

УДК 550.93

DOI: <http://doi.org/10.17721/1728-2713.99.06>

Л. Степанюк, д-р геол. наук, проф., чл.-кор. НАН України,
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua,
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,
просп. Палладіна, 34, Київ, Україна;
В. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
E-mail: zagnitkow@i.ua,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна;
Т. Довбуш, наук. співроб.,
E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com;
Н. Коваленко, мол. наук. співроб.,
E-mail: kovnat.igmr@gmail.com;
О. Зюльцле, канд. геол. наук, наук. співроб.,
E-mail: olegzjults@gmail.com;
Т. Яськевич, канд. геол. наук, наук. співроб.,
E-mail: albobrov@ukr.net;
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,
просп. Палладіна, 34, Київ, Україна

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГІЯ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ВІЛЬШАНСЬКОГО КАР'ЄРУ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

(представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С. Є. Шнюковим)

Здійснено геохронологічні дослідження гранітоїдів із Вільшанського кар'єру Середнього Побужжя. Проаналізовано циркони та монацити із плагіогнейсів, плагіогранітів і мігматитів бузького комплексу. Встановлено, що породна асоціація, яку складають мігматити із численними ксенолітами біотитових гнейсів, плагіогнейсів, зрідка графітємісних гнейсів, амфіболітів та біотититів (хашувато-заваллівська світа бузької серії), які перетинаються жилами апліто-пегматоїдних гранітів, була сформована в результаті масштабного прояву процесів гранітизації, що розпочалися не пізніше 2,02 млрд років тому і завершилися біля 2,0 млрд років тому. Вік метаморфічних вмісних порід відповідає архейським значенням уран-свинцевих датуваль.

Ключові слова: циркони, монацити, плагіогнейси, плагіограніти, мігматити, ізотопний вік, конкордія.

Вступ. Середнє Побужжя є одним із найскладніших за геологічною будовою регіонів Українського щита. Наявність тут різноманітних гранулітових асоціацій (кальцифіри із форстеритом, гіперстенові гнейси, залізисті кварцити із ромбічними піроксенами, графітові та гранатові гнейси з високими термобаричними параметрами тощо), які ускладнені різновіковими інтрузіями (від еоархейських до палеопротерозойських) і метасоматичними проявами, утворюють складну геологічну, тектонічну та геохронологічну мозаїку. Застосування сучасних геохронологічних методів для розшифрування послідовності геологічних подій дозволяє відтворювати геологічну історію цього дуже насиченого корисними копалинами регіону (нікол, хром, ферум, золото, манган, уран, графіт, гранат, інша неметалічна сировина) і обґрунтовано планувати та здійснювати пошуки нових родовищ. Сприяє цьому наявність у районі великої кількості природних і техногенних відслонень, одним із яких є Вільшанський кар'єр, який розташований на правому березі р. Південний Буг, приблизно в 15 км на схід від с. Вільшанка Савранського району Одеської області. Кар'єром, станом на 1991–1994 роки, розкриті поле мігматитів та гранітів. Мігматити сірі, рожево-сірі, зазвичай смугасті. Смугастість обумовлена чергуванням прошарків суттєво кварц-польовошлатового складу з незначним (перші відсотки) вмістом біотиту (лейкосомом) і прошарків, складених кварцом, польовими шпатами та дрібнолускатим біотитом, вміст якого зрідка перевищує 50 % (меланосомом). У мігматитах досить часто наявні лінзоподібні тіла плагіогнейсів, амфіболітів, зрідка біотититів. Уся ця товща розсікається жилами апліто-пегматоїдних гранітів. Контакти гранітів із мігматитами чіткі, різкі. Під час дорозв'язування Вільшанського родовища геологами І. В. Ребезко та О. Р. Волковим у 1988 р. у свердловинах № 14 і 19 розкриті графітємісні біотитові гнейси,

імовірно, хашувато-заваллівської світи. Метою проведених досліджень було встановити вік і послідовність окремих гранітоїдних утворень Вільшанського кар'єру як показового об'єкта Середнього Побужжя, а також їхніх співвідношень із вмісними більш древніми гнейсовими комплексами.

Історія попередніх досліджень. Район досить активно досліджувався різними, у тому числі геохронологічними, методами, зокрема граніти, що інтродують породи хашувато-заваллівської світи бузької серії, вже датувалися уран-свинцевим ізотопним методом. Вік будинованої жили пегматиту, що розтинає продуктивну товщу Заваллівського графітового родовища, за цирконом становить $1980 \pm 1,7$ млн років (Степанюк, 1999), аналогічний вік $1981,2 \pm 8,4$ млн років отримано для монацитів із апліто-пегматоїдних гранатів Заваллівського рідкісноземельно-уран-торієвого рудопояву (Бондаренко та ін., 2014). Дещо давнішими утвореннями є турмалінємісні граніти, їхній вік за акцесорним монацитом становить $2012,3 \pm 0,7$ млн років (Степанюк та ін., 2005).

