

ПЕТРОГРАФИЯ ДОЛЕРИТ-ПЕГМАТИТОВ СМОРОДИНСКОГО ТРОКТОЛИТ-ГАББРОДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА (КМА)

А. Ю. Альбеков

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 15 октября 2008 г.

Аннотация. Приведена петрографическая характеристика долерит-пегматитов смородинского троктолит-габбродолеритового комплекса, широко развитого на территории мегаблока КМА. Описаны породообразующие и акцессорные минералы. Определены параметры давления при формировании долерит-пегматитов по амфиболовому геобарометру, составляющие от 0,9 до 2,0 кбар, что отвечает глубине образования от 300 метров до 3–4 км. Предложены различные механизмы становления для шлиров и горизонтов долерит-пегматитов.

Ключевые слова: петрография, долерит-пегматит, габбродолерит, минералы, условия образования.

Abstract. Petrographical characteristic of dolerite-pegmatites of smorodinsky troctolite-gabbrodolerite complex, which is widely propagated on territory of KMA megablock is produced. Rock minerals and accessories are described. Pressure parameters of dolerite-pegmatite's forming by amphibole geobarometer, which account for 0,9–2 kbar, that conforms to forming depth from 300 meters to 3–4 km are defined. Various mechanisms of schlieren and dolerite-pegmatite's formation layers are proposed.

Key words: petrography, dolerite-pegmatite, gabbrodolerite, minerals, formation conditions.

Сокращения

Pl – плагиоклаз
Срх – клинопироксен
Орх – ортопироксен
Q – кварц
R – рудные минералы в общем
Ap – апатит; Bt – биотит
Chl – хлорит
Amf – амфиболы
An – количество анортитового минала в плагиоклазе
Ab – количество альбитового минала в плагиоклазе
Or – количество ортоклазового минала в плагиоклазе
En – количество энстатитового минала в пироксене
Wo – количество волластонитового минала в пироксене
Fs – количество ферросилитового минала в пироксене
l/d – отношение длины кристалла к ширине
f – железистость биотитов и амфиболов

Введение

Систематическое изучение базит-гипербазитовых образований мегаблока (структурно-формационной зоны) Курской магнитной аномалии (КМА) началось главным образом с 60-х годов XX века, в связи с проведением профильного картировочного бурения. После открытия на юго-востоке ВКМ сульфидных медно-никелевых мес-

торождений резко усилился интерес и к ультрамафит-мафитовым интрузивам КМА. После многолетнего изучения часть массивов была отнесена к смородинскому троктолит-габбродолеритовому комплексу с определением их формационной принадлежности как типично платформенных образований – траппов [3, 4].

Проведенные в последние годы металлогенические исследования [3] позволили обосновать в пределах дифференцированных массивов смородинского комплекса наличие трех формационно-генетических подтипов рудопроявлений: 1) сульфидных платиноидно-медно-никелевых, приуроченных к нижним высокмагнезиальным горизонтам; 2) платинометаллических малосульфидных в фации долерит-пегматитов; 3) платино-ванадий-содержащих титаномagnetитовых смородинского типа в пегматоидных горизонтах.

Выделенное и детально описанное наиболее перспективное оруденение двух последних подтипов приурочено к фации долерит-пегматитов, что обуславливает их более пристальное изучение, проведенное в наиболее изученном интрузивном теле – Смородинском троктолит-габбродолеритовом массиве, расположенном в центральной части мегаблока КМА в Курско-Белгородской структурно-формационной зоне и являющегося петротипом комплекса.

Методика исследований

Все образцы изучаемых пород представляют собой керн скважин, вскрывающих Смородинский массив. Описание шлифов и количественно-минеральный подсчет производились на поляризационном микроскопе POLAM-P211 с использованием ИСА по стандартной методике. Рентгеноспектральные анализы выполнены на микрозондовом анализаторе Jeol JСХА-733 (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик Е. И. Чурин). Ускоряющее напряжение 20 kV, ток зонда 25 нА, диаметр зонда 5 $\mu\text{м}$. Точность анализов систематически (через каждые 1,5–2 часа) контролировалась по природным и синтетическим эталонам.

Геология троктолит-габбродолеритовых интрузивных массивов трапповой формации КМА

Смородинский троктолит-габбродолеритовый пластовый силлоподобный массив площадью около 90 км² имеет мощность 213,0–220,0 м, простирается на северо-восток от подводящего канала и имеет угол падения 10–14° в юго-западном направлении, как бы облекая более крепкие интрузивные породы мафитового состава северной части аномалии и прорывая чередующиеся серпентиниты, амфиболиты и гнейсы в южной части (рис. 1, 2).

Массив сложен габбродолеритами, представленными закономерными переходами от преобладающих оливковых габбродолеритов, с одним–двумя прослоями габбродолерит-троктолитов, к оливинсодержащим и безоливиновым кварцевым и кварцсодержащим разностям, с оливковыми габбродолеритами в кровле массива. В верхней части массива в оливковых и оливинсодержащих габбродолеритах присутствуют разнообразные по масштабам шпирсы долерит-пегматитов, объединяющихся на отдельных уровнях в пегматитовые горизонты мощностью до 25 м. По периферии массив окружен контактовой тонко-мелкозернистой фацией представленной порфирами микродолеритами и долеритами. В кровле обнаружены гранофировые обособления кислого состава, залегающие среди мощного (22,4 м) горизонта долерит-пегматитов (скважина № 3012). Подобное строение характерно для подавляющего большинства дифференцированных габбродолеритовых массивов смородинского комплекса.

