

6. Соллогуб В.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов // Геол. журн., 1977. — № 2. — С.23–31.
7. de Boorder H., Van Beek A.J.J., Dijkstra A.H., Galetsky L.S., Koldewe G., Panov B.S. Crustal architecture of the Donets Basin: tectonic implications for diamond and mercury — antimony mineralization // Tectonophysics. — 1996. — V. 268. — P.293–309.
8. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. — М.: Недра. — 1978. — 176 с.
9. Усков М.В. Структура допалеозойского фундамента восточной части Северного Донбасса // Геология и разведка угольных месторождений. — М.: Недра, 1971. — С.45–52.
10. Погребнов Н.Н. Опыт использования космических снимков для анализа геологического строения Восточного Донбасса. // Методы изучения тектоники угольных месторождений в процессе разведки и эксплуатации. — М.:Недра, 1981. — С.67–72.
11. Геология Большого Кавказа / Под ред. Г.Д. Аджирея. — М.: Недра. — 1976. — 263с.
12. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. — 1996. — V268. — P. 1–21.
13. Chernyshov N.M., Nenakhov V.M., Lebedev I.P., Strik Yu.N. A model of geodynamic history of the Voronezh Massif in the Early Precambrian // Geotectonics. — 1997. — V31. — P.186–194.
14. Левенштейн М.Л., Лагутина В.В., Каминский В.В. Комплект карт мощности и строения угольных пластов среднего карбона Донецкого каменноугольного бассейна. Масштаб 1:500000. — Киев: Центр. тем. экспедиция, 1991. — 100 с.
15. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — Т.1. — 1201 с.
16. Чекунов А.В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геол. журн., 1976. — № 1. — С.119–123.
17. Михайлова Н.П., Орлова М.И. Девонский палеомагнитный полюс и его значение для тектонической интерпретации (Донбасс) // Геоф. журн., 1996. — №6. — С.45–57.
18. Привалов В.А. Вращение блоков и сценарий тектонической эволюции Донецкого бассейна // Геология і геохімія горючих копалин, 1998. — №4. — С.142–158.
19. Привалов В.А., Панова Е.А., Азаров Н.Я. Тектонические фазы в Донецком бассейне: пространственно-временная локализация и характер проявления // Геология і геохімія горючих копалин, 1998. — №4. — С. 11–18.
20. Погребнов Н.И. История тектонических движений и осадконакопления в восточной части Большого Донбасса // Геология и разведка угольных месторождений. — М.: Недра, 1971. — С.15–24.
21. Нагорный Ю.Н., Нагорный В.Н. Генезис складок Донецкого бассейна // Геол. журн., 1987. — №5. — С.43–47.
22. Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. — М.: Наука, 1987. — С.164–170.
23. Белоконь В.Г. Глубинное строение Донбасса // Геол. журн., 1975. — № 5. — С.11–25.

© Привалов В.А., 2001

УДК 552. 321.6 (477.64)

ПОПОВЧЕНКО С.Е., ШУКАЙЛО Л.Г. (ЦАТИ НГА Украины)

О ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ УЛЬТРАБАЗИТОВ КАПИТАНОВСКОГО МАССИВА (СРЕДНЕЕ ПОБУЖЬЕ)

По результатам детального минералого-петрографического изучения пород и строения Капитановского массива обосновывается карбонатитовая природа кальцифиров. Рассматриваются условия формирования, определяется формационно-генетическая принадлежность ультрабазитов массива.

В Среднем Побужье распространены массивы ультрабазитов, которые приурочены к глубинным разломам, сопровождающим Голованевскую шовную зону на границе мегаблоков Украинского щита [1]. Массивы имеют плитообразную, реже

изометрическую форму и приурочены к основным тектоническим зонам Среднего Побужья. По времени формирования они относятся к позднеархейскому или раннепротерозойскому магматизму [2].

