

АПАТИТОВЫЕ РУДЫ В ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТИТАХ
КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ

© 2012 г. Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров

*Воронежский государственный университет
394006, г. Воронеж, Университетская пл., 1
E-mail: petrology@list.ru*

Поступила в редакцию 25.10.2011 г.

В центре Европейской части России выявлены месторождения и проявления апатитовых руд, связанные со щелочно-карбонатитовым комплексом юго-восточной части Курской магнитной аномалии (КМА). Апатитоносные карбонатиты образуют сложные крутопадающие ($75\text{--}80^\circ$) дугообразные и линейные тела протяженностью 6–10 км и шириной до 600 м, погребенные под осадочным чехлом на глубинах 80–120 м. С учетом апатит- и магнетит-сфенсодержащих минеральных парагенезисов, в пределах наиболее крупного и детально изученного Дубравинского месторождения выделены 4 типа руд: апатит-сфенс-силикантый, соответствующий докарбонатитовому этапу, а остальные три – апатит-силикатный в силикокарбонатитах, апатит-карбонатный в мелано- и лейкокарбонатитах и апатит-магнетитовый в севиттах и нельсонитах – собственно карбонатитовому этапу становления интрузивного массива. Основная масса фосфора сосредоточена в карбонатитах, то есть наиболее продуктивным в отношении апатитового оруденения был карбонатитовый этап развития рудно-магматической системы, хотя отдельные локальные скопления богатых апатитовых руд связаны и с более ранними силикатными породами.

Ключевые слова: *карбонатитовый комплекс, Дубравинское месторождение, типы руд, апатит, магнетит, сфен, севит, нельсонит.*

ВВЕДЕНИЕ

Эндогенные апатитовые месторождения, согласно генетической классификации фосфатных руд [12], разделены на магматические и карбонатитовые. К магматическим отнесены уникальные месторождения Хибинской группы, апатит-нефелиновые руды которых по разведанным запасам составляют 4200 млн. т, в том числе P_2O_5 – 600 млн. т, имеют приоритетное значение в производстве фосфорных удобрений. Карбонатитовые месторождения апатита пространственно и генетически связаны с кольцевыми или линейно-трещинными массивами щелочных ультраосновных пород, при этом в контурах рудоносной формации объединены щелочная ультраосновная, щелочная основная, щелочная средняя и карбонатитовая магматические серии – производные единой мантийной магмы. Апатитовые месторождения в карбонатитовых комплексах довольно многочисленны и уже в настоящее время играют определенную роль в общем балансе агрохимического сырья страны (разведанные запасы – 830 млн. т, в том числе P_2O_5 – 140 млн. т). Следует отметить, что рудный комплекс карбонатитовых месторождений включает, кроме апатита, магнетита, ильменита, сфена и слюды, редкие металлы, редкие земли, стронций.

При существующих темпах роста производства фосфорных удобрений разведанных запасов фосфатного сырья уже в ближайшее время будет недостаточно. Наиболее перспективный путь расшире-

ния сырьевой агрохимической базы – вовлечение в промышленное использование апатитовых месторождений карбонатитового типа. Актуальна эта проблема не только для районов Сибири и Дальнего Востока, но и для центра Европейской части страны, где известны апатитовые проявления в карбонатитовых комплексах докембрийского возраста и существуют крупные предприятия по производству минеральных удобрений, а потребность сельского хозяйства в высококачественных фосфатсодержащих удобрениях удовлетворяется не полностью.

К настоящему времени появилось большое количество работ отечественных и зарубежных исследователей карбонатитовой проблемы, посвященных геохимии фосфора в карбонатитовом процессе, закономерностям формирования и условиям локализации апатитовых месторождений и проявлений в отдельных комплексах и карбонатитовых провинциях. Наиболее полными являются обобщения [6, 10–12, 15, 16] по апатитовым месторождениям и карбонатитовым комплексам мира, в которых предложены классификации и обсуждаются генетические концепции апатит-магнетитового рудообразования в связи с развитием карбонатитового процесса во времени. Выделяются ранний апатит-силикатный, связанный с докарбонатитовым (йолитовым) этапом и поздние – апатит-силикатный, апатит-карбонатный и нельсонитовый, формирующиеся на собственно карбонатитовом этапе развития рудно-магматической системы, а также различные типы руд, в которых апатит постоянно ассоци-

