

УДК 552.323.1

Л.В. Шумлянський, М.Д. Мазур, О.В. Зінченко, С.Г. Кривдік

**ІЗОТОПНИЙ (U-Pb ЗА ЦИРКОНАМИ) ВІК  
ТА ГЕОЛОГІЧНЕ ПОЛОЖЕННЯ КИШИНЬСЬКОГО МАСИВУ  
І ПОРІД ЙОГО ОБЛЯМУВАННЯ (ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ  
РАЙОН УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)**

Наведено результати U-Pb по цирконах датування фельзитів, що відслонюються в районі с. Чміль і відомості щодо їх речовинного складу. Встановлено, що ці породи кристалізувались  $1996 \pm 13$  млн рр. тому, що збігається з часом формування гранітоїдів осницького комплексу та габроїдів Жубровицького масиву. Хімічний склад фельзитів, ізотопний склад стронцію та неодиму в них дуже подібний до того, що спостерігається в гранітах осницького комплексу. Це дало підстави до віднесення вулканогенної товщі, розвинутої в цьому районі, до клесівської серії. Водночас породи Кишинського та Жубровицького масивів пропонується віднести до осницького комплексу, а весь створений ними комплекс плутонічних і вулканічних порід розглядати як вулканоплутонічну споруду з різним рівнем ерозійного зрізу. Результати дослідження ізотопного складу фельзитів с. Чміль вказують на їх кристалізацію з розплавів, джерелом яких слугувала головним чином деплетована мантія.

E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com E-mail: kulchec@ukr.net

**Вступ.** Вік та стратиграфічна належність порід району Кишинського масиву донині лишаються слабо дослідженими і суперечливими. Учинний кореляційний хроностратиграфічний схемі раннього докембрію Українського щита (УЩ) [3] гранітоїдні утворення Кишинського масиву виокремлені в самостійний комплекс, а основні породи Жубровицького масиву, що складають зональне тіло в його центральній частині, віднесені до більш давнього букинського комплексу.

Невизначеними лишаються також вік та належність вулканітів південно-східного облямування Кишинського масиву (район сіл Чміль, Горбово тощо), що вже понад сторіччя привертають до себе увагу дослідників [6]. За цей час були детально досліджені петрографія та головні особливості хімічного складу порід [1, 4, 6 та ін.], проте стратиграфічне положення і, відповідно, генезис їх досі залишаються дискусійними. З огляду на петрографічні й петрохімічні особливості вулканітів околиць сіл

Чміль та Горбово і умови залягання їх нібито у формі куполів (?), В.Ю. Тарасенко [6], а пізніше В.М. Чирвинський [7] відносили їх до порівняно молодих утворень, близьких за віком і складом до дайкових порід Коростенського плутону. Цю точку зору поділяли автори робіт [2, 5], які і сам Кишинський гранітний масив розглядали як північно-західний "виступ" Коростенського плутону. Ще більш молодий, а саме післякоростенський вік ефузивам сіл Чміль та Горбово приписував В.П. Бухарев [1], відносячи їх до пізньопротерозойського віку.

У 1986 р. О.В. Зінченко зі співавторами [4] показали, що вулканіти і субвулканічні породи південно-східного облямування Кишинського масиву є, по-перше, давнішими за гранітоїди, оскільки часто знаходяться в останніх у вигляді крупних ксенолітів. По-друге, за петро-геохімічними особливостями вони наближаються до широко розвинутих у межах усього Північно-Західного району комплексу дайок сублужних метадолеритів, діоритових порфіритів, дацитів, граніт-порфірів тощо і мають багато спільних рис у речовинному складі з вулканітами клесівської серії. Як і у

© Л.В. Шумлянський, М.Д. Мазур,  
О.В. Зінченко, С.Г. Кривдік, 2009

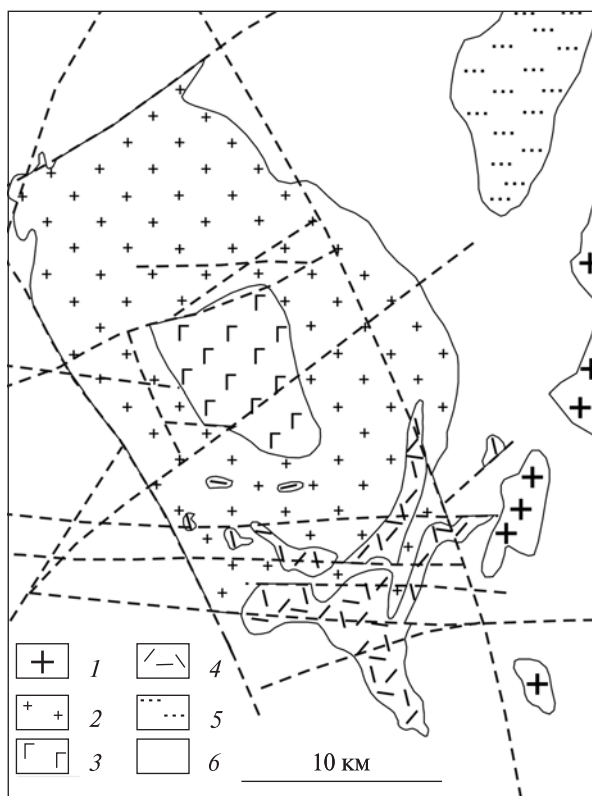


Рис. 1. Схематична геологічна карта Кишинського масиву: 1 — гранітоїди коростенського комплексу; 2 — гранітоїди Кишинського масиву; 3 — габроїди Жубровицького масиву; 4 — ефузивні породи; 5 — вулканічні та осадові породи Білокоровицької западини; 6 — гранітоїди житомирського комплексу та гнейсо-мігматитова товща

