

УДК 551.71/.72 (477 + 470.22 + 470.323)

Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, А.Н. Пономаренко

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ ПОРОД СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОГО, КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНОВ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ВОРОНЕЖСКОГО МАССИВА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Зеленокаменные ассоциации Украинского щита формировались в течение узкого интервала времени от 3,2 до 3,0 млрд лет. От 2,8 до 2,6 млрд лет в пределах Среднеприднепровского мегаблока формируются мощные коры выветривания, являющиеся источником для накопления терригенных пород криворожской серии (2,6—2,0 млрд лет). В Карельском кратоне формирование зеленокаменных ассоциаций происходило от 3,2 до 2,5 млрд лет, что свидетельствует об иной направленности эволюции литосферы в этом регионе. Этим объясняется разный возраст железорудных месторождений Криворожья и Костомукши. Зеленокаменные ассоциации Воронежского кристаллического массива полностью подобны аналогичным образованиям Среднеприднепровского мегаблока.

Введение. Зеленокаменные ассоциации пород имеют ведущее значение для объективного воссоздания ранней истории Земли. Они установлены практически на всех докембрийских щитах мира и благоприятны для изучения вещественного состава и установления изотопного возраста, т. к. в большинстве случаев подвержены лишь зеленосланцевой или низкотемпературной амфиболитовой фациям метаморфизма [11]. Благоприятным является и тот факт, что в большинстве случаев пространственно, а часто и генетически с зеленокаменными породами связаны гранитоидные комплексы пород, по которым также можно получить важную информацию о их вещественном составе и возрасте.

В геолого-тектоническом и геохронологическом отношении зеленокаменные породы сохранились в древних геологических структурах, именуемых кратонами.

В настоящее время, по мнению большинства исследователей, раннедокембрийские

кратоны сохранились как реликтовые образования докембрийских суперконтинентов — Ваалбара, Сьюпериор [29, 30], существовавших в палео- и мезоархее (3,6—2,8 млрд лет) и, частично, в неорхее (2,8—2,5 млрд лет).

В Восточно-Европейской платформе зеленокаменные ассоциации пород широкое развитие получили в геологических структурах, подстилающих курскую серию с железисто-кремнистыми породами. Сходные геологические соотношения характерны и для железисто-кремнистой криворожской и зеленокаменной породной ассоциаций конкской серии, тогда как железисто-кремнистые породы костомукшской серии имеют иную стратиграфическую позицию. Иначе говоря, криворожская и курская серии датируются палеопротерозоем, а костомукшская серия — неорхеем.

Цель данной статьи — возрастная корреляция зеленокаменных ассоциаций, гранитоидных комплексов и рудных формаций геологических структур, наиболее полно изученных в геохронологическом отношении, — Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита (УЩ), Карельского кратона Балтийского щи-

© Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко,
А.Н. Пономаренко, 2009

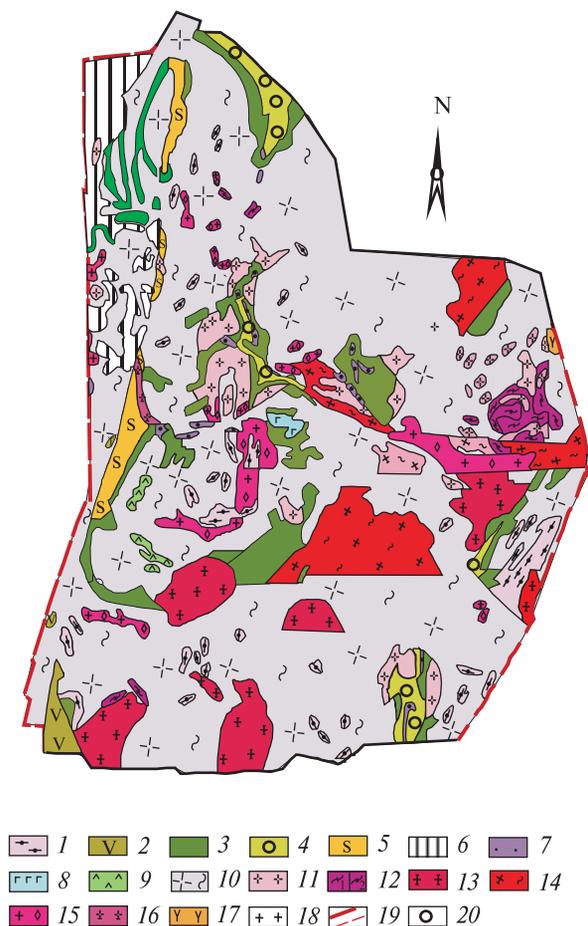


Рис. 1. Схема геологического строения Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области УЩ: 1 — аульская серия; 2 — конкская серия нерасчлененная; 3 — конкская серия (3200—3070 млн лет); 4 — белозерская серия (3070—3000 млн лет); 5 — криворожская серия (2500—2000 млн лет); 6 — ингуло-ингулецкая серия (2500—2000 млн лет); 7 — интрузии ультрабазитов; 8 — интрузии габброидов (3100 млн лет); 9 — александровский комплекс (>3060 млн лет); 10 — днепропетровский комплекс; 11 — сурский комплекс (3170—2950 млн лет); 12 — нерасчлененные плагиомигматиты переменного состава. Токовский и мокромосковский комплексы: 13 — граниты (2850—2800 млн лет); 14 — плагиомикроклиновые мигматиты; 15 — граниты аплито-пегматоидные; 16 — анновский комплекс (2620 млн лет); 17 — сиениты (2060 млн лет); 18 — кировоградский комплекс (1950 млн лет); 19 — тектонические разломы; 20 — точка отбора геологической пробы и ее номер

та (БЩ), Михайлово-Белгородского и Орловско-Тимского поясов Воронежского кристаллического массива (ВКМ) (рис. 1—3).

Следует отметить, что в пределах УЩ зеленокаменные ассоциации пород известны и в пределах Приазовского мегаблока, но пока

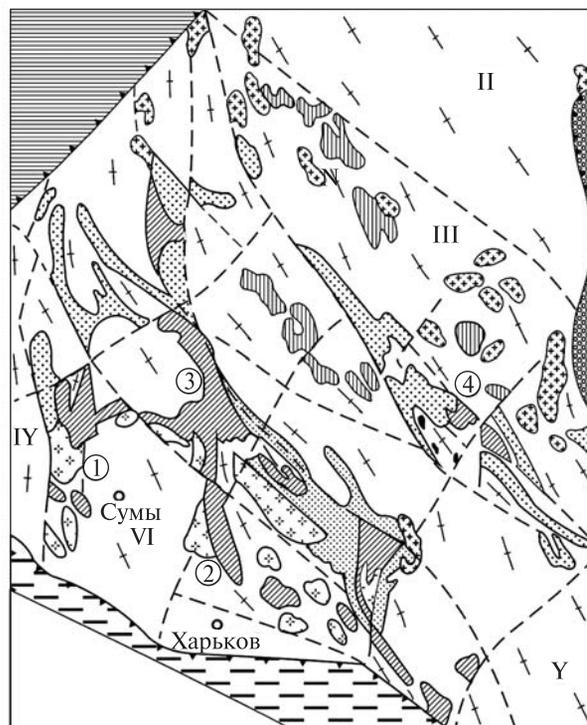


Рис. 2. Схема геологического строения гранит-зеленокаменной области ВКМ. Формационные комплексы: 1 — чарнокит-гранулитовый, 2, 3 — плагиогранит-амфиболитовый (2 — обоянская серия, 3 — покровская серия), 4 — зеленокаменный. 5 — метаосадочный, 6 — нижнепротерозойский протоплатформенный (лосевская серия). Формации: 7 — гипербазитовая, 8 — тоналит-плагиогранитная, 9 — гранитная, 10 — образования ДДВ; 11 — глубинные разломы межблоковые (а) и внутриблоковые (б). Зеленокаменные пояса (цифры в кружках): 1 — Крупецкой, 2 — Сторожевско-Борисовский, 3 — Михайловско-Белгородский, 4 — Петровско-Волотовский. Геоблоки (римские цифры): I — Калужско-Брянский, II — Данковский, III — Касторненский, IV — Шосткинский, V — Россошанский, VI — Сумский [22]

они в геохронологическом отношении недостаточно изучены.

Главное внимание при возрастной корреляции породных ассоциаций и рудных формаций уделено нижним и верхним рубежам их формирования (рис. 4).

Среднеприднепровский мегаблок — это гранит-зеленокаменный кратон архейского возраста (рис. 1). Преобладающая часть площади Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) сложена плагиогранитоидами (тоналитами и тоналито-гнейсами) днепро-

петровского комплекса с достаточно редкими останцами метаморфических пород. Выделяются мезоархейские зеленокаменные пояса, к фрагментам которых относятся Верховцевская, Софиевская, Чертомлыкская, Сурская, Конкская, Белозерская и другие зеленокаменные структуры (ЗС), размеры которых не превышают 50 км. Для Среднеприднепровского мегаблока характерны брахискладки (до 30 × 15 км), амёбовидные или близкие к линейным зеленокаменные синформы. Мощность осадочно-вулканогенных толщ — 5—20 км [6, 10, 19, 28]. Глубина Мохо под зеленокаменными структурами Среднеприднепровского мегаблока колеблется от –28 до –56 км, а между ними она опускается до отметок –45...–55 км и имеет холмистую или субгоризонтальную поверхность [16].