Согласно [1, 3], ультрабазиты Среднего Побужья относятся к двум формациям — дунит-перидотит-габбро-норитовой и дунит-перидотитовой. Петрохимические особенности и структурное положение позволяют считать их производными ультраосновной магмы с глубокофокусным генерированием. Ультрабазиты формаций отличаются по своим петрохимическим характеристикам и металлогенической специализации. Так, в корах выветривания всех массивов присутствуют силикатно-никелевые руды, а хромитоносными являются только массивы дунит-перидотитовой формации. Причины различной металлогенической специализации данных формаций до настоящего времени не определены и остается открытым вопрос их генезиса.

В целях определения формационно-генетической принадлежности ультрабазитов Капитановского массива нами были выполнены детальные минералогическо-петрографические исследования по шести скважинам четырех опорных разрезов в его южной части. Изучались особенности строения массива, взаимоотношения слагающих его пород. Микроскопическое изучение сопровождалось определением состава породообразующих минералов по методу Федорова. Для определения химического состава минералов применялись электронные микроскопы JEOL JСХА-733 с WDS-анализатором, JEOL JSM-6400 с EDS-анализатором, CAMECA SX-50 (WDS метод). Диагностика карбонатов осуществлялась с применением дифференциально-термического и рентгено-структурного анализов.

Несмотря на достаточно хорошую изученность Капитановского массива ультрабазитов до настоящего времени остаются нерешенными вопросы условий образования и металлогении переслаивающихся с ультрабазитами кальцифиров внутри массива, условно называемых силикатно-карбонатными породами. Как и другие породы массива они содержат хромшпинелиды в виде акцессорной минерализации и богатое вкрапленное оруденение хромитов.

По мере накопления фактического материала взгляды на происхождение силикатно-карбонатных пород Капитановского массива менялись. В наиболее ранних работах по ультрабазитам Среднего Побужья силикатно-карбонатные породы относились к кальцифирам [1]. В более поздних геологических отчетах Правобережной ГРЭ высказывались мнения о магматическом происхождении этих пород. Отмечалось, что они по составу и облику отвечают кальцифирам и магнезиальным скарнам, но имеют морфологические и металлогенические особенности, которые не позволяют их считать метасоматическими. В частности, это объяснялось тем, что силикатно-карбонатные породы отличаются аномальными содержаниями никеля, кобальта, хрома, что не характерно для скарнов, образовавшихся по стратиформным карбонатным породам.

Силикатно-карбонатные породы наряду с серпентинитами распространены по всему разрезу массива в виде микрополосчатых проявлений до мощных пластообразных тел. В зоне восточного контакта массива силикатно-карбонатные породы образуют крупные тела мощностью 40–80 м и протяженностью до 1 км. Также они встречаются среди серпентинитов в виде изолированных обособлений. Для силикатно-карбонатных пород характерно как однородное массивное, так и полосчатое строение. В них широко распространены включения серпентинитов, иногда других пород массива. Размер включений колеблется от мельчайших агрегатных скоплений серпентинизированных зерен оливина на уровне микроскопических наблюдений до десятков сантиметров.

По изученным скважинам силикатно-карбонатные породы составляют около 40% от суммарной мощности массива. Силикатные и силикатно-карбонатные породы на макроуровне характеризуются достаточно четкими контактами. При микроскопическом изучении наблюдаются постепенные взаимопереходы этих пород между собой и хромититами. Своеобразным является взаимопереход между аподунитовыми серпентинитами и силикатно-карбонатными породами. В серпентинитах, как правило, распространен интерсертальный карбонат по своим оптическим свойствам идентичный карбонату силикатно-карбонатных пород. По мере приближения к контакту этих пород количество карбоната в серпентините постепенно возрастает. К зонам контактов приурочены мономинеральные обособления с составом ортопироксенитов, горнблендитов. Кроме того, при микроскопических исследованиях установлено присутствие в строении массива немногочисленных маломощных тел габбро-норитов и анортозитов. Типоморфными минералами ультрабазитов и силикатно-карбонатных пород массива являются оливины, карбонаты и шпинелиды.

