

О возрасте белых анортозитов Новомиргородского массива Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит)

© *Е. Е. Шестопалова*¹, *А. М. Степанюк*², *Т. И. Довбуш*², *А. В. Ковтун*³, 2014

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина

³Украинский государственный геологоразведочный институт, Киев, Украина

Поступила 16 сентября 2013 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

В анортозитах головної фази Новомиргородського масиву Корсунь-Новомиргородського плутону (Український щит, Інгульський мегаблок) знайдено ксеноліти білих анортозитів. Вік білого анортозита визначено класичним уран-свинцевим методом за цирконом. Ізотопне дослідження циркону показало значний розкид значень, що, ймовірно, зумовлено неоднорідною внутрішньою будовою кристалів циркону і різним поєднанням різновікових генерацій. Найдавніший, практично конкордантний, вік отримано для двох фракцій світло-рожевого циркону (1796—1806 млн років), що значно древніший за вік циркону вмісних анортозитів (1750,2 млн років), і, на нашу думку, характеризує вік білого анортозиту. Існує декілька припущень щодо походження ксенолітів білих анортозитів. Вони можуть складати: ранню фазу основних порід плутону; винесений з глибини фрагмент субстрату нижньої кори, змінений накладеними метасоматическими і гідротермальними процесами; лейкократовий різновид «давніх» анортозитів АМЧГ-асоціації, представленої білими бронзитовими анортозитами в Коростенському плутоні.

Ключові слова: анортозит, ксеноліт, циркон, ізотопне датування, уран-свинцевий геохронологічний метод.

Введение. Корсунь-Новомиргородский плутон Украинского щита (УЩ) представляет собой многофазную интрузию, в строении которой принимает участие широкая гамма пород. Породы основного состава в пределах плутона образуют несколько самостоятельных массивов и представлены анортозитами, габбро- и норито-анортозитами, габбро-норитами и их переходными разновидностями в зависимости от количественного содержания оливина, пироксенов и рудных минералов. Меланократовые разновидности габброидов в составе массивов формируют не только небольшие прослои и шпировидные выделения в анортозитах [Кононов, 1966], но и самостоятельные тела [Кривдик та ін., 2008], которые прорывают анортозиты.

Существует несколько точек зрения на генезис и последовательность формирования габбро-анортозитовых тел. В разное время исследователи выделяли одну [Козловская, Ожегова, 1958], две [Соболев, 1947] и три [Свешников, 1981] фазы внедрения основных пород. До сих пор остается актуальной концепция формирования габбро-анортозитовых массивов по

типу расслоенных интрузий [Кононов, 1966] с образованием меланократовых разностей габброидов из остаточных расплавов путем кристаллизационной дифференциации и фракционирования, а также с формированием более поздних тел рудных и безрудных габброидов в расслоенных телах анортозитов [Кривдик та ін., 2009]. В последнее время считается [Митрохин, 2011], что массивы основных пород — полифазные образования, которые внедрялись неоднократно и представлены пятью возрастными сериями: ранней анортозитовой, главной анортозитовой, ранней габброидной, поздней габброидной и дайковой.

Наиболее древними образованиями в составе Коростенского плутона УЩ, сложеного аналогичным комплексом пород, считается ранняя анортозитовая фаза — белые бронзитовые анортозиты, норито-анортозиты и лейкократы, которые являются наиболее высокомагнезиальными разновидностями основных пород Коростенского плутона [Геохронология..., 2008; Митрохин, 2011]. Изотопный возраст ксенолитов ранней анортозитовой фазы в Коро-

стенском плутоне составляет 1 800—1 784 млн лет [Верхогляд, 1995].

В Корсунь-Новомиргородском плутоне белые анортозиты до сих пор исследованы не были. Наличие ксенолитов белых анортозитов в порфириовидных норитах Городищенского массива ранее отмечалось Ю. В. Кононовым [Кононов, 1966].

Нами найдено несколько ксенолитов ранних белых анортозитов в анортозитах главной фазы основных пород Новомиргородского габбро-анортозитового массива. Результаты геохронологических и сопутствующие минералого-петрографические исследования белых анортозитов приводятся ниже.

Геологическое положение. Новомиргородский габбро-анортозитовый массив находится в южной части Корсунь-Новомиргородского плутона (рис. 1). Он вытянут в субширотном направлении, в плане имеет сложную конфигурацию. В состав массива входит еще несколько отдельных тел основных пород, наибольшее из них — Маловисковское. Общая площадь массивов основных пород южной части Корсунь-Новомиргородского плутона составляет около 700 км².

Анортозиты и габбро-анортозиты слагают около 72 % площади Новомиргородского массива, занимая его центральную часть. Нориты и габбро-нориты встречаются в виде небольших отдельных выходов, имеющих в плане форму узких, вытянутых тел. Занимают около 14 % площади. Выходы габбро-монцитов обрамляют массив с севера и юга. Образуют ряд вытянутых тел и занимают около 10 % площади массива, кварцевые монциты — около 4 % [Кононов, 1966].

Габбро-монциты располагаются чаще по краям анортозитовых массивов, в зоне контакта с окружающими их гранитами рапакиви. Это дает основание некоторым исследователям считать габбро-монциты и монциты реакционными породами, возникшими при взаимодействии основных пород (анортозитов) и гранитов. Однако механизм этих взаимодействий пока остается не ясен. Предполагается более позднее внедрение гранитов в закристаллизовавшиеся анортозиты или смешение основных и кислых расплавов. Не исключено и внедрение основной магмы в закристаллизовавшиеся граниты, что с энергетической точки зрения может быть наиболее логичным (С. Г. Кривдик, устное сообщение).

Имеющиеся данные датирования основных и кислых пород Коростенского плутона [Вер-

хогляд, 1995; Геохронология..., 2008] не противоречат такой трактовке. Во всяком случае, имеются более ранние разновидности некоторых гранитов относительно основных пород.

Практически все выходы кристаллических пород Новомиргородского массива на земную поверхность представлены анортозитами, которые обнажаются по р. Большая Высь.

Характеристика пород. Анортозиты, вмещающие ксенолит белого анортозита. Анортозиты представлены пятнистыми, в свежем сколе темно-серыми до черных, неравномерно-гигантозернистыми породами. Текстура их неоднородная, обусловленная неравномерным распределением мафических минералов, образующих небольшие скопления скелетных зерен. На отдельных участках проявляется слабая трахитоидность. Структура породы неравномерно-зернистая до порфириовидной. Содержание плагиоклаза 90—95 %. Отдельные его мегакристаллы довольно крупные (до 10 см вдоль длинной оси). Они ирризируют в сине-фиолетовых, реже желто-оранжевых тонах.