Все горные породы в рамках Смородинского массива относятся по определяющим факторам образования к типу магматических, классу плутонических, так как это полнокристаллические породы. Однако, учитывая их относительно мелкозернистую структуру, рекомендуется [4] относить интрузивные тела и массивы данного комплекса к субвулканическому (гипабиссальному) типу и использовать соответствующие видовые названия (долерит, габбродолерит и т. д.).

Особенности строения Смородинского троктолит-габбродолеритового массива позволяют выделить в его объеме четыре взаимосвязанные фации – контактовую, главной стадии кристаллизации, пегматитовую и гранофировую [1].

В объеме пегматитовой фации, характеризующей заключительный этап формирования массивов, выделяется один петрографический вид жильных пород – долерит-пегматит.

В объеме гранофировой фации, характеризующей конечный этап формирования в условиях ассимиляции прикровельной части массива перекрывающих пород, выделяется петрографический вид жильных пород, имеющий собственное название – гранофир.

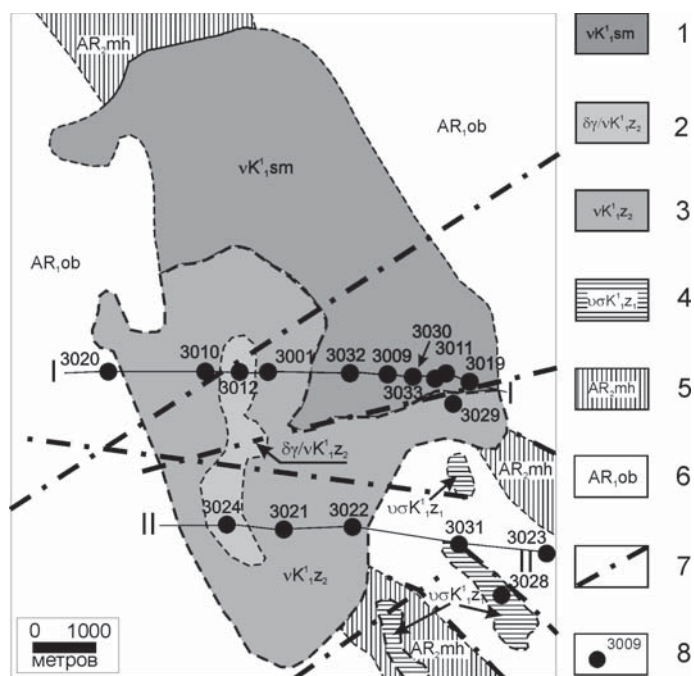


Рис. 1. Геологическая схема Смородинской группы интрузий [1]: 1 – породы смородинского комплекса; 2 – гранитизированные породы второй фазы золотухинского комплекса; 3 – породы второй фазы золотухинского комплекса (габброиды); 4 – породы первой фазы золотухинского комплекса (ультрамафиты); 5 – породы михайловской серии; 6 – породы обоянского комплекса; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины и их номера