Оливин — главный порообразующий минерал ультрабазитов и силикатно-карбонатных пород. За редким исключением оливин обычно наблюдается в виде реликтовых зерен, сохранившихся при серпентинизации его изометрических кристаллов с характерным размером 0,5–1 мм. Содержание оливина в породах колеблется в широких пределах. Для аподунитовых серпентинитов определяется реликтовая панидоморфная структура с сохранением контуров полигонально-изометрических сечений исходного мономинерального агрегата оливина. Силикатно-карбонатные породы состоят из карбонатного агрегата, в котором достаточно равномерно распределены округлые в той или иной степени серпентинизированные разрозненные зерна оливина или их агрегаты. По отношению к другим минералам оливин всегда имеет более идиоморфную форму кристаллов, что свидетельствует о его ранней кристаллизации.

Известно, что типоморфным признаком оливина является его железистость. Ранее было установлено, что железистость оливинов из пород гипербазитового комплекса составляет 5,6–13,9% [1]. В целях определения железистости оливинов пород Капитановского массива нами с помощью метода Федорова определялись величины их углов оптических осей. В результате подтверждена очень низкая железистость оливинов не только ультрабазитов, но и силикатно-карбонатных пород. Оливины аподунитовых серпентинитов и в большинстве случаев силикатно-карбонатных пород обычно представлены форстеритом с содержанием до 10% фаялитовой молекулы. Наиболее железистый оливин ультрабазитов с содержанием 15% фаялитовой молекулы был встречен в верлите. Кроме того, встречены силикатно-карбонатные породы, в которых оливин представлен гиалосидеритом с содержанием около 35% фаялитовой молекулы. Серпентинизация оливина сопровождается выделением гистерогенного магнетита. При этом содержание последнего не всегда одинаково, что находит свое отражение в результатах определений состава оливина по методу Федорова. Если эта зависимость реальна, силикатно-карбонатные породы с гиалосидеритом характерны только для самой южной части Капитановского массива и их наличие в разрезе скважин совместно с форстеритсодержащими породами может свидетельствовать о разновременном их формировании.

Карбонаты широко распространены в ультрабазитах и являются порообразующими минералами силикатно-карбонатных пород. В ультрабазитах карбонат как правило выполняет межгранулярные пространства других минералов. Особенно ярко это выражено в местах скопления зерен оливина в силикатно-карбонатных породах и аподунитовых серпентинитах с отдельно обособленными кристаллами карбо-

ната с резко выраженным ксеноморфизмом. Такой карбонат ультрабазитов равновесный по отношению к силикатам, поскольку его присутствие не вызывает характерных для наложенной карбонатизации преобразований оливинов и клинопироксенов — серпентинизации, амфиболизации, биотитизации и др. В шлифах наблюдается два карбоната — мутно-серый с буроватым оттенком и бесцветный. За некоторым исключением бесцветный карбонат наблюдается в незначительном количестве или вовсе отсутствует. Весьма характерны изометрически-зернистые агрегаты с полигональными и округлыми сечениями индивидов карбоната. Наряду с этим в силикатно-карбонатных породах встречаются зерна карбоната с неправильной формой. Размер зерен карбоната в этих породах колеблется в широких пределах от первых десятых до нескольких мм с характерным размером зерен близким к 1 мм. Крупные зерна карбоната содержат включения оливина, хромшпинелидов (пойкилитовая структура), что объясняется его перекристаллизацией. Дифференциально-термический и рентгеноструктурный анализы, электронно-зондовые определения состава карбонатов показали однообразный кальцит-доломитовый состав карбонатной составляющей пород.

Шпинелиды являются характерными акцессорными минералами всех изучавшихся пород Капитановского массива. В некоторых случаях они присутствуют в значительных количествах и играют роль второстепенных и даже главных породообразующих минералов. При этом наблюдается пространственная и, согласно [6], возможно генетическая связь богатой хромитовой минерализации с силикатно-карбонатными и габброидными породами. Результаты определений состава шпинелидов электронно-зондовым методом свидетельствуют, что они представлены хромитами с широким диапазоном вариации содержания в них хрома, магния, железа и алюминия — от хромпикотита до хромистого магнетита (Cr_2O_3 — 9%), шпинель по своему составу близка к бурому пикотиту.

