

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ,
МЕТОДИКА ИХ ПОИСКА И РАЗВЕДКИ

УДК 552.3.33: 553.641

В.А. ДУНАЕВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ГЕНЕЗИСА
ДУБРАВИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ (КМА)

Дана характеристика геологического строения массива, минерально-геохимических и текстурно-структурных особенностей слагающих его пород, установлена последовательность их формирования в рамках представлений о приуроченности массива к неполнокольцевой центриклиальной разломной зоне и магматической природе щелочных пироксенитов

Дубравинский массив щелочных пород и карбонатитов расположен в архейских породах юго-восточной части докембрийского мегаблока КМА Воронежского кристаллического массива, между Тим-Ястребовской и Волотовской грабен-синклиналими. Структурно-тектоническая позиция массива не ясна. Предполагается его приуроченность к узлу пересечения зон глубинных разломов северо-западного (вдоль Волотовской грабен-синклинали) и субмеридианального простираний. Мощность фанерозойских осадочных пород, перекрывающих массив, 170–200 м.

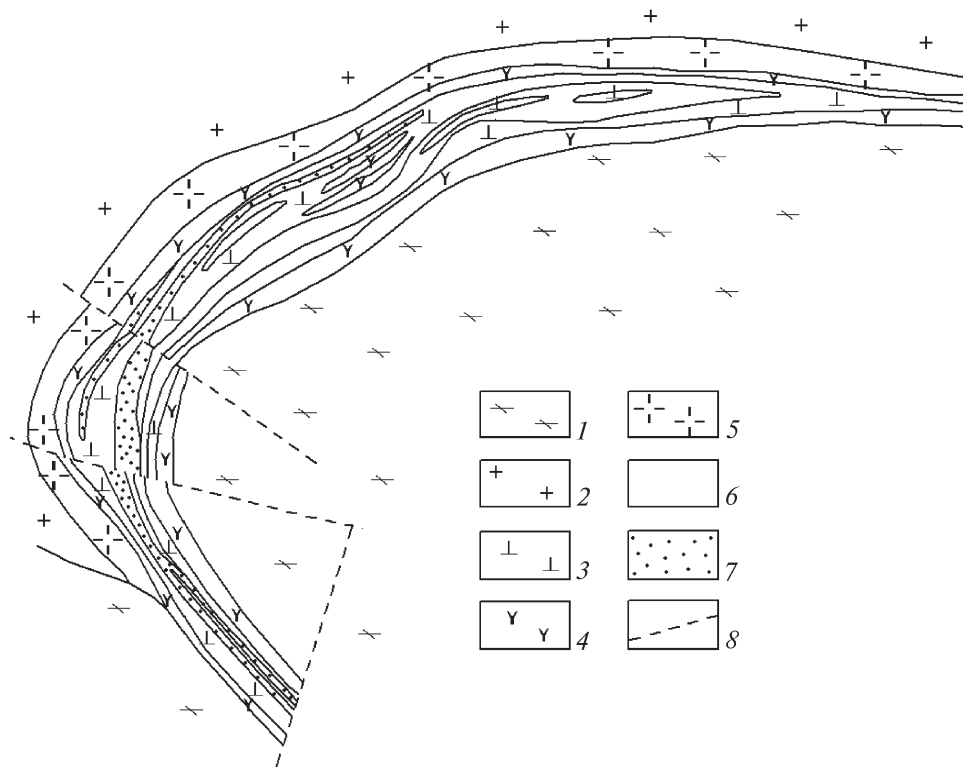
Щелочные пироксениты массива впервые вскрыты бурением при проведении глубинного геологического картирования в начале 60-х гг. прошлого столетия. Тогда же В.Д. Полищук выделил эти породы в самостоятельный дубравинский магматический комплекс [2]. Позднее И.Н. Быков и А.В. Корнев дали детальное описание этих пород [3]. В 1981—1982 гг. при проверке гравимагнитной аномалии скважинами вскрыты карбонатиты и разнообразные метасоматиты, а также залежи апатитовых руд. Поисково-оценочные работы на Дубравинском апатитовом месторождении выполнены в 1983—1987 гг. Белгородской геологоразведочной экспедицией (В.С. Котельников, В.В. Двойнин, В.И. Белых и др.).