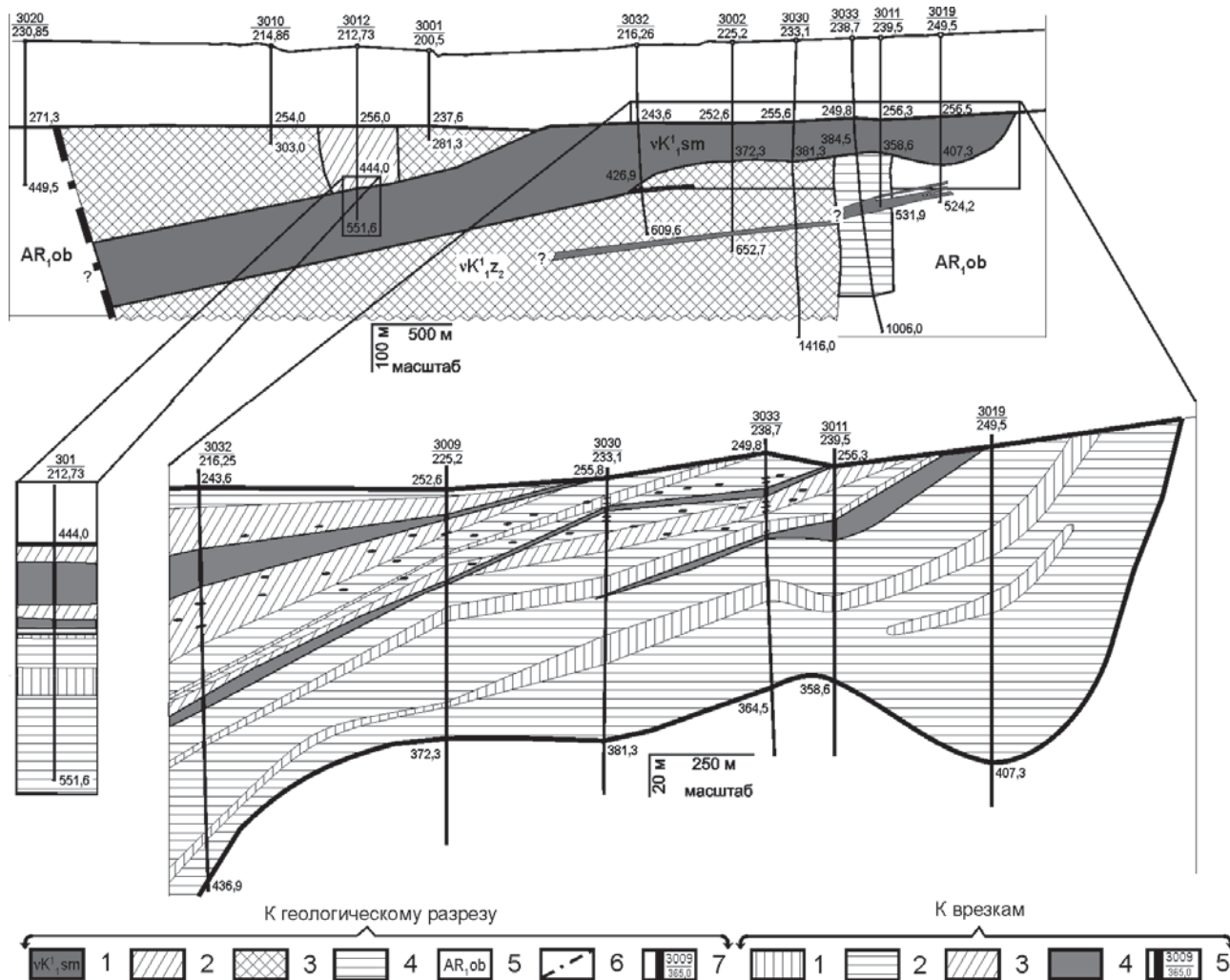


Рис. 2. Геологический разрез по буровому профилю 3020-3019, через Смородинскую группу интрузий [1]: А) к геологическому разрезу: 1 – габбродолериты смородинского комплекса; 2 – гранитизированные амфиболизированные габбронориты второй фазы золотухинского комплекса; 3 – габбронориты 2 фазы золотухинского комплекса; 4 – ультрамафиты 1 фазы золотухинского комплекса; 5 – гнейсы и амфиболиты обоянского комплекса; 6 – тектонические нарушения; 7 – скважины; Б) к врезкам: 1–4 горные породы (1 – габбродолерит-троктолиты; 2 – оливиновые габбродолериты; 3 – оливинсодержащие габбродолериты; 4 – долерит-пегматиты); 5 – скважины

Петрография Пегматитовой и гранофировой фации

Долерит-пегматиты являются специфическими породами в составе массивов смородинского комплекса и концентрируются преимущественно в их верхних уровнях, образуя прослои мощностью до 10–25 м (скважины №№ 3009, 3012, 3023, 3028, 3029, 3031, 3032 и др.) и незначительные (5–10 см) шлировые обособления в оливиновых, оливинсодержащих и безоливиновых габбродолеритах верхней части массива. В скважине № 3012, вскрывающей верхние горизонты Смородинского массива, отмечен мощный (22,4 м) слой долерит-пегматитов, насыщенный ксенолитами перекрывающих пород и гранофировыми жилами.

Макроскопически долерит-пегматиты представляют собой крупнозернистые светло-серые породы со своеобразной пойкилопегматитовой структурой, обусловленной разноориентированными вростками пироксена в плагиоклазах. Микроскопически выделяются микропегматитовая, пегматитовая, габбровая и гранофировая структуры.

Большинство слоев и шлировидных выделений долерит-пегматитов имеют отчетливые резкие контакты с вмещающими породами, в отдельных случаях с бухтообразными «заплывами». Иногда отмечаются приконтактные маломощные хлоритовые оторочки во вмещающих породах. В долерит-пегматитах, особенно в более мощных горизонтах, на контакте отмечаются крупные кристаллы плагиоклаза и клинопироксена, характерно ориентирован-

ные перпендикулярно контакту (рис. 3), что типично для интрузивных контактовых зон интрузивов и промышленных отливок [5]. Долерит-пегматиты, имеющие постепенный переход к габбро-долеритам, встречаются реже и приурочены к верхним частям массива. Отчетливый контакт между ними отсутствует – наблюдается лишь постепенное укрупнение зерен с проявлением пегматитовых структур в центральной части слоя или шлифа долерит-пегматита.

