

УДК 551.21:551.24(477.8)

ДЕЯКІ МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОХІМІЧНІ ДАНІ ПРО ГЕНЕЗИС КАЙНОЗОЙСЬКИХ МАГМ КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНУ

З. Ляшкевич

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: igggk@ah.ipm.ua*

В Українських Карпатах визначено дві головні фази кайнозойського вулканізму. З першою пов'язане утворення похованої ефузивно-пірокластичної товщі в Закарпатській западині (ріодацитова формація), з другою – формування Вигорлат-Гутинського хребта (андезитова формація). Розподіл рідкісних і розсіяних елементів близький до складу континентальної кори. Особливості мінерального складу, наявність ксенолітів, абсолютний вік свідчать про антидромне спрямування магматичних процесів та їхній зв'язок з колізійним геодинамічним режимом.

Ключові слова: вулканізм, геохімія, піроксен, гранат, ксеноліт, кайнозой, Українські Карпати.

Геологічний розвиток Українських Карпат у кайнозої пов'язаний з могутньою вулканічною діяльністю в неогені, унаслідок чого утворилися дві приблизно паралельні гілки вулканітів: похована ефузивно-пірокластична товща в Закарпатському внутрішньому прогині та Вигорлат-Гутинський хребет. Похована товща синхронна ранньоміоценовим вулканітам Паннонської западини, є їхнім природним просторовим продовженням і пов'язана з першою фазою ареального вибухового магматизму. В її складі наявні ігнімбрити, ріолітові туфи, пемзи, дацити, андезити потужністю до 700–1 000 м (ріодацитова формація). Одночасно формувалися вулканічні споруди Кремніцьких гір у Словаччині, гір Бержень, Матра, Бюкк, Токай в Угорщині, Апусені в Румунії та похований Чопський ланцюг вулканів в Україні.

Друга фаза магматизму в міоцені сформувала хребти Вигорлат-Гутин, Оаш, Харгита і представлена виливом, головню, андезитових лав (андезитова формація).

Для вулканічних порід міоцену загалом характерний великий об'єм пірокластики – близько 20 км³ за загального об'єму 31 320 км³ [5]. Вулканіти ріодацитової формації представлені вапнисто-лужною серією порід нормального ряду з переважанням кислих різновидів підвищеної глиноземності. Вулканіти андезитової формації також відповідають нормальному ряду вапнисто-лужної, рідше толейтової серій порід (бужорські базальти). На діаграмі АФМ (рис. 1) чітко виражені середньо-кислий склад більшості вулканітів та їхня відповідність двом типам серій. Отже, маємо змішаний тип магми. Особливо це стосується Вигорлат-Гутинського хребта, вулканізм якого деякі дослідники [1, 11, 12] описують як типово вапнисто-лужний островодужний, а насправді петрохімічно його породи відповідають як вапнисто-лужній, так і толейтовій серіям.