ирует с другими полезными компонентами. Следует заметить, что имеющиеся к настоящему времени обобщения по апатитоносности карбонатитовых комплексов касаются в основном фанерозойских карбонатит-щелочно-ультраосновных массивов. Исключение составляет массив Палабора (Южная Африка), возраст которого 2047 ± 11 млн. лет (U-Pb радиохронометрия по торияниту и бадделейту, [14]). Особый интерес в связи с этим приобретает изучение апатитового оруденения в докембрийских линейно-трещиновых массивах, среди которых одним из наиболее перспективных является Дубравинский, расположенный в юго-восточной части КМА.

АПАТИТОВЫЕ РУДЫ ДУБРАВИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Комплексные апатит-магнетитовые руды приурочены к интрузивному телу, прорывающему архейские гранито-гнейсы обоянской серии [13]. Массив представляет собой вытянутое дугообразное крутопадающее ($75-80^\circ$) тело с общим юго-восточным склонением протяженностью 7 км при максимальной ширине (в плане) 600 м (рис. 1).

Повышенная фосфатность свойственна практически всем породным группам карбонатитового комплекса – щелочным эгирин-авгитовым, иногда с оливином (гортонолит), пироксенитам, кальцитовым и, реже, доломит-кальцитовым карбонатитам, щелочным сиенитам, силикокарбонатитам (мелано- и лейкократовым), а также экзоконтактовым фенитам [1–4]. Однако собственно апатитоносные образования локализируются в сравнительно ограниченных интервалах, характеризующихся чередованием относительно богатых апатитом участков с бедными и даже лишенными оруденения. Вскрытая мощность сопряженных тел щелочных пироксенитов, карбонатитов и щелочных сиенитов составляет 450–500 м (рис. 2).

Разрез интрузивного тела в целом отражает полосчатое чередование щелочных силикатных пород и карбонатитов, залегающих между сиенитами в нижнем (лежачем) и фенитами в верхнем (висячем) боку интрузивного тела. Верхний эндоконтакт щелочных пироксенитов на границе с фенитами сопровождается маломощной зоной существенно щелочно-амфиболовых пород со скоплениями апатита, высокожелезистых тетраферрибиотита и тетраферрифлогопита, магнетита и сфена.

В соответствии с классификацией апатитовых месторождений и с учетом апатитосодержащих минеральных парагенезисов, в пределах месторождения выделены четыре типа руд, различающихся содержаниями полезных компонентов (табл. 1).

Первый тип – апатит-сфен-силикатный – соответствует, по-нашему представлению, докарбонатитовому а остальные три – апатит-силикатный в силикокарбонатитах, апатит-карбонатный в мела-