Зеленокаменные пояса сложены конкской и белозерской сериями и залегающей стратиграфически выше них тепловской толщей [10, 28]. Конкская серия (мощностью около 15 км) сложена метаморфизованными толеитовыми базальтами, коматиитами, железисто-кремнистой формацией *BIF* с подчиненным количеством метаандезитов и кислых метавулканитов в верхней части разреза. Она несогласно перекрывается белозерской серией (около 2,5 км), представленной главным образом метатерригенными породами, железисто-кремнистой формацией, вмещающей крупные месторождения богатых железных руд. Осадочно-вулканогенные породы конкской серии разделяются на четыре свиты, соответствующие определенным формациям (снизу-вверх): сурская (коматиит-толеитовая и джеспилит-толеитовая формации с взаимными переходами по латерали), чертомлыкская свита (дацит-андезит-толеитовая формация), алферовская свита (коматиитовая формация), соленовская свита (риолит-дацитовая формация). Белозерская серия разделяется, соответственно, на михайловскую (сланцево-псефито-псаммитовая формация), запорожскую (коматиитовая-джеспилитовая кремнисто-сланцевая формация) и переверзевскую (углеродистая алевропсаммитовая формация) свиты. Тепловская толща (426 м) сложена чередованием метаэффузивов основного и ультраосновного состава — метабазами, метапикритами.

На Среднеприднепровском мегаблоке выделяются расслоенные мезоархейские интрузии возрастом около 3,1 млрд лет — Александ-

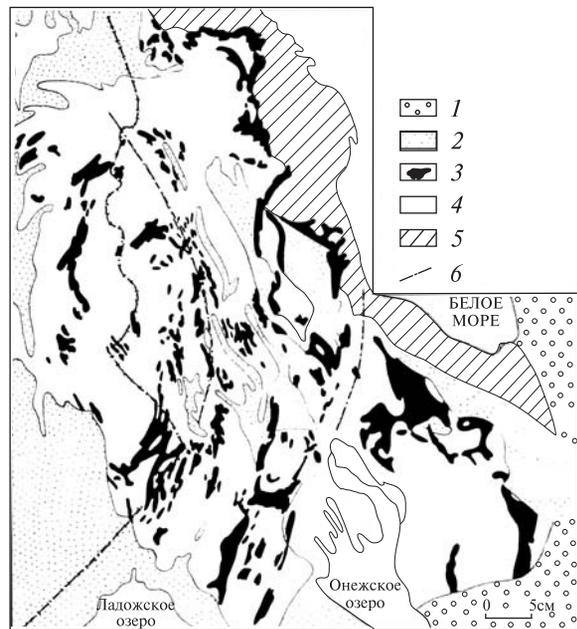
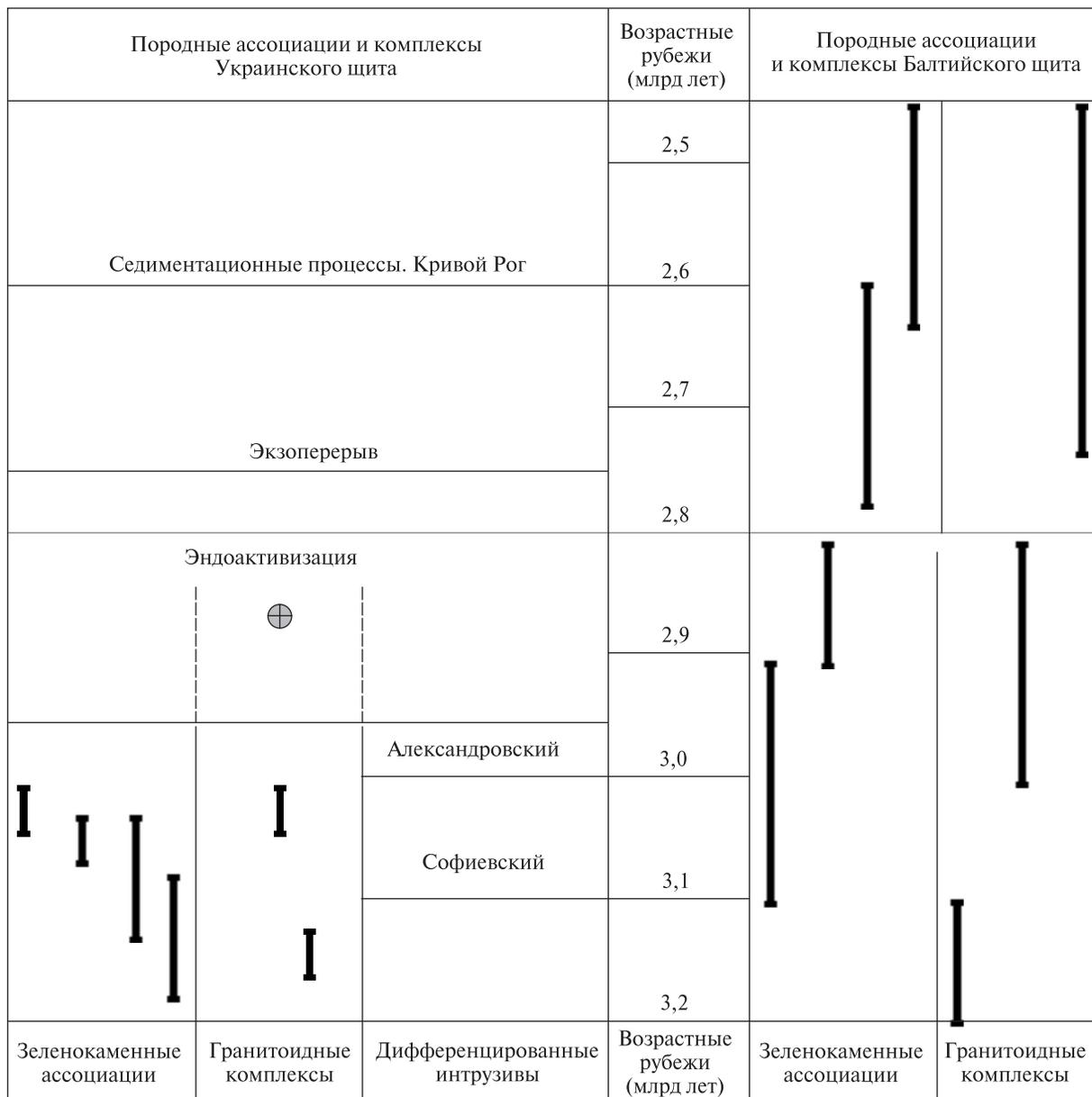


Рис. 3. Схема геологического строения Карельской гранит-зеленокаменной области: 1 — палеозойский чехол, 2 — протерозойские образования, 3 — зеленокаменные породы верхнего архея, 4 — гнейсо-гранитные ареалы, 5 — беломорида — границы доменов коры, 6 — разломы [24]

ровская и Софиевская, что указывает на стабильные тектонические условия к моменту их становления. С этапом кратонизации Среднеприднепровской ГЗО связано формирование гранитоидов тоналит-гранодиоритовой (ТТГ) формации — ранней и поздней интрузивных фаз сурского комплекса [4, 12, 25]. Интрузии калиевых гранитов мокромосковского и токовского комплексов возрастом 2,85—2,8 млрд лет образовались на этапе активизации Среднеприднепровской ГЗО.

Вопросам петрологии гранит-зеленокаменных ассоциаций посвящены многочисленные работы Н.П. Семененко, В.Л. Бойко, Р.Я. Белевцева, В.Д. Ладиевой, Т.А. Скаржинской, О.М. Струевой, А.А. Сиворонова, Е.М. Крестина, Л.Г. Данилович, С.Б. Лобач-Жученко, Б.И. Малюка, А.Г. Смоголюка, А.Б. Боброва, И.Б. Щербакова, В.И. Орсы, К.Е. Есипчука и других исследователей. Благодаря их усилиям, детально разработаны петрография и петрология комплекса зеленокаменных пород, являющихся базисом для их дальнейшего изучения.

В составе вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций зеленокаменных поясов присутствуют вулканиды всех главных петрографических групп — от ультраосновных до



⊕ — 1

Рис. 4. Возрастные рубежи формирования Среднеприднепровского и Карельского кратонов. 1 — гранитоиды этапа активизации

кислых. Они образуют закономерные парагенетические ассоциации, которые выделяются как определенные формации — коматиит-толеитовая, дацит-андезит-толеитовая, коматиитовая и риолит-дацитовая [2, 19, 20]. Эти формации соответствуют определенным тектоническим этапам в развитии зеленокаменных поясов. Первые две формации имеют широкое площадное распространение и являются гетеросериальными. Они включают вулканические породы коматиитовой, толеитовой

и известково-щелочной серий. Риолит-дацитовая формация имеет локальное распространение и является гомосериальной. Важнейшая особенность этой формации — ее комагматичность с тоналит-плагιοгранитной формацией. Ниже приведена петрологическая характеристика вулканических пород зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока.