основному районі свого розвитку (Осницький блок), вулканічні породи, особливо дацит-ріолітового складу, в екзоконтакті Кишинського гранітоїдного масиву перетворені у лептитоподібні породи і лептити, але їх крупні ксеноліти у самому тілі гранітів, немовби "законсервовані" — змінені набагато менше і зберігають майже всі первинні структурно-текстурні й мінералогічні риси (райони сіл Горбово, Чміль, численні свердловини на півдні та в центрі Кишинського масиву).

Будь-які ізотопно-геохімічні та геохронологічні дані щодо цих порід наразі практично відсутні. З літератури відоме лише U-Pb за цирконами датування олівінового габро-нориту Жубровицького масиву [10], вік якого становить  $1992 \pm 5$  млн рр. (продатована одна фракція, результат практично конкордантний).

Результати датування цирконів, виділених з гранітоїдів Кишинського масиву (С.Г. Кривдік та ін., неопублікований звіт), не дали одно-

значної відповіді на питання про час формування цих порід. Так, для кишинських гранітів отримано дві дати: для пр. 155/75-77 —  $2050 \pm 50$ , а для пр. 156/29,5-31,5 —  $1920 \pm 50$  млн рр. Для сієніту масиву отримано наступний результат (пр. 159/15-17) —  $1960 \pm 50$  млн рр. Отже, гранітоїди Кишинського масиву формувались близько 2000 млн рр. тому, точнішої відповіді на питання про час їхньої кристалізації ще не отримано.

**Метою** наших досліджень було датування цирконів, виділених з кислих ефузивних порід району с. Чміль, а також визначення ізотопного складу стронцію та неодиму у валових пробах порід. Методика геохронологічних та ізотопно-геохімічних досліджень детально описана в роботі [8]. Крім того, нами досліджено ізотопний склад гафнію в цирконах, вилучених з ріолітів с. Чміль.

**Геологічне положення та петрографічні особливості.** Кишинський масив розташований у Північно-Західному районі УЩ в межах Красногірсько-Житомирської тектоно-метасоматичної зони, в західному об'ямуванні Коростенського плутону. Вмісною для нього є гнейсо-мігматитова товща, складена породами тетерівської серії та житомирського комплексу, серед яких трапляються невеликі гранітоїдні масиви, що належать до осницького та житомирського комплексів. Окремі з тіл гранітоїдів, розташовані поблизу Кишинського масиву, відносять до коростенського комплексу (рис. 1). Нерідко відзначаються також тіла пегматитів та біляррозломні метасоматичні утворення.

У центральній частині Кишинського масиву залягає тіло габроїдного складу — Жубровицький масив ( $\sim 5 \times 9$  км). Крім того, габроїди того ж складу трапляються у вигляді дрібних останців та ксенолітів серед гранітів Кишинського масиву ( $17 \times 25$  км).

У складі Жубровицького масиву наявні змінені й доволі свіжі габроїди та габро-долерити. Зміни проявлені в амфіболізації і хлоритизації піроксенів та серицитизації і сосюритизації плагіоклазу. Найчастіше відзначають масивні середньозернисті відміни, більш рідкісними є дрібнозернисті. За складом переважають двопіроксенові кварцові габро і габро-долерити, іноді також трапляються габро-норити. В окремих випадках було описане олівінвмісне безкварцове двопіроксенове габро. За петрографічними спостереженнями,

кварц у габроїдах належить до первинних мінералів, виділяючись в інтерстиціях між плагіоклазом і піроксеном. У незмінених габроїдах він нерідко контактує зі свіжим ортопіроксеном.

За кількісними співвідношеннями темноколірних мінералів та плагіоклазу переважають мезократові та мезо-лейкократові відміни порід. Лейкократові габроїди переходять в габро-діорити та діорити. За хімічним складом габроїди Жубровичей подібні до амфіболізованих габро, а лейкократові відміни — до "діоритів" вірвського типу осницького комплексу.

Породи діоритового — монцодіоритового ряду утворюють малопотужну облямівку навколо габроїдів Жубровицького масиву і є перехідними різновидами до гранітів Кишинського масиву. Структури діоритів та монцодіоритів середньо-крупнозернисті, текстури масивні або слабо директивні. Найбільш розповсюдженими є калішпатвмісні або калішпат-плагіоклазові відміни складу кварцових монцодіоритів і монцонітів. Безкварцові відміни не спостерігались, в той час як суттєво плагіоклазові породи (діорити) мають різко підпорядковане значення. Структури порід цієї групи переважно монцонітові: КПШ (мікроклін-пертит) є ксеноморфним по відношенню до плагіоклазу, кварц розташований в інтерстиціях між польовими шпатами і темноколірними мінералами. Останні зазвичай репрезентовані зеленою роговою обманкою та біотитом, значно рідше трапляється ясно-зелений клінопіроксен, що заміщується роговою обманкою. Акцесорні та рудні мінерали представлені магнетитом, титанітом, апатитом, сульфідами.