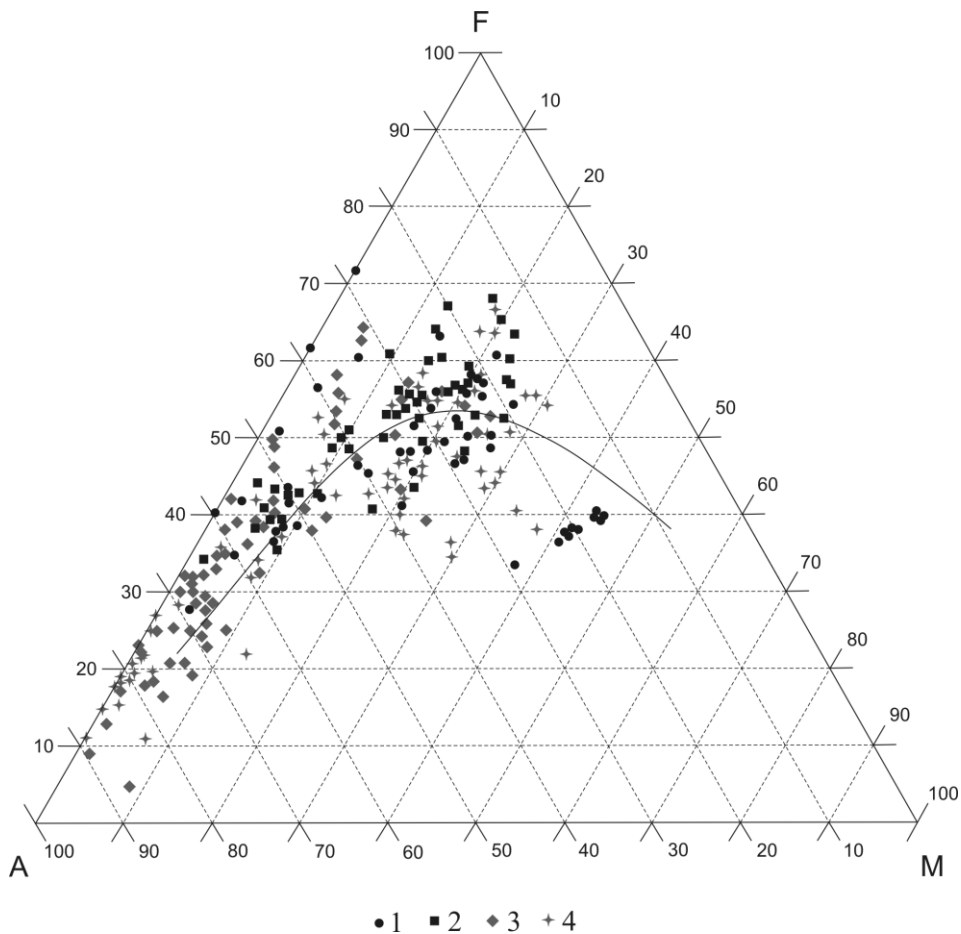


Рис. 1. Діаграма AFM для вулканічних порід Карпатського регіону:

1 – вулканіти Вигорлат-Гутинського хребта; 2 – ефузивно-пірокластична товща Закарпатського прогину; 3 – породи ланцюга похованих Чопських вулканів; 4 – вулканіти Паннонської западини.

Третя, завершальна, постпліоценова фаза кайнозойського вулканізму простежена у вигляді малих тіл об'ємом близько 1 км³, які поширені в Паннонській, Трансільванській западинах, Вардарській зоні Македонії. Тіла представлені сублужними, лужними базальтами, базанітами, нефелінітами, адакітами, лімбургітами (трахібазальтова формація).

Для вирішення проблем генезису вулканітів Вигорлат-Гутинського пасма вивчено розподіл елементів-домішок і з'ясовано [7], що породи збіднені феромагnezіальними елементами (Cr, Ni, Co, V) і збагачені халькофільними, особливо свинцем. Спайдер-діаграми, побудовані за вмістом рідкісних і розсіяних елементів щодо еталонних проб мантії й кори, засвідчили відмінність вулканітів від речовини мантії (рис. 2) і близькість, майже ідентичність до складу континентальної кори (рис. 3).

Порівняно з верхньою мантією вулканіти значно збагачені крупнокатіонними літофільними елементами Rb, Cs, Ba, U, Th за зниженого вмісту Sr.