Ультраосновные вулканыты. Породы этой группы являются главными членами коматиит-толеитовой формации. Они представлены

главным образом метаморфизованными коматиитами лавовой и пирокластической фаций, среди которых первые значительно преобладают (>90 %). Лавовые фации включают перидотитовые и пироксенитовые коматииты, которые слагают массивные и расслоенные потоки мощностью до 80—100 м. Жерловые или субвулканические фации ультраосновного состава представлены интрузивными дунитами и перидотитами [1, 2]. Петрогенезис коматиитовой серии описывается совокупностью двух процессов — частичного плавления и фракционной кристаллизации.

Основные вулканы. Этот тип пород слагает около 70 % объема зеленокаменного комплекса. Метабазальты — главные члены метадацит-андезит-толеитовой, метакоматиит-толеитовой и джеспилит-толеитовой формаций. Среди вулканитов основного состава выделяются лавовые, пирокластические, лавокластические и субвулканические фации. Базальты обычно слагают потоки мощностью от 15 до 30 м в нижних частях разрезов формаций. Среди них выделяются массивные, подушечные и миндалекаменные разновидности. Породы пирокластической фации наиболее распространены в верхних частях разрезов коматиит-толеитовой формации. Они представлены туфами разного состава, которые слагают пласты мощностью от 5 до 30 м. Субвулканическая фация представлена диабазовыми порфиритами и габбро-амфиболитами. Большая часть вулканитов основного состава по химическому составу отвечает толеитовым базальтам [19—21]. Согласно существующим петрогенетическим моделям, толеитовые базальты Среднеприднепровской ГЗО возникли при фракционировании по толеитовой схеме исходных оливиновых толеитов с содержанием $MgO = 8,5—10$ в условиях низкой фугитивности кислорода. Только метабазальты верхней метадацит-андезит-толеитовой формации Чертомлыкской ЗС являются, вероятно, известково-щелочными дериватами исходных оливин-толеитовых магм [15]. По изотопно-геохимическим данным, в метабазальтах сурской свиты $\epsilon_{Nd}(T) = +1,8 \pm -0,1$, что свидетельствует о их выплавлении из деплетированного мантийного субстрата, обогащенного легкими РЗЭ [7].

Вулканы среднего состава. Эта группа пород по химическому составу соответствует андезитам. Они представлены лавовыми, пи-

рокластическими и субвулканическими фациями. Андезиты наряду с базальтами являются основными членами формаций метадацит-андезит-толеитового типа и второстепенными — в метариолит-дацитовых формациях. В первых они слагают около 15—20 % объема вулканитов. Лавовые фации образуют потоки мощностью от 2—3 до 80 м, которые переслаиваются с потоками метатолеитов. Пирокластические фации андезитового состава представлены пепловыми, лапиллиевыми и агломератовыми туфами. В верхней метадацит-андезит-толеитовой формации широко распространены эффузивно-обломочные породы — лавобрекчии и кластолавы [15]. Изучению андезитов уделяется особое внимание, т. к. их локализация в современных тектонических структурах фиксирует определенные геотектонические ситуации. Они широко распространены по окраинам литосферных плит (в островных дугах и по краям континентов) и отсутствуют или развиты незначительно в середине литосферных плит (в океанических и континентальных рифтах, на островах в океанах).

Вулканы кислого состава представлены породами существенно натриевого и реже калий-натриевого ряда, по составу отвечающими дацитам, плагиориодацитам, риолитам и плагиориолитам [3, 19, 23]. Метаморфизованные дациты и плагиориодациты являются главными членами в формациях метадацит-андезит-толеитового типа и слагают до 10—15 % объема этой формации. Лавовые фации значительно преобладают над субвулканическими и пирокластическими. Первые представлены биотит- или мусковит-плагиоклаз-кварцевыми сланцами или микроплагиогнейсами и порфироидами. Пирокластические фации представлены псаммитовыми туфами, а субвулканические или жерловые — альбитофирами, невадитами и гранит-порфирами.

Метаморфизованные риолиты и плагиориолиты — главные члены метариолит-дацитовых формаций. В лавовой фации, которая преобладает, выделяется несколько структурных разновидностей — массивные, флюидалные, фьямевидные и кластолавы. Эффузивные фациальные разновидности по петрохимическим характеристикам относятся к натриевой и калий-натриевой петрохимическим сериям с высоким содержанием щелочей [23]. По распределению РЗЭ кислые метавулканы риолит-дацитовых формаций относятся к типу FI,

формирование которых происходит на глубинах 40–60 км при частичном плавлении амфиболитов в равновесии с реститом, содержащим гранат и роговую обманку [26]. Низкое первичное отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70087 \pm 13$) и положительное значение отношения изотопов неодима ($\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +1,8 \pm 0,2$) в кислых магматитах соленовской вулcano-плутонической ассоциации не противоречит предыдущему выводу. Характерной особенностью риолит-дацитовой формации является постоянное пространственное совмещение разных вулканических фаций и секущих тел плутонической тоналит-плагиогранитной формации. Детально эта вулcano-плутоническая ассоциация изучена в Сурской ЗС [17]. Вулканическая часть этой ассоциации выделяется как риолит-дацитовая формация, а плутоническая — как тоналит-плагиогранитная (сурский комплекс).

Гранитоиды ТТГ формации. Характерной особенностью гранитоидов сурского комплекса является тесная связь с архейскими зеленокаменными поясами [17]. Этот комплекс включает серию мезо- и гипабиссальных натриевых, реже калий-натриевых гранитоидов и комагматичных с ними вулканических и субвулканических пород дацит-риолитового состава. Внутреннее строение отдельных тел и массивов гранитоидов сурского комплекса

Корреляционная схема архейских образований Украинского (I) и Балтийского (II) щитов (возраст, млрд лет)

I	II
Древнейшие комплексы 3,67–3,4 1) днестровско-бугская серия (>3,6) 2) новопавловская толща (3,67)	Древнейшие комплексы 3,8–3,3 1) тоналит-трондьемитовые гнейсы Финляндии — 3,5 2) ТТГ Водлозерского блока (3,3–3,1)
Зеленокаменные пояса (3,2–3,0): конкская серия (3,2–3,04); белозерская серия (3,07–3,0); косивцевская толща (>3,0), новогоровская толща (> 3,08), ольгинская толща (>3,14), кругобалкинская толща (3,16–2,8) 1) ТТГ 3,2–2,95	Зеленокаменные пояса (3,05–2,75) 1) 3,05–2,9 2) 2,9–2,8 3) 2,8–2,75 4) 2,75–2,5
Калиевые граниты	1) ТТГ 3,0–2,6 Калиевые граниты

сложное, что объясняется полифазным характером их формирования. Биотитовые и роговообманково-биотитовые тоналиты составляют половину объема гранитоидов этого комплекса. Трондьемиты (20 %) обычно преобладают среди поздних фаз этого комплекса. Кварцевые и кварцсодержащие диориты (5 %) встречаются спорадически. Наряду с диоритами они образовались в раннюю фазу сурского комплекса. Плагиогранит-порфиры встречаются только в гипабиссально-субвулканических ассоциациях пород соленовской вулcano-плутонической ассоциации. Кварцевые порфиры и альбитофиры встречаются как поздние дайковые образования среди глубинных фаций гранитов. По химическому составу гранитоиды сурского комплекса делятся на семейства кварцевых диоритов, гранодиоритов-тоналитов и низкощелочных гранитов. Большая часть гранитоидов сурского комплекса относится к породам натриевого ряда пониженной или нормальной щелочности с существенным преобладанием натрия над калием. Аналогичную структурную позицию относительно зеленокаменных поясов занимают интрузии гранитоидов саксаганского комплекса. Крупные массивы саксаганских гранитов локализованы вдоль Криворожско-Кременчугской межблоковой тектонической зоны. В отличие от сурских гранитов они генетически тесно связаны с амфиболито-гнейсовым субстратом. По химическому составу они относятся к гранитоидам натриевого ряда калиевонатриевой серии. По изотопно-геохимическим данным, в среднезернистых тоналитах сурской свиты $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +0,6$, что свидетельствует об их образовании в результате частичного плавления метабазитов с практически недифференцированным распределением РЗЭ [26].

U-Pb возраст метаандезитов (чертомлыкская свита) — 3140 млн лет. Метариодациты соленовской свиты, завершающей разрез конкской серии, имеют возраст от 3170 до 3033 млн лет [27]. На Среднеприднепровском мегаблоке выделяются Александровская и Софиевская расслоенные интрузии возрастом 3100 млн лет. Александровская интрузия сложена расслоенным ультрабазит-базитовым и дифференцированным низкокалиевым анортозит-диорит-плагиогранитным комплексами пород, а Софиевская — слаборасслоенными габброидами.

Интрузии плагиогранитоидов ТТГ формации, связанные с зеленокаменными поясами (сурский комплекс), разделяются на раннюю (3170—3100 млн лет) и позднюю (2950 ± ± 50 млн лет) интрузивные фазы (таблица). На завершающих этапах кратонизации Среднеприднепровской ГЗО сформировались интрузии калиевых гранитов возрастом 2850—2800 млн лет (мокротосковский, токовский и галещинский комплексы). Самые поздние архейские интрузии гранитоидов представлены лейкократовыми гранитами анновского комплекса возрастом 2620 млн лет [27].

