

УДК 551.311.231:552.323.6(447.62)

**ОСОБЛИВОСТІ КОРИ ЗВІТРЮВАННЯ НАД КІМБЕРЛІТОПРОЯВАМИ
ПРИАЗОВСЬКОГО ГЕОБЛОКА (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

С. Бекеша, В. Степанов, Ю. Федоришин

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

Наведено результати рентгенівських, термічних та хімічних досліджень порід кори звітрювання трьох кімберлітових трубок, виявлених у Приазовському геоблоці Українського щита. Описано особливості глинистих і важких фракцій мінералогічних проб, відібраних у верхній частині трубок.

Ключові слова: кора звітрювання, глинисті мінерали, кімберлітова трубка, дифрактограма, термограма.

На кімберлітових трубках Приазов'я (Новоласпінська, Надія, Південна) виявлено чітко виражені зони звітрювання, які мають вихід на денну поверхню. Названі кімберлітові діатреми розташовані в межах зони зчленування Приазовського блока з Дніпровсько-Донецьким авлакогеном. Трубка Надія приурочена до так званої Камишеваської кімберлітоконтролювальної зони. Її розміри становлять 60×30 м. Діатреми Новоласпінська і Південна локалізовані в межах Новоласпінської кімберлітоконтролювальної зони, їхні розміри становлять, відповідно, 100×40 і 300×150 м (за загальним контуром, враховуючи амебоподібну форму).

З метою вивчення мінерального складу порід зони звітрювання та визначення можливої зональності на цих трубках відібрано проби з різних глибин. Наведені нижче результати вивчення зони кори звітрювання не враховують складу легкої фракції, яка представлена мінералами вмісних порід.

Трубка Новоласпінська (св. 293/16). Зона звітрювання починається з глибини приблизно 25–28 м. Нижче залягають материнські породи, які мають темно-сірий колір із зеленкуватим або брудно-зеленим відтінком. Чітко простежується структура кімберлітів, псевдоморфози по олівіну, пластини (луски) флогопіту у вигляді тонких пакетів. Кімберліти пронизують тонкі прожилки карбонату. З'являється плямиста текстура, і порода поступово переходить до вивітрілого різновиду. Відібрана з цієї глибини проба має брудно-зелений, сірувато-бурий колір, плямисту текстуру. Загалом породи глиноподібного вигляду, у зволоженому стані пластичні. Виявляється серпентин як псевдоморфоза по олівіну і в об'ємі основної маси. Луски флогопіту частково забарвлені в жовто-бурий колір.

Склад важкої фракції доволі різноманітний і представлений роговою обманкою, яка переважає, біотитом, уламками зерен гранату червоного та червоно-малинового

кольору, ільменітом, діопсидом (ізометричні зерна зеленого кольору) та арфведсо-нітом у вигляді пластинчастих кристалів яскраво-зеленого кольору.

Вивчення пелітової фракції методом рентгеноструктурного аналізу дало змогу виявити, що вона становить суміш, до складу якої, крім мінералів шаруватої структури, належать амфіболи та в незначній кількості кальцит. Серед глинисто-слюдистої суміші виявлено такі мінерали.

На дифрактограмі (рис. 1, *a*) діагностовано флогопіт за серією базальних рефлексів, кратних 10Å (5,0; 2,50; 2,034; 1,90 Å). Крім цього, за окремими рефлексами виявлено серпентин лізардит-антигоритового ряду (4,58; 2,89; 2,13 та 1,72 Å) і хлорит (2,80 і 2,40 Å). Наявність базального рефлексу монтморилоніту ($d_{001} \approx 14\text{Å}$) і значна його ширина свідчать про змішаний склад катіонів у міжшарових проміжках. У разі насичення гліколем простежується зміщення цього рефлексу до 17 Å. Виявлені також базальні рефлекси власне монтморилоніту (3,24; 2,95; 2,58; 2,15; 1,89 Å) та слабкі за інтенсивністю – сапоніту (4,58; 2,71; 2,65 та 1,53 Å); останній діагностичний рефлекс сапоніту вдалося отримати за допомогою знімання дифрактограми у сповільненому режимі в інтервалі 59–62°.

На термограмі цієї проби чітко виявлені лише ендотермічні ефекти, які в інтервалі температур 150–165 та 860–890°C відображають, відповідно, втрату міжплщинної та конституційної води і належать монтморилоніту й сапоніту (рис. 2, *a*).