Основний об'єм Кишинського масиву складений гранітами, переважно — середньозернистими лейкократовими біотитовими відмінами. Роговообманково-біотитові відміни зазвичай більш меланократові (до 10 % темноколірних мінералів) і є перехідними між описаними вище кварцовими монцонітами і лейкократовими біотитовими гранітами.

Серед найхарактерніших ознак гранітоїдів Кишинського масиву можна відзначити такі: 1 — лейкократовий склад (завдяки чому середній вміст  $\text{SiO}_2$  становить 75,8 %); 2 — наявність двох різновидів (генерацій?) кварцу — крупного ідіоморфного (біпірамідального) із заокругленими контурами та більш дрібнозернистого інтерстиційного; 3 — переважання

мікроклін-пертиту над плагіоклазом. Плагіоклаз зазвичай більш дрібнозернистий та утворює включення в мікроклін-пертиті (монцонітова структура). Серед акцесорних мінералів переважають флюорит, циркон, магнетит, титаніт, апатит, пірит, молібденіт.

У південній частині Кишинського масиву та в його обрамленні доволі широко розповсюджені вулканогенні утворення, які за структурно-текстурними особливостями і хімічним складом можуть бути розчленованими на три самостійні товщі.

Перша (найдавніша) товща складена андезитовими порфіритами з невадитовою (поліфіровою) структурою, а також діоритовими порфіритами. Останні є або продуктами більшого ступеня розкristалізації центральних частин крупних потоків андезитів, або утворюють субвулканічні тіла. Породи першої товщі спостерігаються у вигляді фрагментів у діоритах та гранітах.

Друга товща також складена андезитовими порфіритами, які, на відміну від аналогічних порід першої, мають пілотакситову структуру основної маси. Ці породи розповсюджені головним чином у південно-східному екзоконтакті Кишинського масиву. Вулканіти цієї товщі часто містять кутасті уламки порфіритів першої товщі. В окремих відслоненнях (с. Чміль) кількість ксенолітів є настільки великою, що породи набувають вигляду лавобрекчії.

Третя товща просторово асоціює із другою і складена фельзитами та фельзитовими порфірами. Фельзити — тонкозернисті, нерідко роговикоподібні породи, що під мікроскопом мають мікрофельзитову структуру і складені кварцом, польовими шпатами, серицитом і магнетитом. У деяких випадках фельзити зовсім позбавлені будь-яких вкрапленників, за винятком неправильної або овальної форми скупчень більш грубозернистого кварц-польовошпатового агрегату. В інших випадках в основній масі фельзитів спостерігаються призматичні мікрофенокристи або їх гострокутні уламки, представлені олігоклазом, КПШ і кварцом.

Фельзитові порфіри — тонкозернисті порфірові породи з мікрофельзитовою основною масою. Порфірові вкраплення — це КПШ, плагіоклаз та кварц. У фельзитових порфірах нерідко спостерігаються дрібні ксеноліти андезитових порфіритів і шлірові виділення дрібнолускуватого біотиту, рогової обманки та магнетиту.

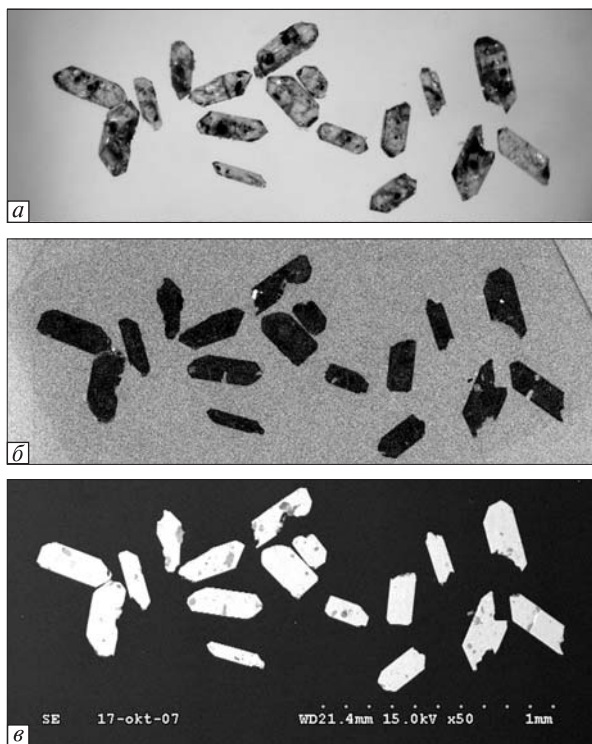


Рис. 2. Вигляд цирконів, виділених з фельзитів с. Чміль: *a* — в оптичному мікроскопі, *б* — люмінесценція в катодних променях, *в* — зображення у відбитих електронах

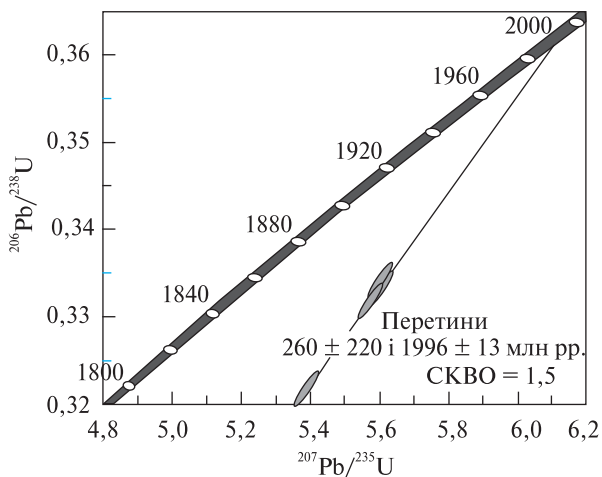


Рис. 3. U-Pb діаграма з конкордією для цирконів, виділених з фельзитів с. Чміль

Мікрофельзитова основна маса складена округлими зернами кварцу та польових шпатів, серед яких спостерігаються дрібні лусочки зеленого біотиту, призматичні виділення темно-зеленого амфіболу та ізометричні зерна магнетиту.

