

Возраст монцонитов восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона (Ингульский мегаблок УЩ)

© Е. Е. Шестопалова¹, А. М. Степанюк², Т. И. Довбуш², И. Н. Котвицкая², 2015

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

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

Поступила 30 апреля 2015 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Розглянуто результати досліджень монцоніту східної частини Корсунь-Новомиргородського плутону. Плутон знаходиться у північно-західній частині Інгульського мегаблока Українського щита. Крім головних різновидів порід — габро-анортозитів і гранітів рапаківі, у плутоні поширені породи монцонітового складу різного генезису. Невеликі тіла монцонітів відомі серед гранітів рапаківі в зоні перетину тектонічних структур різного рангу. Монцоніт є гібридною породою, включає ксеноліти порід рами та, можливо, давніших дайкових утворень. Циркон монцоніту утворює декілька генерацій, які добре фіксують за допомогою оптичних методів досліджень, а також розрізняють за U/Th відношенням. Деякі зерна мають ядра та включення циркону, поява яких зумовлена процесами контамінації. Для всіх фракцій циркону отримано дискордантні значення віку. Як найвірогідніші наведено дати, отримані за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. У зв'язку з наявністю в монцоніті реліктового циркону отримані цифри ізотопного віку не відповідають дійсному віку формування монцоніту. За максимально можливе значення його віку можна прийняти мінімальний вік, розрахований за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Припущено можливість формування монцоніту за рахунок контамінації основних розплавів давнішими коровими породами кислого складу, що не суперечить отриманим даним вивчення ізотопного складу стронцію, неодиму та результатам геохронологічних досліджень.

Ключові слова: монцоніт, циркон, генерації, датування, ізотопний вік, Корсунь-Новомиргородський плутон.

Введение. В составе Корсунь-Новомиргородского плутона кроме гранитов рапакиви и габбро-анортозитов широко распространены монцониты. Они представляют собой темно-серые или зеленовато-серые, среднезернистые, иногда порфирированные породы с вкраплениями калиевого полевого шпата (КПШ), плагиоклаза и темноцветных минералов. Обычно монцониты содержат однотипные темноцветные минералы, встречающиеся как в основных, так и в кислых разностях пород плутона, — оливин, пироксены, амфиболы и биотит, а также основной и кислый плагиоклазы, КПШ и кварц. Количественные соотношения этих минералов варьируют в широких пределах, что проявляется в наличии спектра пород переменного состава — габбро-монцонитов, монцонитов, кварцевых монцонитов, монцосиенитов, кварцевых сиенитов [Кононов, 1966; Свешников, 1981].

Монцониты Корсунь-Новомиргородского плутона принято [Кононов, 1985] делить на

две генетические группы. Кварцевые разности обычно относят к комплексу гранитов рапакиви, габбро- и норито-монцониты — к габбро-анортозитам. Обе группы монцонитов традиционно рассматриваются как переходные или гибридные образования, возникшие в результате гранитизации основных пород. Хорошо известна и метаморфогенно-метасоматическая концепция В. С. Тарасенко [Тарасенко, Кирикилица, 1987] о формировании «краевых» зональных рудоносных комплексов, сложенных монцоноритами, образующими протяженные пластообразные тела по периферии массивов основных пород.

Однако кроме гибридных образований известны [Кононов, 1985] и маломощные выделения габбро-монцонитов (шлиры) в основных породах плутона, вскрытые скважинами в Новомиргородском и Межиреченском габбро-анортозитовых массивах, а также самостоятельные тела и жилы (дайки) монцонитоидов в