Дубравинский массив щелочных пород и карбонатитов имеет в плане серповидную форму и обращен выпуклостью на запад (рисунок). Протяженность массива около 7 км, ширина 300—500 м. На юге он ограничен разрывным нарушением. Падение его центриклиальное 60—75°. Массив вмещают метаморфические породы обьянской серии (гнейсы с линзами амфиболитов), прорванные верхнеархейскими субщелочными (калиевыми) гранитами атаманского комплекса. Граниты размещаются со стороны лежачего бока массива.

Дубравинский массив сложен (в порядке формирования) щелочными пироксенитами, апатит-карбонатно-силикатными породами и карбонатитами. В двух последних образованиях по бортовому содержанию P_2O_5 (2,5%) оконтурены тела апатитовых руд. В окружении массива развиты фениты — приконтактовые щелочные метасоматиты по вмещающим породам. Небольшие тела фенитов встречаются внутри массива. Форма тел, слагающих массив, и окружающих его фенитов пласто-, линзо-, жилообразная, а их залегания в целом взаимно конформны и согласуются с залеганием массива. Это позволяет интерпретировать структуру, контролирующую Дубравинский массив как неполнокольцевую центриклиальную тектоническую зону глубокофокусного заложения, пережившую несколько этапов активизации. Не исключено, что к востоку и к югу от эпицентра фокуса этой зоны могут быть обнаружены ее дополнительные фрагменты.

Возникновение указанной зоны, вероятно, обусловлено давлением столба поднявшейся с подкорových глубин ультраосновной магмы, верхняя кромка которой находилась на уровне фокуса зоны, на глубине около 6 км от современной поверхности кристаллического фундамента. Формирование Дубравинского массива связано с позднекарельской тектоно-магматической активизацией Воронежского кристаллического массива. Абсолютный возраст слагающих массив пород (пироксенитов, карбонатитов), определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет по разным оценкам от 1760 до 2050 млн. лет [2, 5, 6].

Щелочные пироксениты характеризуются текстурно-структурной и вещественной неоднородностью, что является следствием их интенсивной переработки щелочными фенитизирующими растворами, а также более поздними метасоматическими изменениями, связанными с



Схематическая геологическая карта Дубравинского массива (по данным Белгородской геологоразведочной экспедиции, В.С. Котельников, В.В. Двойнин, В.И. Бельх): 1 – породы обоянской серии архея (гнейсы с линзами амфиболитов); 2 – граниты атаманского комплекса; 3 – щелочные пироксениты; 4, 5 – фениты; 6 – апатит-карбонатно-силикатные породы; 7 – карбонатиты; 8 – разрывные нарушения

формированием апатит-карбонатно-силикатных пород и карбонатитов. По внешнему виду это — темноокрашенные, с зеленоватым оттенком средне-, крупнозернистые (до пегматоидных) породы, состоящие преимущественно из пироксена (70—90%) и биотита (7—30%). Среднее содержание щелочей в пироксене, %: Na_2O —3,6; K_2O —0,8. Молекулярный состав пироксена, %: эгирин — 27, диопсид — 55, геденбергит — 10, другие компоненты — 8 [3]. В породах постоянно присутствуют щелочной амфибол (по пироксену), магнетит, апатит, кальцит и сфен. В пироксенитах обычна ассоциация микроклина, апатита, биотита (флогопита), кальцита, которая часто развивается по густой сети трещин, в результате чего породы приобретают брекчиевидную или полосчато-линзовидную текстуру. Вблизи карбонатитов пироксениты карбонатизированы. Фрагментарно встречается разновидность щелочных пироксенитов, представленная крупнозернистыми, иногда пегматоидными, сфен-apatит-пироксеновыми породами. Они сложены крупными кристаллами пироксена (5—7 см) и сфена (3—5 см), в интерстициях которых развиты апатит, кальцит и биотит [2].

Апатит-карбонатно-силикатные породы образуют внутри пироксенитов зону протяженностью 6,2 км и шириной от 5—20 до 180 м. На юго-западе месторождения она непосредственно контактирует с основной залежью карбонатитов, далее к северо-востоку уходит от нее ближе к висячему боку пироксенитов, а на восточном фланге месторождения занимает центральную часть тела пироксенитов.

Границы зоны нечеткие, в ней установлены обогащенные апатитом карбонатно-силикатные мелко-, среднезернистые породы — продукты интенсивной метасоматической

переработки пироксенитов. Эти породы состоят в основном из кальцита и силикатов (биотита, пироксена, амфибола), переменного количества апатита (в среднем 10—15%); в них постоянно присутствует примесь магнетита и сфена. Окраска пород зеленовато-темно-серая, текстуры — массивная, пятнисто-брекчиевидная и полосчатая.