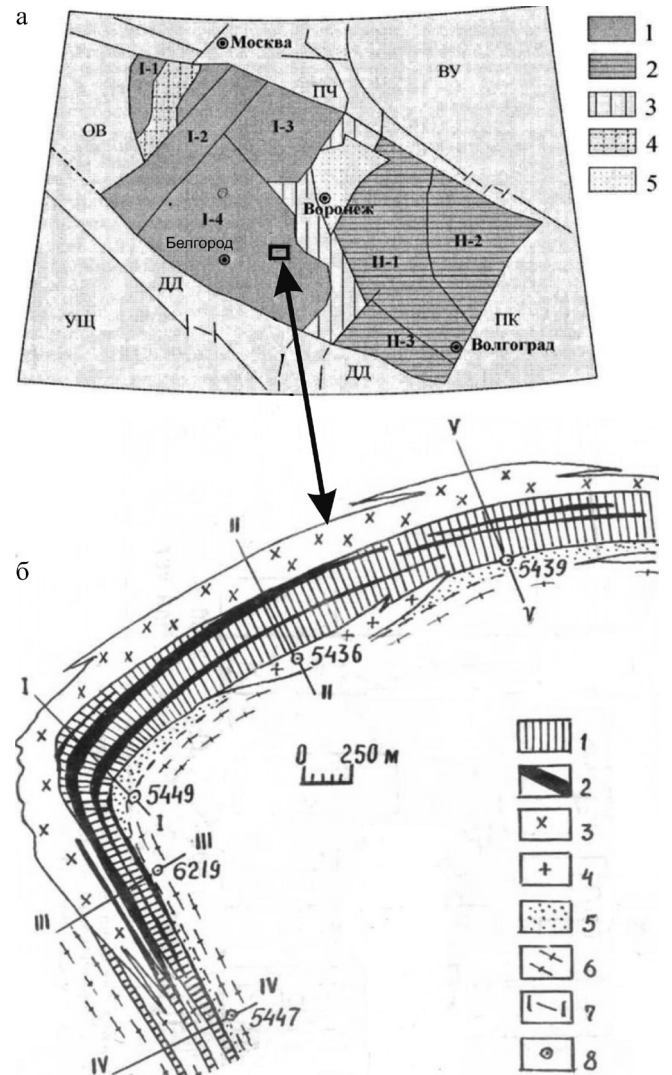


Рис.1. Схема структурно-формационного районирования Воронежского кристаллического массива [13] (а) и схематическая геологическая карта Дубравинского массива (восточное продолжение субширотной ветви не показано) (б).

а. ВУ – Волго-Уральский сегмент, ПЧ – Пачелмский авлакоген, ПК – Прикайспийская впадина, ДД – Днепровско-Донецкий авлакоген, УЩ – Украинский щит, ОВ – Оршанская впадина; 1 – мегаблок КМА (макроблоки: I-1 – Красногорско-Рославльский, I-2 – Брянский, I-3 – Ливенско-Ефремовский, I-4 – Курско-Белгородский); 2 – Хоперский мегаблок (макроблоки: II-1 – Калач-Эргильский, II-2 – Камышинский, II-3 – Варваринский); 3 – Лосевская шовная зона; 4 – Волынско-Двинский вулканно-плутонический пояс; 5 – Ольховско-Шукавская грабенсинклинали структура.

б. 1 – щелочные пироксениты, 2 – карбонатиты, 3 – сиениты, 4 – щелочные граниты, 5 – фениты, 6 – вмещающие гнейсы, мигматиты, амфиболиты, 7 – профили скважин, 8 – положение краевых скважин в профилях.

но- и лейкокарбонатитах и апатит-магнетитовый в нельсонитах, относятся к собственно карбонатитовому этапу. Отметим, что основная масса фосфора сосредоточена в карбонатитах, то есть наибо-