Для ізотопно-геохімічних досліджень нами відібрано пробу порфірових фельзитів (ріолі-

тів) с. Чміль. Структура породи порфірова, основної маси — фельзитова (мікрофельзитова). Текстура смугаста. Порода містить численні дрібні ксеноліти змінених ріолітів та гранітів. Головні породоутворювальні мінерали — кварц, кислий плагіоклаз, КПШ; другорядні — титаніт, біотит та амфібол.

Основна маса породи складена тонкозернистим (0,01 мм) агрегатом ізометричних зерен кварцу, КПШ та плагіоклазу; біотит та, меншою мірою, рудні мінерали разом складають до 10 % її об'єму. Текстура основної маси смугаста за рахунок наявності ділянок, що розрізняються за розміром кристалів.

Порфірові вкрапленники складають до 10–15 % об'єму породи і представлені, в порядку зменшення їхньої кількості, КПШ, плагіоклазом та кварцом. Іноді відзначаються вкраплення титаніту. Спостерігаються також гломерофірові скупчення зростків кристалів КПШ та плагіоклазу, КПШ та кварцу, плагіоклазу та кварцу, іноді в асоціації з великими лусками біотиту. Розмір порфірових вкрапленників становить 1–1,5 мм; форма ізометрична, іноді — кутасти, часто з ознаками оплавлення. Крім того, навколо вкрапленників нерідко спостерігаються облямівки "загартування", складені більш тонкозернистою, ніж зазвичай, основною масою. Вкрапленники нерідко деформовані, через що мають блокове або хвилясте погасання.

Ксеноліти сягають розмірів декількох сантиметрів, але назагал не перевищують 5 мм. Форма їх округла. На рожевому тлі породи ксеноліти чітко помітні завдяки своєму темнішому забарвленню. За складом ксеноліти поділяються на дві групи — змінені ефузиви і змінені граніти. Структура ефузивних порід порфірова, основної маси — тонкозерниста, мікрофельзитова. Вкрапленники складені сильно зміненим плагіоклазом та повністю зміненими, очевидно темноколірними, мінералами. Основна маса ефузивів майже повністю амфіболізована та біотитизована. Ксеноліти гранітів також сильно змінені — біотитизовані. Біотит в них зелений, а польові шпати зазнають значної пелітизації.

**Результати U-Pb датування цирконів.** Циркон з порфірових фельзитів с. Чміль — це прості призматичні кристали ( $K_p = 2-4$ ) з пірамідальними верхівками, прозорі, забарвлені у рожевий колір, розмір —  $\sim 0,2$  мм (рис. 2). Містять невелику кількість дрібних

включень непрозорих мінералів. У катодних променях циркони з фельзитів проявляють практично однорідну будову. Іноді вдається спостерігати дуже слабку нечітку зональність.

Результати ізотопного дослідження цирконів з порфірових фельзитів с. Чміль наведено в табл. 1. Вік, отриманий по чотирьох фракціях циркону, становить  $1996 \pm 13$  млн рр.; нижній перетин практично відповідає сучасності (рис. 3). Очевидно, вік цирконів вказує на час прояву ефузивної діяльності.

**Ізотопний склад гафнію в цирконах.** Нами досліджено ізотопний склад гафнію в чотирьох кристалах циркону, виділених з фельзитів с. Чміль (табл. 2). Як видно з наведених даних, величина  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , перерахована на вік в 2000 млн рр., є слабо позитивною і коливається близько 0,6.

Величина  $\epsilon_{\text{Hf}}$  має в цілому той самий геохімічний сенс, що і величина  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , розрахована в цілому по породі. Отже, величина  $\epsilon_{\text{Hf}} \approx 0$  вказує на кристалізацію цирконів з розплаву, ізотопний склад гафнію в якому наближався до ізотопного складу цього елемента в недеплетованій мантії. Позитивні значення, що прогресивно зростають, вказують на все більш і більш деплетоване мантієне джерело, в той час як негативні значення  $\epsilon_{\text{Hf}}$  вказують на коровий генезис розплавів. Вважають, що чим нижче це значення, тим тривалішою є корова передісторія речовини джерела розплаву.

**Ізотопний склад стронцію та неодиму.** Результати дослідження ізотопного складу стронцію та неодиму в фельзитах с. Чміль наведено в

табл. 3. Для порівняння ми наводимо також дані щодо ізотопного складу цих елементів у гранітах осницького комплексу (пр. 05-Т10, середньозернистий осницький граніт, кар'єр Пщелі поблизу Томашгорода).