Преобладающая площадь территории Среднеприднепровского мегаблока сложена плагиомигматитами возрастом 3080—2950 млн лет, которые являются полигенными и разновозрастными гнейсо-гранитными образованиями. Останцы серых гнейсов внутри гнейсо-гранитных ареалов принадлежат комплексу фундамента зеленокаменных поясов. Надежно обоснованных представлений о строении древней гнейсовой толщи на Среднеприднепровском мегаблоке к настоящему времени не существует. Можно только условно выделить несколько отдельных толщ или серий, сложенных неодинаковыми по составу ассоциациями метаморфических пород. В настоящее время все гнейсово-амфиболитовые ассоциации относятся к аульской серии, которая расчленяется на нижнюю — пироксен-амфиболитовых кристаллосланцев (славгородскую) и верхнюю — глиноземистых гнейсов, железистых кварцитов и кристаллосланцев (томаковскую) толщи. Однако надежных или реперных датировок по метаморфическим породам пока не получено. Более высокое стратиграфическое положение придается в существующей стратиграфической схеме гнейсово-амфиболитовой ассоциации базавлукской толщи, хотя существует и другая точка зрения об отнесении этой ассоциации к низам конкской серии. Иначе говоря, славгородская толща является хроностратиграфическим аналогом сурской свиты конкской серии, но метаморфизована при более высоких *PT* параметрах. *U-Pb* возраст гнейсов этой толщи — 3196 ± 13 млн лет [18]. Мы разделяем такую точку зрения.

Курская гранит-зеленокаменная область выделяется в юго-западной части ВКМ (рис. 2). На западе она по Тальновско-Мироновскому разлому граничит с Брянско-Калужским геобло-

ком, сложенным чарнокит-гранулитовым комплексом, а на востоке — с Липецко-Волгоградским геоблоком, сложенным раннепротерозойскими протоплатформенными образованиями [8]. Тут пространственно совмещены гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые ассоциации.

В Курской ГЗО выделяются нижние и верхние зеленокаменные пояса. К нижним относятся — Козинцовско-Покровский и Истобнянско-Комаричинский, расположенные среди гранулит-гнейсовых образований Курского антиклинория. Они имеют северо-западное простирание и прослеживаются на 400—800 км. Мощность разреза этих поясов оценивается в первые сотни метров [13, 14, 24]. Крупными зеленокаменными структурами "верхних" зеленокаменных поясов являются Михайловско-Белгородский и Петровско-Волотовский. Наибольший из них — Михайловско-Белгородский зеленокаменный пояс простирается в северо-западном направлении более чем на 400 км, при ширине от 5 до 25 км. Петровско-Волотовский зеленокаменный пояс складывается из системы изолированных узких (0,5—3 км), вытянутых на 5—50 км синклиналичных структур. Пространственное размещение этих зеленокаменных поясов контролируется зонами региональных глубинных разломов I порядка — Алексинско-Криворожской, Михайловско-Белгородской и Орловско-Суровикинской. Зеленокаменные пояса Сумского блока ВКМ, по мнению авторов [9, 24 и др.], являются северным продолжением зеленокаменных поясов Среднеприднепровской ГЗО. Хроностратиграфические рубежи зеленокаменных ассоциаций ВКМ ближе к верхним и нижним границам зеленокаменных ассоциаций УЩ. Преобладающее распространение в этих регионах получили зеленокаменные ассоциации мезоархейской эпохи (3,2—3,0 млрд лет).

Карельский кратон детально описан в работе [22]. Поэтому отметим лишь основные вехи его строения для сравнения с УЩ и ВКМ. Фенно-Карельский кратон занимает центральную часть БЩ и имеет размеры 700 × 300 км. Подавляющая часть Карельского кратона (80 %) сложена гранито-гнейсами, среди которых залегают зеленокаменные, парагнейсовые и гранулитовые комплексы. На территории Карелии выделяются три основных домена: Водлозерский, Западно-Карельский и

расположенный между ними Центральнокарельский. Среди мезоархейских зеленокаменных комплексов Карельского кратона выделяются как минимум четыре генерации возрастом 3,1–2,9; 2,9–2,85; 2,85–2,75 и 2,75–2,65 млрд лет (таблица). Парагнейсовый пояс имеет возраст 2,75–2,65 млрд лет.

Наиболее древние зеленокаменные пояса расположены на западной окраине Водлозерского домена (3,1–2,9 млрд лет) — Хаутаварский, Койкаро-Семченский, Палаламбинский и Остерский.

Выводы. В результате сравнительного анализа рубежей формирования трех регионов Восточно-Европейской платформы можно отметить сходство и различия геологической истории раннего докембрия этих регионов. 1. В пределах Среднеприднепровского мегаблока и Карельского кратона устанавливается несколько зеленокаменных ассоциаций от 3,2 до 2,5 млрд лет. Зеленокаменные ассоциации УЩ формировались в течение узкого интервала времени, от 3,2 до 3,0, тогда как зеленокаменные ассоциации Карельского кратона растянуты во времени от 3,2 до 2,5 млрд лет. Заключительная стадия формирования зеленокаменных ассоциаций на Среднеприднепровском мегаблоке знаменуется формированием дифференцированных интрузивных комплексов — Александровского и Софиевского, а окончательная стабилизация Среднеприднепровского кратона — проявлением интрузивных гранитоидных комплексов на рубеже 2,8 млрд лет. От 2,8 до 2,6 млрд лет в пределах Среднего Приднепровья наблюдается крупный перерыв в эндогенной деятельности. В это время формируются мощные коры выветривания, явившиеся источником для накопления терригенных толщ криворожской серии (2,6–2,0 млрд лет) (рис. 4).

В Карельском кратоне формирование зеленокаменных ассоциаций продолжается до 2,5 млрд лет, что свидетельствует об иной направленности эволюции литосферы в этом регионе. Этим объясняется разный возраст железорудных месторождений Криворожья и Костомукши.

Что же касается ВКМ, то там наблюдается полное подобие во времени развития зеленокаменных ассоциаций со Среднеприднепровским мегаблоком (3,2–3,0 млрд лет). Не

исключено, что единым источником для вулканогенных зеленокаменных ассоциаций Среднего Приднепровья и ВКМ были близкие глубинные источники. Но для доказательства этого предположения еще недостаточно изотопно-геохимической информации по Воронежскому массиву.

2. В структурно-тектоническом отношении для Карельского кратона и ВКМ характерно одинаковое линейно-поясовое расположение зеленокаменных ассоциаций, а для Среднего Приднепровья характерны куполовидные или амбовидно-изометричные структуры.

Можно предположить, что такие различия в геолого-тектонических условиях формирования обусловлены тем, что формирование Среднеприднепровского мегаблока в интервале времени 3,3–3,2 млрд лет связано со спредингом дозеленокаменного палеоархейского протократона, впоследствии разделенного в мезоархее на Приазовский и Днестровско-Бугский мегаблоки. Об этом свидетельствуют геофизические данные по горизонту Мохо, уровень которого в центральной части Среднеприднепровского мегаблока не более 28 км, а на флангах — 50 км.

3. Сравнительный анализ рубежей формирования зеленокаменных ассоциаций трех регионов Восточно-Европейской платформы наводит на мысль о том, что начиная с 3,6 млрд лет, т. е. в палеоархее дозеленокаменный этап не был составным элементом ни *Vaalbara* и *Superior* суперконтинентов, а является самодостаточным "микроконтинентом" [29]. Такое допущение может дать ответ на вопрос, почему в кайнозойских осадочных образованиях, перекрывающих докембрий УЩ, присутствуют только мелкие кристаллы алмазов и практически не встречаются крупные (Самотканское месторождение и др.). Причиной тому, возможно, были неблагоприятные термодинамические условия кристаллизации алмазов вследствие незначительных размеров геоблоков УЩ, ибо практически все месторождения алмазов приурочены к крупным кратонам континентов Земли, которые являлись составными элементами суперконтинентов.

Работа поддержана проектом № 48/08-Ф НАН Украины и грантом РФФИ № 08-05-90416.