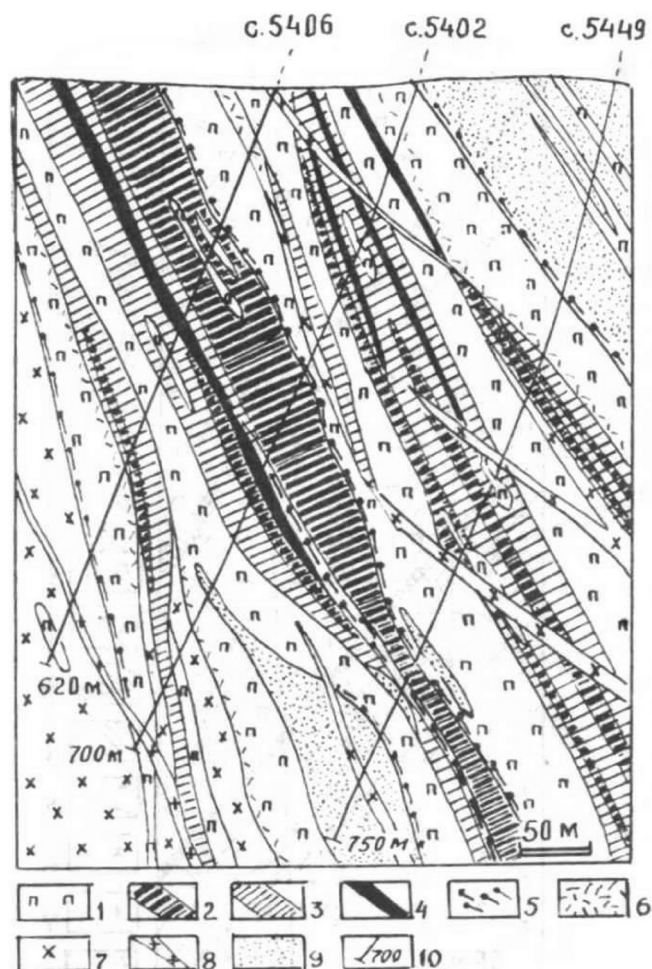


Рис. 2. Геологический разрез Дубравинского массива (породы осадочного чехла не показаны).

1 – щелочные пироксениты кальцитизированные, участками микроклинизированные; 2 – апатитоносные карбонатиты; 3 – силикокарбонатиты с участками нельсонитов; 4 – магнетит-apatитовые руды; 5 – существенно биотит-щелочноамфиболовые метасоматические породы; 6 – биотитовые метасоматические породы с кальцитом и апатитом, местами контактовые слюдисты; 7 – сиениты; 8 – щелочные граниты; 9 – фениты полосчатые, гнейсовидные, биотит-микроклинового состава; 10 – положение скважин и их конечные глубины.

более продуктивным в отношении апатитового оруденения был карбонатитовый этап развития рудно-магматической системы, хотя отдельные локальные скопления богатых апатитовых руд связаны с ранними силикатными породами.

Апатит-сфен-силикатные руды установлены в крупнозернистых (пегматоидных) пироксенитах центральной части щелочно-карбонатитового интрузива. Апатит образует гнездообразные скопления крупных (до 1.5–2 мм) кристаллов, при этом гнезда окаймлены мелкочешуйчатым биотитом. Кроме того, в пироксенитах присутствует мелкозернистый (0.1–0.2 мм) апатит. Руды отличаются высоким содержанием фосфора, однако, апати-

товые участки маломощные (0.3–1 м). Необходимо отметить, что для этого типа апатитовых руд обычна ассоциация апатита со сфеном в сравнительно слабокарбонатизированных разновидностях пироксенитов.

Апатит-силикатные руды в силикокарбонатитах не отличаются высоким уровнем концентрации апатита и охватывают обширную группу пород, более или менее равномерно насыщенных фосфором. Апатит в них распределен неравномерно: наряду со шлировидными обособлениями в ассоциации с амфиболом, биотитом и кальцитом присутствует равномерно рассеянная вкрапленность мелко-среднезернистого апатита, часто вместе со сфеном и магнетитом. Мощность обогащенных апатитом участков, выделяемых по содержанию фосфора в качестве рудных тел, достигает 50–80 м, однако шлировые обособления апатита в их пределах довольно редки.

Апатит-карбонатные руды локализованы в дайкообразных телах разномерных лейкокарбонатитов – севитов. Крупнозернистые севиты содержат, главным образом, шлировидные выделения хорошо образованных идиоморфных кристаллов апатита размером до 2 мм, ассоциирующих со сфеном, магнетитом и ильменитом. В мелкозернистых севитах апатит присутствует в виде агрегатов, образующих полосы шириной от 1 до 3–4 м, в пределах которых концентрируются также биотит и магнетит, вследствие чего руды приобретают характерную полосчатую текстуру. Изредка встречаются сахаровидные агрегаты апатита в кальците, приуроченные, главным образом, к контактовым зонам карбонатитов и вмещающих их силикатных пород. Границы рудных тел практически совпадают с границами лейкокарбонатитов, однако анхимономинеральные карбонатиты распространены только в центральной, наиболее мощной части массива, и, несмотря на более высокое, чем в силикокарбонатитах, содержание фосфора обладают заметно меньшими ресурсами полезного компонента.