Як видно з наведених даних, фельзити, як і граніти осницького комплексу, характеризуються невисокими позитивними значеннями  $\epsilon_{\text{Nd}}$ . Подібні результати для гранітоїдів осницького комплексу були отримані раніше авторами роботи [11], а для основних порід — авторами роботи [9]. Отже, фельзити с. Чміль за ізотопним складом неодиму цілком відповідають породам осницького комплексу. Всі отримані на даний час результати дослідження ізотопного складу неодиму в породах осницького комплексу (вісім проб), а також в фельзитах с. Чміль апроксимуються на ізохронній діаграмі (рис. 4) лінією регресії. Через доволі значний розкид точок ця лінія не є справжньою ізохроною — очевидно, з причини деякої гетерогенності початкового ізотопного складу неодиму в різноманітних породах осницького комплексу. Втім значення віку, отримане за цією лінією, є цілком задовільним:  $2047 \pm 280$  млн рр.

Завдяки високому значенню співвідношення Rb/Sr фельзити с. Чміль мають високе виміряне значення співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ( $1,074101 \pm 14$ , табл. 3). Відповідні перерахунки на вік кристалізації цієї породи в 2000 млн рр. призводять до надзвичайно низького (неможливого) первинного значення співвідношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,68250). Очевидно,

Таблиця 1. Результати уран-свинцевого ізотопного датування циркону, виділеного з валової проби фельзитів с. Чміль

Вміст, г/т		Ізотопні співвідношення			Вік, млн рр.		
U	Pb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$
226,24	83,99	5,57530	0,33184	0,121854	1847	1912	1984
262,7	102,53	5,39265	0,32179	0,121541	1798	1884	1979
197,38	76,23	5,60529	0,33394	0,121740	1857	1917	1982
225,48	83,76	5,60774	0,33318	0,122068	1854	1917	1987

Таблиця 2. Ізотопний склад гафнію в цирконах з фельзитів с. Чміль

Виміряні співвідношення				Величини, перераховані на 2000 млн рр.		
$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 1\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{2000}$	$\epsilon_{\text{Hf}2000}$	$\pm 2\sigma$
0,000631	0,020118	0,281549	0,000014	0,281525	0,6	1,0
0,001555	0,053762	0,281603	0,000048	0,281544	1,2	3,5
0,000713	0,022673	0,281524	0,000017	0,281496	-0,4	1,2
0,000679	0,021868	0,281563	0,000022	0,281538	1,0	1,5

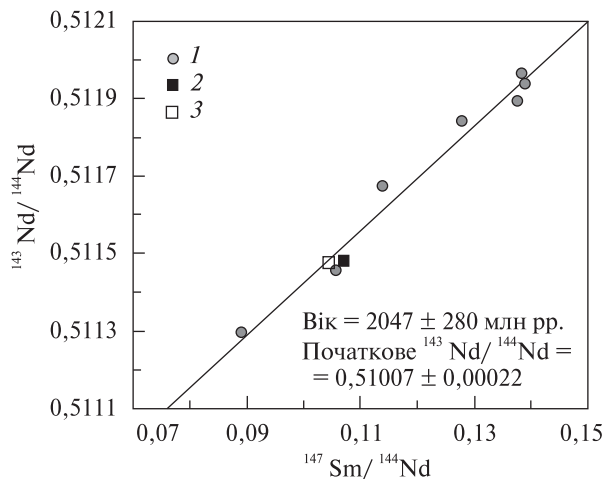


Рис. 4. Sm-Nd ізохронна діаграма для порід осницького комплексу та клесівської серії: 1 – раніше досліджені [9, 11] породи осницького комплексу; 2 – фельзити с. Чміль; 3 – граніти осницького комплексу, розкриті Томашгородським кар’єром

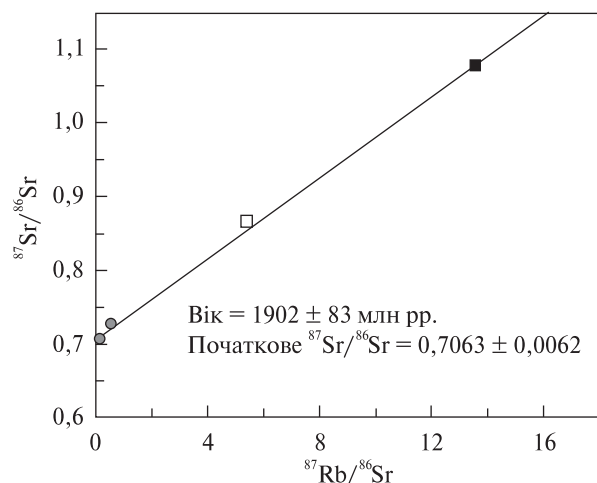


Рис. 5. Rb-Sr ізохронна діаграма для порід осницького комплексу та клесівської серії (умовні позначення див. на рис. 4)

що ізотопний склад стронцію в фельзитах був модифікований більш пізніми процесами. Найважливіші результати восьми ізотопних аналізів стронцію в породах осницького комплексу (разом з результатами по фельзитах та гранітах) дозволяють побудувати достатньо якісну Rb-Sr ізохрону (рис. 5), вік за якою становить  $1902 \pm 83$  млн рр. Перераховуючи первинний ізотопний склад стронцію в фельзитах на вік в 1900 млн рр., отримуємо цілком прийнятне значення ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70235$ ,  $\epsilon_{\text{Sr}} = -0,5$ ), яке наближається до первинного ізотопного складу стронцію в базитах осницького комплексу [9]. Беручи до уваги той факт, що рубідій концентрується переважно у калійвмісних мінеральних фазах (слюди, КПШ), які характеризуються порівняно низькими значеннями температури закриття ізотопних систем, можна припустити, що Rb-Sr ізотопна система в даному випадку відображає не вік кристалізації породи, а вік її вистигання до порівняно низьких ( $\sim 300^\circ\text{C}$ ) значень температури. Нагадаємо, що Ar-Ar вік базитів осницького комплексу, що характеризує час низькотемпературної субсолідусної перекристалізації, становить 1940 млн рр. [9].

