

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТРАПОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВКМ

А. Ю. Альбеков

Воронежский государственный университет

Приведено подробное описание породообразующих минералов пород смородинского и новогольского комплексов трапповой формации ВКМ, определен их состав, установлены закономерности размещения в разрезе, выявлена последовательность кристаллизации из магматического расплава. Доказано наличие скрытой расслоенности в изученных массивах.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к массивам трапповой формации, выделенным и описанным в 60—80-х годах XX века [2, 3, 4] на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ), в настоящее время базируется на высокой вероятности обнаружения в них благороднометалльной минерализации. Подобные выводы основываются на широко известных представлениях о металлогенической специализации базитовых массивов трапповой формации на цветные и благородные металлы и установлении в ряде интрузивов ВКМ платиноидов [1,7].

Разработка петрологических критериев прогноза места оруденения базируется на всестороннем исследовании массивов, включая элементы магматической дифференциации различных типов. Диагностика этих процессов базируется не в последнюю очередь на пристальном исследовании минералов, являющихся чуткими индикаторами и использующихся как для выявления макродифференциации пород, так и для “скрытой расслоенности”, характерной для базит-ультрабазитовых расслоенных комплексов и трапповых массивов.

Современные исследования породообразующих минералов методом локального рентгеноструктурного анализа позволяют дать более подробную характеристику особенностей их химического состава и проследить эволюционный тренд развития в сингенетическом ряду пород.

1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все образцы изученных пород представляют керн скважин, вскрывающих массивы смородинского и новогольского комплексов ВКМ. Описание шлифов производилось на поляризационном микроскопе POLAM-P211 по стандартной методике. Локальные анализы минералов определены на

рентгеноспектральных микрозондовых анализаторах Jeol JSM-5300 (ИГЕМ РАН, г. Москва, аналитик О. А. Донник) и Jeol JСХА-733 (ИМин УрО РАН, г. Миасс, аналитик Е. И. Чурин). Ускоряющее напряжение 20 kV, ток зонда 25 нА, диаметр зонда 5 мкм. Точность анализов систематически (через каждые 1,5—2 часа) контролировалась по природным и синтетическим эталонам.

Произведенное сравнение рентгеноспектральных микроанализов кристаллов оливина и плагиоклаза (4 анализа), сделанных на различных типах рентгеноспектральных анализаторов Jeol (JSM-5300 и JСХА-733), показало их полную сходимость по всем элементам в пределах погрешности приборов.

2. ГЕОЛОГИЯ ТРАППОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВКМ

В современном представлении интрузивные массивы трапповой формации, характеризующей раннеплатформенный этап развития ВКМ в карелии (рис. 1), объединены в троктолит-габбродолеритовые комплексы: смородинский (2060±10 млн лет; [8]) и новогольский (1805±14 млн лет; [6]).

Образования смородинского комплекса распространены в центральной части мегаблока КМА, где они приурочены к северному сочленению Алексеевско-Воронежской и Белгородско-Михайловской рифтогенных структур и их жесткому активизированному обрамлению (рис.1). Интрузии представлены разнообразными по морфологии, размерам, внутренней структуре, составу и степени дифференцированности телами, среди которых преобладают силлоподобные расслоенные массивы и мелкие недифференцированные дайки.

К наиболее исследованным интрузиям относится, являющийся петротипом, Смородинский плутон (рис. 2), имеющий силлоподобную форму сложного строения, четкие интрузивные контакты с вмещающими породами и размер около 90 км², из них 23 км²

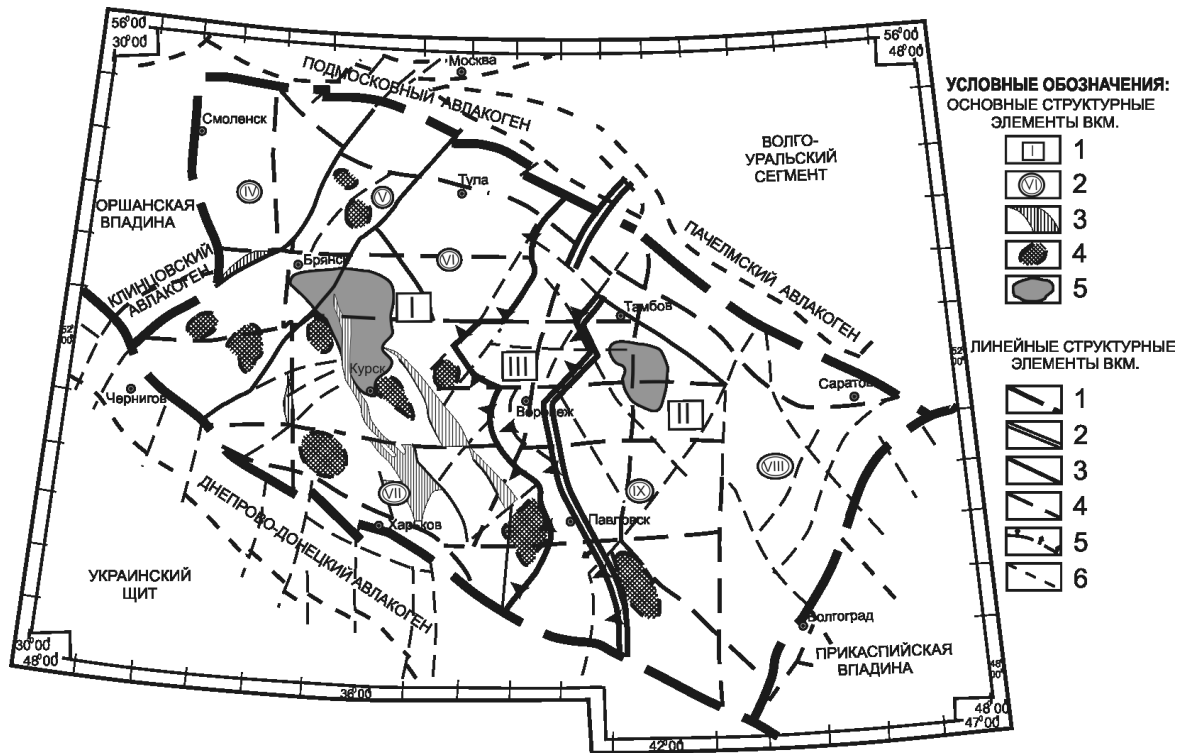


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования ВКМ [5]: Основные структурные элементы ВКМ — 1 — площадные первого ранга — мегаблоки (I—КМА, II—Хоперский, III—Лосевская шовная зона); 2 — площадные второго ранга — структурно-формационные подзоны первого порядка (IV — Красногорско-Рославльская, V — Брянская, VI — Ливенско-Ефремовская, VII — Орловско-Белгородская, VIII — Камышинская, IX — Калачско-Эртильская); 3,4 — площадные третьего ранга — 3 — рифтогенные структуры (зоны) карельского заложения, 4 — купольные, купольно-кольцевые структуры архейского возраста, 5 — ареалы распространения массивов трапповой формации смородинского (в пределах мегаблока КМА) и новогольского (в пределах Хоперского мегаблока) комплексов. Линейные структурные элементы ВКМ — 1 — внеранговые глубинные разломы — структурные швы мантийного заложения, 2-6 — глубинные разломы (сбросо-сдвиги) коромантийные — 2 — первого ранга (надвиги), 3 — второго ранга (сбросо-сдвиги) блокораздельные, 4 — третьего ранга региональные разломы блокораздельные — коровые (сдвиги-сбросы, сдвиги, раздвиги), 5 — то же, с предполагаемым надвигово-покровными перемещениями, 6 — главные разломы более высоких рангов

непосредственно на уровне докембрийского эрозионного среза. Габбродолеритовая пластовая интрузия мощностью 213—220 м, простирается на северо-восток от подводящего канала и имеет угол падения 10—14° в юго-западном направлении, как бы облекая более крепкие породы мафитового состава северной части плутона и прорывая чередующиеся серпентиниты, амфиболиты и гнейсы в южной части.

Массив сложен габбродолеритами, представленными закономерными переходами от преобладающих оливиновых габбродолеритов, с одним-двумя прослоями габбродолерит-троктолитов, к оливинсодержащим и безоливиновым кварцевым разностям, с оливиновыми габбродолеритами в кровле массива. В верхней части массива в оливиновых и безоливиновых габбродолеритах присутствуют разнообразные по масштабам шпире долерит-пегматитов, объединяющихся на отдельных

уровнях в пегматитовые горизонты мощностью до 20 метров, часто ассоциирующие с гранофирами. По периферии массив окружен контактовой тонко-мелкозернистой фацией, представленной порфировыми микродолеритами и долеритами. Подобное строение характерно для всех дифференцированных массивов смородинского комплекса.

