

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В РЕТРОГРАДНЫХ ГРАНАТАХ ИЗ АРХЕЙСКИХ ГЛИНОЗЕМИСТО-ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПОРОД ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ, УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ)

С. М. Пилюгин

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 7 сентября 2018 г.

Аннотация: в гранатах из архейских глиноземисто-железистых пород Воронежского кристаллического массива были обнаружены минеральные включения двух типов: твердофазные мономинеральные (пироксены, плагиоклаз, циркон, калиевый полевой шпат, магнетит) и ретроградные полиминеральные. Полиминеральные включения представляют собой кристаллические минеральные системы сидерит-пирофиллитового состава. Наблюдаемые минеральные парагенезисы были сформированы в результате реакции: $Orx + Pl + H_2O + CO_2 \Rightarrow Grt + Sd + Prf \pm Cpx \pm Mag$. Термометрические оценки кристаллизации граната, полученные по минеральным твердофазным включениям (GOp геотермометр) составляют $636 \pm 15^\circ C$ (этап метаморфизма M3). Температура стабильности пирофиллит-сидеритовой ассоциации (350 до $550^\circ C$) может рассматриваться как нижняя граница этапа метаморфизма M3.

Ключевые слова: Архей, минеральные включения, гранат, глиноземисто-железистые породы.

MINERAL INCLUSIONS IN RETROGRADE GARNETS FROM ARCHEAN ALUMINOUS IRON FORMATIONS OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIFS (FEATURES OF THE INTERNAL STRUCTURE, CRYSTALLIZATION CONDITIONS)

Abstract: in garnets from the Archean aluminous iron formations of the Voronezh crystalline massif, mineral inclusions of two types were found: solid-phase monomineral (pyroxenes, plagioclase, zircon, potassium feldspar, magnetite) and retrograde polymineral. Polymineral inclusions are crystalline mineral systems of siderite-pyrophyllite composition. The observed mineral paragenesis were formed as a result of the reaction: $Orx + Pl + H_2O + CO_2 \Rightarrow Grt + Sd + Prf \pm Cpx \pm Mag$. Thermometric estimates of garnet crystallization, obtained from mineral solid-phase inclusions (GOp geothermometry) are $636 \pm 15^\circ C$ (the stage of metamorphism M3). The stability temperature of the pyrophyllite-siderite association (350 to $550^\circ C$) can be considered as the lower boundary of the M3 metamorphism stage.

Key words: Archean, mineral inclusions, garnet, aluminous iron formations.

Введение

Породы архейских метаморфических комплексов, претерпевших региональный метаморфизм, часто являются продуктами полистадийной перекристаллизации под воздействием флюида и меняющихся Т-Р условий.

Перекристаллизация может носить масштабный характер, в результате чего ранние минеральные парагенезисы сохраняются лишь фрагментарно в высокопрочных и термодинамически стабильных минералах. Именно поэтому реликтовые включения в минералах широко используются в метаморфической петрологии для восстановления физико-химической природы формирования пород [1, 2].

Учитывая широкое использование гранатов в количественных методах изучения горных пород (геотермометрия), а также широкую распространен-

ность в них минеральных включений гранатосодержащие парагенезисы становятся незаменимыми при описании многих метаморфических комплексов. В качестве объекта изучения были выбраны архейские глиноземисто-железистые породы Воронежского кристаллического массива [3], содержащие большое количество кристаллов граната и претерпевшие в своей метаморфической истории несколько тектоно-термальных ретроградных событий. Сопоставлением положения изохор углекислотных включений в минералах [4] с данными минералогической термобарометрии по равновесным составам минералов (ортоклинопироксенов, гранатов, плагиоклазов, биотитов) [5] ранее было установлено 3 метаморфических (тектоно-термальных) события: M1 – пиковый метаморфизм при $T = 1000 \pm 30^\circ C$, $P = 10$ кбар, D (глубина) = 36 км; M2 – $T = 705 \pm 10^\circ C$, $P = 4,2$ кбар, D = 16 км и

$\lg fO_2 = -16$ бар; $M3 - T = 610 \pm 25^\circ C$, $P = 3,3$ кбар, $D = 12$ км и $\lg fO_2 = -18,8$ бар.