**Геохімічні дані.** Нами було виконано один аналіз хімічного складу порфірових фельзитів с. Чміль, результати якого наведено у табл. 4. Згідно з цими даними, досліджувані породи дуже подібні до ріолітів (кварцових порфірів) Овруцької западини (рис. 6, див. [8]), а також до гранітів північної частини Коростенського плутону. Одночасно дуже подібними до фельзитів за хімічним складом є і середньозернисті граніти осницького комплексу, відібрані у Томашгородському кар’єрі Пщелі (табл. 4).

Геохімічні характеристики осницьких і коростенських гранітів дуже подібні. Як видно

Таблиця 3. Ізотопний склад стронцію та неодиму в фельзитах с. Чміль та гранітах осницького комплексу (пр. 05-T10)

Проба	Вміст, г/т		Виміряні співвідношення		Величини, перераховані на 2000 млн рр.	
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(2000)}$	$\epsilon_{\text{Sr}}$
Чміль 05-T10	215	47,4	13,5938	$1,074101 \pm 14$	0,68250	-281,3
	165	89,5	5,4159	$0,864767 \pm 13$	0,70875	92,4

Проба	Вміст, г/т		Виміряні співвідношення		Величини, перераховані на 2000 млн рр.	
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(2000)}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$
Чміль 05-T10	3,64	20,49	0,1072	$0,511481 \pm 3$	0,510069	0,4
	5,55	32,11	0,1045	$0,511475 \pm 5$	0,510099	1,0

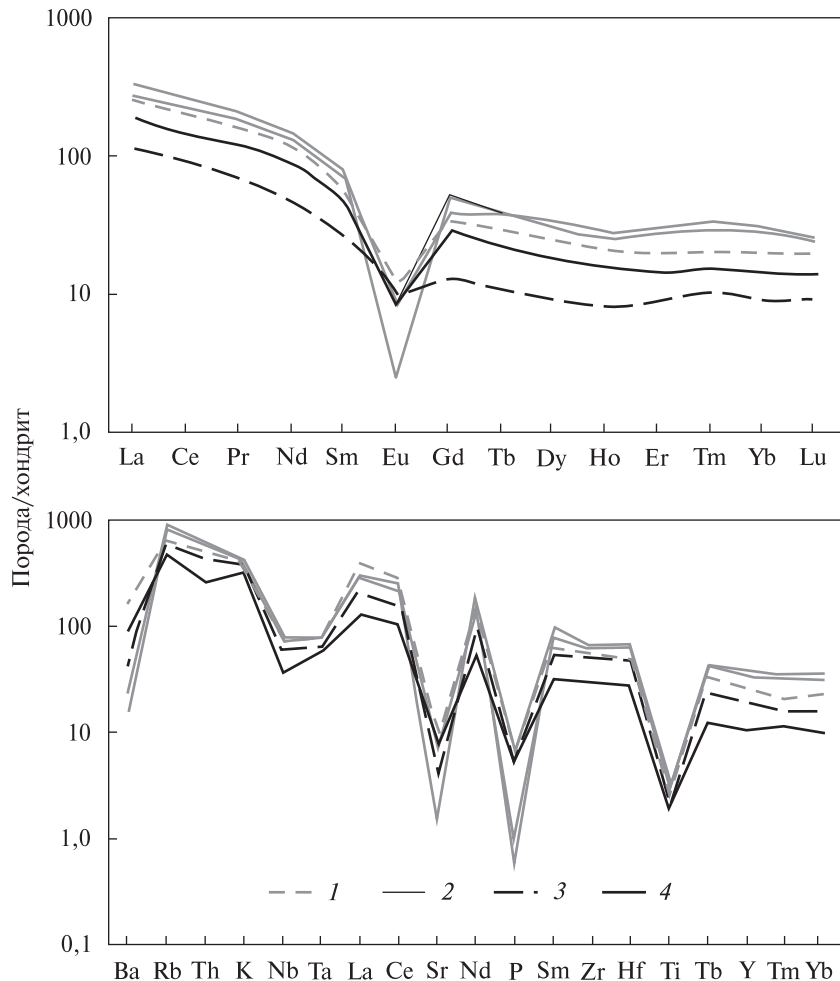


Рис. 6. Хондритнормовані спайдерграми для: 1 — фельзитів с. Чміль; 2 — гранітів осницького комплексу, розкритих Томашгородським кар'єром (пр. 05-Т10); 3 — ріолітів (кварцових порфірів) Овруцької западини; 4 — гранітів коростенського комплексу

з рис. 6, коростенські й осницькі граніти і фельзити с. Чміль мають різко підвищений (600—400 разів вище відповідного вмісту в хондритах) вміст найбільш некогерентних елементів — Rb, Th, K. В напрямку збільшення когерентності хондритнормований вміст елементів поступово скорочується до рівня в 20—10 хондритових норм для важких рідкісноземельних елементів (РЗЕ). Крім того, для всіх зазначених порід вельми характерні значні негативні аномалії Ba, Nb, Ta, Sr, P, Ti. Характер розподілу РЗЕ в коростенських та осницьких гранітах, а також в ріолітах с. Чміль подібний: спостерігається різке скорочення хондритнормованого вмісту легких РЗЕ в напрямку до важких; після гадолінію це скорочення майже припиняється і лінія хондритнормованого розподілу стає практично горизонтальною. Для всіх зазначених по-

рід властивою є значна від'ємна європейська аномалія.