1. Бобров А.Б. Коматииты зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. Ст. 1. Петрография // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. — 1988. — **63**, вып. 5. — С. 88—97.
2. Бобров А.Б. К вопросу о расчленении основных и ультраосновных пород Среднего Приднепровья // Геол. журн. — 1992. — № 6. — С. 35—42.
3. Бобров А.Б. Метаморфизованная риодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Состав, строение, возраст // Там же. — 1993. — № 4. — С. 103—112.
4. Бобров А.Б., Сиворонов А.А. Тоналиты Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (Украинский щит) // Там же. — 1985. — **45**, № 3. — С. 37—47.
5. Бордунов И.Н. Криворожско-Курская эвгеосинклиналь. — Киев : Наук. думка, 1983. — 304 с.
6. Ганоцкий В.И., Струева О.М. Конкско-верховцевская серия // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия. — Киев : Наук. думка, 1988. — С. 15—31.
7. Журавлев Д.З., Пухтель И.С., Самсонов А.В., Симон А.К. Sm-Nd и Rb-Sr возраст метавулканитов Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье) // Докл. АН СССР. — 1987. — **295**, № 3. — С. 703—707.
8. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Отв. ред. С.Б. Лобач-Жученко. — Л. : Наука, 1988. — 215 с.
9. Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. — Киев : Наук. думка, 1965. — 190 с.
10. Колий В.Д., Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Некряч А.И. Стратиграфия нижнего докембрия Среднеприднепровского геоблока Украинского щита (на формационной основе) // Геол. журн. — 1991. — № 4. — С. 28—40.
11. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М. : Мир, 1983. — 390 с.
12. Кравцова Е.Н., Митрофанов Ф.П., Орса В.И. и др. Древнейшие тоналиты Приднепровья // Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. — Л. : Недра, 1981. — С. 116—124.
13. Крестин Е.М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1980. — № 3. — С. 3—18.
14. Крестин Е.М. Вулканиты пикрит-базальтовой формации нижнего протерозоя. Строение и состав маркирующих вулканических комплексов // Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Стратиграфия. — Киев : Наук. думка, 1988. — С. 157—163.
15. Малюк Б.И., Сиворонов А.А., Кушинов Н.В. Петрохимия и вопросы генезиса метавулканитов дацит-андезит-толеитовых формаций Чертомлыкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геол. журн. — 1989. — № 4. — С. 81—93.
16. Насад А.Г., Пигулевский П.И., Кичурчак В.М., Берзенин Б.З. К вопросу комплексирования геофизических материалов при построении среднемасштабных карт докембрийских образований (на примере Среднеприднепровского и Приазовского геоблоков УЩ) // Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеокарти 200. Тез. доп. І наук.-вироб. нар. геологів-зйомщиків (17—22 верес., м. Гурзуф). — Київ, 2001. — С. 64—66.
17. Орса В.И., Бобров А.Б. Сурский комплекс // Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1990. — С. 15—41.
18. Самсонов А.В., Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Чернышев И.В. Геохронология архейского аульского гнейсового комплекса и проблема фундамента зеленокаменных поясов Украинского щита // Петрология. — 1993. — **1**, № 1. — С. 29—49.
19. Сиворонов А.А., Берзенин Б.З., Малюк Б.И. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 1. Строение и состав // Геол. журн. — 1981. — **41**, № 5. — С. 20—29.
20. Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Берзенин Б.З. и др. Метаморфизованные вулканогенные формации зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 2. Петрохимия и генезис // Там же. — 1981. — **41**, № 6. — С. 19—28.
21. Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Колий В.Д., Сирота М.Г. Метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья и Карелии / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов. — Препр. — Киев, 1984. — 72 с.
22. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Сорьйонен-Вард П.И. др. Неоархейский Карельский кратон // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. — М. : ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2006. — Вып. 2. — С. 133—142.
23. Струева О.М., Скаржинская Т.А. Кислые и средние эффузивы Белозерского и Верховцевского районов и их место в геологическом разрезе железисто-кремнистых формаций Украинского щита // Геол. журн. — 1979. — **39**, № 3. — С. 73—89.
24. Чернышев Н.М., Багдасарова В.В., Бочаров В.Л. Вулкано-плутоническая ассоциация основного состава раннего протерозоя КМА и общин черты ее металлогении // Вопросы геологи КМА. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1978. — Вып. 2. — С. 3—14.
25. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., Струева О.М. Возрастная последовательность процессов метаморфизма, палеовулканизма и гранитоидного магматизма в зеленокаменных поясах Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. — М. : Наука, 1987. — С. 50—75.
26. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.М. та ін. Генезис порід граніт-зеленокам'яних областей Українського щита за даними досліджень РЗЕ // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1991. — № 7. — С. 95—99.

27. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. — Киев : Наук. думка, 2005. — 242 с.
28. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1985. — 168 с.
29. John J.W., Rogers, Santosh M. // Gondwana Res. Japan. — 2003. — 6, No 3. — P. 357—368.
30. Zeger T.E., Wit M.J., Dann J., Wite H. Vaalbara Earth oldest assembled continent? A combined structural, geochronological and palaeomagnetic test // Terra Nova. — 1998. — 10. — P. 250—259.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеново НАН Украины, Киев

Поступила 25.03.2009

РЕЗЮМЕ. Зеленокам'яні асоціації Українського щита формувалися протягом вузького інтервалу часу від 3,2 до 3,0 млрд рр. Від 2,8 до 2,6 млрд рр. в межах Середньопридніпровського мегаблоку формуються потужні кори вивітрювання, що є джерелом для накопичення теригенних порід криворізької серії (2,6—2,0 млрд рр.). У Карельському кратоні формування зеленокам'яних асоціацій відбувалось від 3,2 до 2,5 млрд рр., що свідчить про іншу спрямованість еволюції літосфери в цьому регіоні. Цим пояснюється різний вік залізородних родовищ Криворіжжя і Костомукши. Зеленокам'яні асоціації Воронежського кристалічного масиву повністю подібні до аналогічних утворень Середньопридніпровського мегаблоку.

SUMMARY. Greenstone associations of the Ukrainian Shield have formed during a short interval of time (from 3.2 to 3.0 Ga). Thick weathering crust that gave rise to terrigenous rocks of the Kryvyi Rig Series had formed within the Middle-Dnieper Megablock from 2.8 to 2.6 Ga. In the Karelian Craton greenstone associations had formed from 3.2 to 2.5 Ga, which suggests a distinct evolution of lithosphere of the region. This distinction in evolution is evidenced by different ages of banded iron formations of the Kryvyi Rig and Kostomuksha areas. Greenstone associations of the Voronezh Crystalline Massif are completely similar to that of the Middle-Dnieper Megablock.

УДК 550.42 : 552.311 (477)

Г.В. Артеменко, И.А. Самборская

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОТЛИЧИЯ ПЕРИДОТИТОВЫХ И ПИРОКСЕНИТОВЫХ КОМАТИИТОВ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ПРИАЗОВСКОГО И СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОГО МЕГАБЛОКОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В Призовском мегаблоке распространены Al-деплементированные, Ti-обогащенные коматииты (барбертонский тип), а в Среднеприднепровском — Al-недеплементированные и Ti-деплементированные коматииты (йилгарнский тип), что свидетельствует о разном составе мантии при формировании мезоархейских зеленокаменных поясов. Геохимические данные указывают на существование более мощного палеоархейского фундамента в Призовском мегаблоке. Перidotитовые коматииты из кумулятивных частей потоков характеризуются наиболее высокими значениями содержания рудных элементов — Cr, Ni, Co.

Перidotитовые и пироксенитовые коматииты — характерная часть осадочно-вулканогенных толщ мезоархейских зеленокаменных поясов Среднеприднепровского и Призовского мегаблоков [1, 4, 5, 7—10]. Они формировались в условиях значительного частичного плавления мантийного субстрата на глубине не менее 100—200 км и поэтому их состав отражает состав архейской мантии [11, 12]. Химический состав коматиитов контролируется составом источника и рестита; давлением, температурой и степенью частичного плавления мантийного субстрата; типом плавления (равновесным, фракционным, динамическим); степенью фракционной кристаллизации и/или аккумуляции.

В данной работе рассмотрены геохимические характеристики метаморфизованных коматиитов зеленокаменных структур (ЗС): Косивцевской и Новогоровской Призовского и Сурской и Высокопольской Среднеприднепровского мегаблоков. Новогоровскую ЗС некоторые исследователи рассматривают как тектонический фрагмент Среднеприднепровского мегаблока [2, 3]. Редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) в изучаемых образцах

определены с помощью метода *ICP-MS* во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Российская Федерация).

Зеленокаменные пояса Среднеприднепровского и Призовского мегаблоков существенно различны по структурному положению, составу и мощности слагающих их пород [2, 3]. При этом геологические данные указывают на их общий структурный план [2], геохронологические — на одновозрастность (3,2—3,0 млрд лет) [10], а геофизические — на существенные различия в строении земной коры [6]. Под Призовским блоком граница М находится на глубине 46—34 км, характеризуется платообразной формой и осложнена локальными поднятиями и опусканиями [7]. Зеленокаменные пояса на Призовском блоке представлены многочисленными наложенными (рифтогенными) структурами: Новогоровской, Косивцевской, Сорокинской и др. Гранит-зеленокаменными ассоциациями сложена преобладающая площадь Гуляйпольского блока. Мантия под этим блоком имеет дунит-пироксенитовый состав, в отличие от экологитовой мантии под окружающими его гранулитовыми блоками. На Призовском мегаблоке зеленокаменные пояса узкие (редко более 1,0—1,5 км), их мощность — 1,5—2,0 км. Эти