Особое место занимают полосчатые среднезернистые апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа с объемным соотношением апатита и магнетита от 1/1 до 2/1. Руды локализованы в виде самостоятельного линзовидного тела в центральной части массива на контакте силикокарбонатитов с кальцитовыми и кальцит-доломитовыми лейкокарбонатитами. В ряде случаев наблюдается постепенный переход апатит-магнетитовых руд в апатитсодержащие карбонатиты с сохранением полосчатой текстуры. Видимая мощность рудного тела по разрезам скважин составляет 15–40 м. Важно подчеркнуть, что апатит-магнетитовые руды, как правило, связаны не только с севитами, но и с бэфорситами (кальцит-доломитовыми карбонатитами), что отличает их от апатит-карбонатного типа оруденения.

Таблица 1. Содержания фосфора, железа и титана в рудах Дубравинского месторождения

Типы апатитовых руд	Количество определений	Минимальное	Максимальное	Среднее
P₂O₅%				
Апатит-сфен-силикатные в пироксенитах	5	18.5	24.8	22.5
Апатит-силикатные в силикокарбонатитах	21	2.25	9.2	5.11
Апатит-карбонатные в карбонатитах	20	8.82	12.5	7.34
Апатит-магнетитовые в нельсонитах	21	8.62	22.5	17.15
Средневзвешенное по рудам	67			9.45
FeO' (%)				
Апатит-сфен-силикатные в пироксенитах	6	12.1	20.8	14.34
Апатит-силикатные в силикокарбонатитах	10	6.8	12.1	8.64
Апатит-карбонатные в карбонатитах	14	3.26	10.4	3.93
Апатит-магнетитовые в нельсонитах	17	6.9	28.56	15.74
Средневзвешенное по рудам	47			10.67
TiO₂ (%)				
Апатит-сфен-силикатные в пироксенитах	10	8.65	16.44	12.2
Апатит-силикатные в силикокарбонатитах	18	3.88	7.46	4.86
Апатит-карбонатные в карбонатитах	14	3.8	8.4	5.16
Апатит-магнетитовые в нельсонитах	22	2.89	5.12	3.95
Средневзвешенное по рудам	64			6.54

Примечание: FeO' = FeO + 0.9 Fe₂O₃

Главными рудообразующими минералами апатит-магнетитовых руд нельсонитового типа являются апатит и магнетит. Кальцит и доломит выполняют роль связующей массы, заполняя межполосовые пространства и интерстиции рудообразующих минералов. Апатит в рудах мелкозернистый (0.5–1 мм), равномерно рассеян (20–30%) совместно с магнетитом (10–30%) или концентрируется вблизи полосчатых магнетитовых агрегатов, содержание которых увеличивается к центральной части нельсонитового тела. Наряду с полосчатыми выделениями магнетита развиты пятнистые его обособления с апатит-биотитовой оторочкой, что определяет пятнисто-полосчатую текстуру богатых апатит-магнетитовых руд, отмечаемую, кстати сказать, и в рудном комплексе Ковдора [11]. Среднее содержание железа в апатит-магнетитовых рудах составляет 17.5%.

Химический анализ апатитов из апатит-карбонатных и апатит-магнетитовых руд (табл. 2) свидетельствует о принадлежности их к низкофористой разновидности с небольшим содержанием РЗЭ (≤1%), что сближает исследуемые минералы с апатитами из доломитовых бефорситов черниговского комплекса Украинского Приазовья, сопровождающихся однотипным апатит-магнетитовым оруденением [8]. Апатиты из карбонатитов и силикатно-карбонатных пород в целом сходны по химизму с рудообразующими апатитами. Различие заключается в их несколько повышенной магнезиальности.

Из сравнения содержаний фосфора в эквивалентных типах апатитовых руд Дубравинского месторождения КМА и черниговского комплекса Украинского Приазовья следует, что оба рудонос-

Таблица 2. Химический состав апатитов из пород Дубравинского массива (%)

