

УДК 549:552.5(477.7/8)

РОЛЬ МІНЕРАЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ У ВИВЧЕННІ УМОВ ФОРМУВАННЯ ФЛІШОВИХ ФОРМАЦІЙ КРИМУ ТА УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

П. Білоніжка

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

Наведено результати вивчення мінерального складу й умов формування флішових формацій Криму й Карпат на підставі аналізу літературних даних і власних досліджень. Описано фазовий склад породоутворювальних і акцесорних мінералів пісковиків та алевролітів флішових утворень. З'ясовано, що вони неодноразово перевідкладалися. Значну увагу приділено вивченню складу і генетичних особливостей глинистих мінералів аргілітів флішу. Вони представлені гідрослюдою і хлоритом з домішкою каолініту й змішаношаруватих фаз гідрослюдо-монтморилоніт і гідрослюдо-хлорит. Подекуди наявні прошарки бентонітових глин, які сформувалися внаслідок гальміролізу вулканічного попелу. Під впливом гідротермальних розчинів у породах з'явилися домішки монтморилоніту, сколіту і глауконіту, а також пласти й лінзи скременілих мергелів і силіцитів. У тектонічних розривних порушеннях містяться жильні мінерали – кварц, дикіт і накрит, а в зоні гіпергенезу – гематит і ярозит.

Ключові слова: фліш, породоутворювальні мінерали, акцесорні мінерали, глинисті мінерали, жильні мінерали, гіпергенні мінерали, гальміроліз, гідротермальні розчини, Крим, Українські Карпати.

Флішові формації – це своєрідні потужні комплекси теригенних піщано-глинистих порід, іноді з пластами й лінзами кременів, скременілих мергелів і вапняків. Вони приурочені до геосинклінальних поясів Землі, а за межами цих поясів їх нема. На початкових стадіях розвитку вони тісно пов'язані з глибинними розломами і магматизмом, а на завершальних – з підняттям і гороутворенням.

Характерна ознака флішу – численне ритмічне перешарування пісковиків, алевролітів і аргілітів. Перехід від однієї породи до іншої поступовий. В основі кожного ритму залягають пісковики, іноді алевроліти. Вони різнозернисті, міцні, поліміктові, кварцові. На їхній нижній поверхні наявні різноманітної форми гієрогліфи механічного чи біогенного походження. Кожний ритм завершують скременілі аргіліти сірого, темно-сірого до чорного кольору [9]. Утворення кожного циклу пісковик-алевроліт-аргіліт відбувається протягом порівняно тривалого часу – сотні тисяч років [10].

У флішових басейнах подекуди існували надводні й підводні кордильєри, унаслідок руйнування яких великі брили давніх порід сповзали на дно седиментаційного басейну, де були поховані в осадах. Такі брили (олістоліти) палеозойських вапняків та грубозернистих кварцових пісковиків і гравелітів простежено в таврійській флішовій формації Криму в околицях с. Трудолюбівка [13, 20].

Флішові товщі сильно дислоковані (рис. 1). У них є складки різної форми та порядку, насуви й інші численні розривні порушення. Складчастість і насуви в порівняно однонамітних флішових товщах та збіднення викопною фауною дуже утруднюють вивчення стратиграфічної послідовності нашарування осадових порід та з'ясування потужності як флішових товщ загалом, так і їхніх стратиграфічних підрозділів – світ і підсвіт [9, 12].



Рис. 1. Складки і розривні порушення у фліші менілітової світи, околиці с. Яремче.

Основні риси геологічної будови, літолого-формаційні та мінералогічні особливості флішових формацій Криму й Українських Карпат описано в численних працях багатьох дослідників [1, 2, 4–8, 11–14, 18–23 та ін.]. Однак через дуже складну геологічну будову цих формацій чимало важливих питань щодо їхньої стратиграфії, умов утворення і післяседиментаційних змін досі остаточно не з'ясовано.