Незважаючи на такі активні дослідження району, залишається багато проблем геохімічного та петрологічного характеру, зокрема вік і роль пегматитових тіл у загальній еволюції граніто-гнейсових асоціацій, особливості мобілізації речовини більш древніх вмісних порід та їхні ролі в металогенічних наслідках геологічних перетворень.

Об'єкти та методи дослідження. Проаналізовано уран-свинцеві ізотопні системи циркону плагіогнейсу та плагіограніту (проби СП-9-3 та СП-9-7, відповідно), монацитів із апліто-пегматоїдного граніту (проба СП-9-12), біотитового гнейсу (проба СП-9-8к), розкритих першим уступом (станом на 1991 рік) Вільшанського кар'єру (Середнє Побужжя).

Циркони та монацити датували класичним уран-свинцевим ізотопним методом у відділі радіогеохронології

ІГМР НАН України. Методика хімічної підготовки, за якою готували зразки цих мінералів для мас-спектрометричного аналізу, описана в роботах (Щербак та ін., 1989; Krough, 1973). Для визначення вмісту урану і свинцю в монацитах використовували змішаний $^{235}\text{U}+^{206}\text{Pb}$ траєсер, у цирконах – $^{235}\text{U}+^{208}\text{Pb}$.

Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на 8-колекторному мас-спектрометрі MI-1201 AT в мультиколекторному статичному режимі; математична обробка експериментальних даних – за програмами Pb Dat i

ISOPLOT (Ludwig, 1989, 1990). Похибки визначення віку наведені із 2σ. Для перевірки метрологічних характеристик методу використали стандарт циркону ІГМР-1 (Бартницький та ін., 1995).

Обговорення результатів та перспективи подальших досліджень. Уран-свинцевим ізотопним методом за цирконом із плагіогнейсу та плагіограніту (проби СП-9-3 та СП-9-7, відповідно) отримано, за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ числові значення віку в досить широкому інтервалі (2694–2472 млн років) (табл. 1).

Таблиця 1

Вміст урану, свинцю та ізотопний склад свинцю в цирконах із плагіогнейсу (проба СП-9-3) та плагіограніту (проба СП-9-7) Вільшанського кар'єру

Фракція Zr	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
СП-9-3 заг.	456,6	213,0	487,5	4,7797	5,4269	0,37731	9,5985	2064	2397	2693,8	23,4
СП-9-7 заг.	630,7	289,9	4830	5,6891	8,4401	0,41137	9,8354	2221	2419	2590,8	14,3
>0,07	762,4	348,7	7330	6,0522	5,0419	0,38880	8,7755	2117	2315	2494,2	15,1
<0,07	624,4	282,7	4830	5,6900	8,4059	0,40509	9,6837	2192	2405	2590,5	15,4
<0,05	735,0	305,1	3340	6,0150	12,560	0,38551	8,6477	2102	2302	2483,8	15,4
M	877,8	450,6	3250	6,0515	2,6889	0,38567	8,5922	2103	2296	2472,3	14,9

Примітка. Заг. – мультизернова наважка кристалів циркону, не поділених на фракції; М – мультизернова наважка кристалів циркону II електромагнітної фракції. Поправка на звичайний свинець уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2600 млн років.

Вік, отриманий за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою для цирконів плагіограніту проби СП-9-7 (див. табл. 1), становить 3116 ± 133 млн років, і 1689 ± 96 млн років – за нижнім. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – 2512 ± 94 млн років. Такі високі значення віку логічно пояснюються тим, що кристали циркону складні, утворені на 80–99 % об'єму реліктовими ядрами, на які наростають тонкі оболонки, зазвичай на вершинках та окремих ребрах (рис. 1).