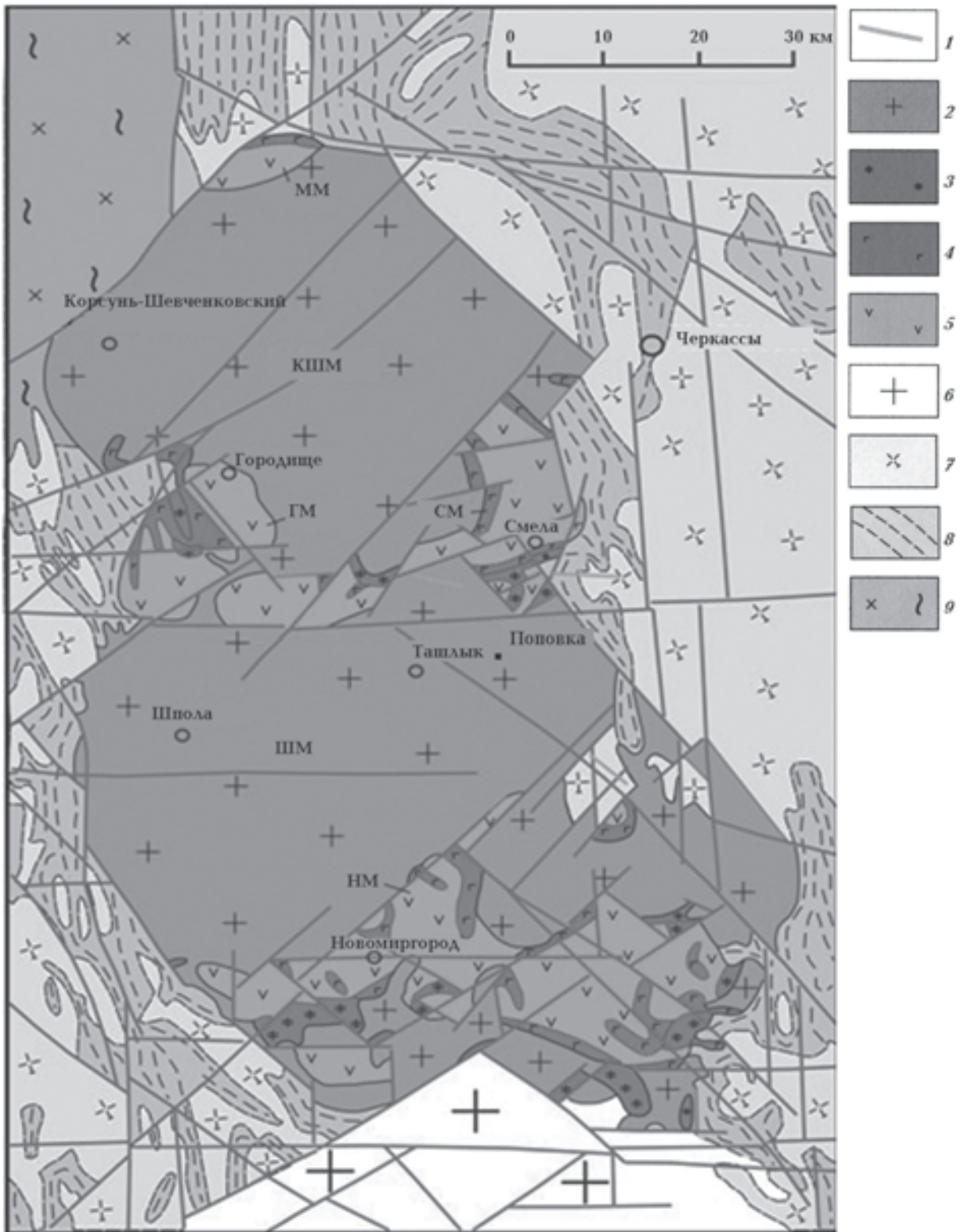


Рис. 1. Схематическая карта Корсунь-Новомиргородского плутона. Составлена по материалам геологической карты масштаба 1:500 000 [Митрохин, 2011] с изменениями и дополнениями А. В. Митрохина. 1 — субщелочные базитовые дайки, 2 — граниты рапакиви, 3 — монзониты и габбро-монзониты, 4 — титаноносные габброиды, 5 — анортозиты и габбро-анортозиты, 6 — гранитоиды новоукраинского комплекса, 7 — граниты и мигматиты кировоградского комплекса, 8 — метаморфические породы ингуло-ингулецкой серии, 9 — граниты и мигматиты звенигородского комплекса. Массивы рапакиви: КШМ — Корсунь-Шевченковский, ШМ — Шполянский; габбро-анортозитовые массивы: ММ — Межиреченский, ГМ — Городищенский, СМ — Смелянский, НМ — Новомиргородский.

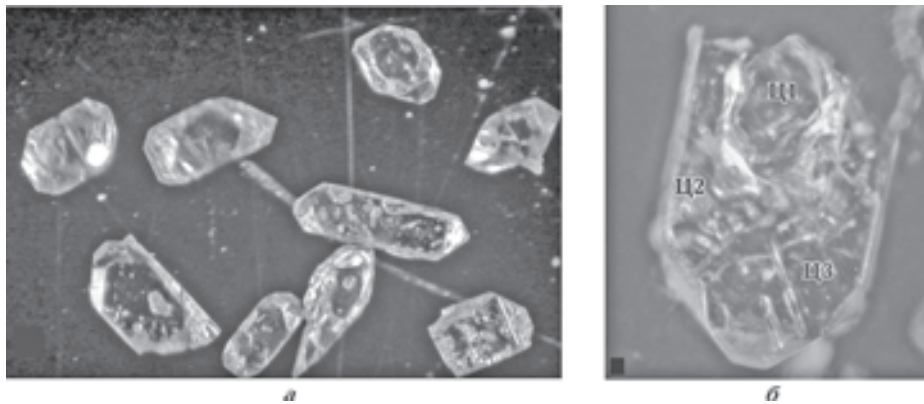


Рис. 2. Микрофото циркона: *а* — под бинокляром, диаметр поля зрения около 5 мм; *б* — кристалл, состоящий из 3 поколений: Ц₁ — бесцветный циркон с желтоватым оттенком неравномерно обрастает светло-розовой генерацией Ц₂ и розово-коричневой Ц₃.