Кроме плагиоклаза в анортозите хорошо заметны скелетные зерна пироксена (2—3 см), отсвечивающие бронзово-золотистым цветом, образуют участки с субофитовой структурой. Изредка наблюдаются скелетные зерна ильменита. В некоторых местах анортозит рассекается тонкими жилами розовых аплит-пегматоидных гранитов.

Для геохронологических исследований отобраны пробы (КН-1 и КН-1-09) в щебневом карьере с. Каменка. Химический состав, %: SiO₂ 53,63; TiO₂ 1,34; Al₂O₃ 22,67; Fe₂O₃ 0,13; FeO 5,89; MnO 0,03; MgO 1,47; CaO 8,385; Na₂O 3,76; K₂O 1,10; P₂O₅ 0,18; H₂O 0,39; п.п.п. 0,55; сумма 99,52.

Структура породы панидиоморфнозернистая. Анортозит практически мономинеральный, на 90—95 % сложен плагиоклазом An_{48—54}. Остальные минералы (в примерном порядке убывания встречаемости) представлены ортопироксеном, клинопироксеном, оливином, биотитом, калиевым полевым шпатом, кварцем, апатитом, цирконом и рудными минералами. Вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, карбонаты.

Темноцветные минералы (5—10 %) представлены ксеноморфными выделениями пироксенов, биотитом, образующим оторочки вокруг зерен пироксенов, и очень мелкими зернами оливина в виде небольших скоплений в плагиоклазе, обнаруженных при исследова-

нии шлифа на растровом электронном микроскопе РЭММА-106И (УкрГГРИ).

Плагиоклаз представлен удлинённо-призматическими и таблитчатыми зёрнами с четко проявленной системой простых и полисинтетических двойников. Размер зёрен колеблется от 0,2 до 1 см. Двойники крупных зёрен тонкие, четкие, мелких зёрен — широкие. Реже встречаются пересекающиеся системы двойников, «висячие» и изогнутые двойники. Контуры зёрен зазубренные, вдаются друг в друга. Отмечаются зёрна небольшого размера, сильно изменённые, с разъеденными краями (ранняя генерация?). Плагиоклаз содержит включения калиевого полевого шпата в виде пятен неправильной формы, вероятно, это антипертитовые вроски.

Кроме того, калиевый полевой шпат образует выделения в виде удлинённых пятен, часто ориентированных вдоль двойниковых швов в плагиоклазе. В межзёрновом пространстве наблюдаются небольшие зёрна и микровыделения калишпата в виде каемок и пятен вокруг пироксенов.

Темноцветные минералы представлены ксеноморфными выделениями ромбического пироксена — гиперстена. Моноклинный пироксен образует тонкие каемки и небольшие эксклюзионные выделения в ромбическом пироксене. В гиперстене наблюдаются микровключения сульфидов железа. Зёрна гиперстена часто окружены каемками из биотита. Самостоятельные чешуйки биотита в породе встречаются редко.

Кварц образует ксеноморфные выделения в интерстиционном пространстве. Практически всегда небольшими пятнами окружает пироксен. Изредка отмечается в виде мирмекитовых вростков на границе калишпата с плагиоклазом.

Рудные минералы в шлифах — единичные мелкие зёрна в основном сульфидов железа (микрозондовый анализ) в оливине и гиперстене, а также зёрна ильменита.

Акцессорные минералы — единичные зёрна апатита. Циркон в шлифах не обнаружен.

Циркон. Под бинокуляром циркон анортозита наблюдается в виде хорошо огранённых призматических, короткопризматических, реже удлинённо-призматических и слегка уплощённых прозрачных кристаллов. Цвет светло-розовый, изредка встречаются полупрозрачные кристаллы коричнево-розового или розово-коричневого цвета. Внутреннее строение кристаллов простое. Возраст

циркона анортозитов по результатам уран-свинцового изотопного датирования составляет $1\,750,2 \pm 0,9$ млн лет [Довбуш и др., 2009].

Анортозит (проба КН-1-2) отобран на левом берегу водохранилища р. Большая Высь. Порода аналогична описанной выше.

Химический состав, %: SiO_2 53,68; TiO_2 1,71; Al_2O_3 20,84; Fe_2O_3 0,10; FeO 6,25; MnO 0,08; MgO 1,41; CaO 9,29; Na_2O 4,08; K_2O 1,0; P_2O_5 0,49; H_2O^- 0,18; п.п.п. 0,68; $S_{\text{общ.}}$ 0,03; сумма 99,68.

Минеральный состав, %: плагиоклаз 90—93; ромбический пироксен 5—7; калишпат и кварц 2. Рудные минералы — единичные зёрна. Акцессорные минералы — апатит, циркон; вторичные — серицит, хлорит, пренит. Плагиоклаз представлен крупными таблитчатыми зёрнами с четкой системой тонких двойников. Ромбический пироксен образован ксеноморфными угловатыми зёрнами, зажатыми между крупными таблицами плагиоклаза. По краям он обрастает чешуйками биотита и редко — тонкими выделениями моноклинного пироксена. В интерстициях развиваются калиевый полевой шпат и кварц, замещая и разъедая мелкие зёрна плагиоклаза и края его крупных зёрен.

Ксенолит белого анортозита (проба КН 1/2-09К, анортозит, ксенолит белого анортозита, с. Каменка, левый берег водохранилища р. Большая Высь). Химический состав, %: SiO_2 55,13; TiO_2 0,24; Al_2O_3 24,45; Fe_2O_3 0,58; FeO 1,5; MnO 0,02; MgO 0,58; CaO 8,74; Na_2O 5,22; K_2O 1,51; P_2O_5 0,06; H_2O^- 0,26; п.п.п. 1,37; $S_{\text{общ.}}$ 0,01; сумма 99,66.

Небольшое включение анхимономинерального анортозита размером 27 см найдено в описанных выше анортозитах. Ксенолит имеет вытянутую закругленную форму и резкие границы с вмещающей породой, светлую окраску и однородную среднезернистую структуру (рис. 2, а). Порода сильно изменена вторичными процессами.