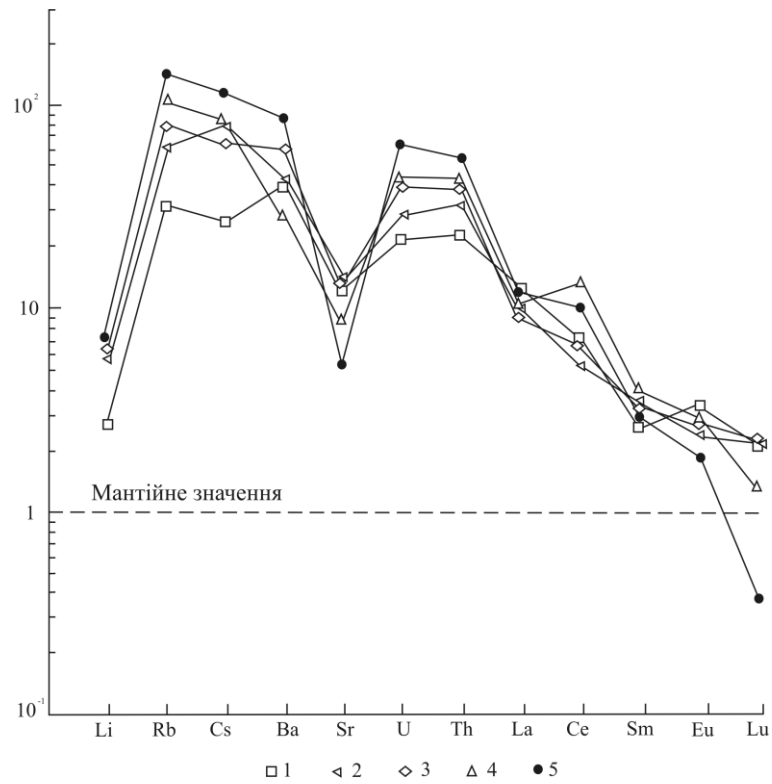


Рис. 2. Розподіл лужноземельних і рідкісноземельних елементів у породах андезитової формації щодо еталона верхньої мантії. Породи: 1 – базальти; 2 – андезибазальти; 3 – андезити; 4 – дацити; 5 – ріодацити.

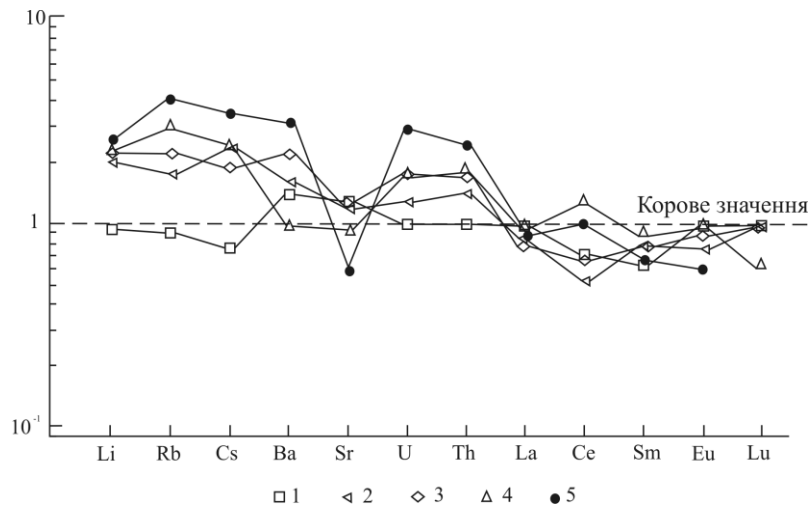


Рис. 3. Розподіл лужноземельних і рідкісноземельних елементів у породах андезитової формації щодо еталона континентальної кори. Умовні позначення ті ж, що й на рис. 2.

Відповідність складу вулканітів аналогу “Crust” доводить їхній генетичний зв’язок, тобто можна припустити, що утворення магматичних розплавів відбувалося в межах континентальної кори під впливом ендегенних потоків тепла і флюїдів. Ознакою значного об’єму флюїдів, які супроводжували міоценовий вулканізм, є могутні експлозивні явища перших викидів кислої магми (ігнімбрити, туфи, пемзи) і широко виявлені в регіоні гідротермально-метасоматичні процеси.

Для петрогенетичних моделей дуже важливі ізотопні дослідження рідкісних елементів магматичних порід, передусім Sr, Nd, Pb, U. Їхні співвідношення дають змогу визначити особливості і хронологію магматичних подій. У цьому разі порівняння роблять з базальтовим розплавом серединно-океанічних хребтів (MORB), який не зазнав контамінації або виснаження. Для початкової мантіїної магми $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$, $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,040\text{--}0,045$, у виснаженій – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,702\text{--}0,703$, $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,008\text{--}0,012$ [14]. У мантії, в якій відбулися процеси метасоматозу, допустиме зростання $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до 0,711 і більше.

Перші відомості щодо ізотопії стронцію у вулканічних породах Українських Карпат навела Л. Данилович [2]. Для андезібазальтів Вигорлат-Гутинського хребта значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ становить 0,7055, для ріолітів – 0,7080; для ігнімбритів Закарпатської западини – 0,7073, для дацитів – 0,7057. Автор припускає різні джерела виплавлення магми на глибині 120–160 км у процесі субдукції, наголошуючи на відсутності контамінації.