В інтервалі 16–22 м породи мають глиноподібний вигляд, пластичні, бурувато-жовтого кольору, з поодинокими лусками флогопіту і без ознак первинної породи.

У важкій фракції суттєво переважає монолітний або агрегатний, часто в лейкоксеновій оболонці ільменіт. Крім цього, діагностовано гідроокиси заліза, гранат (уламки зерен оранжевого, червоного та малинового кольору), зелений різних відтінків діопсид, андалузит (матові видовжені або безбарвні зерна ізометричної форми), циркон (зерна жовто-коричневого кольору), поодинокі обкатані зерна хромшпінеліду.

Глиниста складова на цьому інтервалі представлена монтморилонітом, який за значенням d_{001} можна зачислити до Са-різновиду (рис. 1, *b*). У разі насичення гліколем такий базальний рефлекс зміщується з 15 до 17 Å. Серед базальних рефлексів, які належать монтморилоніту, можна виділити 3,73 і 3,03 Å. Поряд з ним діагностовано тальк з рефлексами, що кратні 9,3 Å (9,3; 4,67; 4,52; 4,3; 3,63; 3,54; 2,89), і залізистий сапоніт (5,2; 3,13; 2,648; 2,56; 2,46; 1,541 Å). У незначній кількості є серпофіт (7,4; 4,6 Å) та доломіт(?).

Зазначимо, що поява тальку, який діагностують на дифрактограмі, зумовлена його утворенням по тріщинах унаслідок вуглецевого метасоматозу за рахунок хлориту. Є погляд, що критична умова утворення тальку – наявність карбонатних розчинів, пов'язаних із вулканічним процесом.

У разі нагрівання глинистої фракції перший ендотермічний пік простежується при температурі 160–170°C, він пов'язаний із втратою адсорбованої води в монтморилоніті (рис. 1, *b*). Ця стадія може тривати в інтервалі 100–250°C. У цьому випадку такий термічний ефект відображає процес діоктаедризації мінералу з утворенням нонтроїтової фази. Поява незначного за інтенсивністю ендотермічного піка, що практично здвоєний з першим (300°C), характеризує наявність двох дещо відмінних різновидів монтморилоніту (сапоніт).