Анортозит сложен хаотично расположенными сильносоосюритизированными зёрнами плагиоклаза. Многие зёрна имеют амебообразные округленные формы с неровными заливчатыми краями (возможно, представляют собой оплавленные зёрна первичного кумулата или реликты пород субстрата?). Такие зёрна находятся в более крупных зёрнах плагиоклаза. Они различаются ориентировкой двойников в каждом отдельном зёрне. Системы двойников видны не всегда. Возможно, порода содержит сильно изменённые остатки темноцветных ми-

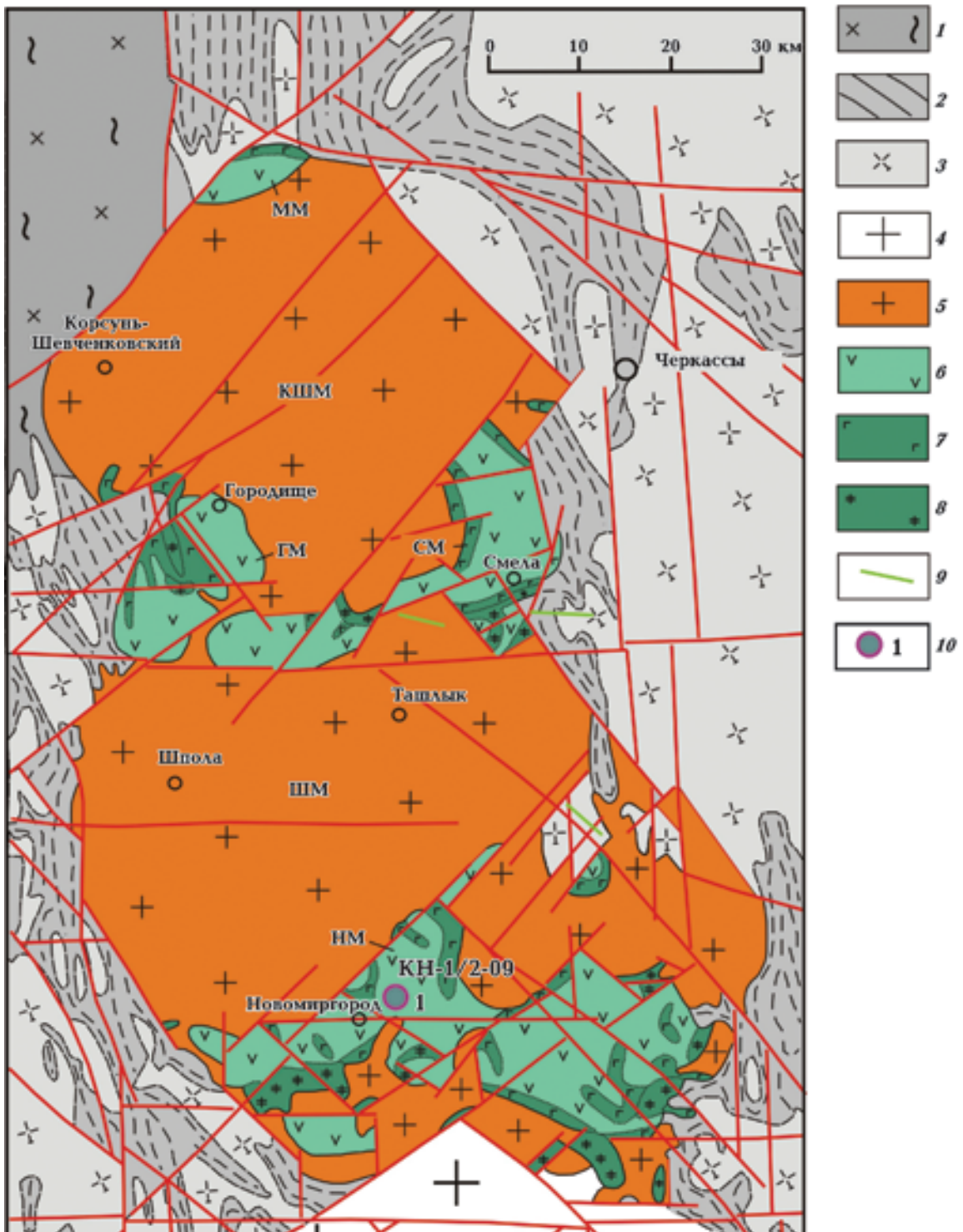


Рис. 1. Схема геологического строения Корсунь-Новомиргородского плутона, по [Митрохин и др., 2008]: 1 — мигматиты звенигородского комплекса; 2 — гнейсы и кристаллосланцы ингуло-ингулецкой серии; 3 — граниты и мигматиты кировоградского комплекса; 4 — граниты новоукраинского комплекса. *Интрузивные образования Корсунь-Новомиргородского плутона*: 5 — рапакиви и рапакивиподобные граниты; 6 — анортозиты и габбро-анортозиты; 7 — нориты иа габбро-нориты; 8 — монцониты и габбро-монцониты; 9 — субщелочные долерит-диабазовые дайки. *Массивы рапакиви*: КШМ — Корсунь-Шевченковский, ШМ — Шполянский. *Габбро-анортозитовые массивы*: ММ — Межириченский, ГМ — Городищенский, СМ — Смелянский, НМ — Новомиргородский. 10 — точка геохронологического опробования.