Втім слід відзначити, що породи коростенського комплексу характеризуються значно більш високими значеннями концентрації більшості рідкісних і розсіяних елементів у порівнянні з породами осницького комплексу і клесівської серії.

**Обговорення.** Ми припускаємо, що Кишинський масив — вулканоплутонічна споруда центрального типу з різним рівнем ерозійного зрізу, закладена на рубежі 2,0 млрд рр. тому на гнейсо-мігматитовому фундаменті невдовзі після його формування. Головний канал цієї споруди, репрезентований Жубровицьким базитовим масивом і розташований близько до її центру, був шляхом вилування на поверхню ефузивів спочатку андезитобазальтового складу, а на заключних етапах діяльності

Таблиця 4. Хімічний склад фельзитів с. Чміль та гранітів осницького комплексу (пр. 05-Т10), за даними ІСП-MS (вміст оксидів — у ваг. %, елементів — у г/т)

Компонент	Чміль	Пр. 05-Т10	Компонент	Чміль	Пр. 05-Т10
USiO <sub>2</sub>	72,75	73,34	V	<8	7
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,21	W	1	1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,72	14,23	Zr	334	199
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,87	1,72	Y	39	21
MnO	0,05	0,06	La	68,1	42,4
MgO	0,17	0,25	Ce	136,3	88,4
CaO	0,84	0,57	Pr	16,5	9,46
Na <sub>2</sub> O	3,75	4,33	Nd	62,4	33,7
K <sub>2</sub> O	5,36	4,74	Sm	10,9	6,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,06	Eu	0,7	0,9
В. п. п.	0,6	—	Gd	8,8	3,9
Сума	99,88	99,92	Tb	1,3	0,6
Ba	296	654	Dy	6,9	3,6
Co	1	1	Ho	1,3	0,7
Cs	5	2	Er	3,6	2,2
Ga	18	17	Tm	0,5	0,4
Hf	10	6	Yb	3,4	2,2
Nb	21	13	Lu	0,5	0,4
Rb	215	165	Mo	1,2	0,3
Sn	3	2	Cu	5	3
Sr	47,4	89,5	Pb	15	6
Ta	1,3	1,1	Zn	50	27
Th	19	11	Ni	3	6
U	5	4	Sc	8	5

вулканічного апарату — переважно ефузивів та їх туфів дацит-ріолітового складу. Обидві гілки ефузивних порід мали свої глибинні аналоги, які на сучасному ерозійному зрізі присутні найчастіше. Вулканіти збереглися у південно-східному облямуванні Кишинського масиву та серед гранітних порід, що його складають. Відома також дайково-жильна фация порід Кишинського масиву, представлена поодинокими тілами діоритових порфіритів, граніт-порфірів, сієніт-порфірів, аплітів, пегматитів тощо, які розтинають граніти масиву та зрідка — вмісні породи гнейсо-мігматитового фундаменту.

Отримані [10] і нами відомості щодо часу кристалізації порід Кишинського масиву та його обрамлення вказують на їх однаковий вік з гранітоїдами осницького комплексу. Дані щодо ізотопного складу стронцію на неодим у фельзитах обрамлення Кишинського масиву — на їх практичну тотожність з ізотопним складом цих елементів у породах осницького комплексу. Також дуже близьким є і геохімічний склад фельзитів та осницьких гранітів.

Отже, враховуючи тотожність речовинного та ізотопного складу, а також однаковий вік формування порід і територіальну близькість, ми вважаємо, що породи Кишинського та Жубровицького масивів мають належати до осницького комплексу, а ефузивні породи, широко представлені в цьому районі, — до клесівської серії.

В роботі [12] стверджувалось, що ізотопний склад стронцію і неодиму в породах осницького комплексу, перерахований на вік в 1760 млн рр., у цілому відповідає такому в базитах Коростенського плутону. Це дало підстави припустити, що вихідні для Коростенського плутону розплави могли сформуватись за рахунок глибокого переплавлення нижньокорових аналогів порід осницького комплексу. Нові відомості про хімічний склад кислих ефузивів обрамлення Кишинського масиву та гранітів осницького комплексу, а також гранітів Коростенського плутону і ріолітів Овруцької западини вказують на їх подібність. Це слугує ще одним аргументом на користь того, що вихідні для Коростенського плутону розплави могли формуватись за рахунок плавлення порід осницького комплексу та комагматичних з ними ефузивів, приналежних до клесівської серії.

У роботах [9, 11] зазначено, що ізотопний склад стронцію та неодиму в породах осницького комплексу свідчить про їхнє ювенільне, тобто мантійне, походження. Нові дані щодо ізотопного складу гафнію в цирконах підтверджують цей висновок — породи осницького комплексу і клесівської серії походять з частково деплетованої мантії. Таким чином, осницький орогенез являв собою процес нового короутворення в умовах активної континентальної окраїни.