Интрузивные образования новогольского комплекса располагаются на востоке ВКМ в центральной части Хоперского мегаблока, где выделены и заверены бурением два крупных массива — петро-типа (рис. 3) — Новогольский (190 км²) и Козловско-Жердевский (400 км²), а Новохоперско-Борисоглебская группа интрузий (около 800 км²) и расположенные севернее мелкие интрузивы выделяются лишь на основе геофизической информации. Массивы, предположительно, имеют углы падения от сравнительно пологих (15—30°) на бортах, до более крутых (60°) ближе к центральной

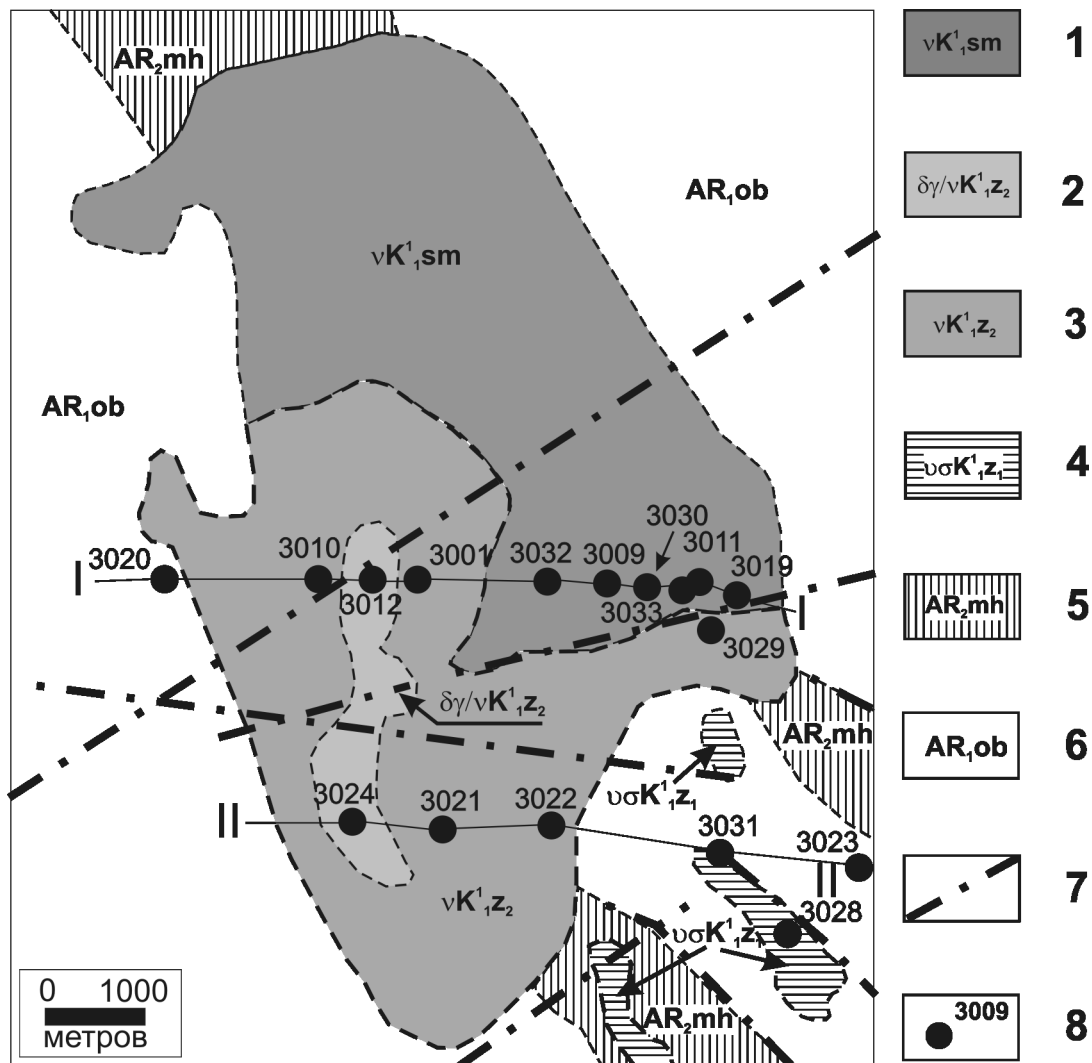


Рис. 2. Геолого-геофизическая схема Смородинского участка КМА [1]. Условные обозначения: 1 — смородинский комплекс; 2 — интенсивно амфиболитизированные габбронориты золотухинского комплекса (2-й фазы), значительно насыщенные жильными телами диоритов, гранитов и плагиигранитов; ксенолиты вмещающих пород обоянского комплекса; 3, 4 — золотухинский перидотит-габброноритовый комплекс (2 и 1 фаза, соответственно); 5 — михайловская серия (сланцы, метапесчаники, амфиболиты, гнейсы и др.); 6 — обоянский плутоно-метаморфический комплекс (гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, гранит-мигматиты и др.); 7 — тектонические нарушения; 8 — скважина и ее номер

части. Сингенетический ряд пород аналогичен характерному для дифференцированных тел смородинского комплекса — от оливиновых габбродолеритов и габбродолерит-троктолитов до долерит-пегматитов, через оливинсодержащие и безоливиновые разности.

3. ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

3.1. ОЛИВИНЫ

Оливин является типичным породообразующим минералом пород комплексов (за исключением безоливиновых габбродолеритов). Распределение оливина в разрезе крайне неравномерное и колеблется в пределах: для оливинсодержащих

габбродолеритов — 0,6—5 об. %, оливиновых — 5—34 об. %, троктолитов — 10—40 об. %. В незначительных количествах (до 3 об. %) он иногда присутствует в долерит-пегматитах. По составу, кристалломорфологическим признакам и соотношению с сопутствующими минералами выделяются два типа оливина — ранний интрателлурический порфировых вкрапленников и основной.

Ранний интрателлурический оливин, представлен мелкими (0,16×0,24 — 0,3×0,35 мм) изометрическими порфировыми вкрапленниками слабозонального гиалосидерита (Fa_{37-42} ; n_g — 1,705; n_p — 1,718; $n_g - n_p$ — 0,047; $2V$ — $(-77)^\circ$), развит в микродолеритах контактовых зон массивных

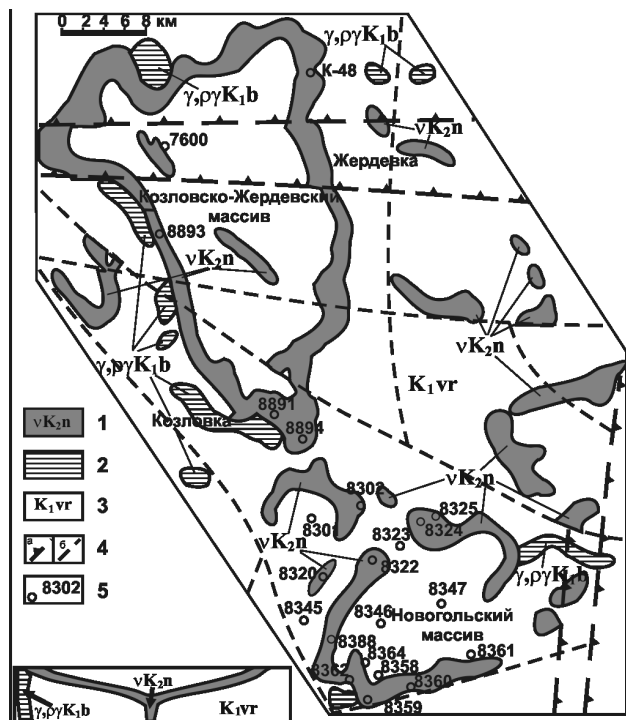


Рис. 3. Геолого-геофизическая схема расположения Новогольского и Козловско-Жердевского массивов (по С. П. Молоткову, Н. М. Чернышову, 1990). Условные обозначения: 1 – интрузии новогольского троктолит-габбродолеритового комплекса, 2 – интрузии бобровского гранит-плагиогранитного комплекса, 3 – вмещающие породы воронцовской серии, 4 – тектонические разломы (а – первого порядка, б – другие), 5 – скважины и их номера. На врезке условная схема предполагаемого строения габбродолеритового кольцевого массива новогольского комплекса

вов с незначительным содержанием в долеритах придонных частей. Вкрапленники частично или полностью замещены серпентином в ассоциации с магнетитом или минералами группы идингсита-боулингита. Отмечается тесная ассоциация, вплоть до взаимного прорастания с интрателлурическим плагиоклазом порфировых вкрапленников, по отношению к остальным минералам оливины первого типа ярко идиоморфны.

Оливины второго типа распространены в основной части разреза массивов и представлены более крупными (до 2—3, редко до 5 мм) изометричными или слабоудлиненными ($l_{\text{длина}}/d_{\text{ширина}}$ — до 2) идиоморфными, гипидиоморфными, либо ксеноморфными кристаллами. Состав колеблется от хризолита (Fa_{29-30}) в габбродолерит-троктолитах до феррогортонолита (Fa_{70-71}), с количественно преобладающим гиалосидеритом (Fa_{32-50} ; n_g — 1,764; n_p — 1,722; $n_g - n_p$ — 0,042; $2V$ — $(-78)^\circ$). В оливинах данного типа нередко отмечаются вклю-

чения мелких таблитчатых или субизометричных плагиоклазов и тонкораспыленного рудного вещества (вероятно, магнетита). Оливины в большинстве случаев свежие, лишь незначительно затронуты процессами серпентинизации, развитыми по периферии зерен или по трещинам в их внутренней части. В подверженных вторичным изменениям породах оливины частично или полностью замещаются желтовато-оранжевым идингситом, бледно-зеленым, бурым чешуйчатым или волокнистым серпентином, реже тальком и биотитом, с выделениями магнетита. При этом оливин нередко сохраняется в виде реликтовых «глазков» или своеобразных «теневых» псевдоморфоз, распознаваемых по специфическому рисунку выделений вторичного магнетита из симплектитовых сростаний. В отдельных случаях, чаще в габбродолерит-троктолитах, вокруг кристаллов оливина присутствуют тонкие каемочки ромбического пироксена.