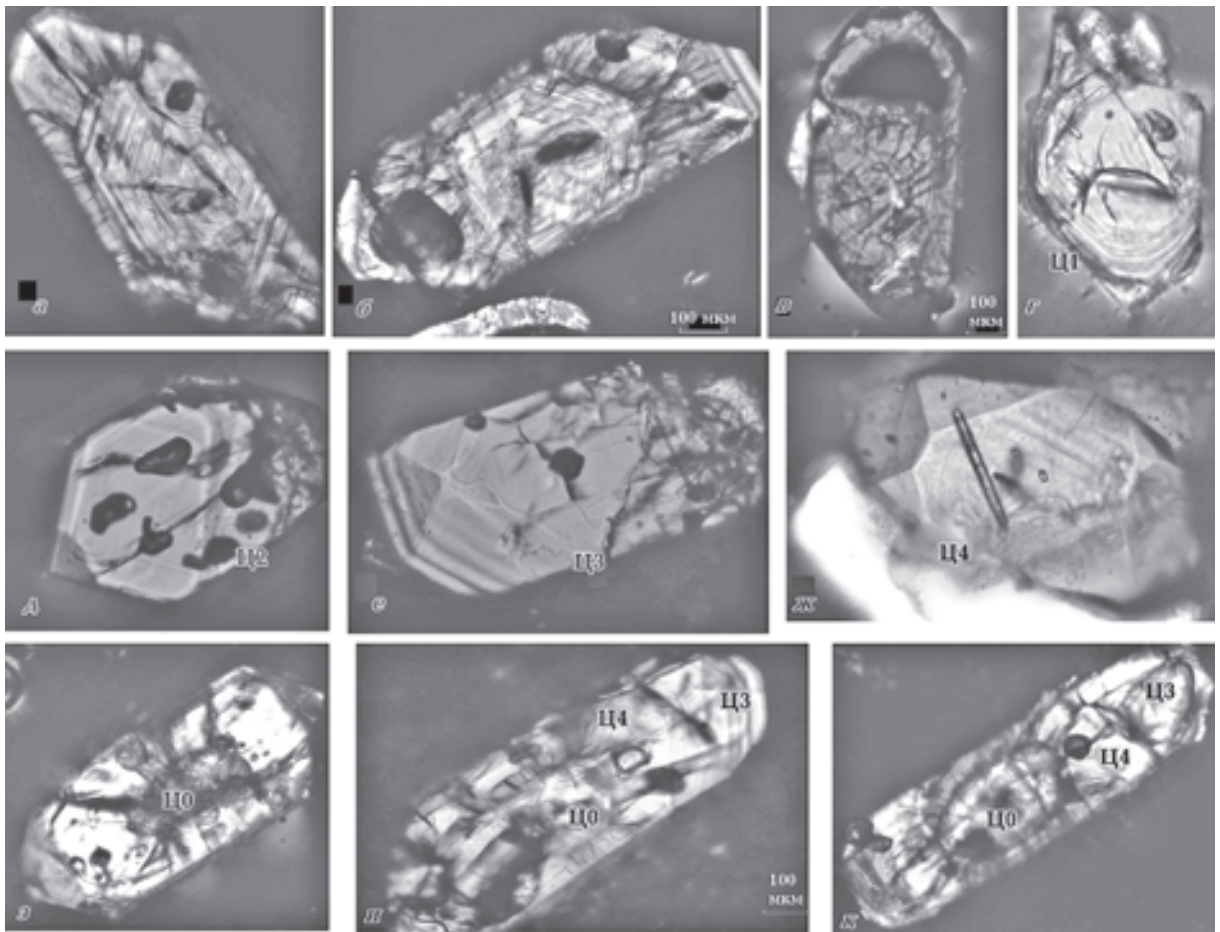


Рис. 3. Микрофото кристаллов циркона. Поляризационный микроскоп МИН-8, ник. \times , увел. 50: *а–в* — полированные срезы кристаллов, в центральной части зерен наблюдается генерация Ц₁; *г* — самостоятельное зерно циркона Ц₁; *д* — полированный срез циркона генерации Ц₂; *е* — циркон генерации Ц₃; *ж* — светло-коричневый кристалл генерации Ц₄; *з–к* — полированные срезы кристаллов циркона с реликтовыми ядрами Ц₀.

Городищенском массиве. В Коростенском плутоне В. С. Тарасенко [Тарасенко, Кирикилица, 1987] выделяет штокообразные тела монцопе-

ридитов, секущие анортозиты и контролирующиеся разломными зонами. В Городищенском массиве Корсунь-Новомиргородского

плутона (с. Хлыстуновка) в анортозитах описана [Свешников, 1981] серия жил монцонитового состава мощностью до 30 см. В этом же массиве (с. Вязовок) нами исследована дайка монцодиорита, рассекающая анортозиты [Довбуш и др., 2009]. Образование интрузивных тел монцонитоидов связывают [Митрохин, 2011] с отдельными порциями расплава, возникшего в результате смешения магм базитового и гранитоидного состава.

Все ранее исследованные монцониты образуют естественные выходы на земную поверхность в западной части Корсунь-Новомиргородского плутона в пределах Городищенского габбро-анортозитового массива. Согласно опубликованным данным [Шумлянський, 2012; Щербак и др., 2008], возрастные даты, полученные для нескольких разновидностей монцонитов Городищенского массива (с. Хлыстуновка, карьер Одесской железной дороги), укладываются в интервал 1742 ± 42 — 1749 ± 21 млн лет. Они практически совпадают с возрастными значениями, полученными как для гранитов рапакиви [Шестопалова та ін., 2010; Шестопалова и др., 2014б], так и для некоторых разновидностей габброидов этого же массива [Шестопалова и др., 2015]. Определенный нами [Довбуш и др., 2009] возраст дайки оливин-амфиболового монцонита, рассекающей анортозиты (Городищенский массив, с. Вязовок), составляет $1752,8 \pm 6,5$ млн лет.

Цель данной работы — исследование монцонитов восточной окраины Корсунь-Новомиргородского плутона.

Геологическое положение. На восточном фланге плутона выходы монцонитов известны в долине р. Гнилой Ташлык, в коренных выходах гранитов рапакиви. Согласно геологической карте (рис. 1), монцониты образуют небольшие прерывистые тела в зоне пересечения субширотного Смелянского разлома с разломами северо-восточного направления и региональным тектоническим швом Херсон—Смоленск.

Объекты и методы исследований. Для определения времени формирования монцонита пробы отбирались в естественном обнажении окрестностей с. Поповка. В процессе исследования применялись оптические, микронзондовые и изотопно-геохронологические методы. Полуколичественный анализ состава включений в цирконах проводился с помощью растрового электронного микроскопа РЭММА-106И в лаборатории прецизионных аналитических исследований УкрГГРИ. Для анализа использовались зерна циркона, заплавленные в эпок-

сидную смолу и срезанные алмазными пастами приблизительно до половины объема. Возраст монцонита определялся классическим уран-свинцовым изотопным методом по циркону в отделе радиогеохронологии Института геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМР) НАН Украины. Химическая подготовка навесок циркона выполнялась по стандартной методике [Krough, 1973]. Изотопный анализ урана и свинца проводился на 8-коллекторном масс-спектрометре МИ-1201АТ в статическом режиме; математическая обработка экспериментальных данных — по программе Pb Dat [Ludwig, 1989]. Для проверки метрологических характеристик U-Pb изотопного метода использовался стандарт циркона ГМР-1 [Бартницкий и др., 1995]. Рубидий-стронциевые изотопные исследования минералов выполнены в отделе радиогеохронологии ИГМР НАН Украины в соответствии с данными [Довбуш та ін., 2007].

Оливин-амфиболовый кварцевый монцонит, проба КН11/09, правый берег р. Гнилой Ташлык, северо-восточная окраина с. Поповка. Небольшая заброшенная каменоломня диаметром до 50 м. Географические координаты: $49^{\circ}7'22,3''$ с.ш. и $31^{\circ}50'20,3''$ в.д.

Химический состав, %: SiO_2 62,05; TiO_2 1,61; Al_2O_3 14,21; Fe_2O_3 0,65; FeO 7,54; MnO 0,12; MgO 0,79; CaO 3,54; Na_2O 3,26; K_2O 4,00; P_2O_5 0,35; H_2O^- 0,26; п.п.п. 1,24; $\text{S}_{\text{общ}}$ 0,02; сумма 99,62.

Монцонит зеленовато-серый до черного. Текстура массивная. Структура неоднородная, участками порфириформная за счет вкрапленников КПШ (1—3 см), гломероподобных скоплений зерен плагиоклаза ($2 \times 1,5$ см) и сегрегаций темноцветных минералов. Распределение вкрапленников крайне неравномерное. Структура основной массы также неоднородная — крупнозернистая, среднезернистая и мелкозернистая: 1) монцонитовая, с четким идиоморфизмом плагиоклаза относительно КПШ; 2) келифитовая за счет широкого развития реакционных каемок вокруг оливина.

Количественные соотношения главных породообразующих минералов на разных участках породы варьируют в широких пределах. В крупнозернистой части монцонита средний состав породы (объемная доля, %) представлен: плагиоклазом (45—50), КПШ (15—20, местами до 35), амфиболом (15—20), кварцем (7—10), оливином (3—7), биотитом (0—5) и единичными зернами моноклинного пироксена. Среднезернистые и мелкозернистые участки породы обогащены темноцветными минералами, особенно моноклинным пироксеном. Ак-

цессорные минералы: апатит, циркон, рудные; вторичные: серицит, альбит, иддингсит — боулингит, грюнерит; вокруг зерен коричневого амфибола — тонкая кайма синевато-зеленого амфибола, вторичная слюда (?) светлого серовато-зеленого цвета по биотиту.