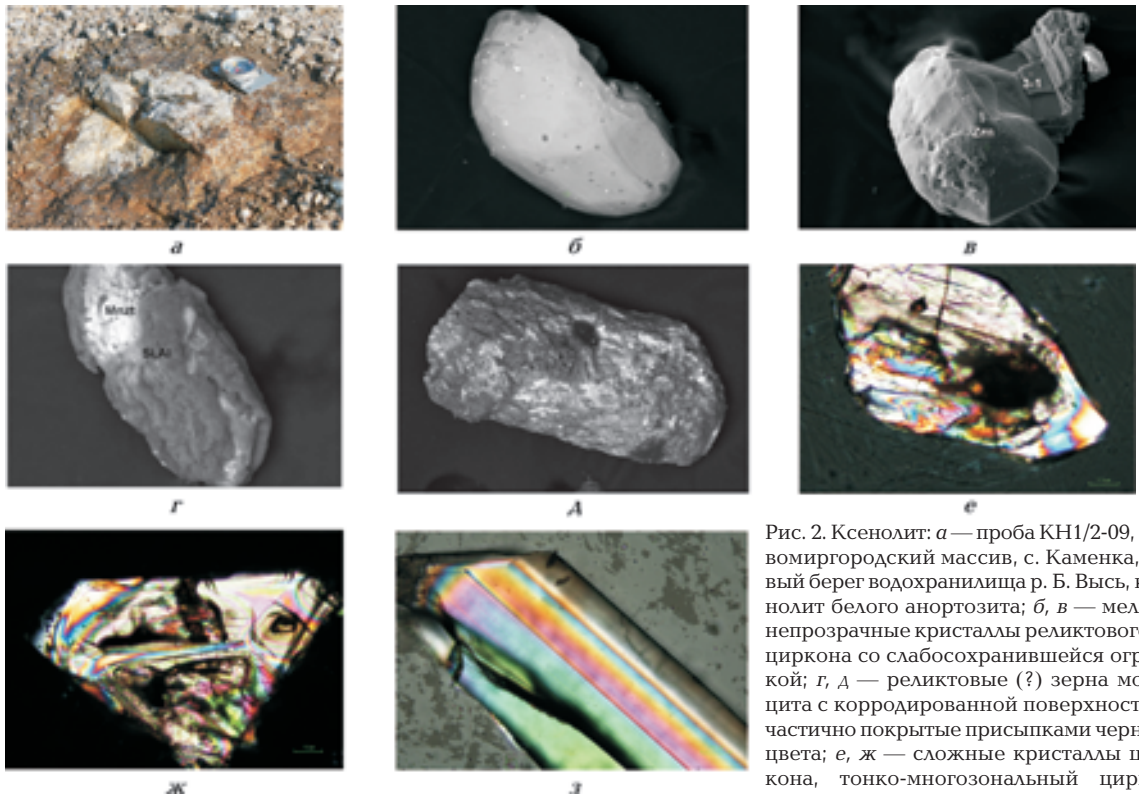


Рис. 2. Ксенолит: а — проба КН1/2-09, Новомиргородский массив, с. Каменка, левый берег водохранилища р. Б. Высь, ксенолит белого анортозита; б, в — мелкие непрозрачные кристаллы реликтового(?) циркона со слабосохранившейся огранкой; г, д — реликтовые (?) зерна монацита с корродированной поверхностью, частично покрытые присыпками черного цвета; е, ж — сложные кристаллы циркона, тонко-многозональный циркон

Ц_1 с низкими цветами интерференции обрастает цирконом Ц_2 с высоким двупреломлением, з — тип Ц_3 , удлиненно-призматические и шестоватые зерна циркона с зональностью, характерной для циркона основных магматических пород.

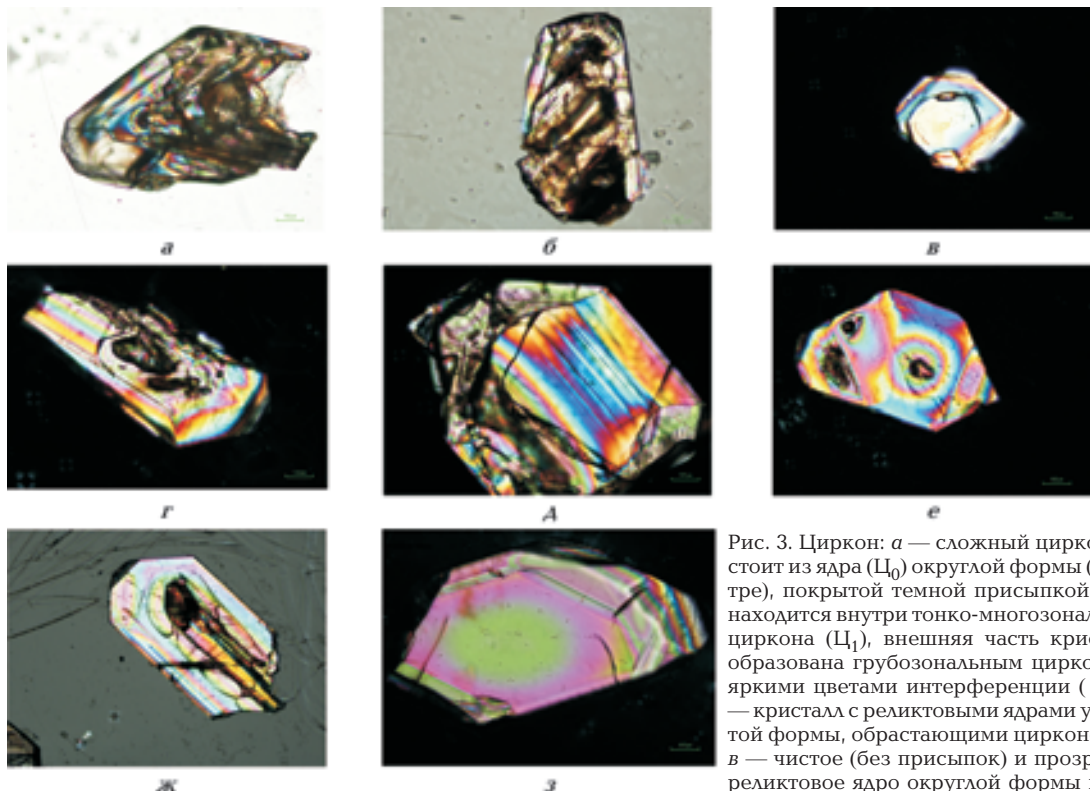


Рис. 3. Циркон: а — сложный циркон, состоит из ядра (Ц_0) округлой формы (в центре), покрытой темной присыпкой. Ядро находится внутри тонко-многозонального циркона (Ц_1), внешняя часть кристалла образована грубозональным цирконом с яркими цветами интерференции (Ц_2); б — кристалл с реликтовыми ядрами угловатой формы, обрастающими цирконом Ц_3 ; в — чистое (без присыпок) и прозрачное реликтовое ядро округлой формы в цирконе типа Ц_3 ; г — осколок зерна шестоватого облика (Ц_3), содержащий внутри зерно циркона тонко-многозонального типа Ц_1 ; д — сложный кристалл. Внутренняя часть кристалла представлена типом Ц_1 , на которую нарастает циркон Ц_2 ; е — кристалл образованный типом Ц_2 ; ж — сложное внутреннее строение циркона типа Ц_3 ; з — однородные кристаллы простого строения, тип Ц_4 .

коне типа Ц_3 ; г — осколок зерна шестоватого облика (Ц_3), содержащий внутри зерно циркона тонко-многозонального типа Ц_1 ; д — сложный кристалл. Внутренняя часть кристалла представлена типом Ц_1 , на которую нарастает циркон Ц_2 ; е — кристалл образованный типом Ц_2 ; ж — сложное внутреннее строение циркона типа Ц_3 ; з — однородные кристаллы простого строения, тип Ц_4 .

нералов и калишпат. Вследствие интенсивного развития вторичных процессов их трудно диагностировать.