Наличие вростков плагиоклаза в оливине, который в свою очередь включен в пироксены или находится в сростании как с нераспавшимися, так и с инвертированными (пижонит) их выделениями, свидетельствуют о близкосоудновременной кристаллизации магнезиально-железистых силикатов, формирующихся позже ранней генерации плагиоклаза.

Характеристика химического состава оливинов проводится на основе локальных рентгеноспектральных анализов, представленных в табл. 1.

Оливины контактовых фаций имеют важное петрологическое значение для установления особенностей формирования массивов. К сожалению, состав большинства порфировых вкрапленников оливина выяснить не удалось, вследствие их полного разложения под воздействием наложенных процессов. Оливины первого типа проанализированы лишь в скважине № 3032, где их свежий облик обусловлен крайне малым флюидно-метасоматическим воздействием на внедряющиеся породы смородинского комплекса экзоконтактовыми массивными габброноритами золотухинского комплекса. Железистость изученного оливина лежит в пределах Fa_{37-42} , что характерно для оливиновых габбродолеритов центральных частей массива. Это подтверждает допустимость сопоставления контактовых зон массивов с составом первичного расплава.

При изучении оливинов из пород расслоенной серии установлено закономерное и направленное изменение их состава в разрезе магматических тел, отражающее скрытую расслоенность массивов и фракционную дифференциацию расплава (рис. 4).

Таблица 1

Локальные рентгеноспектральные анализы, кристаллохимические формулы и нормативный состав оливинов смородинского и новогольского комплексов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	31,65	36,85	36,27	35,70	35,24	35,23	35,71	34,89	34,62	33,73	31,72	36,51	36,37	35,65
TiO ₂	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,46	0,40	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,01
FeO	54,63	26,84	29,48	36,56	35,25	35,37	32,17	34,95	34,85	41,71	53,31	26,87	31,32	37,60
MnO	0,60	0,33	0,33	0,74	0,45	0,46	0,00	0,68	0,56	1,13	0,70	0,32	0,42	0,46
MgO	12,74	36,44	32,46	26,95	28,37	28,76	31,11	27,40	29,03	22,76	12,83	36,62	32,72	25,56
CaO	0,26	0,15	0,14	0,27	0,16	0,20	0,43	0,20	0,21	0,18	0,12	0,13	0,12	0,11
Na ₂ O	0,00	0,10	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,10	0,04
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
NiO	0,00	0,11	0,12	0,00	0,08	0,10	0,00	0,00	0,00	0,11	0,03	0,14	0,12	0,13
Cr ₂ O ₃	0,48	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01
Сумма	100,36	100,84	98,82	100,22	99,63	100,18	99,88	98,52	99,27	99,65	98,86	100,69	101,19	99,58
Количество ионов в формульной единице														
Si	0,9790	0,9750	0,9930	0,9980	0,9860	0,9810	0,9790	0,9870	0,9730	0,9810	0,9900	0,9690	0,9800	1,0080
Al	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0150	0,0130	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0010	0,0000	0,0000
Fe ²⁺	1,4130	0,5940	0,6750	0,8550	0,8250	0,8240	0,7370	0,8270	0,8190	1,0140	1,4000	0,5960	0,7060	0,8890
Mn	0,0160	0,0070	0,0080	0,0180	0,0110	0,0110	0,0000	0,0160	0,0130	0,0280	0,0190	0,0070	0,0100	0,0110
Mg	0,5870	1,4380	1,3240	1,1230	1,1830	1,1940	1,2710	1,1560	1,2160	0,9870	0,5980	1,4490	1,3150	1,0770
Ca	0,0090	0,0040	0,0040	0,0080	0,0050	0,0060	0,0130	0,0060	0,0060	0,0060	0,0040	0,0040	0,0030	0,0030
Na	0,0000	0,0050	0,0000	0,0000	0,0020	0,0030	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0020	0,0050	0,0020
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Ni	0,0000	0,0020	0,0030	0,0000	0,0020	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0010	0,0030	0,0030	0,0030
Cr	0,0120	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Нормативный состав														
Fa	71	29	34	43	41	41	37	42	40	51	70	29	35	45
Fo	29	71	66	57	59	59	63	58	60	49	30	71	65	55

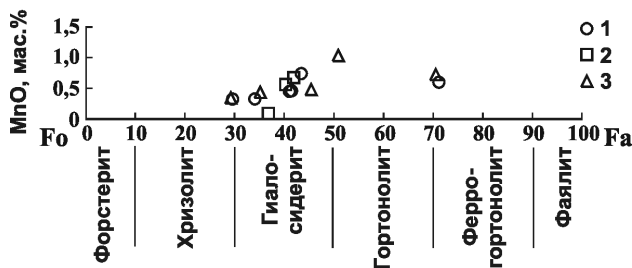


Рис. 4. Классификационная диаграмма оливинов из пород смородинского и новогольского комплексов (табл. 1). Примечание: 1 — оливины смородинского комплекса; 2 — оливины контактовой зоны Смородинского габбродолеритового массива; 3 — оливины новогольского комплекса

К сожалению, небольшой объем анализов не позволяет сделать подробные, полностью аргументированные выводы о механизмах дифференциации расплава и масштабах его проявления, однако закономерности все же установить можно. По мере продвижения фронта кристаллизации от порфировых микродолеритов нижнего контакта, в оливинах незначительно возрастает железистость (от Fa_{37-40} до Fa_{45}), но в горизонтах габбродолерит-троктолитов в них происходит резкое накопление магния до Fa_{29} . В перекрывающих их оливиновых габбродолеритах вновь происходит накопление железа до Fa_{33} с дальнейшим постепенным ростом железистости оливина по мере дифференциации пород. Формирующийся в это время верхний «прикровельный» фронт кристаллизации образует перекрывающие оливиновые габбродолериты со средним содержанием Fa_{41} в оливинах. В образующихся на заключительном этапе формирования расслоенной серии оливинсодержащих габбродолеритах количество фаялитового компонента в оливинах увеличивается до Fa_{70} .

В целом распределение главных минералообразующих элементов оливина соответствует таковому для оливинов из интрузивных трапповых образований других регионов мира. Интересным для минерагенической оценки является факт обогащения оливинов из нижних горизонтов массивов новогольского комплекса никелем.

3.2. ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы наиболее распространенные минералы габбродолеритовых массивов. По кристалломорфологическим особенностям, составу и соотношениям с другими минералами выделяется несколько их генераций.

Ранняя генерация (Pl_1) представлена таблитчатыми и таблитчато-призматическими, полисинтетически sdвойникованными или зональными ранними кумулятивными и более поздними адкумулятивными кристаллами (от $0,1 \times 0,15$ до $2,0-3,0$ мм; l/d от 1 до 1,8; n_g —1,567; n_p —1,558; n_g-n_p —0,009) со средней и слабой (0,2-0,5) степенью упорядоченности. Их состав меняется от слабообратнозональных ($An_{70,6}Ab_{28,65}Or_{0,74} \rightarrow An_{73,29}Ab_{26,71} \rightarrow An_{75,34}Ab_{24,66}$) в порфировых микродолеритах, до зональных ($An_{71,93}Ab_{27,06}Or_{1,01} \rightarrow An_{68,63}Ab_{29,99}Or_{1,38} \rightarrow An_{62,79}Ab_{35,91}Or_{1,30}$) в оливиновых габбродолеритах и более кислых зональных в оливинсодержащих габбродолеритах ($An_{68,59}Ab_{30,36}Or_{1,05} \rightarrow An_{63,58}Ab_{34,88}Or_{1,54} \rightarrow An_{53,35}Ab_{45,02}Or_{1,63}$). Таблитчатые зерна чаще образуют самостоятельные обособления, окруженные более поздними минералами, реже наблюдается в виде включений в зернах оливина, пироксена или в поздних генерациях плагиоклаза. К поздним дифференциатам наблюдается некоторое увеличение размерности кристаллов (до 2—5 мм) с увеличением l/d до 1,7—1,8 (редко больше), показывающим тенденцию к “удлинению” кристаллов.