Також зазначимо, що високими є співвідношення Rb/Sr (0,149–0,739) у ряду від андезібазальту до ріодациту, які свідчать про невиснаженість мантії, навіть про збагачення рубідієм за низького вмісту стронцію. Порівняно з породами вапнисто-лужної островодужної серії [13] вміст стронцію в досліджуваних вулканітах на порядок нижчий, а це засвідчує, що не було поглинання магмою морських осадових, коли неминуче зростає вміст радіогенного стронцію.

У міоценових вулканітах Паннонської западини зафіксовано зростання співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ від андезібазальтів до ріолітів (0,70426–0,71125) і зменшення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51274–0,51221) [10]. Для лужних постпліоценових базальтів співвідношення ізотопів стронцію становить 0,70320, неодиму – 0,51292. На графіку (рис. 4) відображено обернено пропорційну залежність ізотопів Sr–Nd, близьку спорідненість міоценових вулканітів Українських Карпат і Паннонського масиву та значну відстань між точками постпліоценових лужних базальтів. Порівняно з примітивною мантією у міоценових вулканітах зростає значення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ і зменшується $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, тоді як у лужних базальтах, навпаки, зменшується співвідношення ізотопів стронцію і зростає неодиму, що свідчить про різні джерела відповідних магм. Мабуть, щодо примітивної мантії постпліоценові лужні базальти формувалися з глибинної частки мантії.

Мінеральний склад вулканітів трьох зазначених фаз магматизму дуже різноманітний і вивчений епізодично. Назвемо ті мінерали, які дають додаткову інформацію про походження порід. У кайнозойських вулканітах широко представлені піроксени. У двопіроксенових андезитах піроксени утворюють як вкраплення, так і значну частину основної маси. Клінопіроксен, представлений діопсид-авгітом, переважає над гіперстеном, який відповідає бронзиту (45–60 % Fs). У діопсиді бужорських андезібазальтів виявлено домішку (іноді до 27 %) піжонітового компонента MgSiO_3 , який утворюється під час швидкої кристалізації магми та високої температури – близько 1 200° С. Зрідка в андезитах у вигляді заміщених ізометричних вкраплень трапляється олівін, представлений гортонолітом з вмістом фаялітової молекули 46–52 %. У лужних базальтах завершальної фази магматизму клінопіроксен відповідає діопсид-авгіту. Лужні базальти містять чис-

ленні ксеноліти мантійних порід – шпінелевих лерцолітів, дунітів, піроксенітів, горнблендитів, флогопітових перидотитів. У лерцолітових ксенолітах олівін майже весь серпентинізований, у його свіжих зернах визначено 60–90 % форстеритового компонента [11].

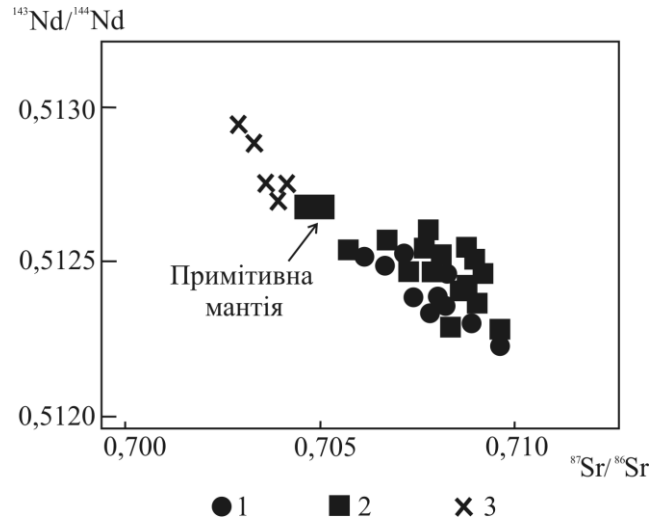


Рис. 4. Діаграма співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для неогенових вулканічних порід Карпатського регіону:

1 – міоценові вулканіти Карпат; 2 – міоценові вулканіти Паннонської западини; 3 – постпліоценові базальти.