**Висновки.** 1. Результати датування фельзитів с. Чміль свідчать про час їхньої кристалізації  $1996 \pm 13$  млн рр. тому, що відповідає віку формування гранітоїдів осницького комплексу, а також габроїдів Жубровицького масиву.

2. Ізотопний склад стронцію та неодиму в фельзитах с. Чміль цілком відповідає такому у різноманітних за складом породах осницького комплексу.

3. Речовинний склад, зокрема характер розподілу рідкісних і розсіяних елементів у фельзитах також дуже подібний до того, що спостерігається в гранітах осницького комплексу.



4. Враховуючи тотожність речовинного та ізотопного складу, а також однаковий вік формування порід і територіальну близькість, породи Кишинського та Жубровицького масивів мають бути віднесені до осницького комплексу, а ефузивні породи району с. Чміль — до клесівської серії. Ми розглядаємо весь комплекс плутонічних і вулканічних порід, розви-

нутих у цьому регіоні, вулкано-плутонічну споруду з різним рівнем ерозійного зрізу.

5. Ізотопний склад стронцію та неодиму в породах, а також ізотопний склад гафнію в цирконах, виділених з фельзитів с. Чміль, вказують на ювенільне походження цих порід, тобто на кристалізацію з розплавів, джерелом яких слугувала головним чином деплетована мантія.

1. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. — Киев : Наук. думка, 1992. — 152 с.
2. Добрянський Ю.Є. Геологічна будова та кристалічні породи району верхньої течії р. Уборті // Наук. зап. КДУ. — 1957. — Вип. XIV. — С. 139—150.
3. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М. та ін. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). — К. : УкрДГРІ, 2004. — 30 с.
4. Зинченко О.В., Гринченко В.Ф., Щербина Р.Н. Изучение вещественного состава и металлогенической специализации кристаллических образований центральной части Красногорско-Житомирской тектонической зоны : заключ. отчет / НИЧ Киев. ун-та им. Т. Шевченко. — Киев, 1989. — 43 с.
5. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. — Киев : Наук. думка, 1983. — 248 с.
6. Тарасенко В. Новая область вулканических горных пород в Волынской губернии // Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей. — 1905. — Т. XIX. — С. 51—82.
7. Чирвинский В.Н. О некоторых эффузивных породах Волыни из пределов б. Новоградволинского и Житомирского уездов и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы // Вісн. Укр. відділу Геол. ком. — 1928. — Вип. 11. — С. 187—212.
8. Шумлянський Л.В., Богданова С.В. U-Pb вік цирконів та геохімічні особливості ріолітів Овруцької западини, Північно-Західний район Українського щита // Мінерал. журн. — 2009. — 31, № 1. — С. 40—49.
9. Шумлянський Л.В., Зинченко О.В., Котвицький Л.Ф., Богданова С.В. Про походження основних порід осницького комплексу (північно-західний блок Українського щита) за даними про ізотопний склад стронцію та неодиму // Доп. НАН України. — 2006. — № 5. — С. 126—131.
10. Щербак Н.П., Бартницький Е.Н. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — Вып. 21. — С. 3—24.
11. Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European craton // Tectonophysics. — 2001. — 339. — P. 1—18.
12. Shumlyanskyu L., Ellam R.M., Mitrokhin O. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield : implication of Nd and Sr isotope data // Lithos. — 2006. — 90. — P. 214—222.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України, Київ  
Житомир. геологозйомочна експедиція  
Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка, Київ

Надійшла 13.11.2008

**РЕЗЮМЕ.** Приведены результаты U-Pb датирования по цирконам фельзитов, обнажающихся в районе с. Чміль, и сведения об их вещественном составе. Установлено, что эти породы кристаллизовались  $1996 \pm 13$  млн лет тому назад, что совпадает со временем формирования гранитоидов осницького комплекса и габброидов Жубровицького массива. Химический состав фельзитов, изотопный состав стронция и неодима в них подобны таковым в гранитах осницького комплекса. Это дало основания к отнесению вулканогенной толщи, развитой в этом районе, к клесовской серии. В то же время породы Кишинского и Жубровицького массивов предлагается отнести к осницькому комплексу, а весь созданный ими комплекс плутонических и вулканических пород рассматривать как вулкано-плутоническое сооружение с разным уровнем эрозионного среза. Результаты исследования изотопного состава фельзитов с. Чміль указывают на их кристаллизацию из расплавов, источником которых служила главным образом деплетированная мантія.

**SUMMARY.** The paper deals with results of U-Pb dating of felsites by zircons that crop out nearby the Chmil village. Results of their chemical composition investigation are also cited. It is established that Chmil felsites crystallized  $1996 \pm 13$  Ma ago simultaneously with granitoids of the Osnitsk complex and gabbroic rocks of the Zhubrovichi massif. Chemical composition of felsite and isotope composition of Sr and Nd are very similar to that found in the Osnitsk granite. All these led to attribution of the volcanogenic rocks developed in the area to the Klesiv Series. At the same time the authors propose to include Kyshyn and Zhybrovichi massifs to the Osnitsk complex. The whole set of plutonic and volcanogenic rocks developed in the studied area can be considered as volcano-plutonic structure with different level of the erosive cut. Felsites isotope composition evidences for their origin from the melts derived mainly from the depleted mantle.