Вторая, количественно преобладающая, генерация плагиоклаза (Pl_2) характеризуется призматическим или лейстовидным ($0,05 \times 0,1$ — $3,0 \times 7,0$ мм; l/d от 1,8—3,3 до 8,3 в троктолитах; ; n_g — 1,565; n_p — 1,555; n_g-n_p — 0,010) обликом, альбит-карлсбадским двойникованием или зональным строением. Состав центральной части зональных кристаллов последовательно изменяется от $An_{72,66}Ab_{28,33}Or_{0,1}$ в оливиновых габбродолеритах и троктолитах до $An_{50,52}Ab_{45,47}Or_{1,3}$ в оливинсодержащих габбродолеритах и $An_{43,44}Ab_{52,54}Or_{3,5}$ в долерит-пегматитах. От ранних к поздним дифференциатам, с увеличением степени упорядоченности до 0,5—0,8, заметно увеличивается и размер кристаллов (от 0,1 до 5—7 мм). Нередко увеличение размерности кристаллов обусловлено «адкумулятивным дорастанием» с образованием четко проявленной прямой зональности, при этом состав периферических зон кристаллов снижается от An_{60-56} до An_{53-50} , обнаруживая отчетливую зависимость от положения породы в сингенетическом ряду. Для этих зон характерна наиболее высокая степень упорядоченности (0,8—1,0), а ее закономерное возрастание от ранних к поздним дифференциатам свидетельствует о замедлении скорости охлаждения кристаллизующейся системы.

Плагиоклаз поздней генерации (Pl_3) представлен исключительно таблитчатыми незональными

Таблица 2

Локальные рентгеноспектральные анализы, кристаллохимические формулы и нормативный состав плагиоклазов из пород смородинского и новозельского комплексов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49,84	50,31	48,43	50,74	58,03	51,01	50,23	47,22	47,83	52,52	49,70	50,28	51,76	53,01	47,99
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	29,67	31,77	30,79	31,15	25,57	29,85	31,63	31,40	32,58	31,74	32,48	33,64	30,18	28,53	32,51
FeO	0,77	0,55	0,00	0,39	0,39	0,57	0,00	0,74	0,64	0,50	0,43	0,47	0,66	0,69	0,48
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00
MgO	0,36	0,29	0,00	0,00	0,01	0,00	0,37	0,00	0,28	0,05	0,05	0,21	0,00	0,00	0,00
CaO	13,07	14,03	14,57	14,62	8,47	12,45	14,04	15,32	15,10	10,82	12,67	12,58	12,21	12,02	16,21
Na ₂ O	4,30	3,81	3,95	3,88	5,59	4,85	4,19	3,60	3,24	4,89	3,67	3,48	4,89	4,89	2,81
K ₂ O	0,36	0,20	0,32	0,20	0,68	0,41	0,13	0,28	0,11	0,10	0,16	0,22	0,32	0,27	0,16
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	1,09	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,37	100,96	99,15	100,98	98,77	99,14	100,59	98,56	99,78	100,64	99,27	100,98	100,02	99,41	100,16
Количество ионов в формульной единице															
Si	2,3220	2,2800	2,2500	2,3010	2,6290	2,3510	2,2820	2,2140	2,2040	2,3600	2,2770	2,2610	2,3600	2,4260	2,2060
Al	1,6290	1,6970	1,6860	1,6650	1,3650	1,6210	1,6930	1,7350	1,7690	1,6810	1,7540	1,7830	1,6220	1,5390	1,7610
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0030	0,0000	0,0000	0,0000
Fe ²⁺	0,0300	0,0210	0,0000	0,0150	0,0150	0,0220	0,0000	0,0290	0,0250	0,0190	0,0160	0,0180	0,0250	0,0260	0,0180
Mn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	0,0250	0,0200	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0250	0,0000	0,0190	0,0030	0,0030	0,0140	0,0000	0,0000	0,0000
Ca	0,6520	0,6810	0,7250	0,7100	0,4110	0,6150	0,6830	0,7690	0,7640	0,5210	0,6220	0,6060	0,5960	0,5890	0,7980
Na	0,3880	0,3350	0,3560	0,3410	0,4910	0,4330	0,3690	0,3270	0,2890	0,4260	0,3260	0,3030	0,4320	0,4340	0,2500
K	0,0210	0,0120	0,0190	0,0120	0,0390	0,0240	0,0080	0,0170	0,0060	0,0060	0,0090	0,0130	0,0190	0,0160	0,0090
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Cr	0,0000	0,0000	0,0400	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Нормативный состав															
An	61,45	66,25	65,91	66,79	43,68	57,37	64,43	69,09	72,14	54,67	64,99	65,73	56,92	56,69	75,5
Ab	36,57	32,59	32,36	32,08	52,18	40,39	34,81	29,38	27,29	44,7	34,06	32,86	41,26	41,77	23,65
Or	1,98	1,17	1,73	1,13	4,14	2,24	0,75	1,53	0,57	0,63	0,94	1,41	1,81	1,54	0,85

Окончание табл. 2

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	46,34	48,29	48,84	48,67	47,10	52,36	53,00	47,37	48,00	47,79	49,97	54,41	49,21	52,80
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,29	0,12
Al ₂ O ₃	33,17	31,88	31,93	31,89	32,15	28,44	28,92	30,53	32,57	31,04	30,70	27,47	28,56	30,53
FeO	0,97	0,67	0,57	0,39	0,41	0,83	0,53	1,25	0,78	0,99	0,77	0,90	0,83	0,39
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,28	0,32	0,00	0,00	0,43	0,16	0,11	0,28	0,43	0,25	0,00	0,00	0,00	0,02
CaO	16,52	15,28	15,80	14,83	15,91	11,55	12,15	16,43	15,21	15,17	13,56	10,09	13,13	11,90
Na ₂ O	2,83	3,67	3,35	4,06	3,06	4,61	4,30	2,97	3,07	3,40	4,87	6,02	4,49	4,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,28	0,28	0,00	0,00	0,13	0,00	0,40	0,14	0,32
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,64	0,00
Сумма	100,11	100,11	100,49	99,84	99,19	98,41	99,39	98,83	100,06	98,77	99,87	99,29	98,29	100,13
Количество ионов в формульной единице														
Si	2,1430	2,2210	2,2350	2,2390	2,1890	2,4180	2,4200	2,2210	2,2050	2,2320	2,2960	2,4870	2,3090	2,3870
Al	1,8080	1,7280	1,7220	1,7290	1,7610	1,5480	1,5560	1,6870	1,7630	1,7090	1,6630	1,4800	1,5790	1,6260
Ti	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0060	0,0020	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0100	0,0040
Fe ²⁺	0,0380	0,0260	0,0220	0,0150	0,0160	0,0320	0,0200	0,0490	0,0300	0,0390	0,0300	0,0340	0,0330	0,0150
Mn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	0,0190	0,0220	0,0000	0,0000	0,0300	0,0110	0,0070	0,0200	0,0290	0,0170	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010
Ca	0,8190	0,7530	0,7750	0,7310	0,7920	0,5720	0,5940	0,8250	0,7490	0,7590	0,6680	0,4940	0,6600	0,5760
Na	0,2540	0,3270	0,2970	0,3620	0,2760	0,4130	0,3810	0,2700	0,2730	0,3080	0,4340	0,5530	0,4080	0,3520
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0080	0,0160	0,0160	0,0000	0,0000	0,0080	0,0000	0,0230	0,0080	0,0180
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0610	0,0000
Нормативный состав														
An	76,33	69,72	72,29	66,88	73,61	57,14	59,94	75,34	73,29	70,6	60,62	46,17	61,34	60,89
Ab	23,67	30,28	27,71	33,12	25,65	41,26	38,45	24,66	26,71	28,65	39,38	51,68	37,92	37,21
Or	0	0	0	0	0,74	1,6	1,61	0	0	0,74	0	2,15	0,74	1,9

	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	56,45	52,19	53,53	53,21	53,98	49,46	50,35	51,71
TiO ₂	0,11	0,13	0,13	0,11	0,05	0,04	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	28,16	31,11	30,28	30,83	29,07	31,92	31,56	31,16
FeO	0,51	0,45	0,43	0,38	0,29	0,59	0,42	0,42
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
MgO	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,11	0,06	0,04
CaO	9,22	10,60	10,47	11,19	10,80	13,93	14,67	12,93
Na ₂ O	5,95	5,02	5,18	4,65	5,03	2,98	3,05	4,08
K ₂ O	0,56	0,38	0,23	0,38	0,27	0,19	0,17	0,23
NiO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	101,02	99,90	100,27	100,78	99,50	99,23	100,38	100,60
Количество ионов в формульной единице								
Si	2,5180	2,3660	2,4120	2,3890	2,4490	2,2740	2,2910	2,3380
Al	1,4800	1,6620	1,6080	1,6310	1,5550	1,7300	1,6920	1,6610
Ti	0,0040	0,0040	0,0040	0,0040	0,0020	0,0010	0,0020	0,0010
Fe ²⁺	0,0190	0,0170	0,0160	0,0140	0,0110	0,0230	0,0160	0,0160
Mn	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Mg	0,0030	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0080	0,0040	0,0030
Ca	0,4410	0,5150	0,5050	0,5380	0,5250	0,6860	0,7150	0,6260
Na	0,5150	0,4410	0,4530	0,4050	0,4430	0,2660	0,2690	0,3580
K	0,0320	0,0220	0,0130	0,0220	0,0160	0,0110	0,0100	0,0130
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000
Cr	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Нормативный состав								
Ap	44,64	52,66	52,01	55,75	53,35	71,24	71,93	62,79
Ab	52,13	45,09	46,65	41,97	45,02	27,62	27,06	35,91
Or	3,24	2,25	1,34	2,28	1,63	1,14	1,01	1,3

