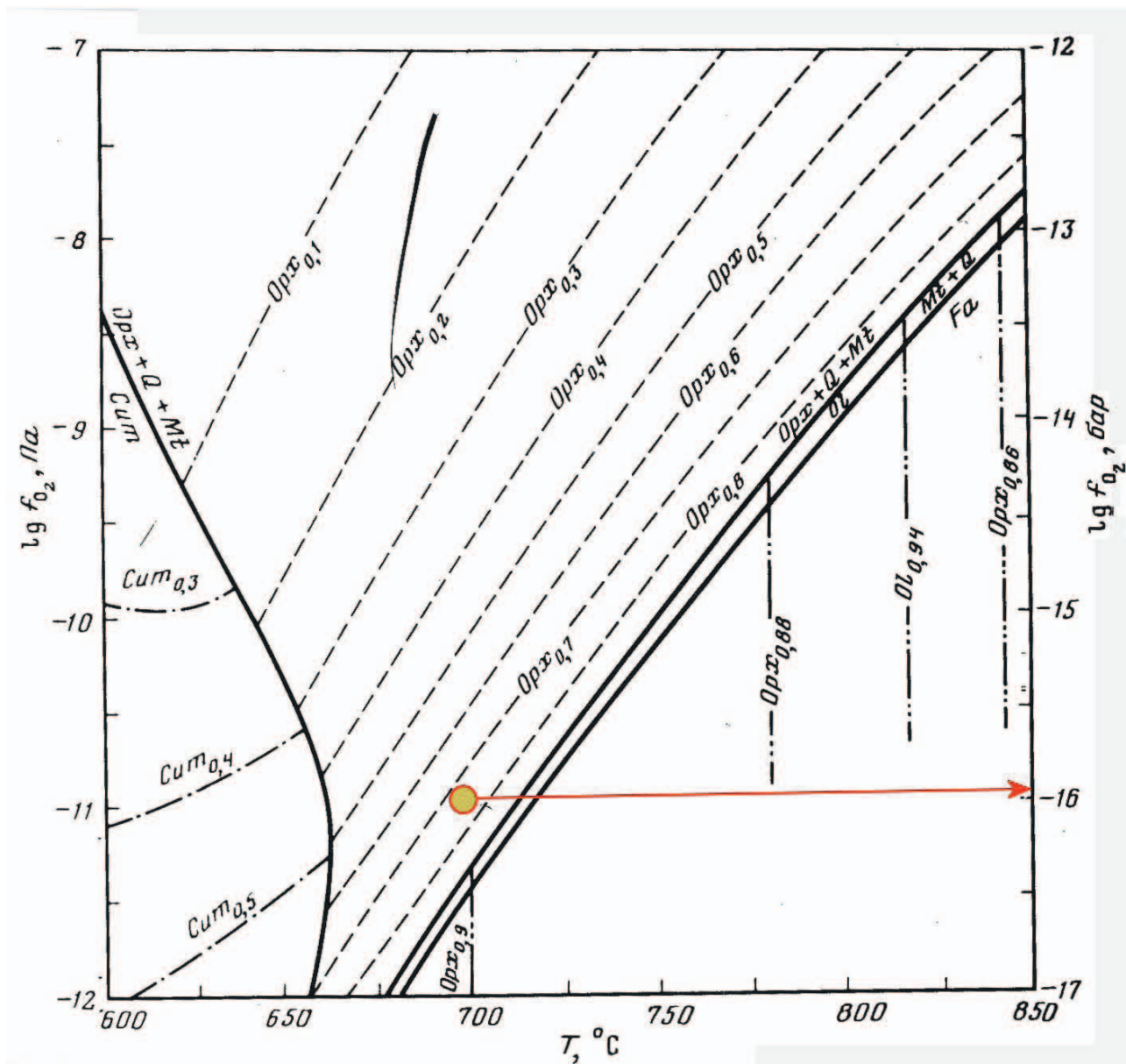


Рис. 4. Определение фугитивности кислорода по составу ортопироксена (железистости) в ассоциации с магнетитом и кварцем (экспериментальные данные [10])

Таким образом, в соответствии с полученными данными в истории Курско-Бесединского гранулитового блока ВКМ фиксируется, по крайней мере, три метаморфических (тектонотермальных) события (рис. 5): М1 – пиковый метаморфизм при  $T = 1000 \pm 30 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P = 10$  кбар,  $D$  (глубина) = 36 км; М2 – ретроградный процесс при  $T$  порядка  $705 \pm 10 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P = 4,2$  кбар,  $D = 16$  км и  $\lg f_{\text{O}_2} = -16$  бар; М3 – ретроградный процесс с  $T = 610 \pm 25 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $P = 3,3$  кбар,  $D = 12$  км и  $\lg f_{\text{O}_2} = -18,8$  бар. Можно достаточно уверенно предположить еще один ретроградный (М4) процесс тектонотермальной активизации в регионе с температурами метаморфизма  $\leq 400\text{--}500 \text{ }^\circ\text{C}$  и давлениями порядка 2 кбар.