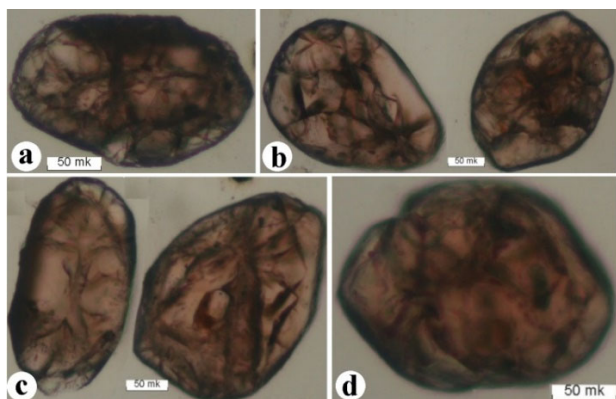


Рис. 1. Мікрофотографії зрізів кристалів циркону із біотитового плагіогнейсу (проба СП-9-3), поляризаційний просвічуючий мікроскоп, за одного ніколя

Для з'ясування часу виявлення гранітоїдного магматизму уран-свинцевим ізотопним методом датували монацити із жилоподібного тіла апліто-пегматоїдного граніту потужністю біля 80 см, відслоненого в північному борту кар'єру, а також монацити із біотитового гнейсу, що як ксеноліт знаходився в мігматитах, розкритих західним бортом кар'єру (станом на 1992 рік).

Граніт апліто-пегматоїдний біотит-мікроклін-плагіоклазовий (проба СП-9-12), північний борт Вільшанського кар'єру (станом на 1992 рік). Порода рожево-сіра нерівномірностерниста, зі слабо проявленою смугастістю. Смуги вирізняються інколи кольором, а переважно розміром зерен і співвідношеннями між породотворю-

вальними мінералами, представленими плагіоклазом, калієвим польовим шпатом, кварцом і біотитом. Із вторинних трапляється серицит, хлорит та мінерали групи епідоту. Із акцесорних мінералів наявні апатит, циркон, монацит. Рудні представлені магнетитом і піритом. Структура граніту лепідогранобластова, ділянками порфіроподібна.

Мінеральний склад (%): плагіоклаз – біля 40, КПШ (мікроклін) – 25–30, кварц – 25–30, біотит – 1–2.

Хімічний склад (ваг. %): SiO_2 – 73,83; TiO_2 – 0,19; Al_2O_3 – 13,83; Fe_2O_3 – 0,51; FeO – 0,64; MnO – <0,01; MgO – 0,72; CaO – 1,26; Na_2O – 3,74; K_2O – 4,71; P_2O_5 – 0,01; S – <0,02; H_2O – <0,01; ВПП – 0,41; сума – 99,85.

Плагіоклаз утворює зазвичай ксеноморфні зерна, зрідка трапляються таблитчасті. Зерна полісинтетично здвійниковані. За кутом симетричного погасання ($+12^\circ$) є олігоклазом. Плагіоклаз досить свіжий, окремі зерна ділянками заміщуються серицитом, мінералами групи епідоту.

Калієвий польовий шпат (мікроклін) у крупних виділеннях утворює ксеноморфні зерна розміром 3–5 мм, має мікроклінову ґратку, слабо пелітизований. Трапляються деформовані зерна, з різко вираженим хвилястим погасанням, розбиті тріщинками. Окремі крупні кристали містять дрібні релікти плагіоклазу, пластинки біотиту. У дрібнозернистій масі гранобластової структури спостерігається у свіжих чистих зернах із характерною ґратчастою будовою. Зерна ксеноморфні, їхній розмір варіює від кількох часток міліметра до 0,5 мм.

Кварц спостерігається у ксеноморфних зернах із виразним хвилястим погасанням. Зерна здебільшого тріщинуваті, їхній розмір коливається від кількох сотих міліметра до 2 мм.

Біотит зазвичай утворює скупчення дрібних пластинок, зрідка хлоритизованих, розміром біля 0,3 мм. З біотитом досить часто асоціюють апатит і монацит, зрідка циркон.

У монациті є кілька відмін, які відрізняються як за забарвленням, так і за формою кристалів. Їм притаманна широка кольорова гама, від світло-жовтих прозорих (зазвичай дрібних) поодиноких зерен, через коричнюватожовті напівпрозорі, сірувато-коричневі, коричнево-сірі (переважають) до майже чорних, непрозорих (рис. 2). За формою переважають округлі та пляшкоподібні кристали, у яких, незважаючи на добре розвинені ребра,

контури здебільшого заокруглені. Менш поширені видовжені ($K_{\text{вид.}} 1,5-2,0$) зерна. Поверхня в більшості зерен дрібноямчата до шагренової.

У полірованих зрізах темних (коричневих, коричнево-сірих, майже чорних) кристалів монациту виявляються як окремі досить крупні непрозорі вклучення (рис. 2 ф, і), так і тонкодисперсна непрозора речовина (рис. 2 с, е, г, h, k, l), при цьому найчастіше найбільш "забрудненими" є центральні частини кристалів. Забарвлення світло-коричневих кристалів, найвірогідніше, обумовлене гідрооксидами заліза, у будь-якому разі ділянки з рудим забарвленням у кристалах приурочені до мікротріщин (рис. 2 б).