Ксенолиты белых анортозитов в Корсунь-Новомиргородском плутоне ранее не исследовались. Как отмечалось выше, они наблюдались в порфириовидных норитах Городищенского массива. Поэтому изучению ксенолитов нами уделяется повышенное внимание.

Для определения минералов ксенолита проведены микрозондовый анализ породы в шлифе и качественный анализ минералов (около 100) из шлиха электромагнитной фракции, нанесенных на токопроводящую ленту. Анализы выполнялись на растровом электронном микроскопе РЭММА-106И в лаборатории прецизионных аналитических исследований УкрГГРИ (аналитик А. В. Ковтун).

Микрозондовым анализом установлено, что ксенолит белого анортозита представляет собой слабоальбитизированный андезинит. Плагиоклаз представлен зернами кислого An_{30-33} и основного An_{48-50} андезина, олигоклазом An_{17-18} и альбитом An_{1-7} . Зерна андезина имеют четкие границы, слаботрещиноваты. Иногда окружены тонкими каемками олигоклаза $An_{(17-18)}$. Трещинки заполнены микровыделениями альбита. Андезин содержит многочисленные розеткообразные выделения зеленого слюдоподобного минерала с высоким двушломлением (выше, чем у хлорита) и очень мелкие включения сульфидов и ильменита.

Калиевый полевой шпат иногда образует кайму вокруг зерен андезина и содержит в виде небольших пятен выделения альбита An_{1-6} . Совместно с калиевым полевым шпатом диагностируются довольно крупные зерна рутила, ильменита и небольшие выделения сульфата бария.

В межзерновом пространстве также наблюдаются выделения кварца и продукты разложения плагиоклаза, представленные минералами группы эпидота, скаполитом (?) и карбонатами. Эпидот содержит включения халькопирита, внутри которого фиксируются отдельные фазы, состоящие преимущественно из меди или железа.

Темноцветные минералы в шлифах не обнаружены. В краевой зоне ксенолита отмечаются единичные зерна зеленого амфибола группы актинолита—тремолита(?), зеленого биотита, а также минерала коричневого цвета, образующего коллоидные выделения. Появление этих минералов, по-видимому, связано с вторичными процессами изменения породы.

Акцессорные минералы, кроме единичных рудных зерен, в шлифах не видны.

Качественный анализ минералов проводился также по нешлифованным зернам, наклеенным на токопроводящую ленту. Микрозондовым анализом определены следующие минералы: андезин (An_{46}), эпидот, клиноцоизит, сфен, рутил, бадделейт и мелкие (реликтовые?) зерна циркона и монацита.

Зерна рутила, по-видимому, представлены несколькими генерациями. Темно-желтый прозрачный рутил и светлые непрозрачные зерна имеют округлые (оплавленные? растворенные?) формы. Буровато-коричневые прозрачные зерна встречаются только в осколках.

Монацит образует призматические и близкие к овальным мелкие зерна темного, бурокоричневого цвета, частично покрытые черным налетом (микрозондовым анализом фиксируются алюминий и кремний). Поверхность зерен кавернозная со следами растворения (рис. 2, г, г).

Бадделейт представлен уплощенными кристаллами коричневого цвета, а также бесцветными кристаллами округленной формы.

Рудные минералы — ильменит и сульфиды железа (пирит, халькопирит, пирротин, пентландит). Зерна сульфидов железа очень разнообразны. Некоторые из них содержат микровыделения минерала, в которых железо преобладает. Одно зерно представляет собой включение плагиоклаза (An_{69}). Плагиоклаз такой основности не характерен для анортозитов Корсунь-Новомиргородского плутона. В некоторых зернах пирита фиксируются структуры коллоидного типа.

Минералы темно-красного и темно-коричневого цвета имеют существенно железистый состав (гематит?). С ними связаны небольшие выделения барита. В очень мелких дипирамидальных кристаллах фиксируются магний (периклаз?), магний и марганец в разных соотношениях.

Зерна сфена и ильменита содержат небольшие выделения железа в виде тонких корочек. В шлихе электромагнитной фракции наблюдаются сильномагнитные чешуйки стального серого цвета с сильным блеском. Эти чешуйки и корочки на минералах сходны и, возможно, представлены вторичным магнетитом.

Для ильменита характерны срастания со сфеном и карбонатами. В ильмените найдено необычное включение округлой формы, состоящее из очень мелких сцементированных

зерен кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза.

Найдены также единичные зерна граната альмандинового ряда с небольшим количеством кальция (анализ проведен на электронном микроскопе РЕММА-102, по пришлифованным зернам в Киевском национальном университете им. Тараса Шевченка, аналитик А. В. Андреев).

Циркон. Основная масса циркона ксенолита представлена розовыми, бледно-розовыми, бесцветными, иногда с желтоватым оттенком, прозрачными кристаллами. Блеск кристаллов стеклянный. Грани зерен минерала частично покрыты мутными или полупрозрачными зубчатыми наростами или наплывами. Чистые грани ровные, гладкие и блестящие.

Облик цирконов в основном удлиненно-призматический до шестоватого; $K_{удл}$ изменяется от 3—3,5 до 8—10. Реже встречаются короткопризматические кристаллы до изометричных, $K_{удл}=1,5\div 2$. Небольшое количество бесцветного и бледно-розового циркона представлено совершенно плоскими зернами неправильной формы, прозрачными, с сильным блеском и радужным отливом.

Тип кристаллов «цирконовый», образован комбинацией граней тетрагональной призмы {110} и дипирамиды {111}. Вершинки розовых и бледно-розовых кристаллов иногда усложнены гранями острой дипирамиды {311}.

В небольших количествах встречаются мутно-белые кристаллы циркона. Они полупрозрачные с матовым блеском и шагреновой поверхностью граней. Морфология их такая же, как у прозрачных кристаллов, но изредка встречаются и субидiomорфные зерна со сглаженными ребрами, и зерна округлой формы с $K_{удл}=2,5\div 3$, изредка 1—1,5.

Большая часть циркона раздроблена и представлена полуманнскими кристаллами, в которых хорошо заметна разная окраска в одном зерне. Особенно часто наблюдаются сращения розового и бледно-розового циркона, но определить порядок нарастаний в осколках трудно. Мутно-белый циркон довольно часто оказывается прозрачным внутри, образует нарастания на бесцветном и бледно-розовом цирконе. В расколотых кристаллах также хорошо видны включения округлой или угловатой формы зеленовато-бурого, красновато-бурого, реже желто-оранжевого цвета. Иногда внутри кристаллов фиксируются розовые и белые непрозрачные включения округлой формы. Достаточно часто в пробе встречаются

ся разнообразной формы сростки из зерен циркона различной окраски. Они состоят из нескольких кристаллов, покрытых или склеенных общей мутноватой оболочкой или корочкой.