Геологическая обстановка

Архейские железистые формации докембрия широко распространены в пределах Воронежского кри-

сталлического массива (ВКМ), который вместе с Украинским щитом (рис. 1а, б, в) представляет один из трех кристаллических сегментов (Сарматия) Восточно-Европейского кратона [6]. ВКМ (размером приблизительно 600x800 км) относится к северо-восточной части Сарматии и был отделен в фанерозое

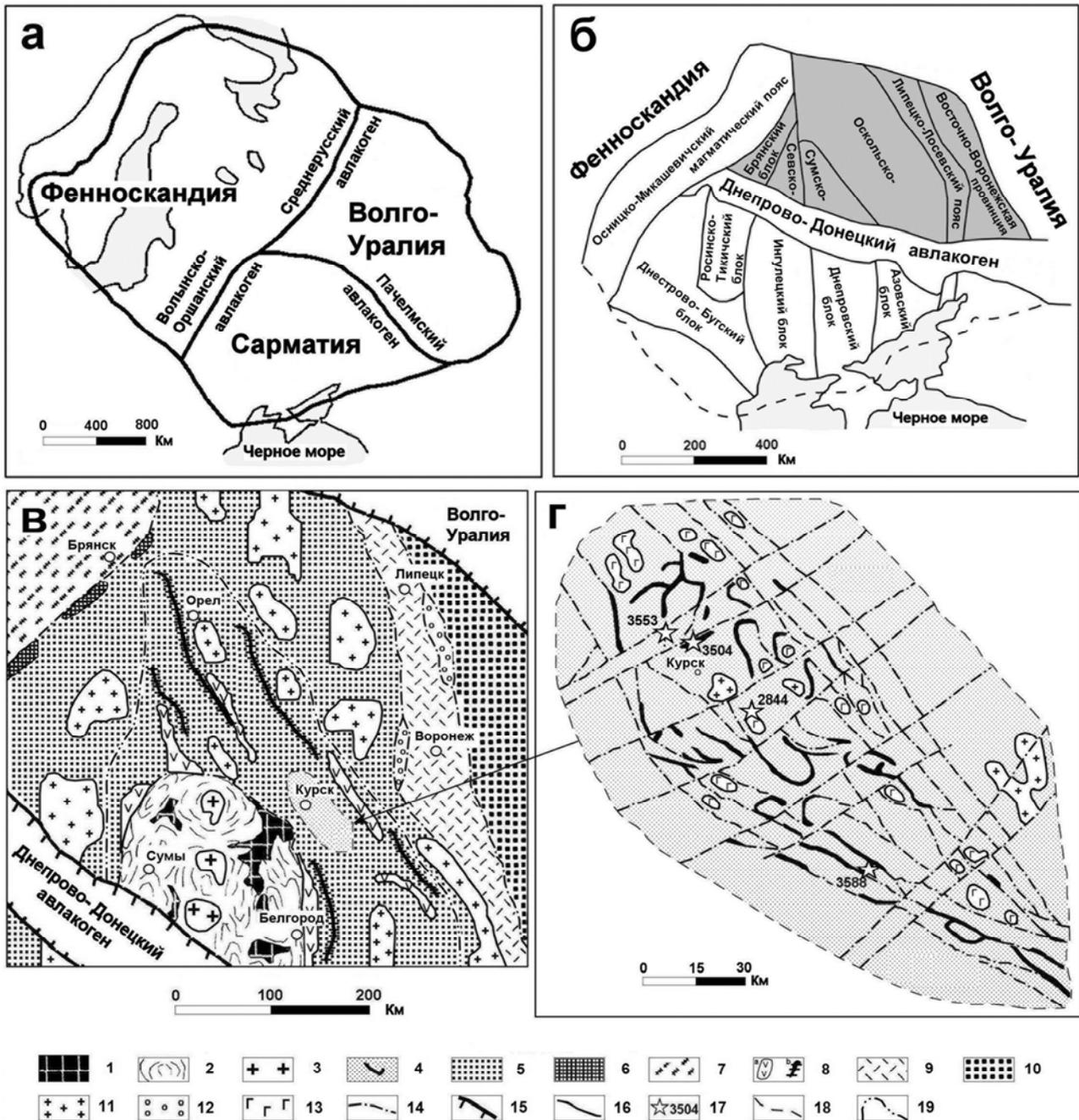


Рис. 1. а – Три кристаллических сегмента Восточно-Европейского кратона [4]. б – Кристаллические домены Сарматии [6]. Воронежский кристаллический массив (ВКМ) выделен темным цветом. в – Схема геологического строения Воронежского кристаллического массива (по [7] с некоторыми изменениями). г – Курско-Бесединский гранулитовый блок ВКМ (район исследования). 1-6 – Архей: 1 – зеленокаменные пояса; 2 – тоналит-грандиомитовые гнейсы и гранитоиды; 3 – поздне- и посттектонические гранитоиды; 4 – высокотемпературные метаморфические комплексы с железистыми формациями; 5 – полиметаморфические образования Обоянского комплекса (мигматиты 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 флишеидный комплекс; 11 – поздние 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 гранулитового блока. 19 – Район Курской магнитной аномалии.