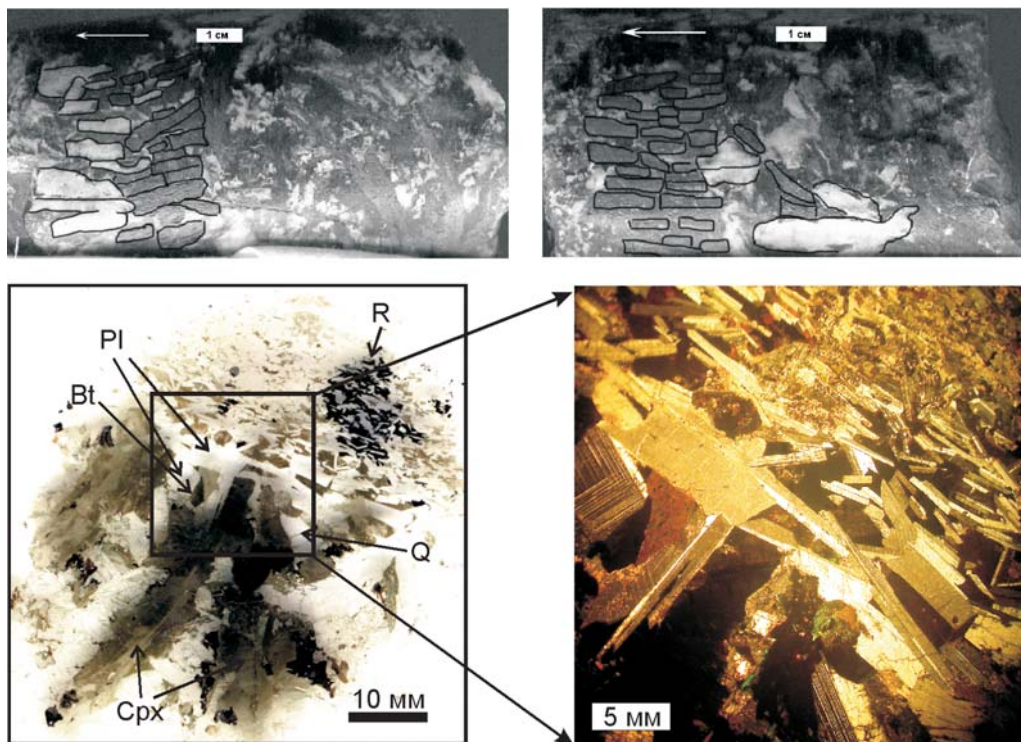


Рис. 3. Директивная структура на контакте долерит-пегматита и габбро-долерита (скважина № 3032, глубина 348,0 м): вверху – границы ориентированно расположенных кристаллов подняты черным цветом, темные кристаллы Crx, светлые – PI; стрелка указывает на контакт; внизу: слева – макроскопический вид шлифа из зоны контакта, справа – фотография зоны контакта в скрещенных николях

Петрографическое изучение долерит-пегматитов с использованием поляризационного микроскопа с ИСА показывает значительные колебания модального состава слагающих их порообразующих минералов (табл. 1–3). Автором предпринята попытка провести разделение исследованных долерит-пегматитов по некоторым признакам, главными из которых был критерий принадлежности исследуемого образца к пегматитовому горизонту или шлиру долерит-пегматита (к горизонтам условно отнесены пегматоидные проявления имеющие мощность по керну скважины более 10 см), их минеральный состав (мелано-, мезо- и лейкократовые) и характеристики контактовых зон пегматоидных тел (резкая или постепенная граница). В табл. 2 и 3 приводятся составы долерит-пегматитов, отдельно в горизонтах и шлирах.

Плагноклаз в долерит-пегматитах образует крупные (3–10, до 50 мм и более) таблитчатые кристаллы со сложным двойникованием и практически постоянным составом (An_{40-45}), иногда имеющие крайне слабо проявленную зональность. Нередко плагноклазы сосюритизированы или серицитизированы. Пироксен образует закономерно ориентированные таблитчатые и призматиче-

ские вrostки ($0,05 \times 2,5$ мм) в плагноклазах, а также образует самостоятельные, нередко деформированные кристаллы со специфическим двойникованием и крестообразными сростками размером до 50 мм и более (см. далее рис. 4). Состав пироксенов: преимущественно ферроавгит ($En_{29-35}Wo_{30-33}Fs_{35-37}$), реже авгит ($En_{46-48}Wo_{35-37}Fs_{17-19}$) и пижонит ($En_{60}Wo_8Fs_{32}$). Позднемагматическая ассоциация минералов – кварц, апатит, роговая обманка (f = до 90 мол. %), ильменит, а также мирмекитовые сростания биотита (f = 62 мол. %) и магнетита, выполняющие интерстиционное пространство [1].

Сравнение минерального состава всех выделенных типов позволяет утверждать, что различия между ними незначительны и, вероятно, обусловлены крупнозернистостью породы, структуры пород также идентичны, за исключением зон контакта с вмещающими габбро-долеритами. Таким образом, можно предположить единый генетический источник для всех выделенных типов габбро-долерит-пегматитов.

Гранофировые обособления, встреченные в скважине № 3012, вскрывающей верхнюю зону Смородинского массива, образуют секущие жильные тела мощностью от 0,05 до 0,5 м и часто ассо-

Т а б л и ц а 1

*Средний количественно-минералогический модальный состав долерит-пегматитов
Смородинского массива (об. %)*

n = 48	Pl	Cpx	Orx	Q	R	Bt	Ap	Chl	Amf
макс.	73,00	67,00	23,00	30,00	28,00	5,00	5,00	6,00	5,00
мин.	23,00	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
средн.	49,84	28,31	2,63	7,91	6,57	0,92	0,90	2,19	0,60
ст. отклон.	12,62	13,98	5,41	6,24	6,58	1,37	1,22	2,00	1,12