Імовірно, темна тонкодисперсна речовина у кристалах монациту (рис. 2 г, h) утворилася в результаті тектонічних деформацій кристалів, можливо, за рахунок перерозподілу та розсіювання чорних непрозорих вклучень (рис. 2 ф, і). У будь-якому разі в деяких зрізах темних кристалів добре видно сліди їхньої тектонічної деформації (рис. 2 е, k, і).

Для визначення віку граніту радіогеохронологічні дослідження кристалів монациту проводили у два етапи. На першому етапі використали мультитернові наважки розмірних фракцій найбільш поширених темніших і більш крупних (1-3) та дещо світліших і переважно дрібніших зерен (4 і 5). Результати датування наведені в табл. 2.

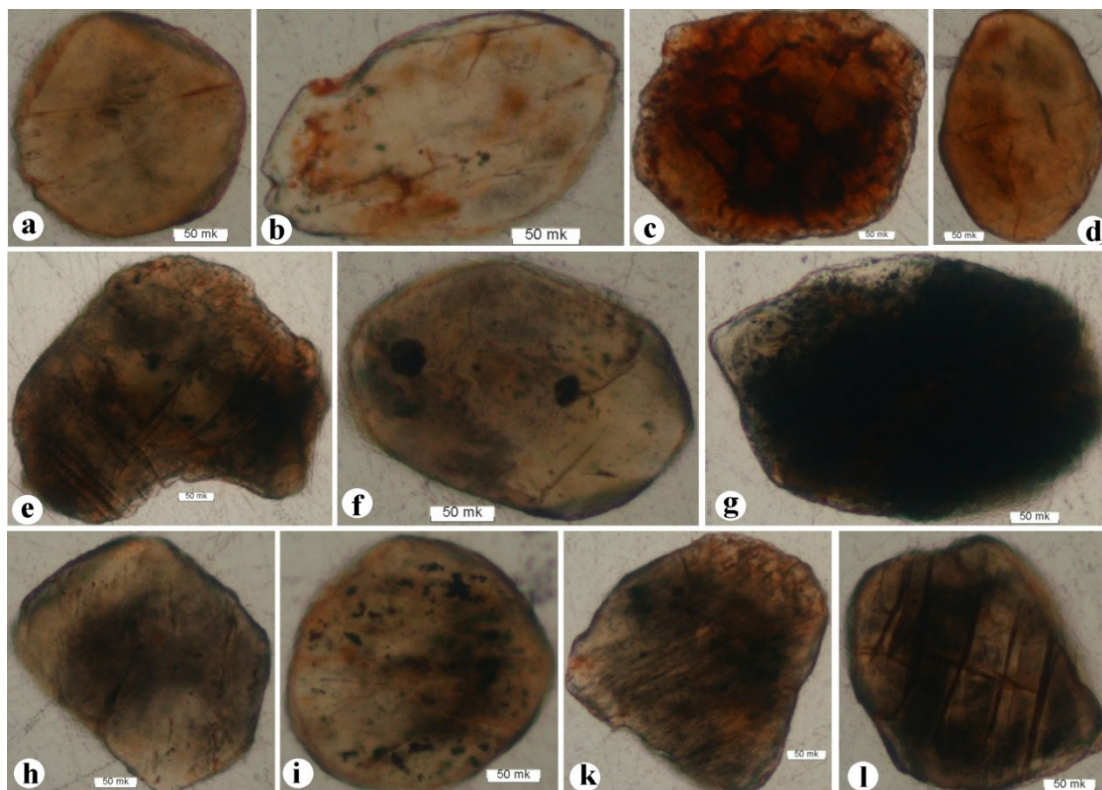


Рис. 2. Мікрофотографії зрізів кристалів монациту із граніту (проба СП-9-12), поляризаційний просвічуючий мікроскоп, за одного ніколя

Таблиця 2

Вміст урану, плумбуму та ізотопний склад плумбуму в монацитах із граніту (проба СП-9-12), Вільшанський кар'єр

Фракція Mnz	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_f}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_f}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_f}{^{206}\text{Pb}_f}$	
1	4536	8143	2024	7,7682	0,20343	0,33984	5,7297	1886	1936	1989,8	5,2
2	4663	8458	2170	7,8076	0,21474	0,35903	6,0429	1978	1982	1986,7	0,5
3	4478	8681	1700	7,6840	0,19535	0,35439	5,9828	1956	1973	1992,1	1,8
4	4941	9519	6305	7,9994	0,19621	0,35609	6,0403	1964	1982	2000,6	1,8
5	5046	9832	7410	8,0412	0,19255	0,35477	6,0014	1957	1976	1995,7	1,9

Примітка. Поправка на звичайний плумбум уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2000 млн років. 1–3 – розмірні фракції темно-коричневих до смоляно-чорних непрозорих зерен із заокругленими контурами, отримані скочуванням по нахилений площині; 4–5 – жовтувато-коричневі, світло-коричневі напівпрозорі зерна, промиті у слабкому розчині соляної кислоти.