от Украинского щита Днепровско-Донецким авлакогеном. На востоке, Липецко-Лосевский вулканогенный пояс и Восточно-Воронежская провинция разделяют ВКМ и Волго-Уральский кристаллический сегмент (рис. 1б, в). Согласно геохронологическим данным [7] в пределах ВКМ развиты различные архейские (от мезо- до позднеархейских) и палеопротерозойские образования. 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 (магнетитовых кварцитов и глиноземисто-железистых пород), метабазитов, метаультрабазитов 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.

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 (2819 ± 6 млн. лет) [8] подтвержден геохронологическими определениями по монациту (U–Pb изохронный метод) из метапелитовых гранулитов, переслаивающихся в разрезе с железистыми кварцитами. Данное значение соответствует последнему из проявленных в пределах этого блока высокотемпературных метаморфических событий, в результате которого образовались наблюдаемые минеральные парагенезисы и реакционные структуры.

Методы исследования

Все образцы глиноземисто-железистых пород представляют собой керн скважин, который был детально описан при проведении полевых работ. Наиболее представительные образцы с гранатсодержащими ассоциациями были изучены на оптическом (Альтами ПОЛИАР 3) и электронном микроскопе Jeol-6380 LV (лаборатория ЦКПНО ВГУ). Состав минеральных фаз определялись при помощи полупроводникового детектора INCA Energy -250 смонтированного на электронном микроскопе. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 10–15 нА, время набора спектра 70 сек, диаметр электронного пучка в приповерхностном слое образца обычно равнялся 3–5 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания окислов и оценка точности проводились с помо-

щью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов. Микронзондовые определения составов твердофазовых включений и минералохозяина проводились в прозрачно-полированных шлифах после их детального изучения на оптическом микроскопе.

Всего было исследовано 12 образцов, минералы из 5 образцов (скважины 2844, 3588) были проанализированы на микронзонде (в среднем было выполнено по 20–30 локальных определений для каждого образца). Расчет формул минералов проводился с учетом координационных позиций катионов в формуле минерала. Кристаллохимические формулы граната рассчитаны на 12, пироксена на 6, пиррофиллита на 10 атомов кислорода. Расчеты P–T условий метаморфизма проводились с помощью компьютерной программы TPF [9], оптимизация данных, полученных в результате микронзондовых анализов, была проведена на базе программ «MinFile» и «MultiEditor».

Петрография и минералогия пород

Глиноземисто-железистые породы представлены мелко- и среднезернистыми меланократовыми и мезократовыми породами с массивной или слабо линзовидно-полосчатой текстурой. Микроструктура породы неравномернотекстурированная порфириобластовая за счет крупных выделений граната (реже ортопироксена), иногда равномернозернистая, гранобластовая. Полосчатые текстуры обусловлены ориентированным расположением минералов в виде чередующихся, часто прерывистых полос мощностью от первых миллиметров до 3–4 см. В породе всегда присутствует гранат (20–60 %), кварц (10–20 %), магнетит (5–15 %), плагиоклаз (20–30 %), ортопироксен (10–20 %), реже встречается клинопироксен (5–10 %), калиевый полевой шпат (2–5 %), биотит (2–5 %), шпинель (< 3 %).

Средний химический состав глиноземисто-железистых пород (мас.%) соответствует (обр. 2844-192, 2844-193, 2844-189): SiO₂ – 66,07, TiO₂ – 0,19; Al₂O₃ – 4,06, Fe₂O₃ – 23,06, MnO – 0,3, CaO – 1,92, MgO – 2,31, Na₂O – 0,37, K₂O – 0,2 (РФА, ИГЕМ РАН).