Примечание: смородиновый комплекс – 1-28. 1-4 – скважина № 3009 глубина 257,0 м (оливинсодержащий габродолерит, верх массива; 1 – Pl₁, 2-4 – Pl₁); 5 – скважина № 3009 глубина 266,0 м (долерит-негатит; Pl₁); 6-9 – скважина № 3011 глубина 300,0 м (оливиновый габродолерит, перекрывающий габродолерит-троктолиты; 6 – Pl₁; 7-9 – Pl₁ – край, середина, центр кристалла); 10-12 – скважина № 3012 глубина 483,2 м (оливиновый габродолерит, перекрывающий габродолерит-троктолиты; 10 – Pl₁, 11,12 – Pl₁); 13-20 – скважина № 3012 глубина 507,0 м (габродолерит-троктолит; 16 – Pl₁ включение в Ol, 15, 14 – Pl₁ центр и край зерна, 20 – Pl₁ центр, 18-17-19-13 – Pl₁ профиль – центр, середина и край зерна); 21,22 – скважина № 3030 глубина 381,0 м (оливиновый долерит, 21 – Pl₁, 22 – Pl₁, край зерна); 23-28 – скважина № 3032 глубина 436,5 м (порфиновый микродолерит; 25-24-23 – профиль по Pl₁ центр, середина и край зерна, 26,28 – лейста, микролит, 27 – край зерна Pl₁; новозольский комплекс – 29-37: 29 – скважина № 8893 глубина 487,2 м (оливинсодержащий габродолерит; Pl₁); 30 – скважина № 8893 глубина 494,2 м (долерит-негатит; Pl₁); 31 – скважина № 8893 глубина 527,1 м (оливинсодержащий габродолерит; Pl₁); 32,33 – скважина № 8893 глубина 533,0 м (оливинсодержащий габродолерит; Pl₁); 34 – скважина № 8893 глубина 540,0 м (оливинсодержащий габродолерит; Pl₁); 35 – скважина № 8893 глубина 559,1 м (оливиновый габродолерит; Pl₁ центр); 36,37 – скважина № 8893 глубина 599,6 м (оливиновый габродолерит, подстилающий габродолерит-троктолиты; 36,37 – Pl₁ центр и край зерна). Анализы 1-4, 6-9, 13-20, 23-28 выполнены на анализаторе Jeol JSM-5300; 5, 10-12, 21, 22, 29-37 на анализаторе Jeol JSCXA-733.

($An_{40-50}Ab_{45-50}Or_{2-3}$) тонкополисинтетическими сдвойникованными интеркумулативными кристаллами (l/d — 1—1,5; 0,05—1,5 мм и более; n_g — 1,555; n_p — 1,546; $n_g - n_p$ — 0,009), либо ксеноморфными субизометричными, иногда зональными зернами, располагающимися в интерстиционном пространстве и образующими гломерозернистые агрегаты, часто в ассоциации с кварцем. Степень упорядоченности возрастает от 0,5 до 1,0.

Кроме ведущих генераций в порфириновых микродолеритах контактовых зон, также выделяются микролиты (от 0,10×0,010 до 0,18×0,027 мм) плагиоклаза (An_{60-62}) с нерезкими корродированными (скелетными) границами, кристаллизующиеся в значительных количествах (12—40 об. %) из первичного расплава в начальные моменты становления массивов.

На основе сведений о распределении генераций плагиоклазов и колебаний их состава (рис. 5), можно сделать вывод о ходе кристаллизации плагиоклазов по мере становления массивов. Внедряющийся в магматическую камеру расплав уже нес в себе интрателлурические плагиоклазы состава An_{70-71} , выполняющие в настоящее время роль порфириновых вкрапленников контактовых микродолеритов. В момент внедрения в контактовых зонах, при резком градиенте температур расплава и пород рамы, происходит нарушение равновесия системы, что приводит к обратной зональности медленно растущих порфириновых вкрапленников плагиоклазов $An_{70-73-75}$. Состав образующихся несколько позднее микролитов плагиоклаза An_{60-62} .

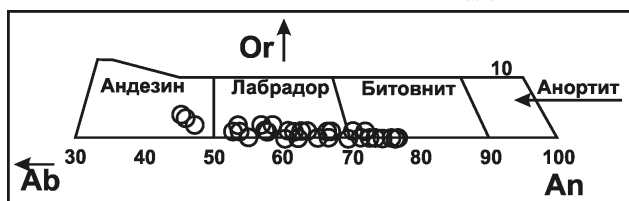


Рис. 5. Классификационная диаграмма составов плагиоклаза из пород смородинского и новогольского комплексов

В кристаллизующихся в основную стадию таблитчатых кристаллах первой генерации также наблюдается зональность от унаследованной интрателлурической фазы An_{72} в центральной части кристаллов, через An_{68} в середине зерен до An_{62} на периферии за счет адкумулативного дорастания. Таблитчатые плагиоклазы второй генерации, равновесные со второй генерацией оливина, имеют состав центра зерен An_{66} . В горизонтах габбродолерит-троктолитов, имеющих самый магнезиаль-

ный состав и в значительной мере обедненных щелочами, происходит кристаллизация наиболее основных разновидностей плагиоклаза всех генераций — от ранних включений в оливине с An_{77} , до лейстовидных зональных плагиоклазов второй генерации с переходом центр зерна → середина зерна → край: $An_{72-74} \rightarrow An_{66-69} \rightarrow An_{57}$, соответственно.

В оливиновых габбродолеритах, перекрывающих горизонты габбродолерит-троктолитов, происходит выравнивание составов генераций плагиоклазов: таблитчатые ранние зерна имеют состав An_{68-71} , основная генерация плагиоклаза An_{64-54} . Выше по разрезу, в тех же оливиновых габбродолеритах состав первичных зональных плагиоклазов равен $An_{72} \rightarrow An_{69} \rightarrow An_{64}$, а состав образующихся кристаллов второй генерации An_{57} , т.е. отчетливо видно развитие равновесной системы. В оливинсодержащих габбродолеритах верхних частей разреза массивов таблитчатые ранние зональные кристаллы имеют состав от центра к краю зерна, соответственно $An_{69} \rightarrow An_{63} \rightarrow An_{53}$, при составе второй, ведущей и поздней завершающей генерации An_{52} . В долерит-пегматитах таблитчатые зерна плагиоклаза, составляющие основную матрицу породы имеют состав An_{43-45} , что указывает на резко возросшую роль щелочей. Зональные плагиоклазы ранней генерации в этих породах отсутствуют.

В оливинсодержащих габбродолеритах прикровельной части массивов в плагиоклазах отмечается повышенное количество анортитового минала, указывающее на рост кристаллов под влиянием фронта кристаллизации, идущего от кровельной части массива вниз. Состав ранних таблитчатых кристаллов имеет состав An_{66-67} , при составе плагиоклазов основной фазы — An_{60-61} .

Для металлогенического прогноза интересен факт обогащения никелем плагиоклазов из нижних горизонтов массивов новогольского комплекса.

3.3. ПИРОКСЕНЫ

По сравнению с другими порообразующими минералами распределение пироксенов в разрезах массивов имеет относительно однородный характер. В придонных оливиновых габбродолеритах содержание пироксенов около 30—40 об. % с преобладанием моноклинных разновидностей, в троктолитах наблюдается снижение до 1-10 об. %, с восстановлением исходных значений в перекрывающих и прикровельных габбродолеритах и резкими колебаниями их количества в долерит-пегматитах (20—40 об. %).