Свидетельства этого метаморфического этапа проявлены в виде хлоритизации, актинолитизации, серцитизации пород.

#### Обсуждение полученных результатов

Новые данные относительно условий метаморфизма глиноземисто-железистых пород ВКМ определяют уникальность этих пород и вместе с ними всего региона как источника информации о состоянии земной коры в архее. Древнейшие (архейские) толщи, включающие первичноосадочные породы, развиты также на других древнейших кратонах Земли: Исуа (Гренландия), Пилбара (Австралия), Каапвааль (Южная Африка),



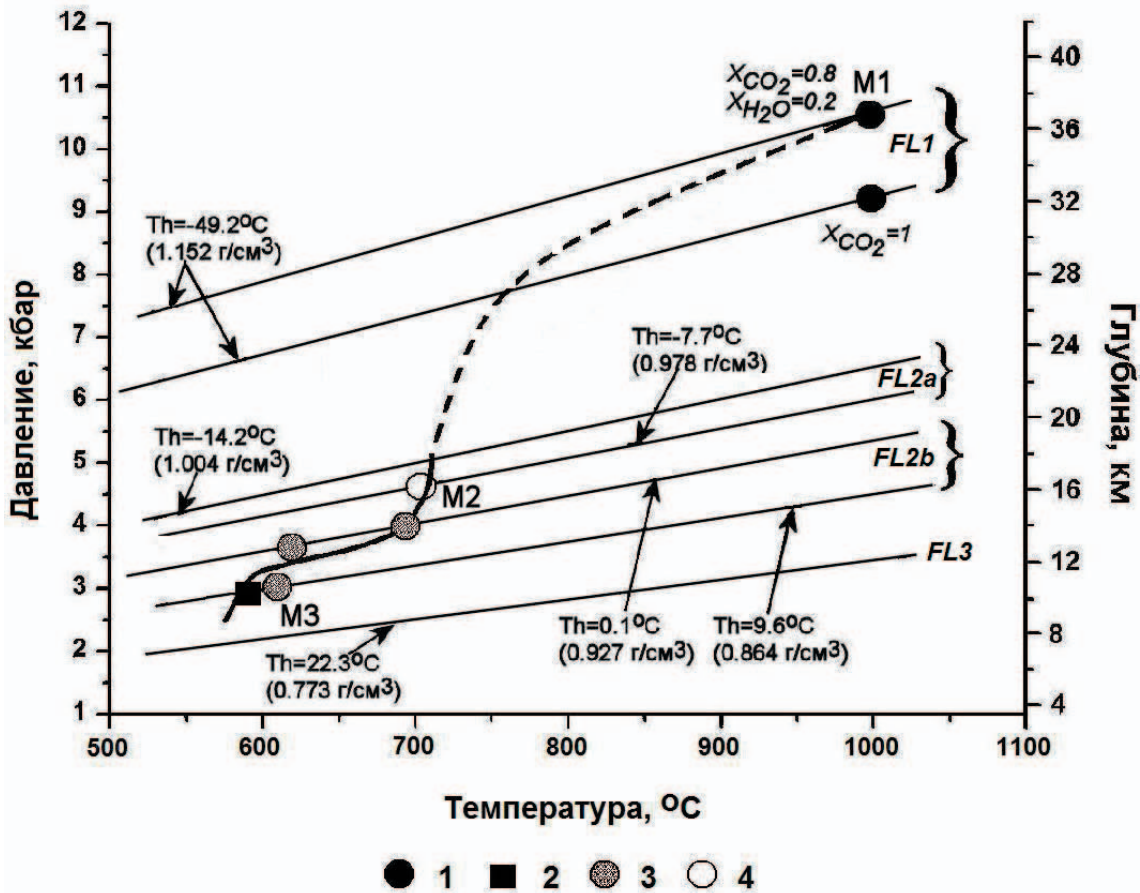


Рис. 5. P–T–D тренд эволюции метаморфизма мезоархейских гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива (Курско-Бесединский блок). Пунктирная кривая – предполагаемый участок тренда. Сплошные тонкие линии – изохоры различных генераций углекислотных включений по [13; 14]. Стрелками показаны соответствующие температуры гомогенизации и плотности. M1–M3 – метаморфические события (стадии). 1 – магнетитовые кварциты с высокоплотными углекислотными включениями; 2 – гранатсодержащий магнетитовый кварцит (обр. V32); 3 – глиноземисто-железистые породы (обр. V33, V34, V35); 4 – метапелит (обр. V36)