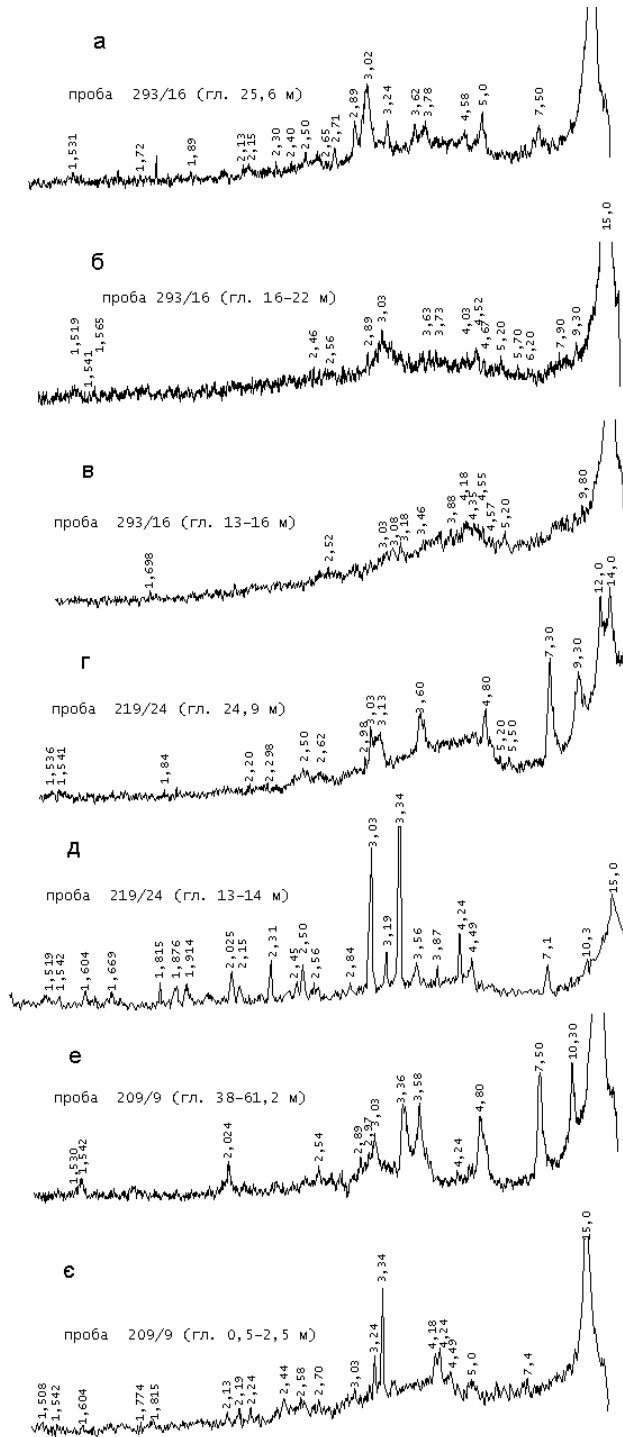
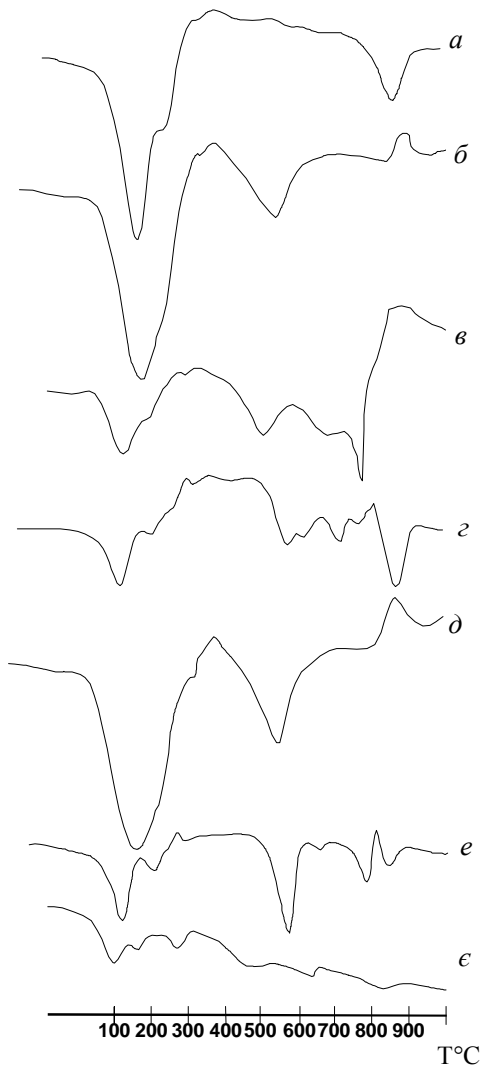


Рис. 1. Дифрактограми глинистої фракції досліджених проб.

Третій ендотермічний пік в інтервалі 500–600°C засвідчує втрату конституційної води в цьому мінералі. Часткове руйнування структури мінералів групи монтморилоніту фіксоване в області приблизно 860°C слабкоінтенсивним ендотермічним ефектом, а в інтервалі температур 880–900°C простежується екзотермічний ефект, який відповідає утворенню шпінелевої фази в структурі нонтроніту.

В інтервалі 13–16 м породи кори звітрювання мають ясно-бурий колір з жовтуватозеленкуватим відтінком, без структурно-текстурних ознак материнської породи і повністю переходять у глиноподібний стан. Зміна їхнього зовнішнього вигляду в інтервалі 20–13 м настільки слабка і поступова, що їх практично не розрізняють.



Термограми глинистої фракції досліджених проб:

a – пр. 293/16, гл. 25,6 м; *б* – пр. 293/16, інт. 16–22 м; *в* – пр. 219/24, інт. 13–14 м; *г* – пр. 219/24, гл. 24,9 м; *д* – пр. 293/16, інт. 13–26 м; *е* – пр. 209/9, інт. 38,0–61,2 м; *є* – пр. 209/9, інт. 0,5–2,5 м.

Важка фракція цієї проби охоплює переважно окисли та гідроокиси заліза, моноклітний та агрегатний ільменіт (часто в оболонці продуктів вторинних змін), зерна гранату рожевого, рожево-червоного та червономалиново-вого кольору ясних відтінків, нечисленні зерна кородованого хромшпінеліду з реліктами граней октаедра, окремі зерна сульфідів і карбонатних мінералів.