Важливе значення в цьому аспекті мають мінералогічні дослідження. Тут доречно згадати слова Є. Лазаренка: “Мінерал – важливий геологічний документ, без якого неможливо відтворити історію Землі та зрозуміти процеси, які в ній відбуваються” [17].

Д. Шапошніков [23], який вивчав породоутворювальні й акцесорні мінерали флішової формації Криму, з'ясував, що вони представлені кварцом (найбільше поширений), альбітом, олігоклазом, ортоклазом, мікрокліном, мусковітом, хлоритом і гідролітою. Зерна кварцу обкатані й напівобкатані, містять різноманітні включення. Усі силікати мають сліди вторинних змін. Серед акцесорних

мінералів наявні циркон, турмалін, рутил, апатит, шпінель, корунд, серед рудних – гематит, гетит, пірит, ільменіт, магнетит та ін.

Зовнішній вигляд і типоморфні особливості найпоширеніших мінералів флішу свідчать про те, що вони неодноразово перевідкладалися. Загалом склад породоутворювальних і акцесорних мінералів достатньо сталий по всьому розрізу таврійського флішу, що характерно для флішових формацій [23].

Значну увагу приділено вивченню фазового складу і структурних особливостей глинистих мінералів флішових формацій. Зокрема, М. Логвиненко зі співавт. [18] з'ясував, що глинисті мінерали таврійського флішу представлені гідрослюдою, хлоритом і змішаношаруватими утвореннями гідрослюда–монтморилоніт.

Під час проведення навчальної студентської практики з геологічного картування в районі Бахчисарая ми вивчали глинисті мінерали таврійського флішу в межиріччі Бодрак–Кача [6]. Наші дослідження засвідчили, що вони представлені головно гідрослюдою (1,0, 0,497, 0,334 нм) і хлоритом (1,42–1,45, 0,71, 0,471, 0,357 нм) з домішкою каолініту й невпорядкованих змішаношаруватих утворень гідрослюда–монтморилоніт, гідрослюда–хлорит (1,20–1,25 нм), у яких різко переважає гідрослюдий компонент (рис. 2).

Гідрослюда діоктаедричного типу, її відбиття $d_{060} = 0,1497\text{--}0,1501$ нм. Вона належить до гідромусковіту, який дуже стійкий щодо хімічного звітрювання. Хлорит магнезійно-залізистий, його базальне відбиття d_{002} (0,71 нм) значно інтенсивніше, ніж d_{001} (1,43 нм).

Природу змішаношаруватої фази вивчали прожарюванням фракцій за температури 600 °С. Згідно з одержаними даними, у пісковикі (рис. 3, 1а) змішаношарувата фаза представлена гідрослюдою–монтморилонітом (відбиття 1,10–1,25 змістилося до 1,0 нм), а в аргілітах і глинах (див. рис. 3, 2а, 4а, 5а) – гідрослюдою–хлоритом (відповідні відбиття не змістилися). В аргілітах нема монтморилоніту у вільній фазі, оскільки на дифрактограмах глинистих фракцій, насичених етиленгліколем, базальне відбиття $d_{001} = 1,43\text{--}1,45$ нм не змістилося до 1,6 нм (див. рис. 3, 4б, 5б).

Відбиття 0,71 нм може належати й каолініту. Це з'ясували обробкою проб HCl (1:1) з нагріванням на водяній бані. У процесі такої обробки хлорит розчиняється, і на дифрактограмі його рефлекс 0,71 нм зникає, а каолініт стійкий – його відповідний рефлекс залишається. Аналізи засвідчили, що домішка каолініту наявна у двох фракціях (див. рис. 3, 1в, 5в).

На підставі виконаних досліджень зроблено висновок, що глинисті мінерали таврійського флішу Криму мають теригенне походження. На думку Д. Шапошнікова [23], головним джерелом знесення теригенного піщано-глинистого матеріалу були породи герцинських споруд Степового Криму. Частина уламків могла надходити й з підводних і надводних кордильєр, які були на місці сучасного Чорного моря.