© Г.В. Артеменко, И.А. Самборская, 2009

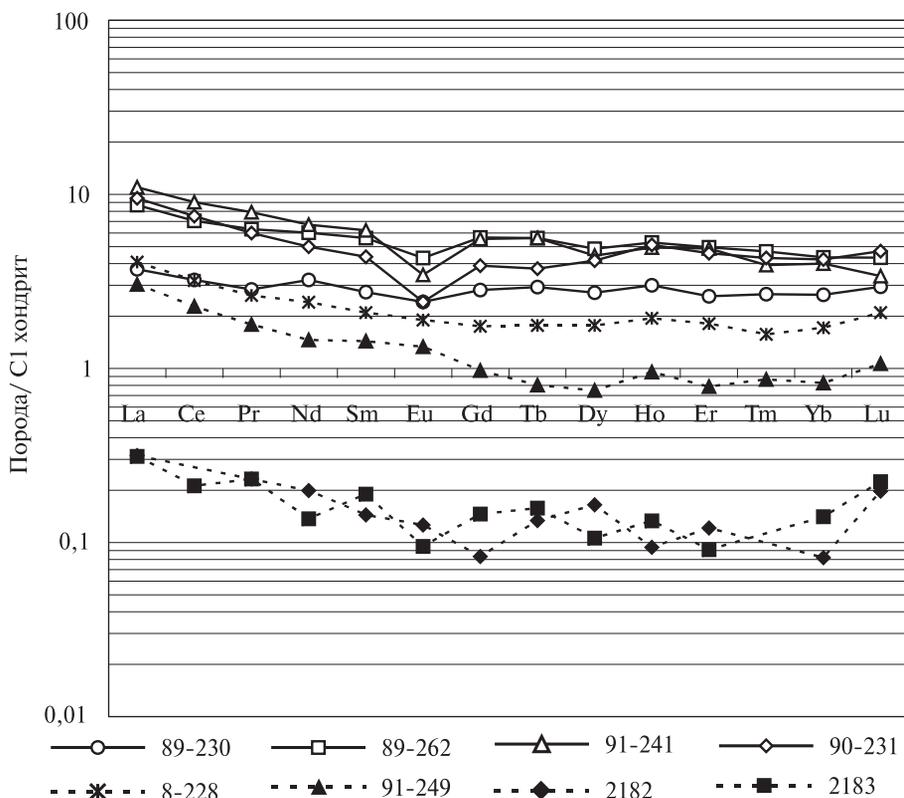


Рис. 1. Распределение РЗЭ в метаморфизованных коматиитах Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков: незалитые значки — пироксенитовые коматииты и перидотитовые коматииты со спинифекс структурой, залитые — кумулятивные образования с пегматоидной структурой

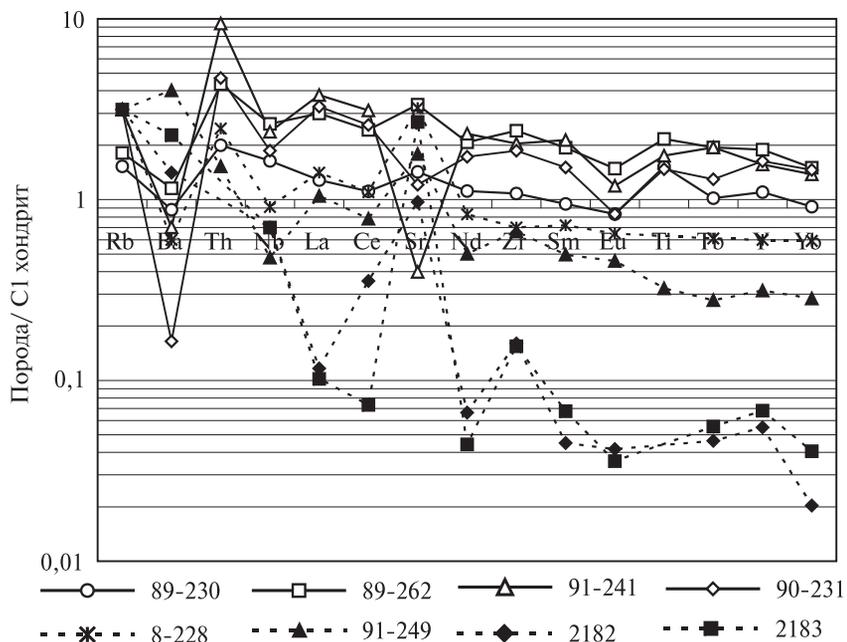


Рис. 2. Мультиэлементная диаграмма для метаморфизованных коматиитов Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков. Условные обозначения на рис. 1

моно- или синклинальные структуры, расположенные в пределах крупных региональных разломов, предположительно глубоко эродированы.

Среднеприднепровский мегаблок — типичный гранит-зеленокаменный кратон архейского возраста. Глубина мантии Среднеприднепровского мегаблока колеблется от 28 до 56 км, под зеленокаменными структурами наблюдаются ее выступы до 28—35 км, а между ними она опускается до отметок 45—55 км и имеет холмистую или субгоризонтальную поверхность [6]. В восточной части Среднеприднепровского мегаблока фиксируются группы наклонных границ, которые отождествляются с зоной его регионального поддвига под Приазовский мегаблок. Для Среднеприднепровского мегаблока характерны брахиальные (до 30 × 15 км), амёбовидные или близкие к линейным зеленокаменные синформы. Мощность осадочно-вулканогенных толщ 5—10 км [2, 3].

Новогоровская ЗС. *Перидотитовый коматит* (скв. 300 С, обр. 91-249) характеризуется пегматоидной, "пятнистой" структурой. Глав-

ные породообразующие минералы представлены: изометричными зернами частично серпентинизированного (длиной до 1 см) оливина, удлинёнными табличками и ксеноморфными зернами пироксена, замещенного тремолитом. Количество оливина и пироксена примерно одинаковое и преобладает над мелкозернистой основной массой (мезокумулат). Присутствуют ксеноморфные рудные минералы (1—2 %). Для породы характерно высокое содержание MgO — 39,68 % ($mg = 0,8$), низкая щелочность ($Na_2O + K_2O = 0,42$ %); содержание Cr — 825 ppm, Ni — 807 (табл. 1, 2). Согласно [11, 12], это Al-недеплетированная порода: $Al_2O_3/TiO_2 = 27,43$; $CaO/Al_2O_3 = 0,82$; $(Gd/Yb)_{MN} = 1,18$. Концентрация P3Э — около $1,0 \cdot PM$. Распределение P3Э дифференцированное — $(La/Sm)_N = 2,12$; $(Gd/Yb)_N = 1,18$ (рис. 1). На мультиэлементной диаграмме на графиках распределения элементов выделяются отрицательная аномалия Nb и положительные аномалии Sr и Eu (рис. 2). Последние обусловлены наложенными процессами. Расплав, из которого образовались перидо-

Таблица 1. Химический состав метаморфизованных перидотитовых и пироксенитовых коматитов Среднеприднепровского и Приазовского мегаблоков УЩ

Компонент, %	1/89-230	2/89-262	3/91-249	4/91-241	5/90-231	6/2182	7/2183
SiO ₂	45,36	46,87	46,04	50,86	44,18	40,87	38,63
TiO ₂	0,36	0,50	0,08	0,39	0,36	Следы	Следы
Al ₂ O ₃	4,14	6,74	2,21	4,65	5,70	0,77	0,95
FeO _{tot}	12,82	13,26	9,02	11,62	15,23	10,14	12,04
MnO	0,26	0,27	0,29	0,31	0,45	0,18	0,19
MgO	30,95	22,09	39,68	20,98	27,51	44,83	40,07
CaO	5,12	9,01	1,82	9,61	5,42	2,26	7,07
Na ₂ O	0,22	0,58	0,42	0,50	0,64	Следы	Следы
K ₂ O	0,06	0,06	Следы	0,17	0,05	"	"
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,03	0,05	0,09	0,21	0,18
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
CaO/Al ₂ O ₃	1,23	1,34	0,82	2,07	0,95	2,95	7,47
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	11,61	13,62	27,43	11,84	15,59	—	—
Кф, %	43,53	62,39	23,78	57,14	56,73	24,27	32,25
Mg/Fe	2,02	1,39	3,68	1,51	1,51	3,70	2,78
MgO/FeO _{tot}	2,41	1,67	4,10	1,81	1,81	4,42	3,32

Примечание. *Метаморфизованные коматиты*: 1 — перидотитовый, Косивцевская ЗС, скв. 832, инт. 244,8—245,0 м (89-230); 2 — пироксенитовый, там же, скв. 794, инт. 127,7—127,9 м (89-262); 3 — перидотитовый, Новогоровская ЗС, скв. 300 С, гл. 323,6 м (91-249); 4 — пироксенитовый, там же, скв. 300 С, гл. 302 м (91-241); 5 — то же, Высокопольская ЗС, скв. 21133, гл. 209 м (90-231); 6 — перидотитовый, Сурская ЗС, Павловский участок, скв. 1473/15, инт. 45—46 м (2182); 7 — то же, там же, скв. 1473/17, инт. 47—48 м (2183). Образцы 2182, 2183 из коллекции В.И. Сукача. Результаты химических анализов пересчитаны на "сухой остаток", где железо представлено как FeO_{tot} [FeO_{tot} = (Fe₂O₃ 0,9) + FeO]. Химические анализы выполнены в ИГМР им. Н.П. Семененко НАН Украины.