Гранат в глиноземисто-железистых породах часто образует скопления и, в зависимости от степени перекристаллизации пород и их деформированности, присутствует в них в двух основных формах. В первом случае это крупные (500 мкм и более) равномернозернистые гранобластовые агрегаты тесно расположенных или сросшихся зерен (обр. 2844-187, 2844-189, 3588-255) (рис. 2). Облик минерала, свежий не трещиноватый. Во втором случае (обр. 2844-192) гранат (200–500 мкм) носит четко выраженный коронарный характер, развиваясь вокруг лейст плагиоклаза и, реже, пироксенов (рис. 2). Железистость граната в

различных образцах варьирует от 0,81–0,86 до 0,89–0,95 (альмандин) при содержании CaO от 1,5–3,7 до 7,6–8,6 мас.% (табл. 1). В минерале проявлена слабая ретроградная зональность, выраженная в понижении магниальности от центров к краям зёрен, контактирующих с Fe-Mg минералами. У контакта граната с плагиоклазом обычно наблюдается возрастание grossularового минала при закономерном снижении CaO в плагиоклазе.

Ортопироксен, светлый со слабым плеохроизмом, присутствует в глиноземисто-железистых породах в виде крупных (500 мкм) субидiomорфных выделений с существенно более тонким агрегатом клинопироксена и кварца (рис. 2). В некоторых случаях в минерале отмечаются ламели клинопироксена (структуры распада твердых растворов), также указывающие на ретроградную перекристаллизацию породы. Железистость ортопироксена от 0,68–0,7 до 0,72–0,75 при относительно низком содержании Al₂O₃ от 0,3–0,6 до 0,7–0,9 мас.% (табл. 1).

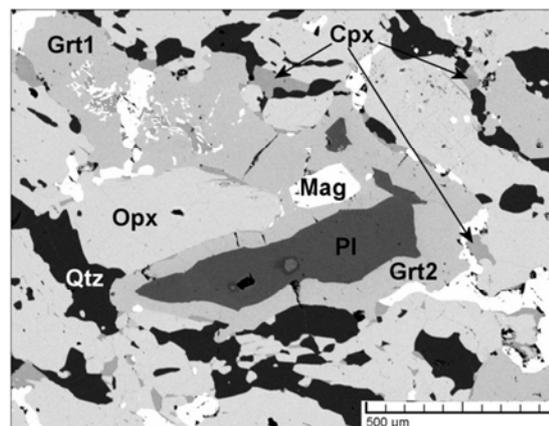


Рис. 2. Минеральные ассоциации глиноземисто-железистых пород ВКМ (изображения в обратно-отраженных электронах). Grt1 – порфиробласты граната содержащие минеральные включения магнетита (Mag) и клинопироксена (Cpx); Grt2 – коронарный гранат на границе плагиоклаза (Pl) и ортопироксена (Opx). Образец № 2844-192.

Таблица 1

Химические составы гранатов и содержащихся в них минеральных включений

Образец	193				189			192	
	Grt*	Opx	Prf	Prf	Grt	Opx	Prf	Grt	Opx
Минерал	матрица	включе-ние	включе-ние	включе-ние	матрица	включе-ние	включе-ние	матрица	включе-ние
Положение в породе									
Номер анализа	5	7	1	3	20	8	18	9	13
SiO ₂	37,44	48,50	64,58	65,25	36,54	48,03	66,26	36,22	47,39
Al ₂ O ₃	20,72	0,68	29,27	28,2	21,15	0,67	27,61	20,18	0,52
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,14	0,09
FeO	33,34	39,23	1,93	1,98	34,64	40,25	1,12	32,69	41,99
MnO	1,7	0,65	0,42	-	1,42	0,71	-	1,94	0,71
MgO	1,58	10,00	-	-	2,12	10,01	-	1,68	8,18
CaO	5,21	0,30	0,58	0,35	3,49	0,21	-	7,13	0,92
Na ₂ O	-	-	0,13	0,2	-	0,01	-	-	0,17
K ₂ O	-	-	-	-	-	0,10	-	-	-
Сумма	99,99	99,36	96,91	95,98	99,36	99,99	94,99	99,98	99,97
Si	3,02	1,98	4,45	4,54	2,97	1,96	4,65	2,95	1,96
Al	1,97	0,03	2,37	2,31	2,02	0,03	2,28	1,92	0,03
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-
Fe ^{II}	2,25	1,34	0,11	0,12	2,31	1,38	0,07	2,15	1,45
Mn	0,12	0,02	0,02	-	0,10	0,03	-	0,13	0,03
Mg	0,19	0,61	-	-	0,26	0,61	-	0,20	0,51
Ca	0,45	0,01	0,04	0,03	0,30	0,01	-	0,71	0,04
Na	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,01
K	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-
X(Fe)**	0,94	0,69	-	-	0,91	0,69	-	0,91	0,74
GOp***	638				605			665	

* - символы минералов по [10]; ** - железистость минералов рассчитанная по отношению Fe/(Fe + Mg);

*** - гранат-ортопироксеновый геотермометр [14]

Клинопироксен присутствует в резко подчиненном количестве в виде агрегата тонких зерен (50–100 мкм) чаще всего в ассоциации с ортопироксеном и кварцем (рис. 2). Железистость клинопироксена соответствует 0,6–0,62 (в некоторых зернах до 0,64) при содержании Al₂O₃ = 0,4–0,9 мас.%.