В ультрабазитах по форме и размерам зерен, взаимоотношению с силикатными минералами выделяются две генерации шпинелидов. К первой генерации относятся мелкие (с диаметром до 0,1–0,2 мм) кристаллы шпинелидов, которые образуют вроски в оливине. В некоторых случаях кристаллы оливина содержат мельчайшие эмульсионно-капельные включения шпинелидов. Шпинелиды первой генерации образовались раньше или одновременно по отношению к оливину. Ко второй генерации относятся шпинелиды, которые располагаются между другими породообразующими минералами. При этом для хромитов характерны изометрические идиоморфные кристаллы с обычным размером около 0,5–1 мм. Шпинелиды наблюдаются как в виде изометрических округлых зерен, так и в виде интерсертальных обособлений со сложной конфигурацией. Интерсертальные шпинелиды находятся во взаимосрастании с пироксенами и карбонатами, что указывает на образование второй их генерации при кристаллизации расплавов после оливина. По отношению к другим минералам их образование может быть одновременным или более поздним.

Силикатно-карбонатные породы вмещают, как правило, вкрапленное оруденение с содержанием хромита до 10–15%, реже более богатое до сплошного оруденения, которое представлено алюмомагнезиальным и алюможелезистым хромитом с содержанием Cr_2O_3 20–42%. По морфологии хромита выделяется две разновидности, представленные овальными и близкими к идиоморфным зернами (с диаметром первые десятые доли до 1 мм) и мелкими (0,01–0,2 мм) ксеноморфными зернами. Интерсертальная форма ксеноморфных зерен указывает на более позднее образование хромита по отношению к карбонату и оливину. При наличии в породе шпинели последняя замещается хромитом.

В силикатно-карбонатных породах шпинель в отличие от хромита менее распространена. В породах с хромитом она обычно отсутствует и встречается самостоятельно. Отмечаются случаи совместного нахождения в породах шпинели и хромита чаще всего на уровне единичных ее зерен, иногда до 5–10% при почти равном их соотношении. Обычно зерна шпинели имеют округлую изометрическую, близкую к идиоморфной форму с диаметром около 0,5–1 мм. Шпинель имеет зеленую, буровато-зеленую окраску и по своему составу может быть отнесена к плеонасту или пикотиту.

Силикатно-карбонатные породы содержат включения фрагментов шпинелевых апоперидотитовых серпентинитов. По экспериментальным данным шпинелевый перидотит с ассоциацией оливин + пироксены + шпинель устойчив в диапазоне давлений $18\text{--}30 \cdot 10^8$ Па и температур $1300\text{--}1400^\circ\text{C}$, что отвечает интервалу глубин 60–100 км. В перидотите интерсертальная шпинель, которая развивается по границе раздела прямоугольных сечений пироксенов, приобретает скелетную и футлярообразную форму. Удлиненные кристаллы шпинели срastaются с чичевицеобразными обособлениями карбоната. В местах более крупных обособлений шпинель содержит округлые симплектитоподобные включения карбоната. Это указывает на одновременное с образованием шпинели обособление капелек карбонатного расплава. Согласно [5] кристаллизация жилков карбонатитов в ксенолитах перидотитов мантийного происхождения протекала при температуре $1100\text{--}1200^\circ\text{C}$ и давлении $10\text{--}15 \cdot 10^8$ Па. Приведенные данные свидетельствуют об образовании шпинелевых перидотитов в верхней мантии, а это в свою очередь позволяет утверждать, что ультрабазиты Капитановского массива являются продуктами эволюции верхней мантии. Этим объясняются благоприятные условия зарождения исходных расплавов силикатно-карбонатных пород как своеобразных карбонатитов. Геолого-структурное положение, строение Капитановского массива, петрохимические и минералого-петрографические особенности состава его пород не противоречат установленным закономерностям формирования карбонатитов [6].