В генетическом плане апатит-карбонатно-силикатные породы можно поставить в один ряд с камафоритами — апогипербазитовыми докарбонатитовыми метасоматитами, типоморфные минералы которых кальцит, апатит, магнетит и форстерит [1]. Однако в отличие от камафоритов в апатит-карбонатно-силикатных породах рассматриваемого месторождения вместо форстерита присутствуют щелочной пироксен и биотит (флогопит), что обусловлено геохимическими особенностями растворов, связанных со щелочными пироксенитами.

Карбонатиты слагают крупное жилоподобное тело, тяготеющее к лежащему боку пироксенитов, и ряд субпараллельных основному мелких линзовидных тел. Протяженность основного карбонатитового тела 4,5 км при мощности от нескольких десятков до 125 м. Максимальная его мощность характерна для участка перегиба на западе месторождения. Протяженность мелких тел карбонатитов 0,3—1,0 км при мощности в несколько десятки метров. Установлены также довольно многочисленные мало-мощные (0,3—2,0 м) прожилки и жилы карбонатитов.

Карбонатиты представляют собой окрашенную в серый цвет (от светлого до темного), иногда с зеленоватым оттенком, преимущественно средне- или крупнозернистую породу, состоящую в основном (на 50—90%) из карбоната. Абсолютно преобладают кальцитовые карбонати-

ты. Но встречаются и кальцит-доломитовые разности. В карбонатах всегда присутствует переменное количество биотита и флогопита (5—20), диоксида и эгирина (10—15), щелочного амфибола (до 10), апатита (3—25, иногда до 50%), а также сфена, магнетита (титаномангнетита), ильменита и сульфидов (пирротина, в меньшей степени пирита). В массе карбоната темноцветные и рудные минералы обособлены в виде вкрапленников, мелких гнезд, линзочек и полосовидных выделений шириной 1—1,5 см. Спорадически в карбонатах присутствуют ильменит, гранат (шорломит) и циркон.

По текстуре карбонаты разделяются на массивные, полосчатые и брекчиевидные. Массивные карбонаты тяготеют к центральной части основного карбонатитового тела. Полосчатость в карбонатах распространена достаточно широко. Она создается линейной ориентировкой обособлений темноцветных и рудных минералов. Брекчиевидные карбонаты обычно приурочены к приконтактовым частям жил. В обломках, составляющих иногда до 50% объема породы, присутствуют измененные (карбонатизированные и биотитизированные) пироксениты.

По данным декрепитации газово-жидких включений в апатите карбонатитов и карбонатно-силикатных метасоматитов температурный интервал его кристаллизации составляет 630—740 °С [2].

Апатитовые руды представлены двумя типами: апатит-карбонатным в карбонатах и апатит-силикатным в апатит-карбонатно-силикатных породах. Подавляющая часть запасов апатитовых руд (95%) сосредоточена в теле апатит-карбонатных руд протяженностью 3160 м при средней мощности 58,8 м и в теле апатит-силикатных руд протяженностью 4740 м при средней мощности 77,9 м. Остальные запасы рассредоточены в 11 мелких рудных телах. В породообразующей составляющей руд первого типа преобладает кальцит (до 60%), а второго типа — биотит, пироксен и амфибол (суммарно до 40%). Среднее содержание в рудах P_2O_5 4,64%.

Апатит обоих типов руд представлен призматически, реже таблитчатыми кристаллами 0,01—2,0 мм, преобладают размеры 0,15—0,25 мм. Цвет апатита обычно зеленый, в карбонатах иногда серовато-белый. Апатит в рудах образует вкрапленность и мелкие обособления в виде гнезд, полосок и линзочек, как правило, в ассоциации с магнетитом, кальцитом, сфеном и биотитом. Среднее содержание в апатите P_2O_5 42,14%. В апатите присутствуют РЗЭ (0,3—1,1%), представленные в основном легкими лантаноидами цериевой группы [2].

Фениты образуют вокруг пироксенитов оболочку мощностью 80—200 м и мелкие линзовидные тела внутри пироксенитовой интрузии, представляющие собой измененные процессами щелочного метасоматоза ксенолиты вмещающих пород. Фенитизация гнейсов выражается в образовании микроклина, эгирина (эгирин-авгита) и слабой карбонатизации. При этом зачастую сохраняются текстурно-структурные особенности гнейсов и реликты их первичных минералов. Апогнейсовые фениты состоят из микроклина (20—30), плагиоклаза (20—40), кварца (15—20) и эгирина (10—15%).