Плагиоклаз ксенобластовый, нередко с хорошо

выраженными иногда деформированными (изгибающимися) двойниками. Минерал часто концентрируется в отдельных лейкократовых участках (линзах, полосах) в виде равномернозернистых агрегатов (рис. 2). Состав минерала разнообразен, и отражает, очевидно, как вариации первичного химизма пород, в том числе и локальные, так и последующие процессы кристал-

логенеза. 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.

Магнетит развит неравномерно в виде прослоев между зернами граната, кварца и орто-клинопироксенов. По химическому составу это практически чистый минерал с незначительными примесями TiO_2 (1–2 мас.%).

Кварц представлен крупными (0,5–1 мм) неправильными, реже изометричными зернами.

Минеральные включения в гранате

Минеральные включения в исследованных кристаллах граната представлены двумя типами: 1) твердофазные мономинеральные включения; 2) ретро-

градные полиминеральные включения.

Твердофазные мономинеральные включения представляют собой реликты разнообразных минералов, законсервированные в матрице граната в результате его роста. Такие «классические» минеральные включения имеют размер преимущественно от 20 до 70 мкм, неправильную, реже овальную, и близкую к изометричной форму, и характеризуются широким диапазоном видового состава. В ходе микроскопических исследований в гранате были обнаружены твердофазные включения орто-клинопироксена, кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, ильменита, циркона (рис. 3а). Включения пироксенов содержат структуры распада твердых растворов, что косвенно подтверждает их первичную природу по отношению к кристаллам граната.

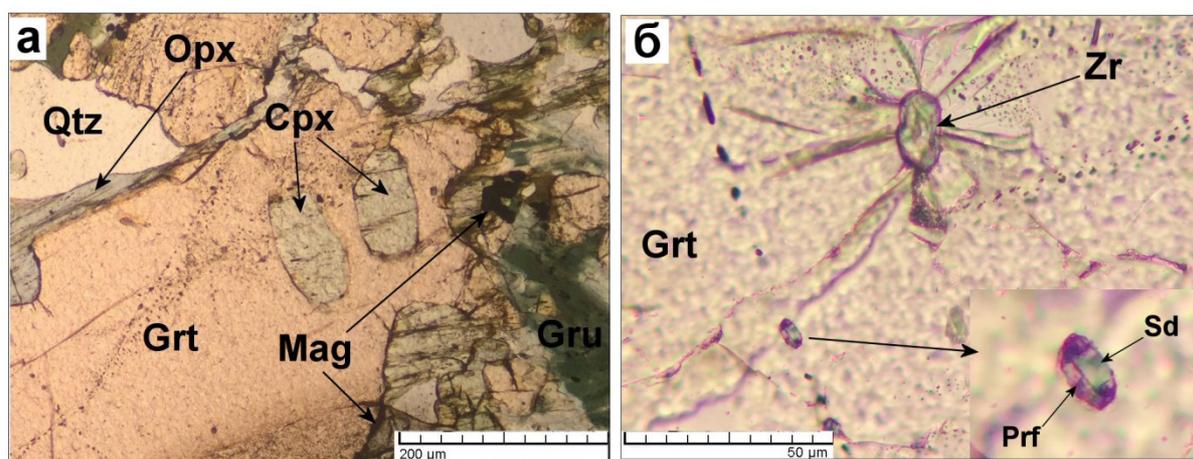


Рис. 3. Минеральные включения в гранатах: а – твердофазные мономинеральные включения клинопироксена; б – ретроградные полиминеральные включения, состоящие из сидерита и пирофиллита. В зерне граната присутствует также твердофазное включение циркона и мельчайшие газовой-жидкие включения. Фотографии получены на оптическом микроскопе при одном никеле. Символы минералов по [10].

Ретроградные полиминеральные включения – представляют собой многофазные системы, кристаллизованные при снижении температуры и давления за счет химических реакций между матричными минералами. Они отличаются от твердофазных мономинеральных включений выдержанной пропорцией фаз, т.е. количественные отношения фаз от включения к включению в пределах зерна минерала-хозяина постоянны. Если в минерале оказались случайные вростки, то пропорция фаз и их набор будут от включения к включению меняться. В полиминеральных включениях набор фаз и их пропорция определяется, главным образом, исходными составами реагирующих минералов (которые, как правило, выдержаны для одной генерации включений), а также составом флюида.