Для объяснения условий образования Капитановского массива приемлема двустадийная позднемагматическая модель образования хромитовых руд [4], согласно которой при его формировании было не менее двух циклов активизации магматических процессов. Вначале в связи с зарождением глубокофокусного магматического очага и дальнейшим развитием всех стадий мантийного диапира сформировалась серия пород Капитановского массива с петрохимической специализацией ультрамагбазитов по Н.Д.Соболеву. К наиболее характерным породам первого цикла можно отнести дуниты, шпинелевые перидотиты и силикатно-карбонатные породы с магнезиальным оливином и хромитом, а также клинопироксениты. Возобновление активизации магматических процессов происходило на более высоком гипсометрическом уровне и в это время сформировались породы с петрохимической специализацией ультрафербазитов и ультраальбазитов по Н.Д.Соболеву. Характерными породами наряду с перидотитами становятся клинопироксениты, из остаточных силикатных расплавов кристаллизуются породы основного состава. В это время образуются железистые хромиты. Наблюдается кристаллизация расплавов по схеме ортопироксен → клинопироксен → плагиоклаз, в строении массива встречаются редкие проявления основных пород, наблюдаются габбронориты с вкрапленным оруденением железистого хромита. Силикатно-карбонатные породы второго цикла содержат железистый оливин.

Полосчатое строение Капитановского массива объясняется частыми небольшими пульсациями остаточных расплавов из первоначального очага, а также возоб-

новлением активизации магматических процессов. И, наконец, данная модель объясняет образование включений ультрабазитов в силикатно-карбонатных породах Капитановского массива. На стадии образования мантийного диапира обогащенные летучими компонентами интеркумулятные расплавы движутся вдоль разломов и захватывают фрагменты кумулятного слоя.

Согласно модели формирования дунит-клинопироксенитовых массивов [7], образование клинопироксенитов протекает в условиях высокотемпературного пластического состояния дунитов (1800–1300°C), а сегрегация хромита совершается в ходе высокотемпературного течения в мантии или при подъеме дунитового диапира в верхние горизонты земной коры. Предполагается, что сквозьдунитовый поток летучих компонентов, мигрировавший через осевую зону диапира, выносил из нее хром и платиноиды по своей периферии. Наличие в хромитовых рудах Капитановского массива летучих компонентов в виде сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов железа, никеля, кобальта, меди, платиноидов, а также особенности строения и состава ультрабазитов позволяют принять за основу эту модель, которая вполне способна объяснить необычайно повышенную продуктивность по хрому ультрабазитов Побужья, имеющих промышленную ценность, при столь незначительных размерах самих массивов.

Согласно критериям формационно-генетической классификации [8] ультрабазиты Капитановского массива относятся к переходным типам от мантийных диапиров складчатых зон к щелочно-ультраосновным ассоциациям платформ с некоторым унаследованием признаков альпинотипных ультрабазитов, что возможно обусловлено своеобразием архей-нижнепротерозойской обстановки в краевых (рифтогенных) областях протоплатформ и становления массивов в две стадии. Первая стадия соответствует условиям формирования мантийных диапиров, вторая - преобразованию последних с развитием прототипов карбонатитовой магмы без отчетливо выраженных процессов щелочного метасоматоза и сопутствующей ему редкоземельного оруденения. Вместе с тем, присутствие до 0,1% церия в силикатно-карбонатных породах, наличие щелочного метасоматоза во вмещающих породах приближает их к средству с карбонатитовыми расплавами. В этой связи единичные находки повышенных концентраций в корах выветривания РЗЭ легкой группы указывают на возможность формирования при экзогенных процессах их собственно промышленных месторождений.

Для подобного формационно-генетического типа металлогенической особенностью, по-видимому, будет являться резкое преобладание Ru среди редких платиноидов, наличие существенных концентраций палладия при ярко выраженном преобладании в рядовых пробах над ним Pt, широкий спектр сульфоарсенидных, сульфидных минералов платиноидов и их природных сплавов, пространственно-сопряженным с хромитовым оруденением. С другой стороны, присутствие в данной формации гранатсодержащих пород типа гранатовых лерцолитов, наличие в первично-магматическом гранате пироповой составляющей косвенно указывает на потенциальную алмазоносность подобных ультрабазитов.