Примітні знахідки магматичного гранату в ріодацитах і туфах Вигорлат-Гутинського пасма (андезитова формація). Гранатовмісні різновиди виявлено в ріодацитах Перечинського району, у ріодацитових туфах с. Кибляри, у ріолітовому родовищі Потічки (Словаччина) та ін. Гранат утворює кристалографічно індивідуалізовані вкраплення розміром від 2–4 до 5 мм у склуватій масі породи. Склад його змінний, проте головна складова – альмандин (66,2–77,9%). Ідіоморфізм гранату та співвідношення з іншими породоутворювальними мінералами свідчать про його первинне магматичне походження. Перебуваючи в рівновазі з розплавом, він кристалізувався на значній глибині за високого тиску, імовірно, в апікальній частині магматичного вогнища [6].

З салічних мінералів в андезитах, дацитах, ріодацитах Закарпаття значно поширений тридиміт. Він утворює гнізда пластинчастих і гексагональних кристалів розміром до 3 мм в основній масі породи, іноді малі прожилки, по краях яких зафіксовано заміщення тридиміту кварцом. У метасоматично змінених вулканітах тридиміт асоціює з топазом і флюоритом [4]. Тридиміт стійкий за температури 870–1470 °С. За розплавними вклученнями скла в фенокристалах гіалодацитів визначено температуру 1300–1350 °С [3]. Усе це свідчить про високу температуру вулcano-метасоматичних процесів. Характерна висока основність плагіоклазу вулканітів: в андезитах наявні плагіоклази № 70–75, у базальтах – № 80–90, а це означає, що асиміляції багатих кремнеземом флішових товщ не відбувалося.

Потужний ареально-тріщинний кислий вулканізм першої фази сформував ефузивно-пірокластичні товщі Закарпатського й Паннонського прогинів (ріодацитова формація). Вони мають певний зв'язок з глибинними розломами: у Паннонському масиві – з пів-

ніч–північно-східним Середньопаннонським, у Закарпатському прогині – з північ–північно-західним Припаннонським. Наступна в часі, друга фаза неогенового вулканізму утворила дуги Вигорлат-Гутинського й Келіман-Харгітського хребтів, складених переважно андезитами (андезитова формація). Отже, наявна антидромна тенденція вулканізму, яка підтверджена даними абсолютного віку: 13,0–11,5 млн років для порід ріодацитової формації та 11,2–10,5 млн років – для андезитової [9]. Характерний також склад ксенолітів, захоплених магмою. У породах ріодацитової формації трапляються уламки лише осадових порід, гнейсів, а в андезитовій багато ксенолітів основних порід: габро, габро-норитів, анортозитів, габро-піроксенітів [10]. У лужних базальтах трахібазальтової формації наявні численні ксеноліти лерцолітів, піроксенітів, горнблендитів, флогопітових перидотитів. Зрозуміло, що магматичні осередки розвивалися з поглибленням у нижню частину кори й далі у верхню мантію.

За даними сучасної вулканології [8], якщо гомодромний магматизм відбувається за умов нарощування континентальної кори, то антидромний – під час її руйнування, деструкції. До початку міоцену, до моменту перших викидів кислої магми територія Карпат і Паннонського масиву була стабільною ділянкою зі сформованою континентальною корою. Процес деструкції в регіоні був зумовлений розтягуванням та дробленням континентальної кори на окремі плити і супроводжувався магматизмом, надходженням значних об'ємів флюїдних газів. Просторово вулканіти Закарпатського прогину пов'язані з неогеновою моласою, яка нагромаджувалася за колізійних умов, причому андезитові лави Вигорлат-Гутинського хребта перекривають моласу, що підтверджує їхній молодший вік. Це дві фази перманентного магматичного процесу, що охоплював період близько 10–15 млн років, антидромної спрямованості з великим об'ємом середньо-кислих лав і порівняно неглибоких (близько 60–100 км) магматичних вогнищ у континентальній корі.

Геохімічні дані, у тім числі ізотопні, свідчать, що на утворення магматичного розплаву впливала мантійна складова, і ми припускаємо, що це виражалось в притіканнях високотемпературних глибинних флюїдів, які зумовлювали експлозивний характер першої фази вулканізму й подальші гідротермально-метасоматичні заміщення порід.

Отже, палеотектонічна обстановка, явно енсїалічний тип магм, антидромний характер вулканізму, відсутність великих гранітних масивів, петрохімічний збіг зі складом континентальної кори, відсутність чисто калієвих серій, приуроченість до глибинних розломів засвідчують, що кайнозойський вулканізм Українських Карпат пов'язаний з колізійним геодинамічним режимом розвитку регіону.