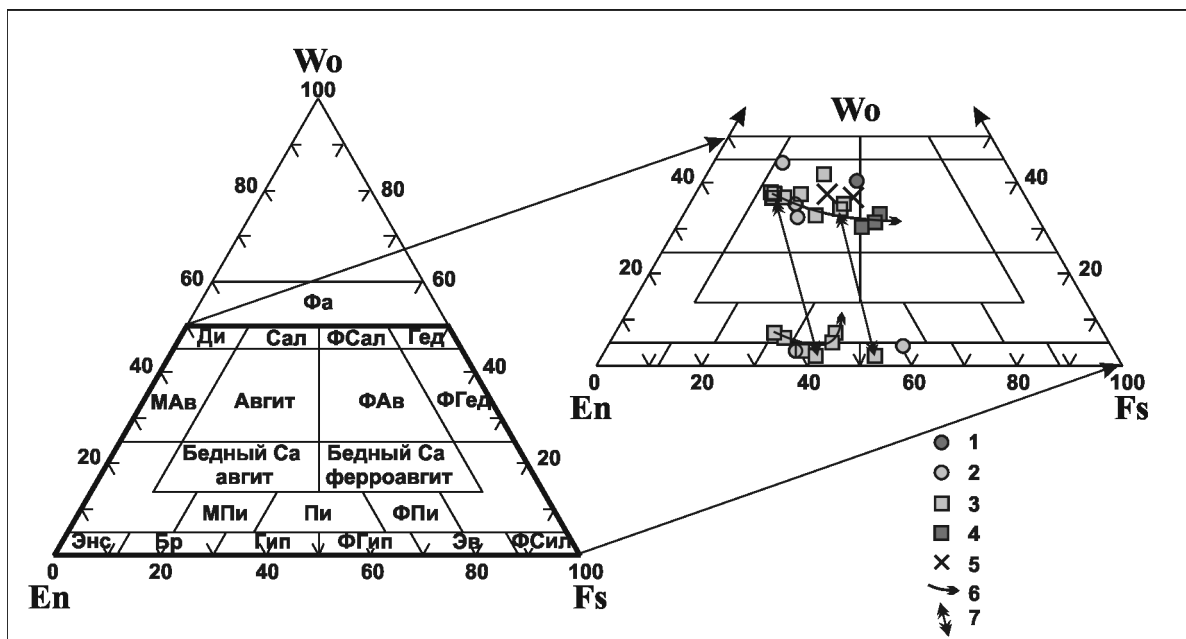


Рис. 6. Классификационная диаграмма пироксенов из пород смородинского и новогольского комплексов. Примечание: классификационная диаграмма пироксенов (по Дир и др., 1965); минеральные виды: Фа — фассаит, Ди — диопсид, Сал — салит, ФСал — ферросалит, Гед — геденбергит, МАв — магнезиальный авгит, ФАв — ферроавгит; ФГед — феррогеденбергит; МПи — магнезиальный пижонит, Пи — пижонит, ФПи — ферропижонит, Энс — энстатит, Бр — бронзит, Гип — гиперстен, ФГип — феррогиперстен, Эв — эвлит, ФСил — ферросилит; на врезке — 1 — авгит из порфиривого микродолерита смородинского комплекса, 2 — пироксены из пород смородинского комплекса; 3 — пироксены из пород новогольского комплекса, 4 — пироксены из долерит-пегматитов новогольского комплекса, 5 — амфиболлизированные пироксены; 6 — тренд кристаллизации пироксенов новогольского комплекса, 7 — сосуществующие пары клино- и ортопироксенов

3.3.1. РОМБИЧЕСКИЕ ПИРОКСЕНЫ

Содержание ромбических пироксенов незначительно — в среднем 5-7 об. % для массивов смородинского и 10-15 об. % для массивов новогольского комплексов. Среди ортопироксенов на основе кристалломорфических признаков и соотношению с другими минералами выделяется несколько типов.

Тип Орх₁, представленный мелкими (0,01-0,05 мм) вростками в клинопироксене или самостоятельными ксеноморфными зернами гиперстена ($En_{70-53}Fs_{30-47}$; $n_g - 1,714$; $n_p - 1,700$; $n_g - n_p - 0,014$; $2V - (-52)^\circ$), бронзита ($En_{80-70}Fs_{20-30}$; $n_g - 1,694$; $n_p - 1,681$; $n_g - n_p - 0,013$; $2V - (-70)^\circ$), реже энстатита ($En_{91}Fs_9$; $n_g - 1,674$; $n_p - 1,666$; $n_g - n_p - 0,008$; $2V - (+80)^\circ$). Результаты локального анализа (табл. 3) показывают, что состав ортопироксена из оливиновых габбродолеритов в нижней части разреза отвечает гиперстену ($En_{60,28}Wo_{3,53}Fs_{36,19}$), а в оливинсодержащих габбродолеритах верхней части разреза — феррогиперстену ($En_{39,69}Wo_{4,35}Fs_{55,96}$), подчеркивая закономерное накопление железа в верхних дифференциатах.

Тип Орх₂ характеризуется либо более крупны-

ми (до 0,5—1,5 мм) выделениями феррогиперстена ($En_{56-59}Wo_{2,7-3,7}Fs_{37-40}$), в которых в различных количествах присутствуют закономерно ориентированные (по 110 и 001) тонкие (0,001—0,002 мм) вростки моноклинного пироксена, либо отдельными зернами, представляющими собой полностью претерпевшие инверсию пижониты с цепочковидными сростками моноклинной фазы — авгита.

Тип Орх₃ представлен ориентированными параллельно (001) пластинчатыми вростками структур распада в клинопироксене. Судя по углу погасания ($c:n_g = 0-3^\circ$) и плеохроичной (розовой по n_g) окраске, состав близок к гиперстену.

Приведенные в табл. 3 рентгеноструктурные анализы ортопироксенов показывают, что они, являясь метасиликатами магния и закисного железа, часто содержат в значительных количествах ионы Al, Ca, Mn, Ti, Cr и Ni.

3.3.2. МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

Клинопироксен — один из наиболее распространенных минералов траптов, он характеризуется значительным разнообразием кристалломорфологических особенностей и состава, что допускает выделение нескольких типов.

Таблица 3
 Локальные рентгеноспектральные анализы, кристаллохимические формулы и нормативный состав пироксенов из пород смординского
 и новогольского комплексов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52,98	51,52	50,97	48,88	49,56	50,54	50,38	50,05	50,79	52,31	52,08	50,64	50,99	51,76	51,44
TiO ₂	0,00	0,00	0,73	0,59	0,67	0,64	0,82	0,69	0,37	0,58	0,46	0,58	0,56	0,55	0,43
Al ₂ O ₃	0,37	1,25	2,90	1,51	1,16	1,12	1,43	1,18	0,72	1,86	1,56	1,09	1,82	2,25	2,09
FeO	30,74	22,62	12,47	17,78	21,85	21,74	13,82	22,29	26,72	9,62	9,63	18,01	11,05	9,49	9,50
MnO	1,15	0,61	0,00	0,22	0,42	0,45	0,37	1,07	0,28	0,22	0,21	0,22	0,18	0,24	0,19
MgO	12,23	21,13	15,36	10,32	9,78	11,86	11,97	10,46	17,98	16,16	16,45	12,07	16,03	16,66	17,08
CaO	1,87	1,72	17,12	19,25	15,28	14,39	19,57	14,90	3,82	17,72	17,76	16,98	17,99	18,65	18,55
Na ₂ O	0,00	0,00	0,88	0,53	0,20	0,24	0,20	0,22	0,08	0,22	0,21	0,22	0,24	0,32	0,24
K ₂ O	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,02	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,28	0,28	0,00	0,05	0,33	0,28
Сумма	99,49	98,85	100,43	99,08	98,95	100,98	98,56	100,91	100,76	99,01	98,69	99,83	98,91	100,27	99,86
Количество ионов в формульной единице															
Si	2,0690	1,9560	1,9030	1,9180	1,9570	1,9450	1,9450	1,9420	1,9410	1,9540	1,9530	1,9510	1,9250	1,9170	1,9140
Al	0,0170	0,0560	0,1280	0,0700	0,0540	0,0510	0,0650	0,0540	0,0320	0,0820	0,0690	0,0490	0,0810	0,0980	0,0920
Ti	0,0000	0,0000	0,0200	0,0170	0,0200	0,0190	0,0240	0,0200	0,0110	0,0160	0,0130	0,0170	0,0160	0,0150	0,0120
Fe ²⁺	1,0040	0,7180	0,3890	0,5840	0,7210	0,7000	0,4460	0,7230	0,8540	0,3000	0,3020	0,5800	0,3490	0,2940	0,2960
Mn	0,0380	0,0200	0,0000	0,0070	0,0140	0,0150	0,0120	0,0350	0,0090	0,0070	0,0070	0,0070	0,0060	0,0080	0,0060
Mg	0,7120	1,1960	0,8550	0,6040	0,5760	0,6800	0,6890	0,6050	1,0250	0,9000	0,9200	0,6930	0,9020	0,9200	0,9470
Ca	0,0780	0,0700	0,6850	0,8090	0,6460	0,5930	0,8100	0,6200	0,1560	0,7090	0,7140	0,7010	0,7280	0,7400	0,7390
Na	0,0000	0,0000	0,0640	0,0400	0,0150	0,0180	0,0150	0,0170	0,0060	0,0160	0,0150	0,0160	0,0180	0,0230	0,0170
K	0,0070	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	0,0080	0,0080	0,0000	0,0020	0,0100	0,0080
Нормативный состав															
En	39,69	60,28	44,32	30,25	29,64	34,47	35,42	31,06	50,37	47,15	47,52	35,11	45,58	47,08	47,78
Fs	55,96	36,19	20,17	29,24	37,11	35,48	22,93	37,11	41,97	15,72	15,6	29,38	17,64	15,05	14,93
Wo	4,35	3,53	35,51	40,51	33,25	30,06	41,65	31,83	7,67	37,14	36,88	35,51	36,79	37,87	37,29