Гломероподобные скопления плагиоклаза сложены корродированными зернами разного размера удлинённой или таблитчатой формы с полисинтетическими двойниками. Крупные зерна по краям деформированы. Небольшие зерна имеют амёбообразные контуры и сильно изменены. Часть зерен раскислена, содержит небольшие выделения КППШ и имеет пятнистое погасание. Межзерновое пространство заполнено альбитом, ксеноморфными выделениями КППШ, в которых фиксируются небольшие остатки зерен плагиоклаза, единичные измененные зерна ортопироксена, прорастающего клинопироксеном, а также единичные зерна рудного минерала.

Плагиоклаз основной массы представлен зернами нескольких типов: 1) сильно измененными и затемненными зернами реликтового (?) плагиоклаза (более 50 % зерна), занимающими центральную часть крупных зерен (0,3—0,5 см), дорастающих чистым плагиоклазом с четкой системой тонких двойников; 2) мелкими короткопризматическими зернами (около 0,2 мм), расположенными вдоль края крупных зерен; вторичными изменениями они затронуты меньше, но края зерен корродированы и имеют округленные контуры; ширина двойников варьирует в широких пределах; 3) мелкими (около 0,1 мм) корродированными зернами плагиоклаза неправильной формы в КППШ; 4) мелкими гранулированными зернами, образующими небольшие скопления в амфиболе.

Альбит образует каемки и небольшие ксеноморфные выделения в межзерновом пространстве, а также отмечается в интерстициях гломероподобных скоплений. Ксеноморфные выделения КППШ образуют небольшие участки (1—3 мм) между зернами плагиоклаза и амфибола. Иногда в них видна характерная микроклиноватая решетка.

Темноцветные минералы распределены в породе неравномерно и образуют отдельные сегрегации в виде пятен и цепочек. На участках с крупнозернистой структурой коричнево-бурый амфибол (плеохроизм проявляется в коричнево-бурых тонах) образует крупные (2—5 мм) чистые зерна без включений. Оливин наблюдается в виде зерен округлой формы размером 0,3—0,5 мм, расположенных в краевой

зоне плагиоклаза. Зерна бесцветные с характерными грубыми трещинами, заполненными рудным минералом и местами оранжево-бурым иддингситом-боулингитом. На границе с плагиоклазом развиты келифитовые каймы светло-зеленого амфибола группы кумингтонита—грюнерита. В интерстициях зерна оливина окружены светло-бурым биотитом.

Среднезернистые участки, в основном, содержат сегрегационные скопления темноцветных минералов. Оливин здесь образует зерна удлинённой формы, а чаще — цепочки из нескольких зерен совместно с амфиболом или внутри амфибола. Замещается практически полностью рудным минералом и грюнеритом.

Биотит оранжево-бурой окраски в породе распределен крайне неравномерно. Образует крупные (4—5 мм) скелетные зерна темного буро-оранжевого цвета. Замещается светлой зелено-серой слюдой, реже хлоритом. В биотите отмечаются зерна оливина, лишенные вторичных изменений, кроме небольшого количества тонких выделений рудного минерала.

Моноклинный пироксен в виде мелких (0,3 мм) единичных зерен наблюдается на участках с крупнозернистой структурой, сложенной плагиоклазом и КППШ (примерно 1×2 см). Другие темноцветные минералы на таких участках практически отсутствуют и представлены единичными мелкими чешуйками биотита, зернами рудного минерала, редко оливином и достаточно крупными (до 0,5 мм) ярко-зелеными зернами актинолита (?), замещающего биотит.

На участках с мелкозернистой структурой моноклинный пироксен и оливин составляют около 50 % породы. Оливин, по-видимому, имеет две генерации. В одних зернах хорошо видны вторичные изменения (иддингсит и рудный минерал). Другие зерна чистые, с очень небольшим количеством тонких рудных выделений. Вокруг них образуются только реакционные каймы амфибола. Моноклинный пироксен на этих участках тоже, по-видимому, представлен двумя разностями. Бесцветные зерна с очень тонкой отдельностью образованы инвертированным пижонитом. Они группируются вокруг зерен оливина. Моноклинные пироксены участвуют в построении сегрегаций темноцветных минералов совместно с оливином и коричневым амфиболом. Еще одна генерация (?) пироксена находится в тонкосдвойникованном плагиоклазе и представлена субидiomорфными зернами (плеохроизм проявляется в светло-желтых тонах).

Кварц представлен, как небольшими (1—2 мм) зернами округлой формы (в амфиболе), так и более крупными ксеноморфными выделениями и округлыми зернами в интерстициях между плагиоклазом, КПШ и темноцветными минералами. Некоторые зерна кварца имеют блоковое строение. На стыках зерен плагиоклаза и КПШ иногда проявляются мирмецитовые каемки. Рудные минералы (сульфиды и ильменит) образуют скопления зерен округлой, неправильной, чаще удлинённой формы совместно с темноцветными минералами, реже встречаются в плагиоклазе. Апатит и циркон в виде скоплений мелких зерен отмечаются в темноцветных минералах.

В северной части каменоломни в непосредственной близости от монцонитов наблюдаются небольшие выходы черной плотной микрозернистой породы. Зона контакта не видна. Порода представляет собой микрогаббро (размер зерен 0,2—0,5 мм) с редкими порфириформными выделениями 1×0,5 мм белого или светло-коричневого цвета. Состоит из субидиоморфных зерен плагиоклаза и клинопироксена примерно в равных количествах. Изредка наблюдаются более крупные ксеноморфные зерна клинопироксена, а также небольшие выделения зеленовато-бурого амфибола и биотита. Рудный минерал — ильменит (до 4—5 %). Зерна равномерно распределены по породе в виде мелкого крапа. КПШ и кварц (1—3 %) образуют пленки и небольшие ксеноморфные выделения в межзерновом пространстве. Порода слегка хлоритизирована.