Список литературы

1. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. — К.: Наук.думка, 1984. — 232 с.
2. Щербаков И.Б. Эволюция магматизма Украинского щита // Минерал. журн., 2000. — № 2. — Т. 22. — С.36–47.
3. Каневский А.Я. Химические составы горных пород докембрия Среднего Побужья (Украинский щит). — К.: Наук.думка, 1997. — 300 с.

4. Peck D. C., Keays R. R. Geology, Geochemistry and Origin of Platinum — Group Element — Chromitite Occurrences in the Heazewood River Complex, Tasmania // Economic Geology, 1990. — V. 85. — P.765–793.
5. Chalot-Prat., Arnold M. Immiscibility between calciocarbonatic and silicate melts and related wall rock reactions in the upper mantle: a natural case study from Romanian mantle xenoliths // Zithos., 1999. — N 4. — P.627–654.
6. Булах А. Г., Иванников В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. — Л.: ЛГУ, 1984. — 244 с.
7. Лазаренков В.Г., Иванов О. Скоробогатов И.Н. Новая оценка перспектив промышленной платиноносности зональных ультрамафитовых массивов платиноносного пояса Урала // Платина России. — М.: Геоинформарк, 1994. — С.103–108.
8. Иванов О.К. Критерии различия мантийных и коровых ультрамафитов // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов. — Иркутск, 1990. — С. 70–74.

© Поповченко С. Е., Шукайло Л. Г., 2001

УДК 551.26.03

ГУЩЕНКО О.И., ГУЩЕНКО Н.Ю., МОСТРЮКОВ А.О., КУЗНЕЦОВ В.А., СЕРГЕЕВ А.А., ПЕТРОВ В.А., ИЛЬИН А.В. (Геологический институт РАН), РАСЦВЕТАЕВ Л.М., ТВЕРЕТИНОВА Т.Ю., СИМ Л.А., КОРЧЕМАГИН Д.В. (МГУ), ВАСИЛЬЕВ Н.Ю. (МГГА), ДУДНИК В.А., КОРЧЕМАГИН В.А. (ДонНТУ)

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРЕСС-МОНИТОРИНГ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Описана методика тектонического стресс-мониторинга, включающая определение алгоритма выделения временной последовательности полей напряжений. Приведена характеристика современного поля напряжений Причерноморского региона, которая включала в себя определение ориентировок осей сжатия и растяжения, а также распределение значений коэффициента Лодэ-Надаи.

Исследования современных и древних деформационных процессов по данным о медленных (криповых) и быстрых (сейсмогенных) разрывных перемещениях в литосфере и выявление на их основе особенностей развития тектонического поля напряжений обеспечивают принципиальную возможность описания эволюции во времени краевых условий деформирования — одного из главных элементов физической модели механизма деформационного процесса.

Возможность существенного продвижения в данном направлении исследований обеспечивается накопленной к настоящему времени обширной базой геологических данных о трещинных и разрывных смещениях в литосфере и наличием достаточно надежной методической базы — автоматизированной системы тектонического стресс-мониторинга, разработанной О.И.Гущенко и А.О.Мострюковым на основе Кинематического метода Гущенко [1–5]; Гущенко и Кузнецов [6]; Гущенко, Мострюков и Петров, [7]. В технологии мониторинга учтены отдельные элементы методик, рассмотренных в работах Angelier J. [8–10]; Батдорф и Будянский [11]; Carey и Brunier [12]; Echecorag и Vasseur [13]; Гзовский [14]; Корчемагин и Емец [15]; McKenzie [16]; Николаев [17]; Расцветаев [18]; Ризниченко [19]; Степанов [20]; Trinh Phan-Trong [21]; Юнга [22]. Созданная система мониторинга обеспечивает возможность пространственно-временное слежения за тектоническими полями напряжений и деформаций на основе геологических данных в сходных для них уровнях макро-