1. Данилович Л. Г. Магматизм Карпат и вопросы геодинамики / Л. Г. Данилович // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1975. – № 2. – С. 3–13.
2. Данилович Л. Г. Петрогенезис магматичних утворень Карпат за даними вивчення ізотопного складу стронцію / Л. Г. Данилович // Геол. журн. – 1977. – Т. 37, № 4. – С. 49–61.
3. Калюжный В. А. Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гиалодацитов Закарпатья / В. А. Калюжный // Докл. АН СССР. – 1965. – Т. 160, № 2. – С. 438–441.
4. Лазаренко Е. О. Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття / Е. О. Лазаренко. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1960. – 140 с.

5. Ляшкевич З. М. Про активність неогенового вулканізму Карпат / З. М. Ляшкевич, М. О. Альохіна // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2003. – № 2. – С. 46–52.
6. Соболев В. С. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области / В. С. Соболев, С. М. Спитковская, Р. Я. Эпштейн // Минерал. сб. – 1955. – № 9. – С. 316–319.
7. Тектоно-магматическая эволюция Карпат / З. М. Ляшкевич, А. П. Медведев, Ю. З. Крупский [и др.]. – Киев : Наук. думка, 1995. – 132 с.
8. Фролова Т. И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора / Т. И. Фролова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. – 1991. – № 1. – С. 3–20.
9. K/Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine / Z. Pecsкаy, I. Seghedi, H. Downes [et al.] // *Geologica Carpathica*. – 2000. – Vol. 2, N 51. – P. 83–89.
10. Magmagenesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians / I. Seghedi, H. Downes, Z. Pecsкаy [et al.] // *Lithos*. – 2001. – N 57. – P. 237–262.
11. Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian–Pannonian region: a synthesis / I. Seghedi, H. Downes, A. Szakacs [et al.] // *Lithos*. – 2004. – N 72. – P. 117–146.
12. Radulescu D. P. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians / D. P. Radulescu, M. Sadulescu // *Tectonophysics*. – 1973. – Vol. 16. – P. 155–161.
13. Salters J. Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian arc, Hungary / J. Salters, S. Hart, Gy. Panto // *Earth Planet Sci. Lett.* – 1985. – Vol. 19. – P. 279–292.
14. Wilson M. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach / M. Wilson. – London : Harper Collins, 1991. – 467 p.

SOME MINERALOGICAL-PETROCHEMICAL DATA ON GENESIS OF THE CENOZOIC MAGMAS IN THE CARPATHIANS REGION

Z. Lyashkevych

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU
Naukova St. 3a, UA – 79053 Lviv, Ukraine
E-mail: igggk@ah.ipm.ua*

The basic phases of the Cenozoic volcanism were distinguished in the Ukrainian Carpathians. Formation of buried effusive-pyroclastic rocks in the Trans-Carpathians deep (rhyodacite formation) is associated with the first phase, and formation of Vygortat-Huta ridge (andesite formation) – with the second one. Distribution of rear-earth and trace elements are close to the composition of the continental crust. Special features of mineral composition, availability of xenoliths and absolute age indicate the antidrome directivity of magmatic processes and their connection with collisional geodynamic regime.

Key words: volcanism, geochemistry, pyroxene, garnet, xenolith, Cenozoic, Ukrainian Carpathians.

**НЕКОТОРЫЕ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ
О ГЕНЕЗИСЕ КАЙНОЗОЙСКИХ МАГМ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА****З. Ляшкевич**

*Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
79060 г. Львов, ул. Научная, 3а
E-mail: igggk@ah.ipt.ua*

В Украинских Карпатах установлено две главные фазы кайнозойского вулканизма. С первой связано образование погребенной эффузивно-пирокластической толщи в Закарпатской впадине (риодацитовая формация), со второй – формирование Выгорлат-Гутинского хребта (андезитовая формация). Распределение редких и рассеянных элементов близко составу континентальной коры. Особенности минералогического состава, наличие ксенолитов, абсолютный возраст указывают на антидромную направленность магматических процессов и их связь с коллизионным геодинамическим режимом.

Ключевые слова: вулканизм, геохимия, пироксен, гранат, ксенолит, кайнозой, Украинские Карпаты.

Стаття надійшла до редколегії 21.03.2011

Прийнята до друку 09.11.2011