Кроме описанных разновидностей наблюдаются очень мелкие прозрачные кристаллы циркона округлой формы, коричневого цвета и непрозрачные кристаллы со слабосохранившейся огранкой, окрашенные в светлые тона (рис. 2, б, в). В основном в электромагнитной фракции породы отмечаются мелкие кристаллы частично, а иногда практически полностью покрытые черными или темно-бурыми присыпками. Следы окатанности (царапины, борозды, шагрень на вершинках и ребрах) не фиксируются. К сожалению, количества кристаллов циркона этого типа недостаточно (поскольку они очень мелкие) для геохронологического датирования.

Исследование срезов циркона на поляризационном микроскопе (ИГМР НАН Украины) подтвердило наличие нескольких генераций минерала, а также сложных кристаллов с ядрами реликтового циркона (рис. 2, е; рис. 3, а—в).

Генерации циркона ксенолита.

Ц_0 — реликтовые ядра, представлены затемненными зернами округлой или угловатой формы (см. рис. 2, е; рис. 3, а, б). Темные присыпки характеризуются химическим составом (РЭМ), близким к составу минералов группы эпидота и хлорита. Кроме затемненных встречаются чистые и прозрачные ядра как округлой (см. рис. 3, в), так и продолговатой формы с извилистыми контурами и цветами интерференции в ярких тонах.

Ц_1 — тонко-многозональный циркон с низкими цветами интерференции. Встречается, в основном, внутри сложных кристаллов (рис. 2, е, ж; 3, а, г, г).

Ц_2 — кристаллы с едва различимой зональностью и очень высокими цветами интерференции, распределенной пятнами или грубыми полосами. Образует как самостоятельные кристаллы (рис. 3, е), так и нарастания на цирконе Ц_1 (рис. 2, е, ж; 3, а, г).

Ц_3 — кристаллы с четко выраженной ритмичной зональностью вдоль длинной оси, характерной для циркона магматических пород основного состава [Верхогляд, 1995]. Образуют самостоятельные кристаллы шестоватого облика (рис. 2, з) и нарастания на Ц_0 (см. рис. 3, г, ж). Цвета интерференции высокие.

Ц_4 — однородные кристаллы с высокими цветами интерференции. Встречаются в виде

самостоятельных кристаллов розового цвета (рис. 3, з).

Ц_5 — самостоятельные кристаллы с низкими серыми цветами интерференции. Иногда этот же (?) тип циркона образует тонкую внешнюю оболочку на других генерациях минерала.

Сложные кристаллы циркона ксенолита представлены несколькими комбинациями разных типов минерала:

- 1) ядро реликтового циркона Ц_0 + тонко-многозональный $\text{Ц}_1 + \text{Ц}_2$ (рис. 2, е, ж; рис. 3, а);
- 2) реликтовое ядро $\text{Ц}_0 + \text{Ц}_3$ (рис. 3, ж);
- 3) циркон $\text{Ц}_1 + \text{Ц}_2$ (рис. 3, г).

Обсуждение результатов. Геохронология.

Возраст ксенолита белого анортозита определялся классическим уран-свинцовым изотопным методом по циркону. Методика исследований описана в работе [Геохронологическая..., 1989]. Для анализа использовалось несколько фракций бесцветных, светло-розовых, розовых и мутно-белых кристаллов циркона (табл. 1). При этом под бинокляром отбирали как целые кристаллы, так и их обломки без видимых ядер реликтового циркона Ц_0 .

Изотопные исследования показали значительный разброс полученных возрастных значений — от 1 743,7 млн лет для мутно-белых зерен до 1806 млн лет для бледно-розовых (рис. 4, табл. 1). Такой разброс, вероятно, обусловлен

неоднородным внутренним строением кристаллов циркона и различным сочетанием разновозрастных генераций в пределах выбранных навесок (фракций) цветовых разновидностей минерала. Наиболее древний, практически конкордантный, возраст получен для двух фракций (4, 5, табл. 1) светло-розового циркона (1796—1806) млн лет, что значительно древнее возраста циркона вмещающих анортозитов (1750,2 млн лет), и, по нашему мнению, характеризует возраст анортозита. Возраст, полученный для других фракций, по-видимому, характеризует разные сочетания описанных выше типов циркона (Ц_{1-5}).

Ксенолиты белых, «древних», бронзитовых анортозитов известны в Коростенском плутоне. Их возраст, установленный по циркону и бадделейту, составляет $1800 \pm 1,3$ и $1794 \pm 6,7$ млн лет соответственно и интерпретируется [Верхогляд, 1995; Геохронология..., 2008] как ранняя анортозитовая фаза (A_1) габброидов плутона.

Согласно детальным петрологическим исследованиям [Митрохин, 2011], рассматриваемые анортозиты могут быть отнесены к «древней» АМЧГ ассоциации, которая, возможно, подстилает на глубине породы Коростенского плутона. Химический состав андезинита Новомиргородского массива и ксенолитов ранней анортозитовой фазы (A_1) Коростенского плу-