Вік монациту за верхнім перетином конкордії дискордією, розрахованою за даними, наведеними в табл. 2, становить 1995 ± 20 млн років, і 126 ± 889 млн років – за нижнім. Середньозважене (за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) значення віку – $1994 \pm 8,6$ млн років (рис. 3).

На другому етапі датування використали мультитернові наважки розмірних фракцій дрібних світло-жовтих кристалів. Аналітичні результати датування наведені в табл. 3.

За верхнім перетином конкордії з лінією регресії, розрахованою за даними, наведеними в табл. 3, отримано вік $2009,1 \pm 3,8$ млн років (рис. 4) і $-31 \pm 2,172$ млн років – за нижнім, $\text{СКЗВ} = 0,18$. Нижній перетин геологічного сенсу не має. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ дорівнює $2008,4 \pm 0,8$ млн років. Таким чином, і для темніших кристалів монациту, і для світло-жовтого їхнього різновиду отримано значення віку, що в межах похибки збігаються. Слід зазначити, що

більш темні кристали показали за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ дещо менший і більш варіативний вік (див. табл. 2), що, на нашу думку, обумовлено порушенням замкненості їхньої уран-свинцевої ізотопної системи в

результаті тектонічної деформації, яка, імовірно, проявилася незадовго після кристалізації граніту. При цьому світло-жовті кристали не зазнали деформації, їхня уран-свинцева ізотопна система не порушувалася.

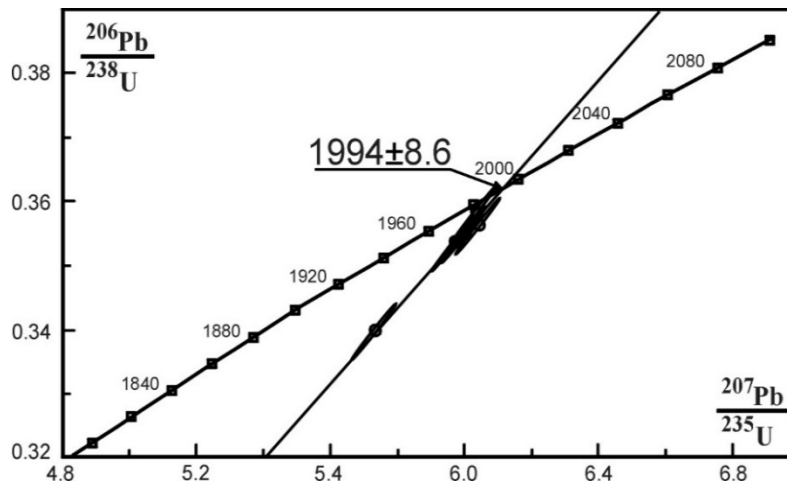


Рис. 3. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монацитів із граніту (проба СП-9-12), Вільшанський кар'єр

Таблиця 3

Вміст урану, плумбуму та ізотопний склад плумбуму у світло-жовтих кристалах монациту із граніту (проба СП-9-12), Вільшанський кар'єр

Фракція Mnz	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$	
1	4290	8679	3520	7,8585	0,20265	0,38309	6,5287	2091	2050	2008,9	-4,1
2	3883	7869	2960	7,8162	0,19947	0,37850	6,4492	2069	2039	2008,5	-3,0
3	3434	7502	1700	7,6190	0,18436	0,38071	6,4862	2080	2044	2008,3	-3,5
4	2946	6836	15430	8,0457	0,17366	0,38818	6,6128	2114	2061	2008,2	-5,3

Примітка. Поправка на звичайний плумбум уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2010 млн років. 1–4 – мультизернові нав'язки розмірних фракцій світло-жовтих водяно-прозорих кристалів монациту. Розмірні фракції отримані скочуванням по нахиленій площині.