Дифрактограма глинистої частини відображає наявність таких мінералів (рис. 1, *д*). Із групи смектитів є нонтроніт (який має серію рефлексів від 15 (з гліколем цей рефлекс зміщується до 17 Å); 4,55; 3,03; 2,46; 1,698 Å) та сапоніт (7,37; 4,57; 3,71; 3,08; 1,530 Å).

За серією базальних рефлексів, кратних 10 Å (9,8; 3,88; 3,18; 2,52; 2,003), діагностують гідрослюдисті мінерали. Значення $d_{060}=1,492-1,498$ Å свідчить про діоктаедричний тип структури мінералу.

Крім зазначених мінералів, можлива наявність малої кількості серпентину і, вірогідно, карбонатів.

Крива нагрівання повністю повторює форму термограми попередньої проби, за винятком глибшого ендотермічного ефекту в ділянці температур 500–600°C (див. рис. 2, *б* і *д*). Це є прямим свідченням діоктаедризації глинистих мінералів зі зростанням частки гідрослюди.

У хімічному складі кори звітрювання трубки в інтервалі 25,6–13,0 м простежується закономірне зменшення SiO_2 , FeO, CaO, MgO, лугів, частково P_2O_5 , $\text{S}_{\text{заг}}$ (див. таблицю). Водночас зафіксовано збільшення вмісту TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO і води. Ця закономірність не суперечить даним рентгеноструктурного й термічного аналізів і підтверджує, що поряд із вторинними мінералами кімберлітів (серпентин, фло-

гопіт, хлорит) у корі звітрювання суттєво переважають мінерали групи смектиту. Причому знизу догори за розрізом Са-Mg-різновиди смектитів закономірно змінюються залізистими (Fe_2O_3). Однак повний профіль (з утворенням зони каолініту як мінералу, що переважає) не сформований. З огляду на це можна припустити, що на тлі повільного тектонічного підняття блока відбувається ерозія верхньої частини трубки, а це призводить до руйнування каолінітової зони у верхній частині профілю.

Хімічний склад глинистої фракції кори звітрювання
на кімберлітових трубках Приазовського блока*

Компонент	Трубка Новоласпінська, св. 293/16			Трубка Південна, св. 219/24		Трубка Надія, св. 209/9		
	<i>Інтервал відбирання проб, м</i>							
	<i>13,0–16,0</i>	<i>16,0–22,0</i>	<i>25,6</i>	<i>13,0–14,0</i>	<i>24,9</i>	<i>0,5–2,5</i>	<i>38,0–61,2</i>	
SiO ₂	35,35	42,65	41,70	53,78	43,77	48,50	39,31	
TiO ₂	2,84	1,34	0,98	0,62	0,49	0,62	1,21	
Al ₂ O ₃	10,26	9,44	7,11	10,98	4,03	14,56	8,59	
Fe ₂ O ₃	23,58	16,09	8,59	4,86	7,04	14,52	5,67	
FeO	Сліди	0,07	0,22	0,20	1,15	0,24	1,85	
MnO	0,58	0,12	0,09	0,11	0,11	0,08	0,15	
MgO	2,46	4,49	14,82	1,41	22,82	1,84	22,57	
CaO	2,86	3,12	5,65	10,38	3,90	2,81	2,80	
K ₂ O	0,04	0,14	0,13	2,10	0,17	2,85	2,33	
Na ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,06	0,01	0,03	0,01	
P ₂ O ₅	0,44	0,39	0,50	0,14	0,42	0,26	0,66	
S _{заг}	0,27	0,47	0,41	0,42	0,20	0,34	0,27	
H ₂ O ⁺	12,12	12,82	11,49	4,64	6,34	4,74	6,68	
В.п.п.	9,01	8,66	8,14	10,86	9,17	8,18	7,52	
Сума	99,82	99,82	99,86	100,38	99,62	99,57	99,62	

* Аналізи виконані в ІГГГК НАН України, аналітик В. Л. Крижевич.

Трубка Південна (св. 219/24). Особливості кори звітрювання вивчали за двома пробами, що відібрані, відповідно, з глибин 24,9 та 13,0–14,0 м.