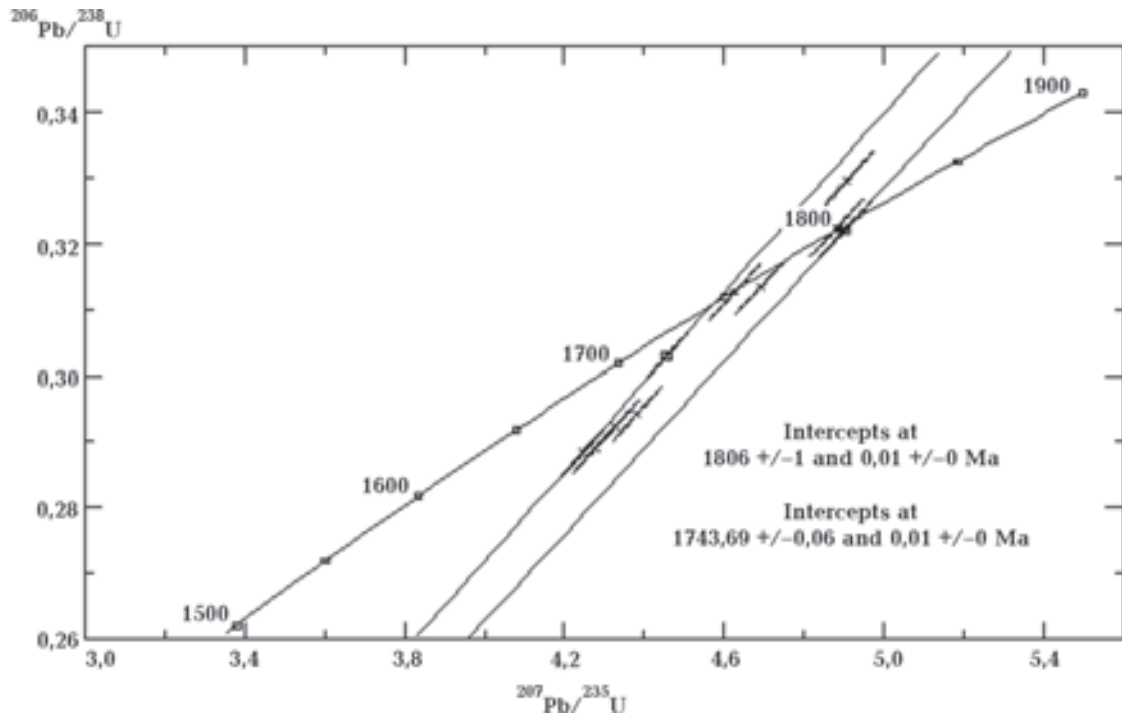


Рис. 4. Уран-свинцовая диаграмма с конкордией для разных фракций циркона, выделенных из ксенолита белого анортозита. Проба КН-1/2-09.

Т а б л и ц а 1. Содержание U, Pb и изотопный состав Pb в цирконах ксенолита белого анортозита, Новомиргородский массив Корсунь-Новомиргородского плутона, с. Каменка, заброшенный щебневый карьер. Проба КН-1/2-09

Фракция минерала	Содерж. (ppm)		Изотопное отношение					Изотопный возраст млн лет		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1738	470,6	162,0	18250	9,2593	3,8791	0,29242	4,3287	1654	1699	1755,1
1739	437,8	149,4	21185	9,3145	3,769	0,28844	4,2483	1634	1683	1745,9
1923	938,6	349,4	7890	9,2328	3,1759	0,30298	4,4571	1706	1723	1743,7
1924	544,7	205,4	3700	9,2404	3,4474	0,31263	4,6268	1754	1754	1754,7
1922	218,2	78,92	1168	8,4147	3,185	0,28915	4,2787	1637	1689	1754,5
1958	541,8	293,3	1035	8,1064	1,2603	0,32197	4,9010	1799	1802	1806,0
1959	460,4	188,1	4812	8,8865	2,831	0,32235	4,8813	1801	1799	1796,5
1997	229,8	81,04	8030	9,1249	3,5663	0,29424	4,3818	1663	1709	1766,0
1998	323,2	133,1	2107	8,7466	3,0736	0,32946	4,9060	1836	1803	1766,0
1999	227,9	85,85	3614	8,9127	3,5978	0,31343	4,6912	1758	1766	1775,3

Примечание: поправка на обычный Pb введена, по Стейси и Крамерсу, на возраст 1800 млн лет.

Т а б л и ц а 2. Химический состав ксенолитов белых андезитов Корсунь-Новомиргородского (КНП) и бронзитовых анортозитов Коростенского (КП) плутонов, %

Компонент	КНП	68-51	68-59
	КН-1/2-09		
SiO ₂	55,13	55,43	54,52
TiO ₂	0,24	0,19	0,23
Al ₂ O ₃	24,45	22,51	23,96
FeO	1,50	1,97	3,57
Fe ₂ O ₃	0,58	—	—
MgO	0,58	2,77	2,99
MnO	0,02	0,06	0,06
CaO	8,74	9,92	8,98
Na ₂ O	5,22	4,29	4,13
K ₂ O	1,51	0,44	0,59
P ₂ O ₅	0,06	0,04	0,05

Т а б л и ц а 3. Содержание Rb и Sr в плагиоклазах основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона, ppm

Номер пробы	Порода	Rb	Sr	Rb/Sr
КН-1/2-09	Андезит	24,3	834	0,029
КН1-09к	Андезит	16,5	1118	0,015
КН-1-09	Анортозит	27,3	966	0,028
КН-14-9	Лейконорит	23,6	527	0,045
КН-14/10	Кварцевый габбро-норит	25,5	893	0,029
КН-14/12	Анортозит	29,5	1071	0,028
КН-14/13	Оливиновый норит	38,4	983	0,039
КН-14/8	Рапакиви	32,8	245	0,134

тона [Митрохин, 2008] (табл. 2) имеет определенное сходство. Исключение составляют содержание магния (в андезитите темноцветные минералы не обнаружены) и несколько большее содержание натрия и калия, что связано с наличием в породе альбита и ортоклаза.

Одно из отличительных признаков «древних» анортозитов Коростенского плутона —

повышенное содержание стронция в плагиоклазах — 1000÷1100 ppm [Митрохин, 2011].

Однако такие же высокие содержания стронция в плагиоклазе отмечаются практически во всех исследованных нами разностях основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона (табл. 3). Инициальные отношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ксенолитов «древних»

анортозитов Коростенского плутона составляют 0,70233—0,70288, что немного меньше, чем в наиболее типичных анортозитовых породах главной фазы: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7036$ [Митрохин, 2011].

Для ксенолита белого андезинита Новомиргородского массива инициальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно 0,70578, что практически совпадает с инициальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равными 0,70537 (проба КН-14-10) и 0,7059 (проба КН-14-9) для габброидов Городищенского массива северной части Корсунь-Новомиргородского плутона.

Выводы. Полученные наиболее древние возрастные даты по циркону из ксенолитов андезиновых анортозитов можно проинтерпретировать следующим образом.

1. Даты практически совпадают с одним из этапов тектономагматической активизации в центральной части Ингульского мегаблока УЩ — 1,76÷1,8 млрд лет [Гинтов, 2012], связанной с образованием дайкового комплекса (Субмошоринская дайка, 1,77 млрд лет [Лубнина, 2009])

и щелочных натровых метасоматитов Кировоградского рудного района.

2. Возрастные даты синхронны с ранней фазой основных пород Коростенского плутона (Вольнский мегаблок) и могут соответствовать ранней фазе габброидов [Верхогляд, 1995; Геохронология..., 2008], которая в Корсунь-Новомиргородском плутоне до настоящего времени не была установлена.