Монцонит содержит небольшие ксенолиты биотитовых гнейсов (до 10 см) и гранитоидов светлой палевой окраски с пятнистой или полосчатой текстурой. Также наблюдаются ксенолиты овальной формы, сложенные плотной микрозернистой породой черного цвета. Структура микрозернистая с реликтами порфириформной. Состоит из плагиоклаза, коричневого амфибола, биотита и пироксена. Порфириформные выделения образованы корродированными лейстами плагиоклаза. Порода сильно изменена. По петрографическому описанию и фотографии шлифа микрозернистая порода ксенолита проявляет большое сходство с порфириформным габбро-норитом, описанным Ю. В. Кононовым [Кононов, 1966, с. 80, рис. 30], в маломощных дайках с. Баландино по р. Сухой Ташлык, прорывающих толщу мигматитов на юго-восточной окраине Шполянского массива рапакиви.

По химическому составу ильмениты из монцонита, микрогаббро и ксенолита иден-

тичны ильмениту из основных пород корсунь-новомиргородского комплекса. Исследования ильменитов проводились С. Н. Бондаренко в ИГМР НАН Украины с помощью растрового электронного микроскопа РЭМ ISM-6700F (фирмы JEOL), аналитик О. Вишневецкий.

Циркон. В исследуемом монцоните главные разновидности циркона представлены бесцветными, бесцветными с желтоватым оттенком, светло-коричневыми, светло-розовыми, розовыми и розово-коричневыми кристаллами. Они имеют призматический и удлиненно-призматический облик. В подчиненном количестве встречаются короткопризматические кристаллы с коэффициентом удлинения 1—1,5 (рис. 2, а). Огранка в подавляющем большинстве кристаллов совершенная, тип цирконового типа. Большинство кристаллов прозрачные, с сильным стекляннным блеском. Однако отдельные зерна имеют округленную форму. Эти зерна, в основном, полупрозрачные, розового цвета. На их поверхности часто наблюдаются тонкие бесцветные корочки.

Циркон образует однородные (около 40 %) и сложные кристаллы, представлены двумя, изредка тремя генерациями, выделенными нами как Ц₁, Ц₂, Ц₃ и Ц₄. Соотношения различных генераций в сложных кристаллах достаточно разнообразны. Очень характерны несимметричные дорастания (см. рис. 2, б), а также сростки кристаллов по плоскости одной из граней призмы. Некоторые кристаллы содержат реликтовые ядра округлой формы, обозначенные нами как Ц₀ (рис. 3, з—к).

Генерация Ц₁ обычно наблюдается в середине сложных кристаллов, имеет короткопризматическую форму с хорошо развитыми гранями тупой дипирамиды. Циркон бесцветный с желтоватым оттенком. Включений практически не содержит, лишь по внешнему контуру кристаллов отмечаются мелкие выделения черного цвета. В небольшом количестве генерация Ц₁ образует отдельные самостоятельные кристаллы (рис. 3, г). Их облик короткопризматический и призматический с хорошо развитой огранкой. Грани, в основном, гладкие, блестящие, но местами наблюдаются тонкие трещиноватые корочки. Блеск сильный алмазный. Окраска светло-желтая с сиреневым оттенком, кристаллы большего размера (0,2—0,37 мм) окрашены интенсивнее.

Характерные особенности кристаллов циркона Ц₁: 1) очень сильный блеск; 2) хорошо развиты грани тупой дипирамиды; 3) наличие

на поверхности граней мелких выделений черного цвета; 4) прозрачные трещиноватые нарастания (корочки), расположенные на гранях призмы; 5) четко выраженная тонкая «магматическая» зональность и высокие цвета интерференции (рис. 3, а—в).

Циркон Ц_2 — бесцветный или светло-розовый, с большим количеством прозрачных включений. В некоторых сложных кристаллах неравномерно дорастает генерацию Ц_1 (см. рис. 2, б). В шлихе Ц_2 представлен достаточно большим количеством самостоятельных зерен. Размер их около 0,5 мм. Блеск тусклый стеклянный. Огранка головок усложняется появлением граней острой дипирамиды. Зерна в разной степени трещиноваты. В поляризационном микроскопе выделяется очень тонкой зональностью. Двупреломление ниже, чем у Ц_1 . Интерференционная окраска распределена неравномерно, проявляется в розовых и зеленых тонах (см. рис. 3, д).

Циркон Ц_3 выделяется розово-коричневой или коричнево-розовой окраской. В сложных кристаллах эта генерация особенно четко идентифицируется на их головках, где образует торпедовидные вершинки с хорошо развитыми гранями острой дипирамиды, в то время как на гранях призмы они весьма и весьма тонкие (см. рис. 2, б). В шлихе наблюдаются как отдельные самостоятельные кристаллы, так и обломки их вершинок. Очень характерны нарастания циркона Ц_3 по плоскости одной из граней призмы на кристаллы циркона Ц_1 и Ц_2 . Кристаллы, сложенные цирконом Ц_3 , характеризуются сильным стеклянным до алмазного блеском. Поверхность граней гладкая, блестящая. Тип цирконовый, изредка наблюдаются кристаллы типичного гиацитного типа. Облик призматический и удлиненно-призматический. Под оптическим микроскопом кристаллы однородные, лишь изредка содержат единичные прозрачные включения удлиненной формы. В скрещенных николях имеют голубовато-зеленую и розовую интерференционную зональную окраску. Зоны интерференции шире, чем у циркона Ц_2 (см. рис. 3, е). Циркон Ц_4 — светло-коричневый, буровато-коричневый, до насыщенного медового цвета. В сложных кристаллах, в основном, наблюдается вокруг ядер циркона Ц_0 , реже вокруг генерации Ц_1 . В поляризационном микроскопе выделяется низкими цветами интерференции в светло-желтых тонах и очень слабопроявленной зональностью (рис. 3, и, к). Всегда разбит системой радиальных трещин. Следует отметить, что

помимо генерации Ц_4 бурая окраска неравномерно распределена в некоторых кристаллах в виде пятен или полос. Вероятнее всего, она является вторичной и обусловлена наличием гидроокислов железа.

Кроме зон роста в сложных кристаллах наблюдается большое количество отдельных зерен, нацело сложенных цирконом Ц_4 . Окраска различной интенсивности — от светло-коричневой до насыщенной медовой. Облик призматический и удлиненно-призматический, реже короткопризматический. Довольно часто кристаллы имеют совершенную огранку (рис. 3, ж). Головки кристаллов образованы комбинацией граней тупой и острой дипирамид. Блеск сильный стеклянный. Встречаются как прозрачные зерна «чистой воды», так и полупрозрачные, разбитые системой трещин. Двупреломление низкое, проявляется в светло-желтых тонах. Зональность не видна.