Материнські породи мають брудно-зеленкувато-сірий колір з переходом до зеленкувато-сірого (тютюнового). На тлі масивної текстури добре видно псевдоморфози серпентину по олівіну та основній масі, луски флогопіту розміром до 15 мм, ільменітові агрегати та тонкі прожилки карбонатних мінералів.

Проба з кори звітрювання (*глибина 24,9 м*) слабо відрізняється від материнських порід, однак уже добре виявлена глиноподібна фаза, порушені текстурні та структурні особливості.

Вивчення мінерального складу важкої фракції дало змогу виявити серпентин-тальк-хлоритові агрегати, ільменіт (часто у вигляді агрегатних зростків і зерен, укритих лейкоксеновою оболонкою), карбонатні мінерали, поодинокі зерна хромшпінеліду з матовою і блискучою поверхнею, уламки зерен гранату, циркону (дрібні довгопризматичні кристали жовтого та блідо-коричневого кольору).

Аналіз дифрактограми засвідчує, що глинисті мінерали представлені сумішшю багатьох фаз, тому її інтерпретація не проста і, можливо, не завжди однозначна (рис. 1, з). Рефлекси відбиття 14,0; 4,8 (ця міжплощинна відстань властива тільки хлориту); 1,54 Å відображають наявність триоктаедричного хлориту. Тальк як продукт перетворення серпентину діагностований за серією рефлексів 9,3; 7,3(?); 4,53; 3,13; 1,553 Å. Серед мінералів групи смектиту за серією базальних рефлексів 12,0; 7,3; 4,58; 3,67; 3,24; 3,03(?); 2,98; 2,75; 2,62; 2,56; 2,52; 2,43; 2,298; 2,20; 1,84; 1,536(?) Å фіксують монтморилоніт, нонтроніт і сапоніт. Ці мінерали утворюють дітриоктаедричну змішано-шарувату фазу. Простежується також наявність мінералів групи гідрослюод за серією базальних рефлексів 10,0; 5,0; 2,50 Å, а також серпентину – 7,3 і 3,60 Å (Ni-різновид).

Диференційна крива нагрівання також відображає багатофазовий склад глинистої фракції (рис. 2, з). Зафіксовані ендотермічні ефекти відповідають таким процесам і реакціям, які відбувались у глинистій суміші під час нагрівання: здвоєний ендотермічний пік при температурі 120 і 180–200°C відображає наявність суміші смектитових мінералів (монтморилоніт, нонтроніт, сапоніт) і втрату в них адсорбованої води; слабкий (розмитий) ендопік при температурі 240–250°C, імовірно, відображає втрату міжпакетної води у вермикуліті, який не виявлений на дифрактограмі; слабкий ендоефект при температурі 290–300°C може свідчити про наявність кальцій-іонів у складі смектитів; ендоефект при 570–580°C відображає втрату конституційної води і часткову перебудову структури у гідрослюодах; ендоефект при 640°C засвідчує втрату конституційної води у Al-різновидів смектитів; ендоефекти при 730–740 і 780°C відображають руйнування структур мінералів, до яких при 880°C приєднується тальк, в якому відбувається дегідратація.

Екзотермічний ефект при 820°C відображає реакцію утворення нових мінеральних фаз.

В інтервалі 13–14 м породи жовто-бурі глиноподібні, частково збереглися релікти псевдоморфоз, зрідка луски слюди. Важка фракція представлена ільменітом (до 50%), лімонітом, гетитом, магнетитом, цирконом, уламками зерен гранату.

Аналіз дифрактограми глинистої фракції свідчить про наявність декількох мінералів (рис. 1, д). Порівняно чітко визначено гідрослюду за серією базальних рефлексів, кратних 10 Å (10,3; 4,9; 2,5). Базальний рефлекс $d_{001}=8,8$ Å може свідчити про наявність пірофіліту. Значна частка глинистої фракції належить смектитам із серією рефлексів 15,0; 14,0; 13,0 (після насичення гліколем зростають, відповідно, до 14,0–16,0 Å); 4,49; 3,87; 3,15; 2,60; 2,56; 2,45; 2,41; 2,15; 2,096; 1,876; 1,669 Å та інтервалами 1,490–1,50 Å і 1,520–1,535 Å. Інтенсивний рефлекс 1,530 Å свідчить про наявність сапоніту, а рефлекси у двох попередніх інтервалах – про ді- та триоктаедричну змішано-шарувату фазу. Крім описаних мінералів, у пелітовій фракції в невеликій кількості є кварц з рефлексом 3,34 Å, кальцит (3,03 Å), а також, можливо, каолініт або хлорит (7,1; 4,7; 3,56; 3,15; 2,84; 2,56(?); 1,876(?); 1,669; 1,546 Å).