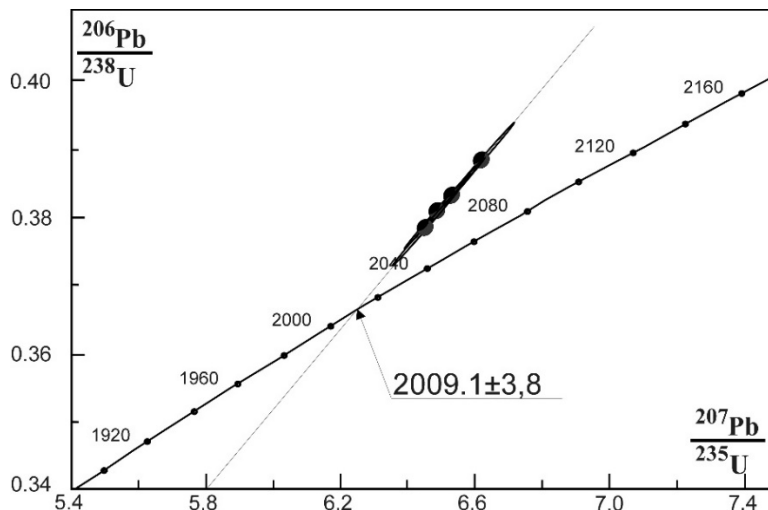


Рис. 4. Уран-свинцева діаграма з конкордією для світло-жовтих кристалів монациту із граніту (проба СП-9-12), Вільшанський кар'єр

Біотитовий гнейс (проба СП-9-8к) – дрібнозерниста рожево-сіра порода. Структура лепідогранобластова, текстура гнейсувата.

Гнейс складений (%): плагіоклазом – 40–45; кварцом – 25–30; мікрокліном – 10–15; біотитом – 10–15. В акцесорних кількостях наявні апатит, циркон, монацит. Рудні мінерали представлені магнетитом і піритом.

Хімічний склад (ваг.%): SiO_2 – 68,08; TiO_2 – 0,78; Al_2O_3 – 14,43; Fe_2O_3 – 2,13; FeO – 3,25; MnO – 0,10; MgO – 2,23;

CaO – 2,03; Na_2O – 3,34; K_2O – 2,75; P_2O_5 – 0,22; S – 0,02; H_2O – <0,01; ВПП – 0,56; сума – 99,90.

Плагіоклаз утворює досить свіжі ксеноморфні, зрідка ізометричні зерна з нерівними краями та хвилястим погасанням, розміром від 0,02 до 1,2 мм. Зерна характеризуються полісинтетичним двійникованням, найчастіше слабо вираженим, подекуди двійники слабо зігнуті. Вторинні зміни – серицитизація, проявлені лише в окремих зернах і представлені тонкими лусками серициту.

Кварц спостерігається у ксеноморфних зернах із нерівними краями та різко вираженим хвилястим згасанням. Розміри зерен варіюють від 0,02 до 0,4 мм.

Мікроклін утворює досить свіжі, зазвичай ксеноморфні зерна із характерною ґратчастою будовою, розміром до 1,2 мм. Переважно наявний у дрібнозернистій гранобластовій кварц-плагіоклазовій масі, зрідка утворює окремі відносно крупні зерна розміром 3–4 мм.

Біотит наявний у вигляді скупчень, зрідка утворює окремі луски, зазвичай орієнтовані в одному напрямку. Розміри лусок досягають 1 мм за видовженням, найчастіше 0,3–0,4 мм. Характеризується різким плеохроїзмом від світло- до темно-бурого. Окремі луски деформовані, що проявляється у хвилястому згасанні, деякі частково хлоритизовані.

Монацит утворює світло-жовті, переважно прозорі, меншою мірою водяно-прозорі, дископодібні, більш дрібні – плячкоподібні зерна із заокругленими контурами та шагреневою, зрідка гладенькою блискучою

поверхнею. Зерна різною мірою озалізовані, що ускладнює їхню прозорість.

Для визначення віку монациту використали мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих водяно-прозорих зерен, переважно із гладенькою блискучою поверхнею. Розмірні фракції отримали, сколюючи кристали по нахилений площині. Аналітичні результати наведено в табл. 4.

Вік монациту за верхнім перетином конкордії лінійної регресії, розрахованою за даними, наведеними в табл. 4, становить 2008 ± 37 млн років (рис. 5), і 563 ± 2785 млн років – за нижнім, СКЗВ – 0,46. Середнє зважене значення віку за ізотопним відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2021,1 \pm 1,2$ млн років, яке ми, зважаючи на незначну дискордантність (табл. 4), приймаємо за вік монациту. Зважаючи, що кристалізація монациту у гнейсі найвірогідніше обумовлена процесами гранітизації та формування мігматиту, його вік характеризує один із етапів, імовірно завершальний, утворення мігматиту.