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	50,08	50,89	51,69	49,74	50,77	50,63	51,70	50,75	52,36	49,78	51,69	48,65	48,11
TiO ₂	0,93	0,27	0,46	0,72	0,13	0,76	0,21	0,42	0,28	0,52	0,30	0,51	0,72
Al ₂ O ₃	2,15	1,16	3,25	1,39	0,29	1,82	0,68	0,34	0,81	3,22	0,75	1,88	5,43
FeO	12,76	13,62	8,32	18,24	32,24	15,99	23,31	25,60	25,90	19,92	19,48	18,16	12,53
MnO	0,10	0,36	0,26	0,22	0,32	0,19	0,45	0,53	0,51	0,38	0,43	0,39	0,19
MgO	15,06	15,37	15,20	12,91	15,82	14,63	20,54	17,82	20,07	20,76	22,55	10,83	10,27
CaO	18,29	15,34	22,14	16,76	1,42	15,62	1,78	2,61	1,38	3,05	3,51	16,59	14,40
Na ₂ O	0,38	0,00	0,00	0,25	0,08	0,27	0,02	0,04	0,05	0,32	0,00	0,00	1,56
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00	0,39
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,01
Сумма	99,75	97,01	101,32	100,25	101,08	99,93	98,72	98,12	101,41	98,04	98,79	97,01	93,62
Количество ионов в формульной единице													
Si	1,8950	1,9660	1,8980	1,9140	1,9690	1,9230	1,9710	1,9770	1,9610	1,8950	1,9470	1,9350	1,9240
Al	0,0960	0,0530	0,1410	0,0630	0,0130	0,0810	0,0310	0,0160	0,0360	0,1440	0,0330	0,0880	0,2560
Ti	0,0260	0,0080	0,0130	0,0210	0,0040	0,0220	0,0060	0,0120	0,0080	0,0150	0,0080	0,0150	0,0220
Fe ²⁺	0,4040	0,4400	0,2560	0,5870	1,0460	0,5080	0,7430	0,8340	0,8110	0,6340	0,6140	0,6040	0,4190
Mn	0,0030	0,0120	0,0080	0,0070	0,0110	0,0060	0,0150	0,0170	0,0160	0,0120	0,0140	0,0130	0,0060
Mg	0,8500	0,8850	0,8320	0,7410	0,9150	0,8280	1,1670	1,0350	1,1210	1,1780	1,2660	0,6420	0,6120
Ca	0,7420	0,6350	0,8710	0,6910	0,0590	0,6360	0,0730	0,1090	0,0550	0,1240	0,1420	0,7070	0,6170
Na	0,0280	0,0000	0,0000	0,0190	0,0060	0,0200	0,0010	0,0030	0,0040	0,0240	0,0000	0,0000	0,1210
K	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0030	0,0000	0,0000	0,0200
Ni	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000	0,0010	0,0010	0,0000	0,0010
Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0000
Нормативный состав													
Ap	42,59	45,15	42,47	36,7	45,3	41,99	58,85	52,33	56,42	60,85	62,61	32,87	37,14
Ab	20,24	22,45	13,07	29,07	51,78	25,76	37,47	42,16	40,82	32,75	30,37	30,93	25,42
Or	37,17	32,4	44,46	34,22	2,92	32,25	3,68	5,51	2,77	6,4	7,02	36,2	37,44

Примечание к табл. 3: смороди́нский комплекс – 1-4, 17, 18, 27; 1, 17, 18, 27 – скважина № 3009 глубина 257,0 м (оливиносодержащий габродолерит, верхняя часть массива); 1 – феррогиперстен Орх; 17, 18 – авгит Срх, с тонкими пластинками структур распада); 27 – амфиболитовый гиперстен Орх, каемка вокруг оливина); 2 – скважина № 3011 глубина 300,0 м (гиперстен Орх, из оливинового габродолерита перекрывающего горизонт габродолерит-троктолитов); 3 – скважина № 3012 глубина 507,0 м (авгит Срх, из габродолерит-троктолитов); 4 – скважина № 3032 глубина 436,5 м (авгит Срх, из порфиروهого микродолерита); новозольский комплекс – 5-16, 19-26, 28; 5, 6 – скважина № 8893 глубина 473,0 м (долерит-пегматит; ферроавгит Срх); 7 – скважина № 8893 глубина 487,2 м (оливиносодержащий габродолерит; авгит Срх); 8 – скважина № 8893 глубина 494,2 м (долерит-пегматит; ферроавгит Срх); 9 – скважина № 8893 глубина 504,6 м (безоливиновый габродолерит; пегматит Срх, неинвертированный); 10, 11 – скважина № 8893 глубина 508,2 м (безоливиновый габродолерит; авгит Срх); 10 – свежий, 11 – незначительно измененный); 12, 13 – скважина № 8893 глубина 533,0 м (оливиносодержащий габродолерит; авгит Срх); 14 – скважина № 8893 глубина 564,9 м (оливиновый габродолерит перекрывающий горизонт габродолерит-троктолитов); двойной авгит Срх); 15, 16, 25 – скважина № 8893 глубина 578,7 м (оливиновый габродолерит перекрывающий горизонт габродолерит-троктолитов); 15, 16 – мелкий ксеноморфный авгит Срх; 25 – пиксит со структурами распада); 19-21 – скважина № 8893 глубина 540,0 м (оливиносодержащий габродолерит; 19, 21 – мелкие ксеноморфные кристаллы Срх); 20 – сосуществующий Орх; 22, 23 – скважина № 8893 глубина 559,1 м (оливиновый габродолерит; 22 – пиксит, инвертированный); 19, 21 – мелкие ксеноморфные кристаллы Срх); 23 – пиксит – Срх); 24 – скважина № 8893 глубина 564,9 м (оливиновый габродолерит; подстилающий инвертированный пиксит с «оплавленными» графическими вростками авгита Срх); 26 – скважина № 8893 глубина 599,6 м (оливиновый габродолерит, подстилающий горизонт габродолерит-троктолитов); инвертированный пиксит с вростками авгита Срх); 28 – скважина № 8893 глубина 682,7 м (оливиновый габродолерит, подстилающий горизонт габродолерит-троктолитов); амфиболитовый гиперстен Орх). Анализы 1-4, 17, 18, 27 выполнены на микрозондовом анализаторе Jeol JSM-5300, ИГЕМ РАН, аналитик О.А. Доник; 5-16, 19-26, 28 выполнены на микрозондовом анализаторе Jeol JSCXA-733, ИММ УрО РАН, г. Миасс, аналитик Е.И. Чури

Тип Sr_{x_1} представлен ксеноморфными кристаллами (0,1—2,0 и более мм) авгита ($En_{30-48}Wo_{35-42}Fs_{15-30}$; n_g — 1,710; n_p — 1,686; $n_g - n_p$ — 0,024; $2V$ — (+43)°), содержащего многочисленные пойкилитовые вросстки плагиоклаза и оливина. Кристаллооптические исследования [4] расширяют диапазон распространения клинопироксенов данного типа до салита ($En_{38-42}Wo_{45-48}Fs_{12-14}$; n_g — 1,718; n_p — 1,690; $n_g - n_p$ — 0,028; $2V$ — (+57)°). В оливиновых долеритах контактовой фации мелкие (0,08×0,04 мм) субидоморфные зерна пироксена этого типа слагают интеркумулативные агрегаты среди кристаллов плагиоклаза. В оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритах при пойкилитовой и пойкилоофитовой структурах он образует резко ксеноморфные ойкокриталлы, содержащие многочисленные хадакриталлы (до 30—50 % площади зерна) плагиоклаза и оливина, а при офитовой структуре выполняет промежутки между призматическими и лейстовидными кристаллами плагиоклазов. Размер ойкокриталлов по мере дифференциации расплава (от нижней части массивов к кровле) заметно возрастает от 0,15×0,05 до 4,6×6,0 мм. Нередко кристаллы клинопироксена этого типа содержат значительное количество (до 10—15 об. %) тонкопластинчатых продуктов распада, при этом пластинки имеют размеры тысячные доли мм и представлены ортопироксенами или пижонитом ($En_{60-62}Wo_8Fs_{30-32}$).

Тип Sr_{x_2} образует крупные (0,4—1,0 мм) идиоморфные, призматического облика, в разной мере деформированные, сдвойникованные, иногда зональные кристаллы пижонита ($En_{50,37}Wo_{7,67}Fs_{41,97}$; n_g — 1,718; n_p — 1,686; $n_g - n_p$ — 0,032; $2V$ — (+24)°), формирующего оливинсодержащие и безоливиновые габбродолериты. Часто наблюдаются все стадии его инверсии, вплоть до перехода в гиперстен.

Тип Sr_{x_3} , слагающий долерит-пегматиты, приобретает идиоморфный призматический облик с деформированными, сдвойникованными, иногда слабозональными кумулативными кристаллами, размер которых достигает до 5—7 см по удлинению при значительном (более 10) отношении l/d . Однако, подобные крупные размеры Sr_{x_3} не являются типичными для всех долерит-пегматитов. Большее значение в них имеют короткопризматические («таблитчатые»), 0,2—2,0 мм, l/d — 1—2) и призматические (l/d — 2,1—4,0) разности Sr_{x_2} . По результатам локального рентгеноструктурного анализа клинопироксены этой генерации (Sr_{x_3}) относятся к ферроавгиту ($En_{29-35}Wo_{30-33}Fs_{35-37}$), что также подтверж-

дает повышенную железистость конечных дифференциатов.