Генерация Ц_0 образует в центральной части некоторых сложных кристаллов ядра округленной формы с высокими цветами интерференции, ограниченные темным контуром (рис. 3, з—к). Ядра в разной степени трещиноваты и окружены характерными радиальными трещинами. Чаще всего наблюдается в светло-коричневых (буро-коричневых) кристаллах с низкими цветами интерференции и очень редко внутри Ц_1 .

Необходимо отметить, что цирконы генераций Ц_1 и Ц_4 в других исследованных нами ранее породах корсунь-новомиргородского комплекса не наблюдались.

Геохронология. Возраст монцонита определялся уран-свинцовым изотопным методом по циркону. Для геохронологического датирования отбирались прозрачные однородные зерна по аналогии с встречающимися в разных зонах сложных кристаллов (см. рис. 2, б) и охарактеризованные нами как генерации Ц_1 — Ц_4 .

Поскольку для всех цирконов получены дискордантные значения возраста (табл. 1), как наиболее достоверные нами приняты датировки, рассчитанные по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$:

1) для бесцветных, слегка желтоватых зерен циркона Ц_1 — 1852,9 млн лет;

2) для светло-розового циркона с прозрачными включениями Ц_3 — 1794,6 млн лет;

3) розовые и розово-коричневые зерна циркона показали наибольший разброс возрастных значений — 1748,6—1762 млн лет;

4) для светло-коричневых и медовых зерен циркона Ц_4 — 1809,2 млн лет.

Т а б л и ц а 1. Содержание урана, свинца и изотопный состав свинца в цирконах монцонита с. Поповка, проба KN-11-09

Фракция минерала	Содержание, ppm		Изотопное отношение				Возраст, млн лет				$^{206}\text{Pb}_t/^{208}\text{Pb}_t$	Дискордантность, %
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}_t/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}_t/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_t/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}_t/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}_t/^{206}\text{Pb}_t$		
1	196,7	138,3	257,4	6,0390	0,94769	0,34394	5,3727	1906	1881	1852,9	1,02	-2,8
2	168,2	59,30	523,6	7,3823	2,2125	0,24982	3,7785	1438	1588	1794,4	2,52	19,9
3	167,5	113,3	275,1	6,2641	1,9462	0,44147	6,7297	2357	2077	1808,6	2,45	-30,3
4	187,1	63,40	339,0	6,7847	4,0021	0,26840	3,9758	1533	1629	1756,3	6,54	12,7
5	176,8	48,09	1390	8,5514	5,8268	0,24271	3,5898	1401	1547	1753,6	6,76	20,1
6	175,6	49,88	562,4	7,5873	4,7737	0,23916	3,5535	1382	1539	1762,0	6,63	21,5
7	256,1	70,76	1405	8,5800	6,5308	0,25029	3,6919	1440	1570	1748,6	7,73	17,6

Примечание: 1 — циркон бесцветный с желтоватым оттенком; 2 — светло-розовый с прозрачными включениями; 3 — светло-коричневый и медовый; 4—7 — розовый и розово-коричневый. Поправка на обычный свинец введена по [Stasey, Kramers, 1975] на возраст 1750 млн лет. Pb_t — радиогенный изотоп.

Для определения источника исходных расплавов (кора—мантия), нами изучены Rb-Sr и Sm-Nd изотопные системы монцонита. Значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (по апатиту) составляет 0,71 238. Результаты изучения самарий-неодимовой изотопной системы показали отрицательное значение $\epsilon\text{Nd}_{(1750)} = -2,8$.

Обсуждение результатов. Возраст некоторых типов кристаллов циркона из монцонита с. Поповка значительно превышает все ранее известные даты для пород подобного состава и Коростенского, и Корсунь-Новомиргородского плутонов, хотя близкие значения возраста для некоторых типов пород Корсунь-Новомиргородского плутона все же были получены. Так, цирконы из аплит-пегматоидного гранита Корсунь-Шевченковского массива (карьер «Сивач») имеют возраст 1835 ± 73 млн лет [Щербак и др., 2008]. Для одной из фракций светло-розового циркона из дайки оливин-амфиболового монцонита, пересекающей анортозиты (Городищенский массив, с. Вязовок), нами получено значение возраста 1835,5 млн лет (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) [Довбуш и др., 2009]. Возраст, определенный для светло-коричневых цирконов Ц₄, — 1809,2 млн лет и генерации Ц₃ — 1794,6 млн лет, совпадает с полученными нами ранее значениями возраста для фракций светло-розовых кристаллов циркона из ксенолита белого анортозита — 1806,0 и 1796,5 млн лет [Шестопалова, 2014а]. Это позволяет предполагать участие в формировании магматитов Корсунь-Новомиргородского плутона более древних коровых образований.

Выделенная нами по результатам оптических и электронно-микроскопических исследований наиболее ранняя генерация циркона Ц₁ из монцонита, скорее всего, является реликтовой, что подтверждается не только ее самым древним¹ возрастом (1852,9 млн лет), но и изотопно-геохимическими особенностями. Рассчитанные изотопные отношения радиогенного свинца $^{206}\text{Pb}_r/^{208}\text{Pb}_r$ (как производная отношения U/Th) (см. табл. 1) подтверждают сделанные выводы на основании минералогических исследований кристаллов циркона о наличии в монцоните, как минимум, четырех различных его генераций (рис. 4). У нас отсутствует зависимость роста отношения U/Th от ранних генераций циркона к более поздним, которая должна была бы соответствовать тенденции накопления урана в конечных

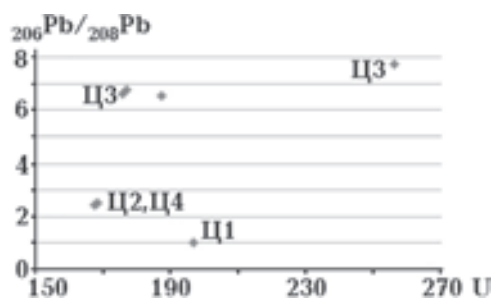


Рис. 4. Положение точек генераций циркона из монцонита в координатах $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ —U.

дифференциатах магматических расплавов, что позволяет достаточно достоверно различать минералы ранних и поздних генераций [Ляхович, 1979]. Это косвенным образом свидетельствует о наличии в монцоните цирконов нескольких источников, различающихся по отношению U/Th.