Таблиця 4

Вміст урану, плумбуму та ізотопний склад плумбуму у світло-жовтих кристалах монациту із гнейсу (проба СП-9-8к), Вільшанський кар'єр

Фракція Mnz	Вміст (ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн років			D (%)
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	5102	9088	3360	7,7894	0,23781	0,38344	6,5852	2092	2057	$2022,5 \pm 1,3$	-3,5
2	5679	10154	3520	7,8076	0,23501	0,38132	6,5425	2082	2052	$2020,8 \pm 1,3$	-3,1
3	6085	10762	2830	7,7549	0,23901	0,38182	6,5485	2085	2052	$2020,1 \pm 1,5$	-3,2
4	5489	10176	2915	7,7640	0,22443	0,38081	6,5305	2080	2050	$2019,9 \pm 3,2$	-3,0
5	4982	9217	2230	7,6722	0,22467	0,37959	6,5171	2074	2048	$2022,0 \pm 4,8$	-2,6
6	5002	9812	1515	7,5154	0,20964	0,37929	6,5072	2073	2047	$2020,7 \pm 1,4$	-2,6

Примітка. Поправка на звичайний плумбум уведена за Стейсі та Крамерсом на вік 2020 млн років. 1–6 – мультизернові наважки розмірних фракцій світло-жовтих кристалів. D – дискордантність.

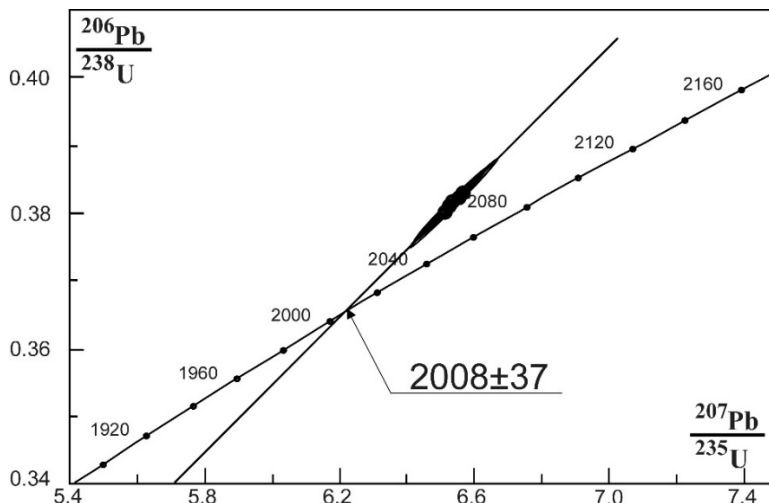


Рис. 5. Уран-свинцева діаграма з конкордією для світло-жовтих кристалів монациту із гнейсу (проба СП-9-8к), Вільшанський кар'єр

Щодо перспектив подальших досліджень геохронології Середнього Побужжя важливо зазначити необхідність встановлення більш точного віку субстрату ультраметаморфічних гранітоїдів і пегматитів, оскільки все ще залишаються незрозумілими вік, масштаби й особливості мобілізації утворень нижніх (архейських?) структурних поверхів у формуванні палеопротерозойських породних і рудних комплексів.

Висновки

1. Вік плагіогнейсу та плагіограніту за цирконом, отриманий за ізотопними відношеннями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, лежить у досить широкому інтервалі – 2694–2472 млн років.

2. Породна асоціація мігматитів із численними ксенолітами біотитових гнейсів, плагіогнейсів, зрідка графітвмісних гнейсів, амфіболітів та біотититів (хашувато-заваллівська світа бузької серії), що перетинаються жилами апліто-пегматоїдних гранітів, розкрита Вільшанським кар'єром, була сформована в результаті масштабного прояву процесів гранітизації, що розпочалися не пізніше 2,02 млрд років тому і завершилися біля 2,0 млрд років тому.

У подальших дослідженнях доцільно залучити інші геохімічні системи (розподіл P3E, Sm-Nd, Lu-Hf тощо) для побудови більш детальних петрологічних та геохронологічних схем Середнього Побужжя.

Список використаних джерел

Бартницький, Е.Н., Бибикова, Е.В., Верхогляд, В.М., Легкова, Г.В., Скобелев, В.М., Терет, Г.Я. (1995). ИГМР-1 – Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. *Геохимия и рудообразование*, 21, 164-167.

Бондаренко, С.М., Карли, З.В., Степанюк, Л.М., Сьомка, В.О., Донський, М.О., Сьомка, Л.В. (2014). Заваллівський рудопроєв калій-уранової формації: мінералогія, геохімія, час формування. *Геохімія та рудоутворення*, 34, 3-17.