Оксиды	Лейкокарбонатит (севит)	Апатит-магнетитовая руда (нельсонит)	Пегматоидный карбонатит	Щелочной пироксенит с кальцитом, биотитом и щелочным амфиболом	Силикокарбонатит
SiO ₂	0.28	0.20	0.45	0.60	0.30
TiO ₂	не обн.	не обн.	0.05	0.18	0.02
Al ₂ O ₃	0.20	0.20	не обн.	не обн.	не обн.
Fe ₂ O ₃	не обн.	0.10	0.22	0.15	0.28
FeO	не обн.	0.05	0.10	0.06	0.02
MnO	не обн.	0.12	1.32	1.20	не обн.
MgO	53.68	53.84	53.33	54.21	55.70
SrO	не обн.	0.05	0.58	0.39	0.43
Na ₂ O	0.12	0.11	0.18	0.13	0.16
K ₂ O	0.08	0.04	не обн.	не обн.	0.18
P ₂ O ₅	41.51	41.88	40.70	40.81	41.68
H ₂ O	1.20	0.80	0.63	0.63	0.21
REE ₂ O ₃	0.94	0.85	0.79	0.55	0.75
F	1.7	1.35	1.29	1.00	1.06
CO ₂	0.64	0.40	0.39	0.24	не обн.
Сумма	100.26	99.94	100.03	100.15	100.79
O=F	0.72	0.61	0.54	0.42	0.45
Сумма	99.54	99.31	99.49	99.73	100.34

ных объекта характеризуются близкими содержаниями главного рудообразующего компонента при несколько более высоком средневзвешенном его

количестве в карбонатитах КМА [11]. В пределах черниговского комплекса выделены кимберлитовые карбонатиты, брекчиевидная текстура которых обусловлена сегрегационными включениями и ксенолитами силикатных пород в карбонатном цементе, содержащем апатит (5–12%). Подобные апатитовые породы в составе Дубравинского карбонатитового комплекса не установлены.

Редкие металлы (ниобий, тантал, цирконий, гафний) являются характерными элементами пород формации щелочных ультрамафитов и карбонатитов. Имеющиеся литературные данные о редкометальности карбонатитов [11] свидетельствуют о том, что накопление ниобия, тантала, циркония, гафния сингенетично процессу формирования карбонатитов, то есть повышенная редкометальность этих пород имеет эндогенную природу. Вместе с тем, представления о повсеместном аномальном обогащении карбонатитов редкими элементами в целом не соответствуют действительности. Различные фациальные типы этих пород обнаруживают, как правило, неодинаковый уровень концентрации ниобия, тантала и других редких металлов.

Немногочисленные аналитические данные по карбонатитам Дубравинского месторождения (25 определений) показывают сравнительно устойчивые содержания ниобия (85–180 г/т) и тантала (1.5–6 г/т) как в силикатных, так и карбонатных породах с некоторой тенденцией обогащения этими элементами апатит-магнетитовых руд нельсонитового типа (200 г/т ниобия и 12 г/т тантала). Отношение Nb/Ta **меняется в пределах 55–30**, опускаясь для апатит-магнетитовых руд до 18.5. Приводимые данные по содержанию и соотношению ниобия и тантала в карбонатитах КМА в целом соответствуют таковым для аналогичных образований щелочно-карбонатитовых комплексов мира [11], но занимают область наименьших концентраций и отношений Nb/Ta **установленного интервала** варьирования, что в общем случае не свидетельствует о перспективности карбонатитового комплекса КМА на редкометальное орудование. К этому следует добавить вероятное отсутствие собственных минералов ниобия и тантала. Элементы, по-видимому, рассеяны в породообразующих (пироксен, амфибол, биотит), рудных (ильменит, магнетит) и акцессорных (сфен) минералах, как это установлено для карбонатитов черниговского комплекса Украинского Приазовья [8].

Цирконий и гафний, в отличие от рассмотренных элементов, обнаруживают отчетливо выраженное стремление концентрироваться в щелочных сиенитах и нордмаркитах (360–520 г/т циркония и <1–5 г/т гафния). Из пород карбонатитовой серии наиболее обогащены этими элементами силикокарбонатиты (350 г/т и 2.5 г/т, соответственно). Отношение Zr/Hf (≥ 100) так же, как и