Примечание: n – количество замеров

Т а б л и ц а 2

Средний модальный состав пород из горизонтов долерит-пегматитов

n = 30	Pl	Cpx	Orx	Q	R	Bt	Ap	Chl	Amf
макс.	73,00	47,00	23,00	30,00	28,00	5,00	5,00	6,00	3,00
мин.	29,00	3,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
средн.	52,10	23,53	2,90	8,80	7,37	1,10	1,07	2,53	0,53
ст. отклон.	12,37	10,74	5,97	7,27	7,24	1,49	1,39	2,10	0,94

Т а б л и ц а 3

Средний модальный состав пород из шлиров долерит-пегматитов

n = 18	Pl	Cpx	Orx	Q	R	Bt	Ap	Chl	Amf
макс.	67,00	67,00	14,00	13,00	18,40	4,00	3,00	4,03	5,00
мин.	23,00	12,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
средн.	47,34	34,25	2,60	6,51	5,56	0,54	0,67	1,34	0,87
ст. отклон.	12,43	15,38	4,78	3,96	5,68	1,13	0,90	1,64	1,51

цируют с ксенолитами перекрывающих амфиболитизированных габброноритов второй фазы золотухинского комплекса. Макроскопически гранофиры – серые, часто со слабым зеленоватым оттенком породы, имеющие мелко-среднезернистую структуру и облик аплитов. Микроскопическое изучение показывает аллотриоморфнозернистую, аплитовую, участками микропегматитовую структуру. Модальный состав их крайне неоднороден и представлен: альбитом (50–70 %), кварцем (15–50 %), авгитом (5–15 %) и ортоклазом, апатитом, цирконом, сульфидами (в основном, пирит) в виде единичных зерен [1, 4].

Породообразующие и аксессуарные минералы Плагиноклазы

Наиболее распространенными минералами долерит-пегматитов являются плагиноклазы (рис. 4), среди которых по кристалломорфологическим особенностям, характеру соотношения с

другими породообразующими минералами и составу выделяется две генерации.

Первая, количественно преобладающая, генерация плагиноклаза характеризуется призматическим и лейстовидным (0,3×1,0 – 3×7 мм; l/d от 1,8–3,3; $n_g - n_p$ – 0,011–0,013) обликом, альбит-карлсбадским двойникованием или зональным строением. Состав центральной части зональных кристаллов в долерит-пегматитах составляет $An_{43-44}Ab_{52-54}Or_{3-5}$. С увеличением размера кристаллов (от 0,1 до 5–7 мм), заметно увеличивается и степень упорядоченности до 0,5–0,8. Нередко увеличение размерности кристаллов обусловлено «адкумулятивным дорастанием» с образованием четко проявленной прямой зональности, при этом состав периферических зон кристаллов снижается от An_{45-40} до An_{35-32} . Для этих зон характерна наиболее высокая степень упорядоченности (0,8–1,0), а ее закономерное возрастание свидетельствует о замедлении скорости охлаждения кристаллизующейся системы (см. далее табл. 4).