В исследованных зернах граната ретроградные полиминеральные включения представляют собой мелкие (от 1 до 20 мкм) агрегаты округлой и каплевидной формы, в некоторых случаях осложненные по периферии зонами расщурования и декриптации (рис. 3б). Чаще всего это первично-вторичные включения, локализованные вдоль залеченных трещин, не выхо-

дящих за границы минерала-хозяина [11].

Все обнаруженные полиминеральные включения в гранате состоят из двух минеральных фаз – сидерит и пирофиллит (рис. 4а-г). Кристаллы сидерита очень мелкие (5–10 мкм), в проходящем свете бесцветные и бледно-зеленоватые (за счет примеси MnO) кристаллизованы на стенках камеры (рис. 3б). В их химическом составе помимо марганца отмечаются заметные примеси кальция и магния (табл. 2, рис.4е) Пирофиллит во включениях как бы оконтуривает кристаллы сидерита (рис. 3б, 4а-г). Он сложен мелкодисперсной (1–5 мкм) мягкой массой с отрицательным рельефом в шлифах. При поверхностном электронном сканировании в области нахождения пирофиллита наблюдаются дефекты поверхности («ямы»), связанные с выбиванием минерала при полировке шлифов. Тем не менее, в некоторых участках доступных для химического анализа был получен состав соответствующий $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ с незначительными примесями железа (табл. 1, рис. 4д). В большинстве случаев пирофиллит в пределах объема камеры включения превалирует над сидеритом с отношением 60/40 %.