На участках наиболее интенсивной метасоматической переработки и перекристаллизации гнейсов возникают крупнозернистые лейкократовые бескварцевые породы массивной и пятнисто-брекчиевидной текстур, близкие по петрохимическим характеристикам к щелочным сиени-

там. В их составе преобладает микроклин, присутствуют эгирин (10—25), плагиоклаз (1—5%), щелочной амфибол, поздний биотит (феррибиотит) и кальцит, развивающиеся по эгирину. Непосредственно в зоне контакта пироксенитов и гнейсов отмечены сфен-пироксен-слюдисто-микроклиновые породы с щелочным амфиболом, карбонатом и апатитом.

Первичные субщелочные (калиевые) граниты и гранитные мигматиты атаманского комплекса состоят из микроклина (30—40), плагиоклаза (20—30), кварца (20—40) и биотита (10—20%). В зоне фенитизации они преобразованы в породы, петрохимически соответствующие щелочным гранитам, которые опоясывают апогнейсовые фениты в лежачем экзоконтакте пироксенитов. Щелочные граниты средне- и крупнозернистые, сложены кварцем (30—35), микроклином (25—30), кислым плагиоклазом (10—20%), а также щелочным пироксеном (эгирин-авгитом) и амфиболом. Щелочные темноцветные минералы образуют в породе тонкие линзочки и прожилковидные выделения, к которым тяготеют акцессорные сфен и апатит.

Все породы Дубравинского массива по минеральному составу близки между собой, отличаются лишь количественными соотношениями слагающих их минералов. По отношению SiO_2 и Na_2O+K_2O породы массива относятся к щелочно-ультраосновной калиево-натриевой серии [2]. Отличительный их признак — дефицит SiO_2 и высокая концентрация щелочей при явном преобладании калия над натрием, что выразилось в широком развитии микроклина и биотита.

Геохимическая специализация Дубравинского комплекса определяется повышенным количеством летучих компонентов (CO_2 , F, H_2O , P_2O_5), Ca, Fe, Ti, а также умеренной магнезиальностью минералообразующих флюидов, которой объясняется отсутствие в породах форстерита и слабое развитие флогопита. В карбонатах дубравинских карбонатитов отмечены повышенные концентрации SrO (0,86), BaO (1,17%) [6]. Спектральным анализом в породах комплекса установлен ряд редких и рассеянных элементов (ниобий, цирконий, церий и др.) в концентрациях, близких к кларковым для пород данного петрохимического типа [3].

В общих чертах схема формирования Дубравинского массива характеризуется такой последовательностью событий: возникновение под влиянием давления столба ультраосновной магмы неполнокольцевой центриклиальной тектонической зоны → внедрение по ней пироксенитов, их автосоматическая переработка и фенитизация вмещающих гнейсов и гранитов щелочными растворами → два этапа активизации тектонической зоны с образованием внутри тела пироксенитов конформных ему апатитонесных зон: карбонатно-силикатных метасоматических пород (ранний этап) и карбонатитовых тел выполнения (поздний). Послекарбонатитовая минерализация проявлена в виде флюорит-кальцитовых и эпидот-альбит-кальцитовых прожилков.

Следует отметить, что существуют принципиально иные концепции генезиса Дубравинского массива. Одна из них, метаморфогенно-метасоматическая [6], отрицает принадлежность рассматриваемого массива к карбонатитовой формации, а связывает его формирование с процессами метасоматического изменения пород кристаллического фундамента метаморфогенными растворами корового происхождения. При этом подразумевается, что суб-

страт, по которому образовался комплекс пироксенитов, карбонатитов и апатитовых руд, был представлен залегающим среди гнейсов телом амфиболитов с линзами железистых кварцитов и мраморов. Не исключается также обогащение отдельных типов пород субстрата фосфором.

Метаморфогенно-метасоматическая концепция генезиса Дубравинского месторождения плохо согласуется с особенностями строения на его площади разреза пород обоянской серии, представленной гнейсами и маломощными линзами амфиболитов, при отсутствии железистых кварцитов, мраморов и фосфатосодержащих пород.

Согласно другой концепции Дубравинское месторождение рассматривается как карбонатитовая зона «линейного» типа, не сопровождающаяся интрузиями ультраосновных и (или) щелочных пород. При этом щелочные пироксениты считаются меланократовыми фенитами, которые с удалением от карбонатитов сменяются лейкократовыми фенитами. Такая смена типов фенитов одними сторонниками данной концепции [5] объясняется горизонтальной метасоматической зональностью, а другими [6] — сменой субстрата (по породам типа амфиболитов образовались меланократовые, а по гнейсам и гранитоидам — лейкократовые фениты).