На диференційній кривій нагрівання глинистої фракції простежуються ендотермічні ефекти в інтервалах температур 100–200 та 500–600°C, що відображають втрату спочатку адсорбованої, а потім конституційної води у смектитах (рис. 2, в). Розмитий ендопік в інтервалі 400–600°C дуже характерний для каолініту; остаточне виділення води з нього відбувається при 650°C, а при 800°C повністю руйнується структура. Виявлений після цього різкий екзотермічний ефект (850–950°) багато

дослідників пов'язують з утворенням однієї з форм глинозему і наступною кристалізацією муліту.

Обмежена кількість хімічних аналізів за профілем кори звітрювання цієї трубки не дає змоги виявити певну тенденцію (див. таблицю). Можна лише простежити деякі відмінності у різних частинах профілю, які полягають у зростанні у верхній частині вмісту SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , лугів, $S_{\text{заг}}$ (повна протилежність трубці Новоласпінська). Це не означає, що у верхній частині профілю поряд із мінералами групи смектиту нема і каолініту. Крім того, зростання SiO_2 , CaO , лугів та $S_{\text{заг}}$ може свідчити про гідротермально-вадозну діяльність, яка в цьому разі є головним чинником формування профілю кори звітрювання. Однак, на нашу думку, така картина зумовлена впливом вмісних порід, що привело до забруднення верхньої частини кори глинистою складовою або пелітовими частинками, похідними порід кислого складу. Водночас можна припустити, що верхня частина профілю зазнає ерозії не так інтенсивно, як на трубці Новоласпінська.

Трубка Надія (св. 209/9). У цій трубці відібрано дві проби з кори звітрювання, інтервали, відповідно, 38,0–61,2 і 0,5–2,5 м.

Нижній інтервал становить суміш, яка може охоплювати мінерали різних стадій формування кори. Фрагменти структур і текстур не розпізнати. Колір сірувато-бурий до ясно-жовтого. Порода глиноподібна.

Склад важкої фракції цього інтервалу визначений наявністю дрібних фрагментів зміненого кімберліту, ксенолітів із серпентином, карбонатом і флогопітом. Крім того, є ільменіт (часто в оболонці вторинних мінералів), поодинокі кристали хромшпінеліду октаедричної форми, циркон широкої гами забарвлення від світлих кольорів до чорного і різного ступеня вторинних змін, апатит, уламки зерен гранату (альмандин), сульфід.

Аналіз дифрактограми глинистої фракції довів наявність полімінеральної суміші (рис. 1, *e*). Переважають смектити змішано-шаруватої структури (сапоніт–монтморилоніт–нонtronіт) з ознаками ді-триоктаедричності та характерними рефлексами різної інтенсивності 15Å (у разі насичення гліколем зростає до 17Å); $4,51$; $3,77$; $3,24$; $3,13$; $2,93$; $2,64$; $2,44$; $2,26$; $1,827$; $1,689$; $1,530$; $1,487\text{Å}$. За серією базальних рефлексів, кратних 10Å ($10,3$; $5,0$; $3,36\text{Å}$), діагностовано гідратизований флогопіт (біотит), а за характерними та інтенсивними рефлексами ($3,03$ і $2,89$; $2,54\text{Å}$), відповідно, – кальцит і доломіт. Є також серія рефлексів, кратних $7,5\text{Å}$, які важко діагностувати однозначно, і не виключено, що вони належать мінералам групи сепіоліту–палігорськіту. Ця група мінералів за властивостями і складом дуже близька до смектитів, трапляється в тісній асоціації зі смектитами і хоча не дуже поширена, проте все ж типова для нижніх-середніх зон кори звітрювання по ультраосновних породах.

Диференційна крива нагрівання глинистої фракції відображає відповідні температурні зміни, пов'язані з мінералами групи смектитів, і водночас – наявність триоктаедричної відміни – сапоніту (рис. 2, *e*).