Таблица 2. Результаты ICP анализов метаморфизованных перидотитовых и пироксенитовых коматитов, ppm

Компонент, %	1/89-230	2/89-262	3/91-249	4/91-241	5/90-231	6/2182	7/2183	8/8/228
Rb	0,97	1,15	<2,00	<2,00	<2,00	<2,00	<2,00	<2,00
Cs	0,46	0,07	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	—
Sr	30,10	70,70	37,70	8,40	25,50	20,50	56,80	67,70
Ba	6,14	8,08	28,10	4,91	11,30	9,86	15,90	4,17
Nb	1,17	1,87	0,34	1,69	1,33	<0,50	<0,50	0,65
Y	5,00	8,59	1,43	7,13	7,42	0,25	0,31	2,71
Zr	12,10	26,90	7,45	22,90	20,90	1,79	1,73	7,88
Zn	84,70	82,20	30,10	72,00	103,00	54,00	56,00	—
Ga	6,42	8,85	1,51	5,82	6,03	0,89	1,05	—
Ge	1,85	2,10	1,53	2,09	1,36	0,90	1,04	—
Pb	4,18	1,94	0,68	<1,00	2,00	<1,00	<1,00	—
Th	0,17	0,37	0,13	0,80	0,40	—	—	0,21
U	<1,10	0,15	<0,05	2,29	0,10	0,02	0,02	0,16
Mo	0,56	0,84	0,60	<1,00	<1,00	<1,00	<1,00	—
V	145,00	210,00	23,70	91,60	105,00	16,40	16,80	82,20
Cr	2570,00	2300,00	825,00	1530,00	1850,00	3490,00	3590,00	1650,00
Co	137,00	120,00	88,00	84,50	116,00	162,00	187,00	113,00
Ni	841,00	542,00	807,00	384,00	363,00	1080,00	1090,00	1520,00
Cu	57,70	69,50	4,78	65,00	14,00	2,90	4,80	—
Sn	0,44	0,59	He опр.	—	—	—	—	—
Sb	0,29	<0,10	<0,10	—	—	—	—	—
Hf	0,34	0,88	0,18	0,60	0,62	0,03	0,03	—
Ta	0,09	0,12	0,02	0,13	<0,10	<0,10	<0,10	0,10
W	0,41	0,17	0,68	<0,50	<0,50	3,07	1,56	—
Tl	0,03	0,12	0,02	—	—	—	—	—
La	0,88	2,06	0,72	2,60	2,25	0,08	0,07	0,97
Ce	1,97	4,31	1,39	5,52	4,59	0,63	0,13	1,96
Pr	0,27	0,60	0,17	0,75	0,57	0,02	0,02	0,25
Nd	1,51	2,81	0,68	3,13	2,34	0,09	0,06	1,12
Sm	0,42	0,86	0,22	0,95	0,67	0,02	0,03	0,32
Eu	0,14	0,25	0,077	0,20	0,14	0,01	0,01	0,11
Gd	0,58	1,16	0,20	1,14	0,80	0,02	0,03	0,36
Tb	0,11	0,21	0,03	0,21	0,14	<0,01	0,01	0,07
Dy	0,69	1,24	0,19	1,13	1,06	0,04	0,03	0,45
Ho	0,17	0,30	0,054	0,28	0,29	0,01	0,01	0,11
Er	0,43	0,82	0,13	0,81	0,76	0,02	0,02	0,30
Tm	0,07	0,12	0,02	0,1	0,11	0,01	0,01	0,04
Yb	0,45	0,74	0,14	0,68	0,72	0,01	0,02	0,29
Lu	0,08	0,11	0,03	0,09	0,12	<0,01	0,01	0,05
[Ce/Yb] _N	1,22	1,62	2,76	2,26	1,77	17,50	1,81	1,88
[La/Sm] _{MN}	1,35	1,55	2,12	1,77	2,17	2,59	1,51	1,96
[Th/Sm] _{MN}	2,11	2,25	3,09	4,40	3,12	—	—	3,42
[Nb/Th] _{MN}	0,82	0,60	0,31	0,25	0,40	—	—	0,37
[Gd/Yb] _{MN}	1,07	1,30	1,18	1,39	0,92	1,65	1,24	1,03
[Y] _{MN}	1,10	1,89	0,31	1,57	1,63	0,06	0,07	0,60
[Yb] _{MN}	0,91	1,50	0,28	1,38	1,46	0,02	0,04	0,59
[Ti/Y] _{MN}	396,00	328,00	294,00	320,00	259,00	—	—	—

Примечание. Нормирование на состав хондрита и примитивную мантию выполнено по [13]. Привязки проб — в табл. 1.

титовые коматииты, контаминирован коровым веществом — $[Nb/Th]_{MN} = 0,31$ [11, 12] (табл. 2).

Пироксенитовый коматиит (скв. 300 С, гл. 302 м, обр. 91-241) сложен амфиболизированными пироксеновыми зернами, расположенными хаотично, и идиоморфными рудными минералами (5–10 %). Характерно высокое содержание CaO (9,61 %). Содержание MgO — 20,98 % ($mg = 0,40$), Cr — 1530 ppm, Ni — 384 (табл. 1, 2). Порода Al-деплетированная, Ti-обогащенная: $Al_2O_3/TiO_2 = 11,84$; $CaO/Al_2O_3 = 2,07$; $(Gd/Yb)_{MN} = 1,39$ [12]. Концентрация P3Э — около 5,0*PM. Распределение P3Э дифференцированное: $(La/Sm)_N = 1,77$; $(Gd/Yb)_N = 1,39$ (рис. 1). На мультиэлементной диаграмме на графиках распределения элементов выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr, Eu (рис. 2). Расплав, из которого образовались пироксенитовые коматииты, контаминирован коровым веществом — $[Nb/Th]_{MN} = 0,25$ [12] (табл. 2).

Косивцевская ЗС. Перидотитовый коматиит (скв. 832, обр. 89-230) имеет структуру спинифекс. В шлифе наблюдаются субпараллельные (пластинчатая структура), а местами и беспорядочно ориентированные (лучистая структура) скелетные игольчатые кристаллы частично серпентинизированного оливина (длиной до 1 см). Мелкозернистая матрица состоит из пироксена и оливина. Установлено высокое содержание MgO — 30,95 %, коэффициент магнезиальности породы (mg) равен 0,60; содержание Cr — 2570 ppm, Ni — 841 (табл. 1, 2). Порода Al-деплетированная и Ti-обогащенная: $Al_2O_3/TiO_2 = 11,6$; $CaO/Al_2O_3 = 1,23$; $(Gd/Yb)_{MN} = 1,07$ [12]. Концентрация P3Э — около 3,0*PM. Распределение ЛР3Э дифференцированное: $(La/Sm)_N = 1,4$; $(Gd/Yb)_N = 0,97$ (рис. 1). На спайдер-диаграмме выделяются положительные аномалии Ti и Sr (рис. 2). Последняя обусловлена, вероятно, наложенными процессами. Расплав, из которого образовался перидотитовый коматиит, контаминирован коровым веществом — $[Nb/Th]_{MN} = 0,82$ [12] (табл. 2).

Перидотитовый коматиит (скв. 746, обр. 8-228) имеет петельчатую структуру. Главные породообразующие минералы представлены изометричными зернами серпентинизированного (длиной до 1 см) оливина (до 90 %), удлиненными табличками тремолита (10 %) и рудной пылью.

Порода отличается относительно высоким значением содержания Ni — 1520 ppm, Cr — 1650. Концентрация P3Э — около 1,0*PM. Распределение ЛР3Э дифференцированное — $(La/Sm)_N = 1,96$; $(Gd/Yb)_N = 1,03$ (рис. 1). На спайдер-диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ba и положительная — Sr (рис. 2). Расплав, из которого образовался перидотитовый коматиит, контаминирован коровым веществом — $[Nb/Th]_{MN} = 0,37$ [12] (табл. 2).

Пироксенитовый коматиит (Зеленовский участок, скв. 791, обр. 89-262) имеет сланцеватую текстуру. Он состоит из амфиболизированного клинопироксена (90 %) и рудных минералов (до 10 %). Содержание MgO — 22,09 % ($mg = 0,40$), Cr — 2300 ppm, Ni — 542 (табл. 1, 2). Согласно [11, 12], пироксенитовый коматиит Al-деплетированный и Ti-обогащенный: $Al_2O_3/TiO_2 = 13,62$; $CaO/Al_2O_3 = 1,34$; $(Gd/Yb)_{MN} = 1,30$ (табл. 2). Концентрация P3Э — около 2,0*PM. Распределение P3Э дифференцированное: $(La/Sm)_N = 1,55$; $(Gd/Yb)_N = 1,30$ (рис. 1). На мультиэлементной диаграмме выделяется отрицательная аномалия Nb, Eu и положительная — Sr (рис. 2). Аномалии Eu и Sr обусловлены наложенными вторичными процессами. Расплав для пироксенитовых коматиитов был контаминирован коровым веществом — $[Nb/Th]_{MN} = 0,60$ (табл. 2).

Сурская ЗС. Перидотитовые коматииты (Павловский участок, скв. 1473/15, инт. 45—46 м, обр. 2182; там же, скв. 1437/17, инт. 47—48 м, обр. 2183) — кумулятивные образования, имеющие порфироподобную структуру за счет вкраплений темно-зеленого цвета (серпентинизированного оливина). В них наблюдается высокое содержание MgO (38,63—40,87 %), $mg = 0,7–0,8$. Содержание Cr варьирует от 3490 до 3590 ppm, Ni — от 1080 до 1090 (табл. 1, 2). Это Al-недеплетированная порода: $CaO/Al_2O_3 = 2,95–7,47$; $(Gd/Yb)_{MN} = 1,24–1,65$ [11, 12]. Концентрация P3Э низкая — 0,1—0,3*PM. Распределение P3Э дифференцированное: $(La/Sm)_N = 1,51–2,59$; $(Gd/Yb)_N = 1,24–1,65$ (рис. 1).