Украинский щит, Земля Эндерби (Антарктида), Скоури (Шотландия) с возрастом соответственно (млрд лет): 3,85 [15], 3,45 [16], порядка 3,48–3,49 [17], 3,65–3,0 [2], 3,07 [18] и 2,96–2,49 [19]). В первых трех регионах сохранились практически неметаморфизованные ( $\leq 250^\circ\text{C}$ ) (Пилбара) или слабометаморфизованные (зеленосланцевая и амфиболитовая фации) породы (Исуа, Каапвалль). Эти условия могут соответствовать верхним частям разреза архейских толщ, в то время как их мощность и первичная глубина залегания остаются неизвестными, хотя и предпринимаются попытки их косвенной оценки [20]. Значительно более информативны в этом отношении гранулитовые комплексы Шотландии, Украинского щита, Земля Эндерби и ВКМ. Обнаруженные в железистых породах (магнетитовых кварцитах, эвлезитах и др.) из этих комплексов первичные пироксены

со структурами распада свидетельствуют об ультравысоких температурах метаморфизма не менее  $1000\text{--}1020^\circ\text{C}$ . Глубина залегания (метаморфизма) железистых пород ВКМ и Шотландии оценивается величиной порядка 35–40 км (настоящая статья; [4, 21]). Для комплекса Напиер (Антарктида) оценки давления при метаморфизме варьируют от 7–8 до 10–11 кбар [22; 23], что соответствует глубине 25–30 и 35–40 км.

Таким образом, все данные, которые позволяют количественно оценить глубину залегания (и метаморфизма) первичноосадочных пород архея, свидетельствуют о достаточно мощной земной коре (порядка 40 км), сопоставимой с более молодой, в том числе и современной корой. Вопрос о механизмах, ответственных за погружение древнейших первичных осадков Земли на столь значительные глубины, остается пока без однознач-

ного ответа. Вероятно, в зависимости от конкретной геологической ситуации реализовывались различные механизмы, в том числе, возможно, и плиттектонические, существование которых допускается с 3,2 млрд лет [17] и даже ранее [20]. Для ВКМ отсутствуют данные (литологические, структурные, магматические, изотопные и пр.) о возможных процессах субдукции и межплитной коллизии в архее. Поэтому можно полагать, что накопление в мезоархее ВКМ столь мощной толщи осадочно-вулканогенных пород происходило в рифтоподобных межплитных (междоменных) условиях при продолжительном и медленном спрединге дна океана или во внутриконтинентальных условиях при интенсивном растяжении и прогибании поверхности континента. Окончательное решение этой проблемы еще нуждается в дополнительной информации.

В соответствии с геологическими данными, высокометаморфизованные магнетитовые кварциты ВКМ тесно ассоциируют с архейскими метабазитами и ультрабазитами. Эти породы указывают на существование глубинного источника тепла, связанного, вероятно, с верхней мантией или астеносферой. Вместе с тепловым потоком из этого источника базитовые и ультрабазитовые магмы могли обеспечить необходимую температуру метаморфической перекристаллизации захороненных железистых осадков.

Как следует из полученных нами данных, второе тектоно-термальное (метаморфическое) событие в истории региона (М2) фиксируется уже при заметно более низких температурах (710 °С) и на значительно меньшей глубине (16–18 км). Такой значительный разрыв в Р–Т параметрах метаморфизма может свидетельствовать также о существенном интервале времени между пиком метаморфизма (условиями максимального погружения пород) и их последующим размещением на более высоком уровне. Свидетельства этого события (минералогические, петрологические и пр.) наиболее обильны в рассматриваемых породах, поскольку в это время произошла практически полная их перекристаллизация и ранние минеральные ассоциации сохранились в редких (даже уникальных) реликтах, как, например, пироксены со структурами распада [4]. Более поздние процессы не смогли существенно изменить породы вследствие их относительной низкотемпературности и, следовательно, малой активности. В соответствии с полученными данными, в том числе и для флюидных включений