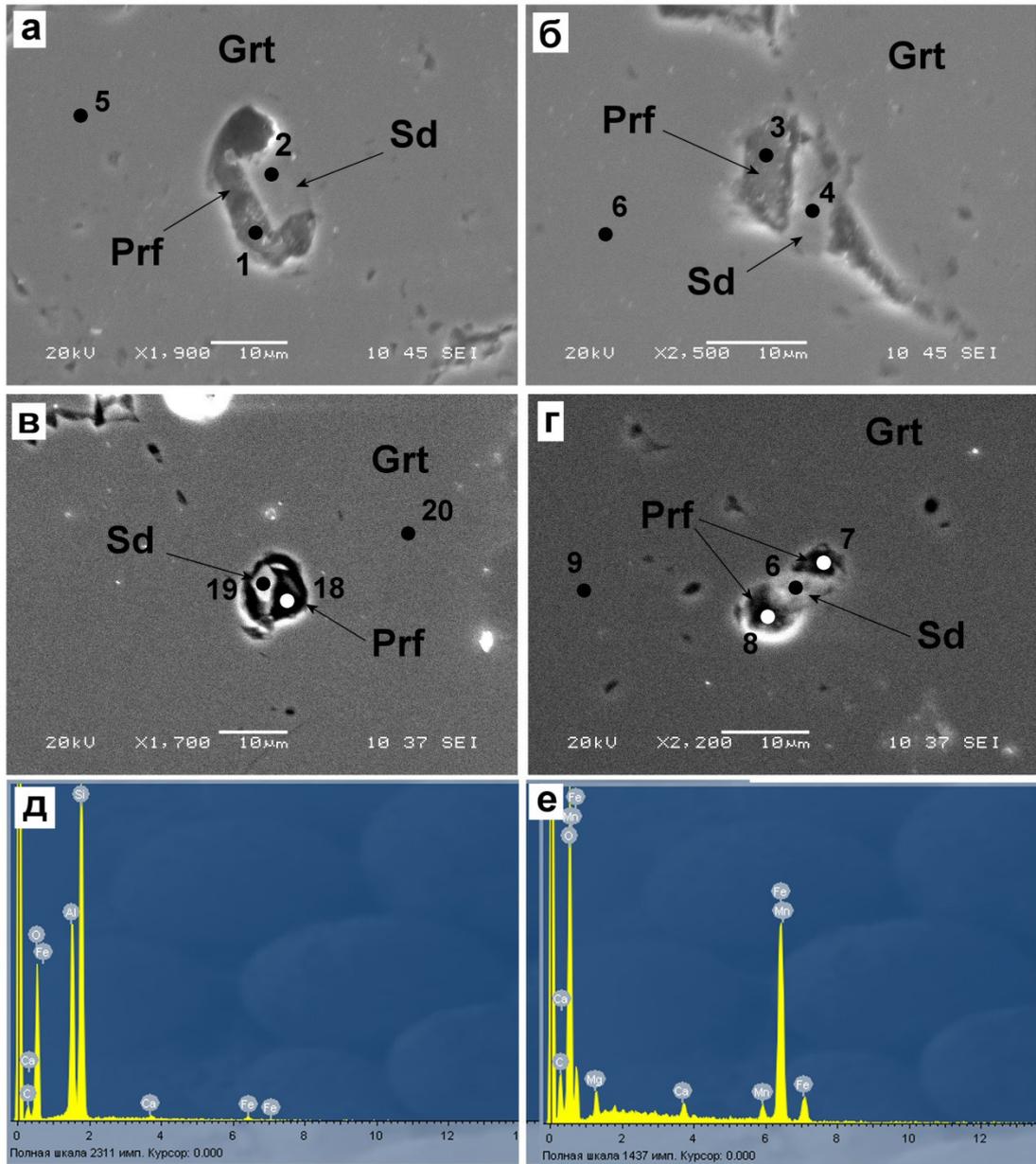


Рис. 4. Полиминеральные включения в ретроградном гранате: а – первично-вторичное овальной формы (оно же на врезке рис. 3б); б – первично-вторичное частично декриптованное неправильной формы; в – первичное округлой формы; г – первичное гантелевидной формы. д – Рентгеновский спектр проанализированного пирофиллита (т.а. 1). е – Рентгеновский спектр сидерита (т.а. 2). Изображения во вторичных электронах. Химические анализы представлены в таблице 1.

Таблица 2

Химические составы
минеральных включений сидерита в гранатах

Образец/Анализ	193/2	193/4	189/19	189/6
SiO ₂	0,76	-	1,35	2,28
Al ₂ O ₃	-	-	0,87	1,71
Cr ₂ O ₃	-	-	0,69	0,29
FeO	53,84	54,39	54,31	50,79
MnO	3,47	2,5	1,25	1,97
MgO	4,47	3,6	3,03	2,37
CaO	1,56	1,4	0,96	2,73
Na ₂ O	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-
Сумма	64,1	61,89	62,46	62,14

Интерпретация полученных результатов

Кристаллизацию граната в регионально метаморфизованных железисто-кремнистых породах обогащенных глиноземом можно объяснить исходя из реакции $4Orx + Pl \Rightarrow Grt + Crx + Qtz$ (1), протекающей с формированием структур уплотнения (например, коронарного граната (рис. 2)) и характеризующейся значительным отрицательным объемным эффектом [12, 13]. Образование граната сопровождалось захватом минеральных и флюидных включений на ретроградном этапе метаморфизма при изобарическом остывании пород. Ранее [12, 13], на основе химических составов породообразующих минералов и набора аналитических данных по флюидным включениям

были определены физико-химические условия кристаллизации граната со следующими усредненными по нескольким ассоциациям параметрами: $T=615^{\circ}\text{C}$, $P=3,3$ кбар, $fO_2 = -18,8$ бар.

Термометрические оценки, полученные по мономинеральным твердофазным включениям, в целом, подтверждают эти значения: температура метаморфизма, полученная по ассоциации гранат-включения ортопироксена составляет (в среднем по нескольким образцам) $636\pm 15^{\circ}\text{C}$ (ГОР геотермометр [14], табл. 1).

В гранате из глиноземисто-железистых пород ранее [4] были описаны различные типы флюидных включений (углекислотные, водно-солевые, метан-азотные). Изученные полиминеральные включения, представлены карбонатной (сидерит) и алюмосиликатной водосодержащей (пирофиллит) фазой. Учитывая характер их локализации в пределах зерен граната (первично-вторичные), можно предположить, что они образовались на заключительных этапах кристаллизации граната при высокой активности метаморфического флюида (углекислоты и воды). Таким образом, реакция (1) с учетом полученных данных может быть скорректирована, и принята следующий вид: $\text{Orx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \Rightarrow \text{Grt} + \text{Sd} + \text{Prf} \pm \text{Cpx} \pm \text{Mag}$.

К сожалению, в настоящее время отсутствуют надежные геотермометры, позволяющие определить температуру образования сидерит-пирофиллитовых ассоциаций, однако, исходя из экспериментальных данных [16] по синтезу алюмосиликатных систем насыщенных водой можно предположить, что пирофиллит-сидеритовая ассоциация будет устойчива при температурах от 350 до 550°C в широком диапазоне давлений. Таким образом, кристаллизация полиминеральных включений проходила на заключительных этапах ретроградной эволюции глиноземисто-железистых пород.