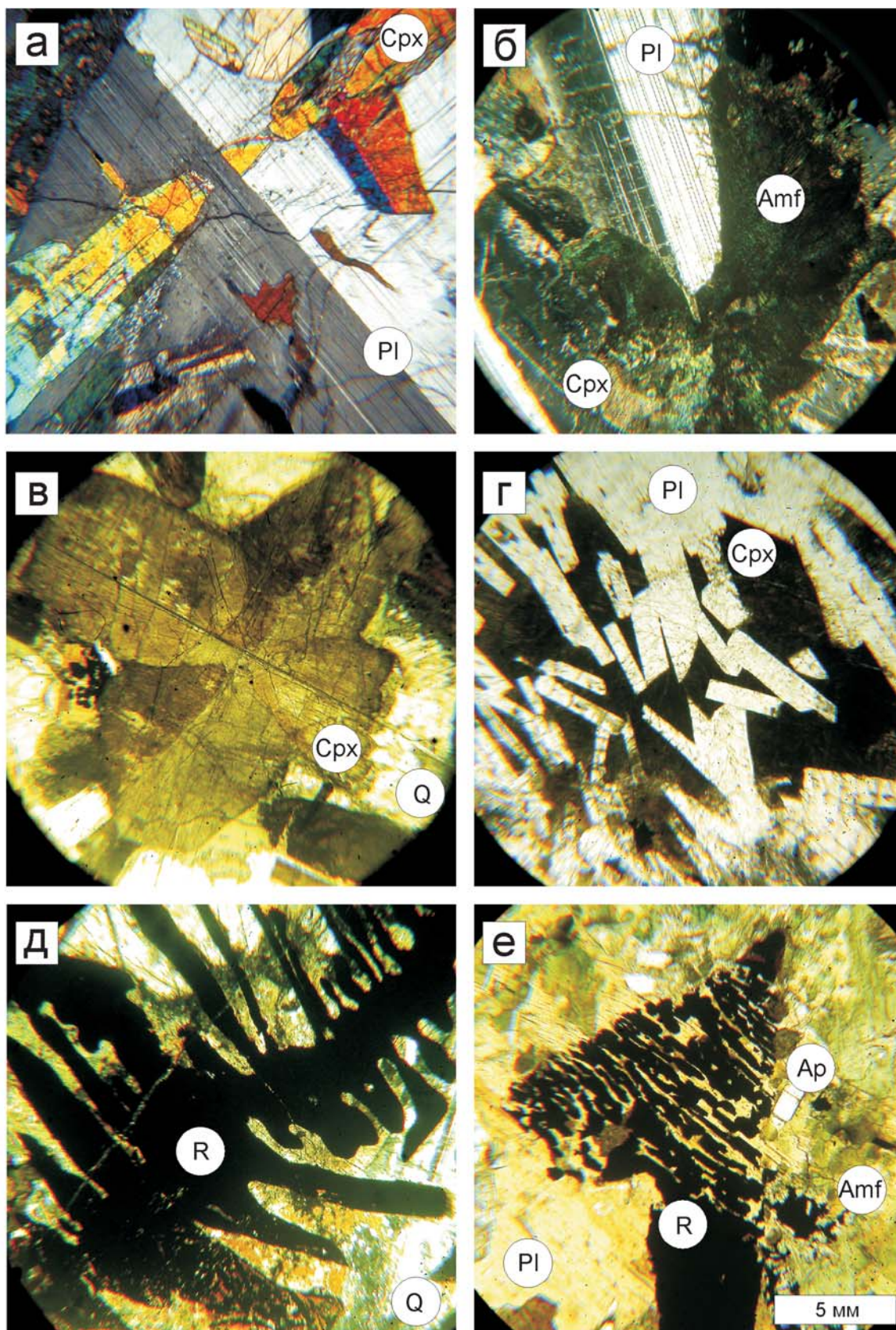


Рис. 4. Фотографии долерит-пегматитов. Степень увеличения указана в правом нижнем углу. Привязка фотографий: а) скв. 3032/гл.282,7 м; николи скрещены; б) скв. 3011/гл.311,7 м; николи скрещены; в) скв. 3030/гл.269,7 м; проходящий свет; г) скв. 3030/гл.311,7 м; николи скрещены; д) скв. 3009/274,0 м; проходящий свет; е) скв. 3032/гл.282,7 м; проходящий свет

Средний химический состав, кристаллохимические формулы
и нормативный состав плагиоклазов первой генерации

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃
58,72	0,00	25,64	0,41	0,00	0,01	8,63	5,72	0,70	0,02	0,01
Количество ионов в формульной единице										
Si	Ti	Al	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Cr
2,629	0,000	1,365	0,015	0,000	0,001	0,411	0,491	0,039	0,001	0,000

Примечание: Средний нормативный состав: An – 43,68; Ab – 52,18; Ort – 4,14

Плагиоклаз второй поздней генерации (An₄₀₋₄₅Ab₅₀₋₅₅Or₂₋₃) представлен исключительно таблитчатыми незональными тонкополисинтетически сдвойникованными интеркумулятивными кристаллами ($l/d = 1,0-1,5$; $0,05-1,5$ мм и более; $n_g - n_p = 0,009$), либо ксеноморфными субизометричными, иногда зональными зернами, располагающимися в интерстиционном пространстве и образующими гломерозернистые агрегаты, часто в ассоциации к кварцем, интенсивно корродируя кристаллы плагиоклаза ранней генерации. Степень упорядоченности также возрастает до 1,0.

Пироксены

Пироксены, слагающие долерит-пегматиты, имеют идиоморфный призматический облик с деформированными, сдвойникованными, иногда слабозональными кумулятивными кристаллами. Иногда отмечаются характерные «звездчатые» срастания (рис. 4 в). Размер кристаллов достигает 5–7 см по удлинению при значительном (>10) отношении l/d , однако подобные крупные размеры клинопироксенов не являются типичными для всех долерит-пегматитов. Большее значение в них имеют короткопризматические («таблитчатые», $0,2-2$ мм, $l/d = 1,0-2,0$) и призматические ($l/d = 2,1-4,0$) разности. По результатам локального рентгеноструктурного анализа [1] клинопироксены этой генерации относятся к ферроавгиту (En₂₉₋₃₅Wo₃₀₋₃₃Fs₃₅₋₃₇), что говорит о повышенной железистости конечных дифференциатов.

Биотит

Одной из отличительных особенностей пород смородинского комплексов является постоянное присутствие биотита в количестве 0,5–8,0 об. %. По кристалломорфологическим свойствам и взаимоотношениям с другими минералами выделяется два типа биотита:

Bt₁ – мелкочешуйчатый (0,01–0,05 мм), количественно преобладающий интеркумулятивный, сравнительно высокожелезистый ($f = 62$ мол. %; $n_g - n_p = 0,043-0,055$) биотит, образующий с окисно-

рудными минералами и апатитом симплектитовые срастания. С этой генерацией биотита часто отмечаются срастания кварца, иногда роговой обманки повышенной железистости.

Bt₂ – более поздний, вторичный, мелкочешуйчатый в ассоциации с актинолитом и хлоритом, развивающийся по пироксенам и роговой обманке.

Кварц

Кварц является типичным минералом долерит-пегматитов. Его содержание достигает 20–30 об. % и более в лейкократовых долерит-пегматитах и гранофировых обособлениях. Морфологически кварц представлен несколькими разновидностями, встречающимися в разрезе как обособленно, так и совместно. Наиболее широким развитием пользуются ксеноморфные зерна кварца, занимающие интерстиционное пространство среди кристаллов плагиоклаза поздней генерации. Идиоморфные и мирмекитовые зерна, наряду с гранофировыми обособлениями, тяготеют к верхним частям массива. Во всех случаях кварц свежий, без спайности, иногда с включениями рутила и, реже, газовой-жидких обособлений.