в минералах, М2 метаморфическая стадия отвечает периоду субизотермической декомпрессии (рис. 5). Это подтверждает модель циклической эволюции метаморфизма в гранулитовых регионах [24–26] с активизацией реакций между минералами именно в периоды декомпрессий, т. е. наибольшей тектонической активности. Такая тектоно-термальная активизация региона, приводящая к целому ряду серьезных последствий [2], относится к палеопротерозойскому времени. Достаточно хорошо установленные и доказанные для этого периода коллизионные события, охватившие как окраины Сарматии, так и внутренние ее части, привели к интенсивным тектоническим деформациям, в том числе надвиго- и складкообразованию, формированию тектонических покровов, развитию разрывных нарушений и пр. В результате этих деформаций были созданы условия для быстрой (субизотермической) эксгумации железистых формаций к поверхности Земли (с механическим перемещением архейских пластин или их декомпрессионным всплыванием), активизации флюидных и тепловых потоков и, как следствие, ретроградной метаморфической перекристаллизации гранулитовых комплексов. Предполагаются и более ранние (неоархейские) коллизионные события в регионе [2], с которыми также могли быть связаны определенные метаморфические преобразования пород. Поэтому окончательное решение проблемы возраста ретроградных метаморфических событий и в том числе связанных с ними процессов эксгумации пород нуждается еще в дополнительных исследованиях.

В соответствии с названной выше моделью прослеживается дальше и Р–Т тренд метаморфической эволюции (субизобарическое охлаждение – период «релаксации») до следующего тектоно-термального события М3 (рис. 5). Это событие, как уже было отмечено выше, не привело к существенной перекристаллизации пород Курско-Бесединского блока, хотя не исключено, что сыграло важнейшую роль в формировании окружающих блок мигматитов и гнейсов Обоянского комплекса (рис. 1, в), метаморфизованных преимущественно в условиях ретроградной амфиболитовой фации [2].

### Заключение

Полученные данные свидетельствуют о полиметаморфической истории региона с несколькими (не менее трех) метаморфическими (тектоно-тер-

мальными) событиями. К таким данным относятся следующие:

а) присутствие в первично осадочных породах (магнетитовых кварцитах и глиноземисто-железистых породах) Курско-Бесединского блока уникальных пироксенов со структурами распада и температурами кристаллизации  $1000 \pm 30$  °C [4], а также приуроченность наиболее плотных первичных углекислотных включений первой генерации к этим породам;

б) исключительно более поздний по отношению к первичным пироксенам характер роста граната, кристаллизация которого происходила главным образом за счет разложения (в некоторых случаях неполного) пироксенов и плагиоклаза;

в) непосредственные оценки Т-Р- $\lg f_{O_2}$  условий кристаллизации минералов, содержащих флюидные включения, в сочетании с положением конкретных изохор для этих включений зафиксировали, по крайней мере, две ретроградные стадии метаморфизма с параметрами:  $T = 705 \pm 10$  °C,  $P = 4,2$  кбар,  $\lg f_{O_2} = -16$  бар (М2) и  $T = 610 \pm 25$  °C,  $P = 3,3$  кбар,  $\lg f_{O_2} = -18,8$  бар (М3).

Автор благодарит д-ра геол.-минерал. наук М. В. Минца за весьма полезные и продуктивные замечания и предложения, сделанные при подготовке рукописи статьи.

Финансовая поддержка исследований осуществлялась Грантами РФФИ № 06-05-64088, № 07-05-00292, № 07-05-00891 и Президента РФ (МК-1978.2010.5)