Тип Sr_{x_4} , представлен вростками в ромбическом пироксене в виде двух фаз — авгита доинверсионного (по 001) и авгита послеинверсионного (по 100). Подобные структуры распада, как известно [4], весьма характерны для многих расслоенных базитовых интрузий, в том числе и трапповой формации.

3.4. БИОТИТ

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

Количественно преобладающий тип Bt_1 — мелкочешуйчатый (0,01-0,05 мм) интеркумулативный, сравнительно высокожелезистый ($f = 62$ мол. %; n_g — 1,658; n_p — 1,603—1,615; $n_g - n_p$ — 0,043—0,055; $2V$ — (–8°)—(–18°)) биотит, образующий с окиснорудными минералами и апатитом симплектитовые сростания в габбродолеритах и долерит-пегматитах. С этой генерацией биотита часто отмечаются сростания кварца, иногда роговой обманки повышенной железистости.

Тип Bt_2 — более поздний, вторичный, мелкочешуйчатый, наблюдается в ассоциации с актинолитом и хлоритом, развивающихся по пироксенам.

3.5. КВАРЦ

Является типичным минералом всех слагающих массивы петрографических видов пород. Распределение его крайне неравномерно и колеблется от единичных зерен или содержаний 1—2 об. % в оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритах, до 2—15 об. % в габбродолерит-троктолитах, оливиновых долеритах и безоливиновых габбродолеритах, с накоплением до 20—30 об. % и более в лейкократовых долерит-пегматитах и гранофировых обособлениях.

Морфологически кварц представлен несколькими разновидностями, встречающимися в породах как обособленно, так и совместно. Наиболее широким развитием пользуются ксеноморфные зерна, занимающие интерстиционное пространство среди кристаллов плагиоклаза поздней генерации во всех типах пород. Идиоморфные и мирмекитовые зерна, наряду с гранофировыми обособлениями, тяготеют к безоливиновым габбродолеритам и долерит-пегматитам, т.е. к верхним частям массивов. Во всех случаях кварц свежий, без спаянности,

иногда с включениями рутила и, реже, газовой-жидких обособлений.

ВЫВОДЫ

Петрографические исследования пород массивов, в совокупности с рентгеноспектральным микронзондовым анализом состава породообразующих минеральных фаз (плаггиоклазов, оливинов и пироксенов), позволили выявить основные закономерности кристаллизации сингенетического породного ряда и обосновать наличие скрытой расслоенности.

В начальный период становления системы, поступающий в магматическую камеру расплав уже имел в своем объеме твердую фазу, представленную интрателлурическими оливином (Fa_{36-40}) и плаггиоклазом (An_{70-71}), составляющими в настоящее время порфиновые вкрапленники в микродолеритах контактовых зон. В момент начала кристаллизации, в эндоконтактной зоне закалки образуются микролиты плаггиоклаза (An_{60-62}). Развитие системы, петрографически выраженное в переходе от порфировых микродолеритов к оливиновым долеритам проявляется и на минеральном уровне при закономерной смене кумулятивных фаз: $OI (Fa_{40-42}) + Pl (An_{70-75}) + Mt \rightarrow OI (Fa_{40-45}) + Pl (An_{56-62}) + Mt + Crx (En_{30}Wo_{40}Fs_{30})$. По мере продвижения фронта кристаллизации от порфировых микродолеритов нижнего контакта, в оливине незначительно возрастает железистость ($Fa_{37-40} \rightarrow Fa_{45}$), а в таблитчатых кристаллах плаггиоклаза первой генерации наблюдается зональность от унаследованной интрателлурической фазы An_{72} в центральной части кристаллов, через An_{68} в середине зерен, до An_{62} на периферии за счет адкумулятивного дорастания. Таблитчатые плаггиоклазы второй генерации, равновесные с оливином, имеют состав центра зерен An_{66} .

В горизонтах габбродолерит-троктолитов наблюдаются наиболее основные разновидности плаггиоклаза всех генераций — от ранних включений в оливине с An_{77} , до зональных кристаллов второй генерации $An_{72-74} \rightarrow An_{66-69} \rightarrow An_{57}$ (центр зерна \rightarrow середина \rightarrow край), при этом в оливинах также наблюдается резкое накопление магния до Fa_{29} . В оливиновых габбродолеритах, перекрывающих горизонты габбродолерит-троктолитов таблитчатые ранние плаггиоклазы имеют состав An_{68-72} при составе основной (второй) генерации плаггиоклаза An_{64-54} . Выше по разрезу оливиновых габбродолеритов состав первичных зональных плаггиоклазов равен $An_{72} \rightarrow An_{69} \rightarrow An_{64}$, а состав образующихся плаггиоклазов второй генерации An_{57} , т.е.

отчетливо видно развитие равновесной системы. В оливинах здесь вновь постепенно происходит накопление железа до Fa_{33} с дальнейшим ростом железистости по мере дифференциации пород.

Формирующийся в это время верхний «прикровельный» фронт кристаллизации образует перекрывающие оливиновые габбродолериты со средним содержанием Fa_{41} в оливинах, при этом количество анортитового минала повышается как в ранних таблитчатых кристаллах (An_{66-67}), так и в плаггиоклазах основной фазы (An_{60-61}), что указывает на рост кристаллов под влиянием фронта кристаллизации, идущего от кровельной части массивов вниз.

Образующиеся на заключительном этапе формирования расслоенной серии оливинсодержащие габбродолериты «подтверждают» «феннеровский» путь кристаллизации расплава, что выражается в росте содержания фаялитового компонента до Fa_{70} в оливинах и альбитового в плаггиоклазах ранних зональных таблитчатых кристаллов $An_{69} \rightarrow An_{63} \rightarrow An_{53}$ (центр \rightarrow край), при составе поздней генерации An_{52} . В долерит-пегматитах таблитчатые зерна плаггиоклаза, составляющие основную матрицу породы, имеют состав An_{43-45} , указывающий на резко возросшую роль щелочей в заключительных этапах формирования системы.

Процесс совместного формирования богатых и бедных кальцием пироксенов при этом проходит по следующему пути — в ранние стадии фракционной кристаллизации образуются две пироксеновые фазы, что характерно для пород толеитового ряда. В начальной стадии состав богатой кальцием фазы приближается к $(En_{45}Wo_{42}Fs_{13})$, при составе бедной кальцием фазы $(En_{60}Wo_4Fs_{36})$. В процессе фракционной кристаллизации, по мере обогащения остаточных магм железом, вместо ромбического пироксена формируется моноклинная бедная кальцием фаза — пижонит. При дальнейшем остывании магмы возобновляется образование богатых и бедных кальцием пироксенов, при их обогащении железом. Увеличение уровня фракционирования и дальнейшее обогащение расплава железом в долерит-пегматитах приводит к полному прекращению кристаллизации бедного кальцием пироксена и выделению одного богатого кальцием ферроавгита $(En_{29-35}Wo_{30-33}Fs_{35-37})$, что отчетливо наблюдается на рис.6. Параллельность линий сосуществующих орто- и клинопироксенов указывает на равновесные условия кристаллизации расплава.

Таким образом, факт наличия скрытой расслоенности в троктолит-габбродолеритовых массивах

трапповой формации ВКМ (смородинский и новогольский интрузивные комплексы) можно считать доказанным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбеков А.Ю. К вопросу о платиноносности интрузий трапповой формации докембрийского фундамента Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Сб. научных трудов НГА Украины. — № 3. — Т. 2. — Днепропетровск: РИК ГА Украины, 1998. — С. 191—195.

2. Савко К.А., Бочаров В.Л. Петрохимия габбро-долеритов восточной части Воронежского кристаллического массива // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1988. — № 7. — С. 42—51.

3. Чернышов Н.М. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минерогения // Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. — Баку., 1969. — С. 219—221.

4. Чернышов Н.М., Чесноков В.С. Траппы Курской магнитной аномалии — Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983.

— 276с.

5. Чернышов Н.М., Лосицкий В.И., Молотков С.П., Вассерман И.С. и др. Тектоника Воронежского кристаллического массива (по геолого-геофизическим данным) // Материалы Международного совещания “Докембрий Северной Евразии”. — СПб., 1997. — С. 115—116.

5. Чернышов Н.М., Баянова Т.Б., Альбеков А.Ю., Левкович Н.В. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ (Центральная Россия) // Доклады РАН, 2001. — Т. 380. — № 5. С. 601—603.

7. Чернышов Н.М., Альбеков А.Ю. Петрология и перспективы платиноносности интрузий трапповой формации Воронежского кристаллического массива (Центральная Россия) // Сборник научных трудов “Платина России”. — М.: ООО “Геоинформмарк”, 2004. — Т. 5. — С. 267—293.

8. Щербак Н.П., Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н. Уран-свинцовый возраст сингенетического циркона древнейших траппов юга Восточно-Европейской платформы // Доклады АН УССР. Сер. Б.геол, хим. и биол. наук, 1990. — № 8. — С. 27—30.