М. Вассоевич, який вивчав флішові формації в різних регіонах Землі, зазначав, що серед міцних аргілітів іноді трапляються тонкі прошарки м'яких бентонітових глин [9]. Ми відшукали декілька тонких (3–5 см) і один потужніший (40 см) прошарок бентонітової глини жовтуватого кольору на східному схилі гори Патіль (околиці с. Прохолодне). За даними рентгенівського аналізу (рис. 4), у цих породах глиниста фракція розміром до 0,01 мм представлена монтморило-

нітом (1,60 нм) з домішкою гідрослюди (1,00, 0,506, 0,335), змішаношаруватой фази гідрослюда–монтморилоніт (1,26), цеоліту (0,795), кварцу (0,425, 0,335 нм) та ін.

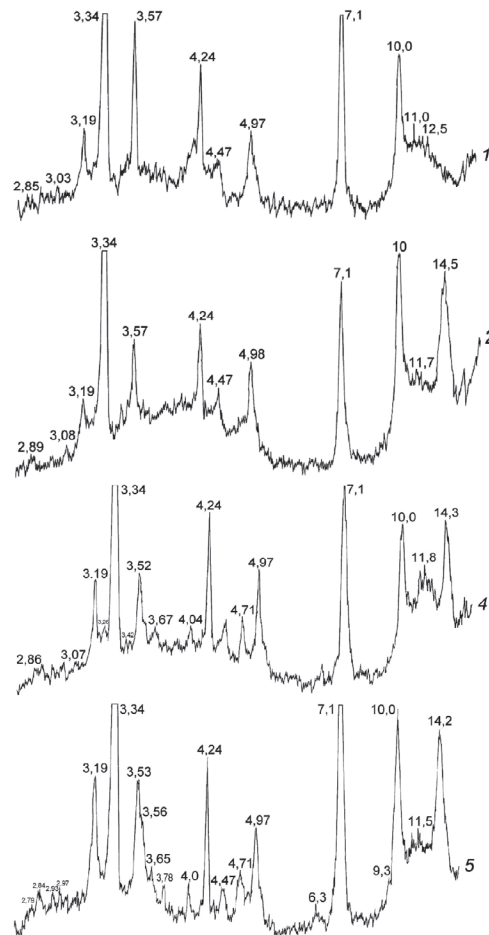


Рис. 2. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, виділених із флішової формації Криму, Å:

1 – слюдяний пісковик нижньотаврійської світи; 2 – аргіліт верхньотаврійської світи; 4 – грудкувата глина ескіординської світи; 5 – аргілітоподібна глина ескіординської світи.

Породи таврійської флішової формації Криму зазнали значних післяседиментаційних змін унаслідок проникнення по розривних порушеннях гідротермальних розчинів та вкорінення магматичних тіл. Найбільше змінилися глинисті мінерали. Зокрема, під впливом гідротермальних розчинів у зонах тектонічних розломів аргіліти набули блакитно-зеленого кольору. За даними рентгенівського аналізу, у них з'явився монтморилоніт у вигляді вільної фази (1,20 нм) з домішкою гідрослюди (1,00, 0,50, 0,334), цеолітів (0,80), кварцу (0,424, 0,334 нм) та ін. (рис. 5, 8).