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Gorbatshev R. Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatshev, S. Bogdanova // Precambrian Res. – 1993. – V. 64. – P. 3–22.
2. 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.
3. Артеменко Г. В. Палеоархейский возраст ультраметаморфических плагиогранитоидов Курско-Бесединского блока (Воронежский кристаллический массив) / Г. В. Артеменко, И. А. Швайка, Е. А. Татарина // Геологический журнал. – 2006. – № 1.
4. 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.
5. Пилюгин С. М. Ультравысокие ( $\geq 1000$  °C) температуры пикового метаморфизма метапелитов Воронежского кристаллического массива (Курско-Бесединский гранулитовый блок) по данным полевошпатовой термометрии / С. М. Пилюгин, В. И. Фонарев, К. А. Савко // ДАН. – 2009. – № 5. – С. 660–663.
6. 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.
7. 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.
8. Kretz R. Symbols for rock-forming minerals / R. Kretz // Amer. Miner. – 1983. – V. 68. – P. 277–279.
9. Графчиков А. А. Гранат-ортопироксен-плагиоклаз-кварцевый геобарометр (экспериментальная калибровка) / А. А. Графчиков, В. И. Фонарев // ДАН СССР. – 1990. – Т. 312, № 5. – С. 1215–1218.
10. Фонарев В. И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия (экспериментальные, термодинамические и петрологические данные) / В. И. Фонарев. – М.: Наука, 1987. – 294 с.
11. 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 / ред. В. А. Жариков, В. В. Федькин. – М.: Наука, 1994. – С. 323–355.
12. Dymek R. Chemistry, petrology and origin of banded ironformation lithologies from the 3800 ma Ysua supracrustal belt, West Greenland / R. Dymek, C. Klein // Precambrian Res. – 1988. – V. 39. – P. 247–302.
13. Duan Z. A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties / Z. Duan, N. Möller, J. H. Weare // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1996. – V. 60. – P. 1209–1216.
14. 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. Möller, J. H. Weare // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 3839–3845.
15. Nutman A. P. The early Archaean Itsaq Gneiss Complex of southern West Greenland: The importance of field observations in interpreting age and isotopic constraints for early terrestrial evolution / A. P. Nutman [et al.] // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2000. – V. 64. – P. 3035–3060.
16. Bolhar R. A trace element study of siderite–jasper banded iron formation in the 3.45 Ga Warrawoona Group, Pilbara Craton–Formation from hydrothermal fluids and shallow seawater / R. Bolhar, M. J. Van Kranendonk, B. S. Kamber // Precambrian Res. – 2005. – V. 137. – P. 93–114.
17. Wit M. J. de. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling / M. J. de Wit, R. A. Hart // Lithos. – 1993. – V. 30. – P. 309–335.

18. *Sheraton J. W.* Geochemistry of Precambrian gneisses: Relevance for the evolution of the East Antarctic Shield / J. W. Sheraton, I. P. Black // *Lithos*. – 1983. – V. 16. – P. 273–296.
19. *Friend C. R. L.* New evidence for protolith ages of Lewisian granulites, northwest Scotland / C. R. L. Friend, P. D. Kinny // *Geology*. – 1995. – V. 23. – P. 1027–1030.
20. *Миц М. В.* Параметры состояния литосферы и тектоника плит в архее / М. В. Миц // *Геотектоника*. – 1999. – Т. 6. – С. 45–58.
21. *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.
22. *Harley S. L.* Garnet-orthopyroxene bearing granulites from Enderby Land, Antarctica: metamorphic pressure-temperature-time evolution of the Archaean Napier Complex / S. L. Harley // *J. Petrol.* – 1985. – V. 26. – P. 819–856.
23. *Harley S. L.* Al zoning in orthopyroxene in a sapphirine quartzite: evidence for > 1120 °C UHT metamorphism in the Napier Complex, Antarctica, and implications for the entropy of sapphirine / S. L. Harley, Y. Motoyoshi // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2000. – V. 138. – P. 293–307.
24. *Fonarev V. I.* P–T paths of metamorphism in Archaean and Proterozoic granulite areas in the Baltic and Indian shields / V. I. Fonarev // *Charnockite and granulite facies rocks. Ram. Proceeding of the International Symposium on the Charnockite and Granulite facies rocks held at Chennai, India, 29th August to 2nd September, 1996. Geologists' Association of Tamil Nadu, Special Publication eds N.G.K. Murthy, V. Mochan.* – 1999. – №. 4. – P. 253–268.
25. *Fonarev V. I.* Pulsating evolution of metamorphism in granulite terrains: Kolvitsa meta-anorthosite massif, Kolvitsa belt, Northeast Baltic shield / V. I. Fonarev, A. N. Konilov // *Intern. Geol. Rev.* – 2005. – V. 47, № 8. – P. 815–850.
26. *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*. – 1998. – V. 6, № 1. – P. 70–85.

*Воронежский государственный университет*  
*С. М. Пилюгин, старший преподаватель кафедры*  
*полезных ископаемых*  
*geoscience@yandex.ru*  
*Тел. 8 (473) 220-86-26*

*Voronezh State University*  
*S. M. Pilugin, senior teacher, Chair of Mineral Deposits*  
*geoscience@yandex.ru*  
*Тел. 8 (473) 220-86-26*