Рудные минералы

В долерит-пегматитах отмечается постоянное (до 25,0–35,0 об. %) присутствие рудной минерализации, представленной двумя типами: окиснорудной (магнетит, титаномagnetит, ильменит) и сульфидной (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, макинавит). Часто окиснорудные минералы корродируют силикаты, иногда образуя с биотитом и кварцем мирмекитовые срастания (рис. 4 д, е).

Помимо первично-магматических окислов и сульфидов, в отдельных частях разреза установлено присутствие вторичного магнетита и призматически-игольчатых кристаллов более позднего пирротина. Эти минералы концентрируются обычно обособленно друг от друга, в замещенных бесцветными амфиболами и хлоритом кристаллах пироксена, образуя густую точечную сыпь, неправильные пятнистые и прожилковидные скопления.

Средний состав и кристаллохимическая формула ферроэденитов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃
43,74	0,80	5,45	29,49	0,32	3,09	9,46	1,58	1,24	0,00	0,00
Количество ионов в формульной единице										
Si	Ti	Fe ⁺²	Mn	Mg	Ca	Na	K	Al ⁴⁺	Al ⁶⁺	f
7,170	0,099	4,042	0,044	0,755	1,661	0,502	0,259	0,830	0,223	90,61

Амфиболы

Амфиболы входят в состав позднемагматической и вторичной наложенной минеральной ассоциации, развитой преимущественно в долерит-пегматитах в количестве до 1,0–3,0 %. Позднемагматическая зеленая и бурая роговая обманка, кристаллизующаяся в долерит-пегматитах, имеет следующие кристаллооптические характеристики: зеленая роговая обманка – $n_g - n_p = 0,012$; $c:N_g = 17^\circ$; бурая роговая обманка – $n_g - n_p = 0,022$; $c:N_g = 15^\circ$. В породах они образуют самостоятельные призматические зерна с характерными разрезами и имеют бурую, зеленую и буровато-зеленую окраску (рис. 4).

Изучение химического состава буровато-зеленых роговых обманок из долерит-пегматитов смородинского (табл. 5) показало близость их составов и номенклатурное название – ферроэденит [2].

Амфиболы, образующиеся по породообразующим минералам под воздействием вторичных процессов, развиты в разной степени во всех породах массива, с преобладанием в долерит-пегматитах, и отнесены к тремолит-актинолитовому ряду. В основном, амфиболы представлены самостоятельными игольчатыми кристаллами, каймами замещения и псевдоморфозами по клинопироксену.

Хлорит

Хлорит является типичным постмагматическим минералом, в достаточной мере развитым (от 0 до 15–20 %) в долерит-пегматитах. Он, наряду с серицитом и пелитовым агрегатом (которые в сумме иногда достигают 70–80 об. %), развивается по пироксенам, амфиболам и плагиоклазам.

Апатит

Апатит, распространенный в долерит-пегматитах в количестве до 1–4 %, представлен двумя морфогенетическими типами. Первый, ассоциирующий преимущественно с плагиоклазами поздней генерации, выделениями кварца и биотита, образует мелкие (от 0,1×0,08 до 0,5×0,05 мм)

игольчатые ($l/d = 7–8$) и короткопризматические ($l/d = 1,5–2$) прозрачные кристаллы с сильнокорродированными гранями. Апатиты второго типа представлены более крупными (0,2×0,4 или 0,2×12 мм) удлиненно-призматическими ($l/d = 3$) или игольчатыми ($l/d = 7$, до 10 и редко более) нередко корродированными кристаллами.

Оценка параметров давления при формировании долерит-пегматитов

Оценку параметров давления при формировании долерит-пегматитов можно произвести с использованием имеющейся информации по составу первично-магматического ферроэденита по амфиболовому геобарометру (программа PTF [6]).

Роговообманковый геобарометр [ссылки на литературу см. табл. 6]. Расчеты производились по первичным роговым обманкам (табл. 5), находящимся в горизонте долерит-пегматитов. Расчеты показывают интервал давлений от 0,97 до 2,00 кбар, в среднем по 6 геобарометрам 1,36 кбар.

Согласно глубине формирования интрузивных массивов, литостатическое давление должно изменяться в пределах 0,1–1,2 кбар на глубине от 300 м до 4 км и до 2 килобар на глубине 6–7 км. Таким образом, если брать средние показатели, формирование долерит-пегматитов смородинского комплекса предположительно проходило на глубине от первых сотен метров до 3–4 км.

Т а б л и ц а 6

Барометрические параметры кристаллизации по ферроэденитам из долерит-пегматитов, P , кбар

[Hammarstrom, 1986]	1,376
[Johnson et al, 1988]	0,966
[Johnson et al, 1989-a]	1,016
[Johnson et al, 1989-b]	0,994
[Schmidt, 1991-a]	2,002
[Schmidt, 1991-b]	1,796

Заключение

Проведенное петрографическое исследование долерит-пегматитов смородинского комплекса на примере Смородинского троктолит-габбродолеритового массива, являющегося петротипом комплекса, показали:

1. В пределах Смородинского троктолит-габбродолеритового массива выделяются горизонты и шлиры долерит-пегматитов – специфических образований, отличающихся крупнозернистой габбровой, пегматитовой и микропегматитовой структурой.