Інтервал 0,5–2,5 м представлений бурувато-жовтими глинами. Склад важкої фракції дуже простий: приблизно 90 % окисів і гідроокисів заліза та до 10 % карбонатних мінералів.

На дифрактограмі глинистої фракції діагностовано рефлекси мінералів групи смектиту та гідрослюдистої фази (зміщення рефлексу в ділянці малих кутів у разі насичення гліколем – 17Å) (рис. 1, *e*). Загальний характер дифрактограми та шири-

на рефлексів свідчать про підвищену залізистість мінералів. У невеликій кількості є кварц, карбонати і польові шпати.

Своєрідний характер кривої нагрівання відображає наявність у суміші мінералів, які тісно пов'язані за особливостями взаємоперетворень (характером деградації від три- до діоктаедричних через змішано-шаруваті різновиди) (рис. 2, *с*). У таких випадках мінерали під час нагрівання втрачають воду поступово, а ендотермічні піки розмиті та слабкі.

Хімічний склад кори звітрювання описаних інтервалів цієї трубки (див. таблицю) повністю відповідає аналогічним утворенням для діатреми Південна, що свідчить про ідентичну геологічну ситуацію, в якій перебувають ці кімберлітопрояви.

Отже, у корах звітрювання над кімберлітовими трубками Приазов'я у глинистій фракції разом із полікатионним монтморилонітом наявні триоктаедричний хлорит, серпентин, тальк, карбонат і по-різному змінений флогопіт. У важкій фракції серед мінералів-супутників алмазу зафіксовано гранати й ільменіт. У хімізмі порід простежується накопичення у верхніх горизонтах Al_2O_3 , Fe_2O_3 і винесення FeO і MgO . Такі ж закономірності, як свідчить аналіз кори звітрювання відомих кімберлітових провінцій світу [1–8], характерні для аналогічних утворень над алмазовмісними кімберлітовими породами Гвінейсько-Ліберійського щита. Отримана інформація про особливості будови кори звітрювання може слугувати розшуковим критерієм під час виконання робіт, пов'язаних із виявленням потенційно продуктивних об'єктів (проявів лужно-ультраосновного магматизму типу кімберліт–лампроїт).

Автори висловлюють вдячність співробітникам лабораторії рентгеноструктурного аналізу геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка В. О. Дяківу та Х. О. Галайко, а також інженеру кафедри мінералогії С. Л. Балабаєвій за допомогу в проведенні аналітичних робіт.

1. Додатко А. Д., Виноградов Г. Г. К вопросу об условиях формирования и типах кор выветривания ультраосновных пород Украинского щита // Литол. и полезн. ископ. 1970. № 4. С. 27–35.
2. Зинчук Н. Н. Кору выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы. Новосибирск, 1994.
3. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Борис Е. И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М., 1983.
4. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Соколов В. Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геол. и геофиз. 1982. № 2. С. 42–53.
5. Зинчук Н. Н., Хмелевский В. А., Котельников Д. Д. Глинистые минералы в древних алмазоносных отложениях // Минерал. сб. 1979. № 33. Вып. 1. С. 62–72.
6. Методы изучения осадочных пород. М., 1957. Т. 1.
7. Туробова З. В. Типы кор выветривания ультраосновных пород Украины // Геология и разведка. 1968. № 12. С. 18–26.
8. Цехомский А. М., Бурков Ю. К., Васильев А. А. и др. Основы регионального изучения кор выветривания (методические рекомендации). Л., 1974.

**PECULIARITIES OF THE CRUST OF WEATHERING OVER KIMBERLITES
FROM PRYAZOVSKYI GEOBLOCK (UKRAINIAN SHIELD)**

S. Bekesha, V. Stepanov, Yu. Fedoryshyn

*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskogo st. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: geomin@geof.franko.lviv.ua*

Some results of the X-ray, thermal and chemical investigations of the crust of weathering of three kimberlitic pipes from the Pryazovs'kyi geoblock (Ukrainian Shield) have been presented. Peculiarities of the clayey and heavy fractions from the upper parts of the pipes have been determined.

Key words: crust of weathering, clay minerals, kimberlite pipe, diffractogram, thermogram.

Стаття надійшла до редколегії 26.03.2001