Числовые значения возрастов, полученные для розовых и розово-коричневых кристаллов циркона, по-видимому, несколько завышены относительно истинных возрастов генераций циркона Ц₃ и Ц₄ (см. табл. 1, фракции 4—7), что обусловлено примесью в них более древних генераций (Ц₀, Ц₁), которые не всегда удается отбраковать при отборе кристаллов под бинокулярном. Вероятно, полученные по ним датировки представляют собой в разной степени усредненные значения возраста.

О значительной роли корового вещества в составе монцонита свидетельствуют и результаты изотопно-геохимических исследований. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в апатите) составляет 0,71238, $\epsilon\text{Sr}_{(1750)} = 139$, что полностью совпадает с таковыми для гранитов рапакиви Шполянского массива — 0,71236 и $\epsilon\text{Sr}_{(1750)} = 139$ (табл. 2). Величина ϵNd_{1750} для монцонитов составляет -2,8 (табл. 3), для гранитов рапакиви — 4,8, габбро-норита — +3,0, ксенолита белого анортозита — +1,4. Значения этих параметров могут свидетельствовать о смешанном источнике исходных расплавов монцонита и, скорее всего, о смешении магматических расплавов базитового и гранитоидного состава.

Принимая во внимание то, что выходы монцонитов находятся в зоне пересечения тектонических структур разного ранга, можно предположить, что именно с ними могут быть связаны подводящие каналы для внедрения расплавов с разных уровней коры. Не исключено, что микрогаббро и ксенолиты более древних дайковых (?) образований также относятся к

¹ Мы не датировали циркон Ц₀, возможно, что округлые ядра циркона Ц₀ еще древнее.

Т а б л и ц а 2. Содержания рубидия, стронция и изотопные отношения стронция в монцоните с. Поповка (КН-11-09) и граните рапакиви Шполянского массива (проба КН-13) южной части Корсунь-Новомиргородского плутона

Номер пробы	Минерал	Содержание, ppm				$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		ϵ_{Sr}^*
		Rb	Sr	^{87}Rb	^{86}Sr		Измеренное	Исправленное*	
КН-11-09, монцонит	Апатит	—	—	—	—	—	0,71238	0,71238	139
КН-13 гранит рапакиви	Плагиоклаз	6,377	77,6	1,80 494	7,49 629	0,23 801	0,71835±5	0,71236	139

* Возраст, на который рассчитывались ϵ_{Sr} и исходное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равен 1750 млн лет.

Т а б л и ц а 3. Результаты Sm-Nd исследований монцонита и гранита рапакиви Шполянского массива Корсунь-Новомиргородского плутона

Номер пробы	Содержание, ppm		Изотопное отношение			Модельный возраст		ϵ_{Nd}
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	±σ	CHUR	DM	
КН-13	2,030	17,88	0,11120	0,511411	5	2179	2436	-4,8
КН-11-09	2,278	21,22	0,10518	0,511444	5	1982	2243	-2,8
КН-14/7	0,4239	3,709	0,11197	0,511818	13	1473	1805	3,0
КН-1-2-09	0,4922	3,554	0,08417	0,511414	7	1654	1896	1,4

Примечание. КН-11-09 — монцонит, с. Поповка; КН-13 — гранит рапакиви, карьер «Прудянский», южная часть плутона; КН-14-7 — габбро-норит, пгт Городище; КН-1-2-09 — ксенолит белого анортозита, с. Каменка, Новомиргородский массив. Возраст, на который рассчитывался ϵ_{Nd} , равен 1750 млн лет.

основным породам корсунь-новомиргородского комплекса.

Выводы. 1. Монцониты восточной части Шполянского массива являются гибридными образованиями. Они содержат сложные кристаллы циркона с реликтовыми ядрами (C_0). Кристаллы циркона из монцонита представлены, как минимум, четырьмя генерациями, первая из которых (C_1), вероятно, также реликтовая: а) она может принадлежать породам субстрата (протолита); б) быть ксеногенным цирконом, захваченным магмой в результате ее контаминации.

2. Формирование монцонитового расплава,

по-видимому, происходило в результате контаминации основной магмы более древними коровыми породами кислого состава, что не противоречит результатам изучения изотопного состава стронция, неодима и геохронологическим данным.

3. Цифры изотопного возраста изученного монцонита, и в первую очередь полученные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для C_1 , завышены и не отражают время его формирования. В качестве максимально возможного возраста монцонита можно принять минимальное значение, рассчитанное по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, — 1740 млн лет.

Список литературы

Бартницкий Е. Н., Бибикина Е. Н., Верхогляд В. М., Легкова Г. В., Скобелев В. М., Терещук Г. Я. ИГМР-1. Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*. 1995. № 21. С. 164—167.

Довбуш Т. И., Скобелев В. М., Степанюк Л. М. Мето-

дичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРП. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007. 84 с.

Довбуш Т. И., Степанюк Л. М., Шестопалова Е. Е. Кристаллогенезис и возраст циркона из габброи-

- дов Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит). *Геохимия и рудообразование*. 2009. Вып. 27. С. 20—24.
- Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита. Київ: Наук. думка, 1966. 99 с.
- Кононов Ю. В. Металлоносость габбровых пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1985. 152 с.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. Москва: Недра, 1979. 294 с.
- Митрохин О. В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2011. 36 с.
- Свешников К. И. О возрастной последовательности пород Корсунь-Новомиргородского плутона. *Геол. журн.* 1981. Т. 41. № 4. С. 62—68.
- Тарасенко В. С., Кирикилица С. И. Закономерности формирования и размещения фосфатно-титанового оруденения в габбро-анортозитовых массивах Украинского щита. В кн.: *Геология и минералогия анортозитовых ассоциаций*. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1987. С. 107—116.
- Шестопалова О. Е., Степанюк Л. М., Довбуш Т. И. U-Pb (за ортитами) вік гранітів рапаківі Корсунь-Новомиргородського плутону: Тез. докл. Міжнарод. науч.-практ. конф. «Стратиграфія, геохронологія і кореляція нижнедокембрійських породних комплексів фундамента Східно-Європейської платформи». Київ, 2010. С. 245—248.
- Шестопалова Е. Е., Степанюк Л. М., Довбуш Т. И., Ковтун А. В. О возрасте белых анортозитов Новомиргородского массива Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит). *Геофиз. журн.* 2014а. Т. 36. № 2. С. 150—161.
- Шестопалова Е. Е., Степанюк Л. М., Довбуш Т. И., Котвицкая И. Н. Изотопный возраст циркона гранитоидов Корсунь-Новомиргородского плутона (Ингульский мегаблок УЩ). *Мінерал. журн.* 2014б. Т. 36. № 4. С. 95—106.
- Шестопалова Е. Е., Степанюк Л. М., Довбуш Т. И., Котвицкая И. Н. Изотопный возраст циркона габброидов Городищенского массива (Корсунь-Новомиргородский плутон, Ингульский мегаблок УЩ). *Мінерал. журн.* 2015. Т. 37. № 2. С. 63—76.
- Шумлянський Л. В. Петрологія та геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2012. 35 с.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н., Шумлянський Л. В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протезою. Київ: Наук. думка, 2008. 238 с.
- Krough T. E., 1973. A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 37(3), 485—494.
- Ludwig K. R., 1989. Pb Data for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 542(88), 40 p.
- Stacey J. S., Kramers I. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207—211.