абсолютные содержания этих элементов, соответствуют карбонатитам магматической природы [4]. Основными концентратами циркония и гафния в карбонатитах являются собственные минералы циркония – циркон, присутствующий практически во всех породных группах, и бадделейт, присутствие которого вероятно в кальцит-доломитовых разновидностях. Кроме того, часть циркония и гафния рассеяна в породообразующих темноцветных минералах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование повышенных концентраций апатита сопровождается практически весь многоэтапный процесс развития карбонатитообразующей системы, начиная с кристаллизации силикатных парагенезисов и кончая экзоконтактовой фенитизацией [5, 6, 9]. При этом максимум насыщения фосфором достигается на собственно карбонатитовом этапе. Экспериментальные исследования растворимости фосфора в первичной магме нефелинитового состава показывают, что при температуре 1320°C щелочная магма растворяет 12.5% P_2O_5 , что в 1.5 раза выше растворимости этого компонента в толеитовом расплаве при той же температуре [7, 15]. Увеличение щелочности расплава стимулирует дальнейший рост растворимости P_2O_5 . Таким образом, щелочные магмы характеризуются весьма высокой фосфатностью, предопределенной повышенной концентрацией ювенильного фосфора в блоках “аномальной” мантии, ответственной за формирование щелочных (в том числе и карбонатитовых) расплавов. Последние, генерируемые вблизи солидуса мантийных перидотитов, могут растворять до 10% P_2O_5 . При этом солидус карбонатизированного перидотита снижается на 50°C и более [7].

В обособлении фосфора от силикатной и карбонатной матриц важная роль принадлежит флюидно-магматической дифференциации. Экспериментальные исследования в системах с фосфором содержащим щелочно-карбонатитовым флюидом свидетельствуют о появлении в интервале температур 1100–1350°C и давлений 18–20 кбар четких признаков несмесимости в жидком состоянии с обособлением силикатной, карбонатной и обогащенной фосфором фаз. Апатитовые сегрегации в карбонатитах являются следствием кумулюсной кристаллизации этого минерала, о чем свидетельствуют ярко выраженный идиоморфизм кристаллических индивидуумов и агрегатов апатита. Относительно возникновения апатит-силикатных концентраций в докарбонатитовых пироксенитах можно предположить, что некоторая часть фосфора осталась во флюидной фазе, которая, опережая карбонатитовый расплав, мигрировала в ранее сформировавшиеся ультраосновные породы,

катализируя апатитизацию и амфиболизацию до-карбонатитовых пород. По-видимому, с этой причиной связано накопление фосфора и в экзоконтактовых фенитах.

Как показали термобарогеохимические исследования минералов карбонатитового комплекса КМА, в породах присутствуют три генерации апатита: раннемагматический, кристаллизовавшийся из силикатного расплава при температурах 1000–1100°C, позднемагматический, кристаллизация которого происходила из солевого расплава при температурах 700–850°C и автотасоматический, отлагавшийся из флюида в пределах 650–400°C [9].

Апатит-магнетитовые руды нельсонитового типа, являются заключительными дифференциатами карбонатитового расплава, отделение которых от основного объема кристаллизующейся магмы возможно как на глубине, так и в камере современного залегания. В первом случае, апатит-магнетитовые руды прорывают вмещающие их карбонатиты, во втором – образуют с карбонатитами постепенные переходы, что обычно и отмечается в карбонатитах Дубравинского месторождения. Нельсонитовый расплав носил эвтектоидный в отношении P_2O_5 характер (18–22%) и испытывал ликвацию на существенно апатитовую (карбонат-apatитовую) и магнетитовую фракции. Ликвационная природа апатит-магнетитовых руд подтверждается их полосчатой и полосчато-шлировой текстурой, наблюдаемой во многих карбонатитовых массивах, в том числе и в карбонатитах КМА.