Эта концепция также уязвима для критики. Отмечаемая всеми исследователями карбонатитовых комплексов обусловленность минерального состава фенитов типом пород, по которому они развивались, а также резкая граница между мелано- и лейкократовыми фенитами не позволяют согласиться с тем, что меланократовые фениты (щелочные пироксениты) являются внутренней зоной единой метасоматической колонки, сформированной по относительно однородному субстрату, в частности, гнейсам. Следовательно, оставаясь на позициях этой концепции, необходимо признать, что меланократовые фениты образовались по амфиболитам. Но, как уже говорилось выше, сколько-нибудь крупные тела амфиболитов в районе Дубравинского массива не установлены. Отсутствуют также реликты амфиболитов в щелочных пироксенитах. Не соответствует представлению о «линейном» типе дубравинского карбонатитового комплекса его неполнокольцевая центриклинальная структура.

Вместе с тем сказанное не отрицает целесообразности выделения карбонатитовых комплексов, подобных дубра-

винскому, в отдельный тип, существенно отличный от классического типа карбонатитовых комплексов, ассоциирующих со столбообразными, уходящими корнями в мантию, массивами ультраосновных щелочных пород [6]. Нет возражений и против укоренившегося названия этого типа карбонатитов — «линейный». При этом следует только подчеркнуть, что локализация карбонатитов линейного типа может контролироваться как прямолинейными зонами региональных разломов, так и локальными дугообразными в плане неполно-кольцевыми центриклинальными тектоническими зонами.

Кроме того, отсутствие в ассоциации с «линейными» карбонатитами интрузий щелочных пород на данном уровне эрозионного среза не означает, что их нет на более глубоких горизонтах. В этой связи установленную по соседству с Дубравинским массивом Западно-Чернянскую линейную зону щелочных метасоматитов (альбитовых, карбонат-биотит-щелочно-амфибол-эгирин-альбитовых, слюдисто-карбонатных) и карбонатитов можно рассматривать как фациальный аналог верхней, ныне эродированной, части указанного массива.

Выводы

1. Дубравинский массив щелочных ультраосновных пород и карбонатитов позднекареельского возраста имеет неполнокольцевую центриклинальную форму, обусловленную морфологией контролирующей его конической разломной зоны. Последовательность основных событий в процессе его формирования: внедрение по указанной зоне пироксенитов, их автоматоматическая переработка и фенитизация вмещающих пород (гнейсов и гранитов) щелочными растворами, два этапа оживления этой зоны с образованием внутри тела пироксенитов конформных ему апатитоносных залежей карбонатно-силикатных метасоматитов (ранний этап) и карбонатитовых тел выполнения (поздний этап).

2. Пример Дубравинского массива показывает, что так называемые линейные карбонатитовые комплексы могут иметь черты классических карбонатитовых комплексов центрального типа (дугообразную в плане форму и центриклинальное падение тел, слагающих их пород, в том числе ультраосновных щелочных).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л.С., Жабин А.Г., Лапин А.В., Харченков А.Г. Рудоносность и генезис камафоритов // *Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов»*. Алма-Ата, 1969. С. 21–25.
2. Бочаров В.Л., Багдасарова В.В., Белых В.И. Апатитоносность карбонатитового комплекса КМА // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1986. №9. С. 81–88.
3. Быков Н.Н., Корнев А.В. О вещественном составе щелочно-ультраосновных пород Волоконовского участка КМА // *Вопросы геологии КМА*. В.1. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1977. С. 68–78.
4. Еременко Г.К., Марченко Е.Я., Довгаль А.В., Белых В.И. Новый тип магнетитсодержащих апатитовых руд Курской магнитной аномалии // *Минералогический журнал*. 1985. № 6. С. 9–19.
5. Жирова Л.Т., Дмитриев В.П., Ермаков Ю.Н., Котельников В.С. Карбонатитовая рудная зона в Воронежском кристаллическом массиве // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 1986. № 11. С. 40–48.
6. Кравченко С.М., Багдасаров Ю.А., Лапин А.В. Новые данные по геологии и минерогении карбонатитовых формаций // *Советская геология*. 1988. № 11. С. 22–31.

ФГУП ВИОГЕМ
Рецензент — Л.Н. Липчанская