The age of monzonites of the eastern part of the Korsun-Novomirgorod pluton

© E. E. Shestopalova, L. M. Stepanyuk, T. I. Dovbush, I. N. Kotvitskaya, 2015

The article presents the results of monzonites research of the eastern part of Korsun-Novomirgorod pluton. The pluton is situated in the northwestern part of the Ingul megablock. Besides basic rocks varieties — gabbro-anorthosite and rapakivi granites the rocks of monzonite composition of different genesis are widely presented here. Small bodies of monzonites form outputs among rapakivi granites of Shpola massif at the junction of tectonic structures of different rank. Monzonite is a hybrid rock which contains xenoliths of frame rock and possibly ancient dyke formations. Zircon is represented by several generations, which are distinguishable by optical studies, as well as by different U/Th ratio. Some grains contain a nuclei and zircon inclusions, appearance of which was determined by the process of contamination. All fractions obtained discordant zircon age values. Dating calculated by isotope ratio $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ has been taken as the most reliable. Due to the presence of relict zircons received isotopic age of the figures are overstated and do not reflect the formation of monzonite. As the maximum possible monzonite age we can take a minimum age, calculated by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. The assumption about the formation of monzonite melt as a result of contamination of basic magma by ancient crustal rocks of acid composition has been given, which does not contradict the results of the study of the isotopic composition of strontium, neodymium, and geochronological data.

Key words: monzonites, zircon, generations, dating, isotopic age, Korsun-Novomirgorod pluton.

References

- Bartnitskiy E. N., Bibikova E. N., Verkhoglyad V. M., Legkova G. V., Skobelev V. M., Terets G. Ya., 1995. IGMR-1. The international standard for zircon uranium-lead isotope studies. *Geokhimiya i rudoobrazovanie* (21), 164—167 (in Russian).
- Dovbush T. I., Skobelev V. M., Stepanyuk L. M., 2007. Guidelines for uranium-lead, rubidium, strontium and samarium-neodymium isotopic dating of geological sites in the PGR. Kyiv: UkrDGRI Publ., 84 p. (in Ukrainian).
- Dovbush T. I., Stepanyuk L. M., Shestopalova E. E., 2009. Crystallogenes and age of zircons from gabbro Korsun-Novomirgorod pluton (Ukrainian shield). *Geokhimiya i rudoobrazovanie* (is. 27), 20—24 (in Russian).
- Kononov Yu. V., 1966. Gabbro massifs Ukrainian shield. Kyiv: Naukova Dumka, 99 p. (in Ukrainian).
- Kononov Yu. V., 1985. Metallonosost habbrovyyh breeds Ukrainian shield. Kyiv: Naukova Dumka, 152 p. (in Russian).
- Lyakhovich V. V., 1979. Accessory minerals of rocks. Moscow: Nedra, 294 p. (in Russian).
- Mitrokhin O. V., 2011. Anorthosite-rapakivi granite formation of the Ukrainian Shield (geology, material composition and conditions of formation): Autoabstract of Dis. Dr. geol. Sci. Kyiv, 36 p. (in Ukrainian).
- Sveshnikov K. I., 1981. Age sequence of rocks of Korsun-Novomirgorod pluton. *Geologicheskii zhurnal* 41(4), 62—68 (in Russian).
- Tarasenko V. S., Kirikilitsa S. I., 1987. Laws of formation and placement of phosphate-titanium mineralization in gabbro-anorthosite massif of the Ukrainian shield. In: *Geology and Minerageny anorthosite association*. Vladivostok: Publ. USSRAS FEB, P. 107—116. (in Russian).
- Shestopalova O. E., Stepanyuk L. M., Dovbush T. I., 2010. U-Pb (for orthite) age granites rapakivi pluton Korsun-Novomirgorod: Abstracts of the Int. Sci. and Pract. Conf. «The stratigraphy, geochronology and correlation of rock complexes foundation nizhnedokembriyskih East European platform». Kiev, 2010. P. 245—248 (in Ukrainian).
- Shestopalova E. E., Stepanyuk L. M., Dovbush T. I., Kovtun A. V., 2014a. About the age of white anorthosite massif Novomirgorod Korsun-Novomirgorod pluton (Ukrainian shield). *Geofizicheskiy zhurnal* 36(2), 150—161 (in Russian).
- Shestopalova E. E., Stepanyuk L. M., Dovbush T. I., Kovtitskaya I. N., 2014b. Isotopic zircon age granitoid pluton Korsun-Novomirgorod (Ingul megablock SHIELD). *Mineralogichnyy zhurnal* 36(4), 95—106 (in Russian).
- Shestopalova E. E., Stepanyuk L. M., Dovbush T. I., Kovtitskaya I. N., 2015. Isotopic age zircon Gorodishchenskoye gabbro massif (Korsun-Novomirgorod Pluto Ingul megablock SHIELD). *Mineralogichnyy zhurnal* 37(2), 63—76 (in Russian).
- Shumlyansky L. V., 2012. Petrology and geochronology of waste facilities Northwest region of the Ukrainian Shield and its western slope (in Ukrainian). Autoabstract of Dis. Dr. geol. Sci. Kyiv, 35 p. (in Ukrainian).
- Shcherbak N. P., Artemenko G. V., Lesnaya I. M., Ponomarenko A. N., Shumlyansky L. V., 2008. Geochronology Early Precambrian Ukrainian board. Proterozoic. Kiev: Naukova Dumka, 238 p. (in Russian).
- Krough T. E., 1973. A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 37(3), 485—494.
- Ludwig K. R., 1989. Pb Data for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 542(88), 40 p.
- Stacey J. S., Kramers I. D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207—211.