Степанюк, Л.М. (1999). Последовательность проявления геологических процессов в породах бугской серии, Среднее Побужье. *Минерал. журнал*, 21, 5-6, 86-92.

Степанюк, Л.М., Скобелева, В.М., Довбуш, Т.І., Бобров, О.Б., Меркушин, І.Є. (2005). Час вкорінення гранітів в породи бузької серії (на прикладі Хащувато-Заваллівської структури). *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, 2, 26-32.

Щербак, М.П., Артеменко, Г.В., Бартницький, Е.Н., Верхогляд, В.М., Комаристий, А.А., Лесная, І.М., Мицкевич, Н.Ю., Пономаренко, А.Н., Скобелев, В.М., Щербак, Д.Н. (1989). Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 140 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 Dat for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 88, 542, p. 40.

Ludwig, K.R. (1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 88, 557, p. 38.

References

Bartnitskiy, Ye.N., Bibikova, Ye.V., Verkhoglyad, V.M., Legkova, G.V., Skobelev, V.M., Terets, G.YA. (1995). IGMR-1 – Mezhdunarodnyy standart tsirkona dlya uran-svintsovykh izotopnykh issledovaniy. *Geokhimiya i rudoobrazovaniye*, 21, 164-167.

Bondarenko, S.M., Karly, Z.V., Stepanyuk, L.M., S'omka, V.O., Donskiy, M.O., S'omka, L.V. (2014). Zavallovskiy rudoproyav kaliyno-uranovoy formy: mineralogiya, geokhimiya, chasoobrazovaniye. *Geokhimiya ta rudoutvorenniya*, 34, 3-17.

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 Dat for MS-DOS, version 1.06. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 88, 542, p. 40.

Ludwig, K.R. (1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.*, 88, 557, p. 38.

Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Bartnitskiy, Ye.N., Verkhoglyad, V.M., Komaristy, A.A., Lesnaya, I.M., Mitskevich, N.Yu., Ponomarenko, A.N., Skobelev, V.M., Shcherbak, D.N. (1989). Geokhronologicheskaya shkala dokembriya Ukrainskogo shchita. Kiyev: Nauk. dumka, 140 p.

Stepanyuk, L.M. (1999). Pobochnoye deystviye vyrazhennykh protsessov v porodakh bugskoy serii, Sredneye Pobuzh'ye. *Mineral. zhurnal*, 21, 5-6, 86-92.

Stepanyuk, L.M., Skobeleva, V.M., Dovbush, T.I., Bobrov, O.B., Merkushev, I.E. (2005). Chas vrozhdeniya granitov v porody buz'koy serii (na primere Khashchuato-Zavallivskoy struktury). *Sbornik nauchnykh prats' UkrDGR*, 2, 26-32.

Надійшла до редколегії 14.04.22

L. Stepaniuk, Dr. Sci. (Geol.), Prof.,

E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua,

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine,

34 Paladina Ave., Kyiv, Ukraine;

V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.,

E-mail: zagnitkow@i.ua,

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology,

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine;

T. Dovbush, Researcher,

E-mail: tetyana.dovbush1@gmail.com;

N. Kovalenko, Junior Researcher,

E-mail: kovnat.igmr@gmail.com;

O. Zülzle, Cand. Sci.(Geol.), Researcher,

E-mail: olegzjults@gmail.com;

T. Yaskyevych, Cand. Sci. (Geol.), Researcher,

E-mail: albobrov@ukr.net,

M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine,

34 Paladina Ave., Kyiv, Ukraine

U-PB GEOCHRONOLOGY OF CRYSTALLINE ROCKS OF VILSHAN MINE (MIDDLE BUG, UKRAINIAN SHIELD)

Geochronological studies of granitoids from the Vilshansky mine of Middle Pobuzhzhya were carried out. Zircons and monacites from plagiogneiss, plagiogranites and migmatites of the Bug complex were analyzed. As a result, it was established that the rock association, which consists of migmatites with numerous xenolites of biotite gneisses, plagiogneisses, occasionally graphite-containing gneisses, amphibolites and biotites (Khashchuvate-zavallivska suite of the Bug series) and intersected with the veins of aplite-pegmatoid granites, was formed as a result of a large-scale manifestation of graniteization processes, which began not later than 2.02 billion years ago and ended about 2.0 billion years ago. The age of metamorphic host rocks corresponds to the Archean values of uranium-lead dating.

Keywords: zircons, monacites, plagiogneisses, plagiogranites, migmatites, izotopian age, concordia.