2. Долерит-пегматиты имеют как постепенные контакты с вмещающими породами, так и четкие, резко выраженные контакты с типичной перпендикулярной к зоне контакта ориентировкой породообразующих минералов. Постепенные контакты позволяют интерпретировать пегматоидные образования как конечные дифференциаты магматического процесса. Пегматиты такого рода преимущественно слагают незначительные по размерам шлиры в верхней части массива.

Образования с резкими контактами, обычно слагающие краевые зоны обособлений долерит-пегматитов, распространены в виде горизонтов различной мощности на различных гипсометрических уровнях в зонах развития пород расслоенной серии (от габбродолерит-троктолитов до безоливиновых габбродолеритов). Учитывая идентичность их минерального и химического состава с породами шлиров, можно их интерпретировать как производную единого расплава, но заполняющую контракционные трещины в центре массива, что отражается в их расположении. Стеkanie «горячего» расплава, насыщенного летучими компонентами, в относительно остывшие породы расслоенной части массива вызывает резкий перепад температур на зоне контакта, что приводит к образованию типично ориентированных структур, характерных также для промышленных металлургических отливок.

3. Исследование характера распределения породообразующих минералов позволяет говорить о едином расплаве для выделенных типов пегматитов, образовавшемся в процессе фракционной кристаллизации первичного толеитового базальтового расплава по феннеровскому пути с накоплением в конечных дифференциатах железистых компонентов. Возникновение большого количества вторичных минералов в совокупности с первичными минералами низкотемпературных котектиков (амфиболы, биотит, кварц) обусловлено высокой насы-

щенностью расплава летучими компонентами. Образование типичных мирмекитовых структур рудного вещества объясняется его возможной ликвидацией на заключительных этапах становления рудно-магматической системы.

4. Оценка барометрических параметров становления горизонтов долерит-пегматитов по амфиболовому геобарометру позволяет предположить интервал давлений от 0,97 до 2,00 кбар, в среднем по 6 геобарометрам 1,36 кбар. Таким образом, формирование долерит-пегматитов смородинского комплекса предположительно проходило на глубине от первых сотен метров до 3–4 км.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-0093–р_офи).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбеков А. Ю. Геология, петрология и минералогическая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации Воронежского кристаллического массива : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / А. Ю. Альбеков. – Воронеж, 2002. – 24 с.
2. Номенклатура амфиболов : доклад подкомитета по амфиболом комиссии по новым минералам и названиям международной минералогической ассоциации (КНМНМ ММА) / В. Е. Leake [et al.] // ЗВМО. – 1997. – № 6. – С. 82–102.
3. Чернышов Н. М. Петрология и перспективы платиноносности интрузий трапповой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) / Н. М. Чернышов, А. Ю. Альбеков // Платина России : проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. – М. : Геоинформмарк, 2004. – Т. 5. – С. 267–293.
4. Чернышов Н. М. Траппы Курской магнитной аномалии / Н. М. Чернышов, В. С. Чесноков. – Воронеж : Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1983. – 276 с.
5. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузий / Е. В. Шарков. – Л. : Наука, 1980. – 186 с.
6. Fonarev V. I. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes / V. I. Fonarev, A. A. Gaphchikov, A. N. Konilov // Geol. Reviv. – 1991. – V. 33, № 8. – P. 743–783.
7. Hammarstrom J. M. Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer / J. M. Hammarstrom, E.-An. Zen // Amer. Mineral. – 1986. – V. 71, № 11/12. – P. 1297–1313.
8. Johnson M. C. Experimental calibration of an aluminium-in-hornblende geobarometer applicable to calc-

alkaline rocks / M. C. Johnson, M. J. Rutherford // EOS Transactions. – 1988. – V. 69, № 44. – P. 1511.

9. *Johnson M. C.* Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks / M. C. Johnson, M. J. Rutherford // J. Geology. – 1989. – V. 17. – P. 837–841.

10. *Johnson M. C.* Experimentally determined conditions in the Fish Canyon Tuff, Colorado, Magma Chamber / M. C. Johnson, M. J. Rutherford // J. Petrology. – 1989. – V. 30, № 3. – P. 711–737.

11. *Schmidt M. W.* Amphibole composition as a function of buffer assemblage and pressure : an experimental approach / M. W. Schmidt // EOS, Transactions, American Geophysical Union. AGU. – 1991 Fall Meeting. – V. 72, № 44. – Supplement. – P. 547.

12. *Schmidt M. W.* Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 C, 3.5–13.0 kbar / M. W. Schmidt // Terra abstracts. – 1991. – V. 3, № 1. – P. 30.

Альбеков Александр Юрьевич – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры минералогии и петрологии, Воронежский государственный университет. Тел.: (4732) 208-779

Al'bekov Alexander Yur'evich – Candidate of the Geologies and Mineralogical Sciences, Associate Professor, Chair of Mineralogy and Petrology, Voronezh State University. Tel.: (4732) 208-779