3. На сегодня существует несколько предположений относительно происхождения ксенолитов белых андезиновых анортозитов в габброидах Новомиргородского массива Корсунь-Новомиргородского плутона УЩ. Ксенолит может представлять собой вынесенный из глубины фрагмент субстрата нижней коры, измененный наложенными метасоматическими и гидротермальными процессами, или лейкократовую разность «древних» анортозитов АМЧГ ассоциации, представленной белыми бронзитовыми анортозитами в Коростенском плутоне. Данные, которыми мы располагаем, не позволяют предпочесть какое-либо из них.

Список литературы

- Верхогляд В. М. Возрастные этапы магматизма Коростенского Плутона. *Геохимия и рудообразование*. 1995. № 21. С. 34—47.
- Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. (Отв. ред. Н. П. Щербак). Киев: Наук. думка, 1989. 139 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. (Отв. ред. Н. П. Щербак). Киев: Наук. думка, 2008. 238 с.
- Гинтов О. Б. Докембрий Украинского щита и тектоника плит. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 3—21.
- Довбуш Т. И., Степанюк Л. М., Шестопалова Е. Е. Кристаллогенезис и возраст циркона из габброидов Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит). *Геохимия и рудообразование*. 2009. Вып. 27. С. 20—24.
- Козловская А. Н., Ожегова М. И. Объяснительная записка к геолого-петрографической карте Украинского кристаллического массива. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1958. 50 с.
- Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита. Київ: Наук. думка, 1966. 99 с.
- Кривдік С. Г., Дубина О. В., Гуравський Т. В. Деякі мінералогічні та петрологічні особливості рудоносних (фосфор, титан) габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів Українського щита. *Мінерал. журн.* 2008. Т. 30. № 4. С. 41—57.
- Кривдік С. Г., Гуравський Т. В., Дубина О. В. Особливості речовинного складу Носачівського апатит-льменітового родовища (Корсунь-Новомиргородський плутон, Український щит). *Мінерал. журн.* 2009. Т. 31. № 3. С. 55—78.
- Лубнина Н. В. Восточно-Европейский кратон от неогархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 2009. 40 с.
- Митрохин О. В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 2011. 36 с.
- Митрохин А. В., Богданова С. В., Шумлянський Л. В. Полибарическая кристаллизация анортозитов Коростенского плутона (Украинский щит). *Мінерал. журн.* 2008. Т. 30. № 2. С. 36—56.
- Свешников К. И. О возрастной последовательности пород Корсунь-Новомиргородского плутона. *Геол. журн.* 1981. Т. 41. № 4. С. 62—68.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1947. 140 с.

On the age of white anorthosite of the Novomirgorod massif of the Korsun-Novomirgorod pluton (the Ukrainian Shield)

© E. E. Shestopalova, L. M. Stepanyuk, T. I. Dovbush, A. V. Kovtun, 2014

Xenolites of white anorthosites have been found in anorthosites of the main phase of the Novomirgorod massif of the Korsun-Novomirgorod pluton (the Ukrainian Shield, the Ingul megablock). The age of white anorthosite has been determined by classical uranium-lead method by zircon. Isotopic study of zircon showed considerable dispersion of values that is possibly caused by heterogeneous internal structure zircon crystals and different combination of generations of different ages. The most ancient, practically concordant age has been obtained for two fractions of light rosy zircon (1796—1806 b. y.) that is considerably older than the age of zircon from enclosing anorthosites (1750,2 b. y.) and in our opinion characterizes the age of anorthosite. There are several assumptions as to the origin of xenolites of white anorthosites. They can be the earlier phase of basic rocks of the pluton; a fragment of substance of the lower crust transported from the depth and changed by superposed metasomatic and hydrothermal processes, leucocrate variety of «ancient» anorthosite of AMCHG association, represented by white bronsite anorthosites in the Korosten pluton.

Key words: anorthosite, xenolith, zircon, isotopic dating, uranium-lead geochronology method.

References

- Verhogljad V. M., 1995. Age stages of magmatism Korostensky Pluto. *Geohimija i rudoobrazovanie* (21), 34—47 (in Russian).
- Geologic time scale Ukrainian Precambrian Shield. (Ed. N. P. Shherbak), 1989. Kiev: Naukova Dumka, 139 p. (in Russian).
- Geochronology early dokemriya Ukrainian shield. Proterozoic, (Ed. N. P. Shherbak), 2008. Kiev: Naukova Dumka, 238 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2012. Ukrainian Precambrian shield and plate tectonics. *Geofizicheskij zhurnal* 34(6), 3—21 (in Russian).
- Dovbush T. I., Stepanjuk L. M., Shestopalova E. E., 2009. Crystallogenes and age of zircons from gabbros Korsun-Novomirgorod pluton (Ukrainian shield). *Geohimija i rudoobrazovanie*, is. 27, 20—24 (in Russian).
- Kozlovskaja A. N., Ozhegova M. I., 1958. Explanatory note to the geological and petrographic map Ukrainian crystalline massif. Kiev: KSU Publ., 50 p. (in Russian).
- Kononov Ju. V., 1966. Gabbro massifs of the Ukrainian Shield. Kyiv: Naukova Dumka, 99 p. (in Ukrainian).
- Krivdik S. G., Dubina O. V., Guravs'kij T. V., 2008. Some mineralogical and petrological characteristics of ore (phosphorus, titanium) gabbros anorthosite-rapakivi granite plutons of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskij zhurnal* 30(4), 41—57 (in Ukrainian).
- Krivdik S. G., Guravs'kij T. V., Dubina O. V., 2009. Material composition of the apatite-ilmenite Nosachivsk field (Korsun-Novomirgorodsky pluton Ukrainian shield). *Mineralogicheskij zhurnal* 31(3), 55—78 (in Ukrainian).
- Lubnina N. V., 2009. East European Craton from Neoproterozoic to Paleozoic from paleomagnetic data: Dr. geol. sci. diss. Moscow: MSU Publ., 40 p. (in Russian).
- Mitrohin O. V., 2011. Anorthosite-rapakivi granite formation of the Ukrainian Shield (geology, material composition and conditions of formation): Dr. geol. sci. diss. Kiev, 36 p. (in Ukrainian).
- Mitrohin A. V., Bogdanova S. V., Shumljanskij L. V., 2008. Polybaric crystallization Korosten anorthosite pluton (Ukrainian shield). *Mineralogicheskij zhurnal* 30(2), 36—56 (in Russian).
- Sveshnikov K. I., 1981. About age sequence rocks Korsun-Novomirgorod pluton. *Geologicheskij zhurnal* 41(4), 62—68 (in Russian).
- Sobolev V. S., 1974. Petrology of the eastern part of the complex Korosten pluton. Lvov: LSU Publ., 140 p. (in Russian).