Перспективы апатитоносности карбонатитового комплекса КМА не исчерпываются Дубравинским месторождением. В пределах Курско-Белгородского блока, в непосредственной близости к Дубравинскому интрузивному массиву, выявлены Петровское и Северо-Волотовское щелочно-карбонатитовые тела, аналогичные по структурно-формационному положению и внутренней структуре эталонному Дубравинскому массиву. Немногочисленные, пока еще предварительные данные свидетельствуют о возможности обнаружения в них комплексных апатитовых руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасаров Ю.А. Геохимические особенности апатитовой минерализации Дубравинского месторождения карбонатитов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, № 2. С. 479–481.
2. Бочаров В.Л. Апатит-магнетит-силикатные руды Дубравинского месторождения КМА // Вест. Воронеж. ун-та. Сер.геол. 2008. № 1. С. 94–103.
3. Бочаров В.Л. Новое фосфатно-рудно-редкоземельное месторождение в центральной России // Регион: системы, экономика, управление. 2011. № 2. С. 190–197.
4. Бочаров В.Л., Багдасарова В.В., Белых В.И. Апатитоносность карбонатитового комплекса КМА // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 81–88.
5. Бочаров В.Л., Загнитко В.Н., Романчев Б.П. Условия кристаллизации пироксенитов и карбонатитов Дубравинского массива // Геохимия и физико-химическая петрология магматизма: тез. докл. XIV Семинара. М.: ГЕОХИ, 1988. С. 115.
6. Дубровский М.И. Генерация карбонатно-силикатных магм // Записки ВМО. 2004. № 6. С. 8–29.
7. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Фосфор в процессах плавления мантии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5. С. 1192–1194.
8. Кривдик С.Г., Бочаров В.Л., Левин В.Н. Возрастная и формационная корреляция докембрийских карбонатитов Украинского щита и Воронежского массива // Магматизм, метаморфизм и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы в связи с крупномасштабным картированием: тез. докл. IV регион. пертограф. совещ. Петрозаводск: ИГ КарФАН СССР, 1987. С. 187–190.
9. Романчев Б.П., Бочаров В.Л. Генетические типы апатита Дубравинского массива КМА // Геохимия. 1990. № 7. С. 1047–1052.
10. Романчев Б.П., Соколов С.В. Роль ликвации в генезисе пород карбонатитовых комплексов // Геохимия. 1979. № 2. С. 229–240.
11. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 191 с.
12. Соколов А.С. Классификация и закономерности размещения фосфатов // Мат-лы 27 сессии МГК. Т. 46. Неметаллические полезные ископаемые. М.: Наука, 1984. С. 48–58.
13. Чернышов Н.М., Лосицкий В.И., Молотков С.П. и др. Структурно-тектоническое районирование ВКМ (по геологическим и геофизическим данным) // Современные проблемы геологии. Воронеж: ВГУ, 1998. С. 5–7.
14. Eriksson S.C. Age of carbonatite and phoscorite magmatism of the Phalaboro complex (South Africa) // Chem. Geol. 1984. V. 46, № 2. P. 291–299.
15. Lee W.J., Wyllie P.J. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust constrained by the system $CaO-(MgO + FeO^*)-(Na_2O + K_2O)-(SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2)-CaO_2$ // J. Petrol. 1998. V. 39, № 3. P. 495–517.
16. Wooley A., Kempe D. Carbonatite nomenclature average chemical composition and elements distribution // Carbonatites: genesis and evolution. London: Unwin Hyman. Ltd, 1989. P. 1–14.

Рецензент И.Л. Недосекова

Apatite ores in Precambrian carbonatite of Kursk Magnetic Anomaly

N. M. Chernyshov, V. L. Bocharov

The Voronezh State University

In the centre of the European part of Russia in southeast part of Kursk Magnetic Anomaly some deposits and manifestations of apatite connected with alkaline-carbonatite complex are revealed. **Apatite-bearing carbonatites** form complex bow-shaped and linear bodies with extent of 6–10 km and width to 600 m, buried under sedimentary cover on the depths of 80–120 m. With the account of Dubravinsky deposit which is the largest and studied in details were allocated 4 types of ores: the apatite-sphene-silicates corresponding to precarbonatites stage, and other three – apatite-silicates in the silicatecarbonatites, apatite-carbonates in the melano- and leykocarbonatites and apatite-magnetites in sevits and nelsonits – corresponding to proper carbonatite stages of intrusive massif formation. The bulk of phosphorus is concentrated in carbonatites so the most productive for apatite mineralization was carbonatite stage of development of ore-magmatic system though separate local concentrations of rich apatite ores are connected with earlier silicate rocks.

Key words: *carbonatite complex, the Dubravinsky deposit, types of ores, apatite, magnetite, sphene, sevit, nelsonit.*