Заключение

Характер распределения минеральных включений в изученных кристаллах граната подтверждает корректность высказанной ранее гипотезы [16] о сложной полиметаморфической истории архейских железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива с широким развитием низкотемпературных минеральных парагенезисов на заключительных этапах метаморфизма. Захват гранатом твердофазных мономинеральных включений соответствует этапу метаморфизма МЗ, а кристаллизация полиминеральных сидерит-пирофиллитовых включений отвечает заключительным низкотемпературным процессам в регионе и может рассматриваться как нижняя граница этапа метаморфизма МЗ.

Воронежский государственный университет

Пилюгин Сергей Михайлович, доцент кафедры полезных ископаемых и недропользования, кандидат геолого-минералогических наук
E-mail: geoscience@yandex.ru; Тел.: 8 (473) 220-86-26

Благодарности. Автор благодарит к.г.-м.н. Лебедева И. П., а также к.г.-м.н. Терентьева Р. А. за весьма полезные и продуктивные замечания и предложения, сделанные при подготовке рукописи статьи.

Финансовая поддержка исследований осуществлялась Грантом РФФИ №16-05-01044.

ЛИТЕРАТУРА

1. Chopin, C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: first record and some consequences / C. Chopin // Contr. Miner. Petrol. – 1984. – V.86. – P. 107–118.
2. Перчук, Л. Л. Глубинные ультракалийевые жидкости / Л. Л. Перчук, В. О. Япаскурт // Геология и геофизика. – 1998. – Т.39 (12). – С.1756–1765.
3. Пилюгин, С. М. Глиноземисто-железистые породы Курско-Бесединского гранулитового блока ВКМ (физико-химические условия метаморфизма, тренд тектоно-термальной эволюции) / С. М. Пилюгин // Вестник Воронеж. гос. ун-та. Серия Геология. – 2010. – №2. – С.147–158.
4. Новикова, М. А. Флюидный режим метаморфизма архейской железисто-кремнистой формации Сарматии (по данным изучения флюидных включений) / М. А. Новикова, К. А. Савко // Труды НИИ Геологии. – 2010. – Выпуск 60. – 99 с.
5. Пилюгин, С. М. Высокотемпературный метаморфизм гранулитовых комплексов Сарматии / С. М. Пилюгин, К. А. Савко // Труды НИИ Геологии. – 2009. – Выпуск 54. – 106 с.
6. Gorbatshev, R. Frontiers in the Baltic Shield / R. Gorbatshev, S. Bogdanova // Precambrian Res. – 1993. – V. 64. – P. 3–22.
7. Shchipansky, A. A. The Saratian 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.
8. Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов ВКМ: результаты U-Pb геохронологических исследований монацита / К. А. Савко [и др.] // Доклады Академии наук. Сер. Геология. – Москва, 2010. – Т. 435. – № 5. – С. 1–6.
9. 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. – 1994. – С. 323–355.
10. Kretz, R. Symbols for rock-forming minerals / R. Kretz // Amer. Miner. – 1983. – V.68. – P. 277–279.
11. Roedder, E. Fluid inclusion / E. Roedder // Reviews in Mineralogy, 1984. – V. 12 – 644 p.
12. Геря, Т. В. Термодинамический режим эволюции гранулитов Ангаро-Канского выступа / Т. В. Геря, Л. Л. Перчук // Вестник МГУ. Сер. Геол. – 1990. – №6. – С.35–49.
13. Perchuk, L. L. Petrology and retrograde P-T-path in granulites of the Kanskaya formation, Enisey range, eastern Siberia / L. L. Perchuk, T. V. Gerya, A. D. Nozhkin // J. Metamorphic Geol. – 1989. – V.7. – P. 599–617.
14. Perchuk, L. L. Some equilibria involving garnet, orthopyroxene and amphibole as geothermometers and geobarometers for metamorphic rocks / L. L. Perchuk, I. V. Lavrenteva // Experiment-89, Informative volume. – Moscow: Nauka. – 1990 – P. 44–45.
15. Roy, R. The system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ / R. Roy, E. F. Osborn // Am. Mineral. – 1954. – V.39 – 853 p.
16. 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.

Voronezh State University

Pilugin S. M., lecturer of mineral resource department, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences
E-mail: geoscience@yandex.ru
Tel.: 8 (473) 2208626