Высокопольская ЗС. Пироксенитовый коматиит (скв. 21133, обр. 90-231). Мелкозернистая, сильно измененная порода, сложенная игольчатыми кристаллами актинолита. По содержанию MgO — 27,51 % эту породу можно отнести к перидотитовым коматиитам, но она характеризуется более высокими значениями

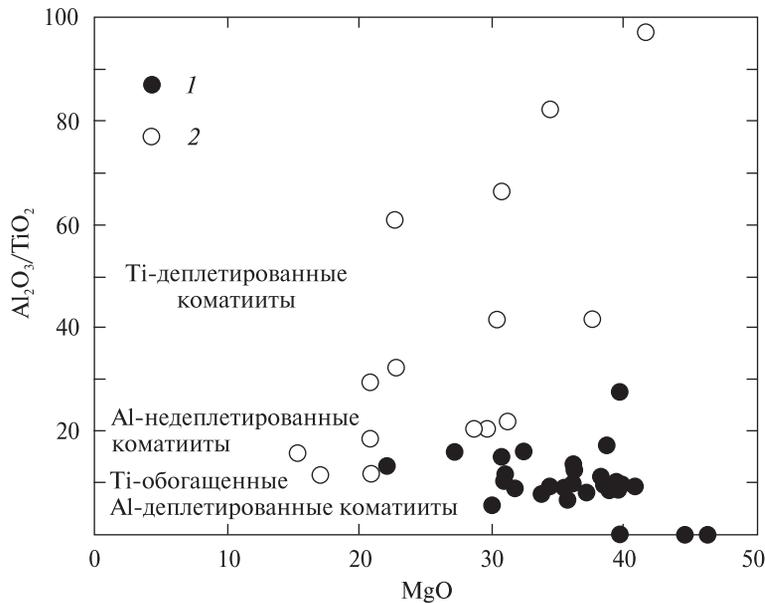


Рис. 3. Диаграмма $Al_2O_3/TiO_2 - MgO$ для метаморфизованных коматиитов Приазовского (1) и Среднеприднепровского (2) мегаблоков

содержания алюминия и кальция, чем исследуемые образцы перидотитовых коматиитов. Содержание Cr — 1850 ppm, Ni — 363 (табл. 1, 2). Пироксенитовый коматиит Al-недеплетированный: $Al_2O_3/TiO_2 = 15,59$; $CaO/Al_2O_3 = 0,95$; $(Gd/Yb)_{MN} = 0,92$ [12] (табл. 1, 2). Концентрация РЗЭ — около 4^*PM . Распределение ЛРЗЭ дифференцированное: $(La/Sm)_N = 2,17$; $(Gd/Yb)_N = 0,92$ (рис. 1). На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Sr и Eu (рис. 2). Расплав для пироксенитовых коматиитов был контаминирован коровым веществом — $[Nb/Th]_{MN} = 0,40$ (табл. 2).

Выводы. В результате выполненных геохимических исследований установлено, что в Приазовском мегаблоке распространены преимущественно Al-деплетированные, Ti-обогащенные перидотитовые и пироксенитовые коматииты (барбертонский тип), а в Среднеприднепровском — Al-недеплетированные и Ti-деплетированные коматииты (йилгарнский тип) (рис. 3). Перидотитовые и пироксенитовые коматииты зеленокаменных поясов Приазовского мегаблока характеризуются низким значением отношения Al_2O_3/TiO_2 (11,6—13,6) и высоким — $(Gd/Yb)_N$ (1,1—1,3), что предполагает их образование при частичном плавлении гранатового перидотита в источнике и удалении обогащенного гранатом рестита [12]. Al-недеплетированные перидотитовые коматииты Среднеприднепровского мегаблока со средним по величине значением отношения Al_2O_3/TiO_2 (15,6) и $(Gd/Yb)_N = 0,9$ выплавля-

лись на меньшей глубине или при более высокой степени частичного плавления гранатового перидотита в источнике и удалении безгранатового рестита. Перидотитовые и пироксенитовые коматииты Приазовского мегаблока отличаются значительно большим значением отношения CaO/Al_2O_3 , чем аналогичные породы Среднеприднепровского мегаблока. Это значение отношения сильно зависит от давления в очаге генерации коматиитовых расплавов и указывает на выплавление коматиитовых расплавов в Приазовском мегаблоке при более высоком давлении, чем в Среднеприднепровском.

Полученные геохимические данные указывают на существование более мощной палеоархейской сиалической коры в Приазовском мегаблоке, на которой закладывались мезоархейские зеленокаменные пояса. Расплавы перидотитовых и пироксенитовых коматиитов были контаминированы коровым веществом $[Nb/Th]_{MN} < 1$. В наибольшей степени контаминированы коматииты Новогоровской ЗС.

Перидотитовые коматииты с пегматоидной, порфироподобной структурой из кумулятивных частей потоков характеризуются значительно более низким содержанием РЗЭ, чем коматииты со спинифекс структурами. В то же время для них характерны наиболее высокие значения концентрации рудных элементов: в кумулятивных перидотитовых коматиитах Косивцевской ЗС — Ni (1520 ppm), Cr (1650), Co (113), в перидотитовых коматиитах Павловского участка Сурской ЗС — Ni (1090 ppm), Cr (3590), Co (187).

1. Бобров А.Б., Малюк Б.И. Петрология расслоенных потоков коматиитов Косивцевской зеленокаменной структуры (Украинский щит) // Геохимия. — 1991. — № 11. — С. 1573—1585.
2. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Малюк Б.И., Лисенко О.М. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2002. — № 1—2. — С. 46—67.
3. Глевасский Е.Б. Зеленокаменные пояса и перспективы поисков золотого оруденения в Приазовье // Минерал. журн. — 1996. — **18**, № 4. — С. 72—88.
4. Данилович Л.Г. Петрологические типы коматиитов Среднего Приднепровья (Украинский щит) // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1981. — № 1. — С. 17—21.
5. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов). — Л.: Наука, 1988. — 215 с.
6. Насад А.Г., Пигулевский П.И., Кичурчак В.М., Берзенин Б.З. К вопросу комплексирования геофизических материалов при построении среднемасштабных карт докембрийских образований (на примере Среднеприднепровского и Приазовского геоблоков УЩ) // Регіональні геологічні дослідження в Україні і питання створення Держгеокарти-200: Тез. доп. I наук.-вироб. наради геологів-зйомщиків (17—22 верес., м. Гурзуф). — К., 2001. — С. 64—66.
7. Сиворонов А.А., Бобров А.Б., Смоголюк А.Г., Троцак С.А. Метаморфизованная коматиит-толеитовая формация Сурской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье) // Геол. журн. — 1983. — № 3. — С. 108—121.
8. Сиворонов А.А., Малюк Б.И., Смоголюк А.Г., Бобров А.Б. Коматииты зеленокаменных поясов Среднего Приднепровья. Ст. 2. Петрохимические особенности // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. — 1989. — **64**, вып. 1. — С. 101—115.
9. Сукач В.В., Львицкий М.М. Розшаровані коматиїтові потоки Сурської зеленокам'яної структури та їх потенційна металоносність // Зб. наук. праць УкрДГРІ. — 2005. — № 2. — С. 63—69.
10. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. — Киев: Наук. думка, 2006. — 321 с.
11. Borming Jahn, Gruau G., Glikson A.Y. Komatiites of the Onverwacht Group, S. Africa: REE Geochemistry, Sm/Nd Age and Mantle Evolution // Contribs Mineral. and Petrol. — 1982. — **80**. — P. 25—40.
12. Sproule R.A., Leshner C.M., Ayer J.A. et al. Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiitic in the Abitibi greenstone belt // Precamb. Res. — 2002. — **115**. — P. 153—186.
13. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins: Geol. Soc. Spec. Publ. / A.D. Saunders, M.J. Norry. — 1989. — No 42. — P. 313—345.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования
им. Н.П. Семеново НАН Украины, Киев

Поступила 03.03.2009

РЕЗЮМЕ. У Призовському мегаблоці поширені Al-деплетовані і збагачені на Ti коматиїти (барбертонський тип), а у Середньопридніпровському — Al-недеплетовані та Ti-деплетовані коматиїти (йілгарнський тип), що свідчить про різний склад мантії у процесі формування мезоархейських зеленокам'яних поясів. Геохімічні відомості вказують на існування потужнішого палеоархейського фундамента в Призовському мегаблоці. Перидотитові коматиїти з кумулятивних частин потоків характеризуються найвищими значеннями вмісту рудних елементів — Cr, Ni, Co.

SUMMARY. Al-depleted and Ti-enriched komatiites (Barberton type) are spread in the Peri-Azovian megablock, Al-undepleted komatiites and Ti-depleted komatiites (Yilgarn type) — in the Middle-Dniper megablock that evidences for different composition of the mantle during forming the Mezoarchaeal greenstone belts. The geochemistry data indicate the existence of a more thick Paleozoarchaeal basement in the Peri-Azovian megablock. The peridotite komatiite from cumulative parts of flows are characterized by the highest concentration of ore elements — Cr, Ni, Co.