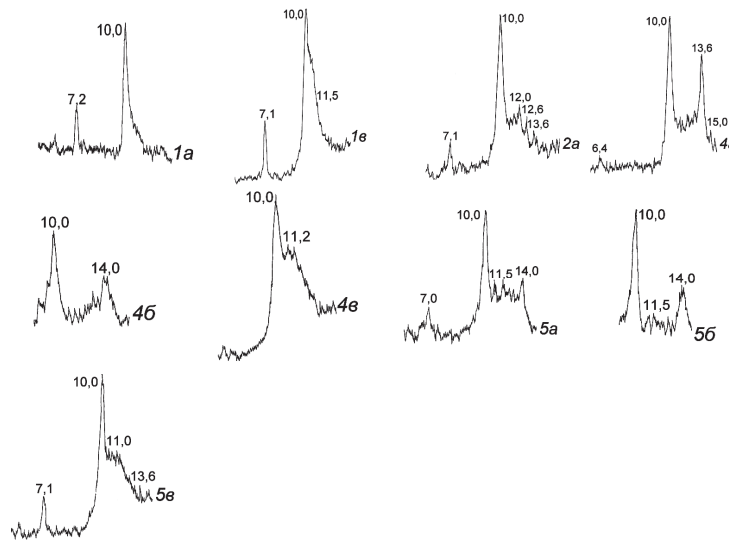
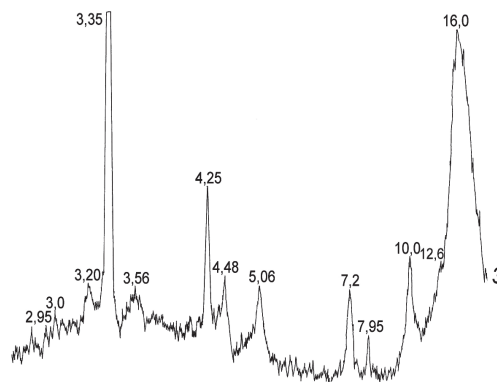


Рис. 3. Дифрактограми глинистих фракцій флішової формації Криму, Å:
a – прожарених за температури 600 °С; *б* – насичених етиленгліколем; *в* – оброблених HCl (1:1) з нагріванням.

Рис. 4. Дифрактограма глинистої фракції до 0,01 мм, виділеної з прошарку бентонітової глини флішової формації Криму, Å.



В аргілітах поблизу контакту з укоріненим магматичним тілом у змішано-шаруватій фазі гідрослюда–монтморилоніт під впливом високої температури відбулося трансформаційне перетворення монтморилоніту в гідрослюда і хлорит. Базальні відбиття гідрослюда стали чіткими, інтенсивними й симетричними. Фактично гідрослюда перетворилася на мусковіт, точніше, на його дрібно-лускувату відміну – серицит (див. рис. 5, 9).

Нерідко у флішовій формації Криму трапляються жильні мінерали, зокрема прожилки кварцу, дикіту й накриту. Кварц у прожилках міститься у вигляді дрібних кристалів і друз. Кристалики кварцу водяно-прозорі, звичайно видовжено-призматичні (рис. 6). Їхній розмір – до 1 см, іноді до 1,5–2,0 см. На гранях призми наявне горизонтальне штрихування [21].

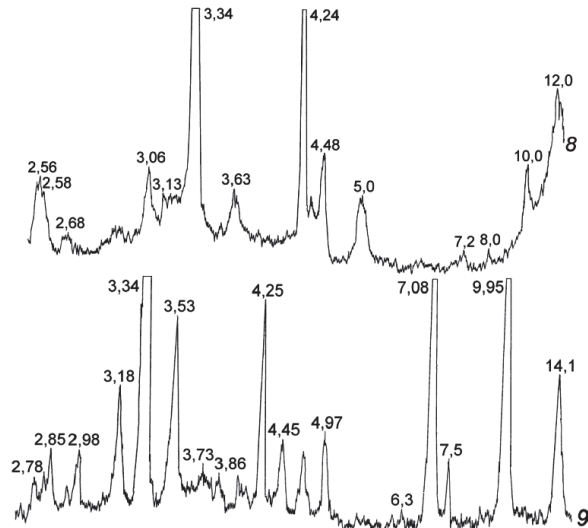


Рис. 5. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, виділених із змінених аргілітів ескіюдинської світи, Å:

8 – змінений блакитно-зелений аргіліт із зони розлому; 9 – змінений аргіліт із зони вкоріння магматичного тіла.

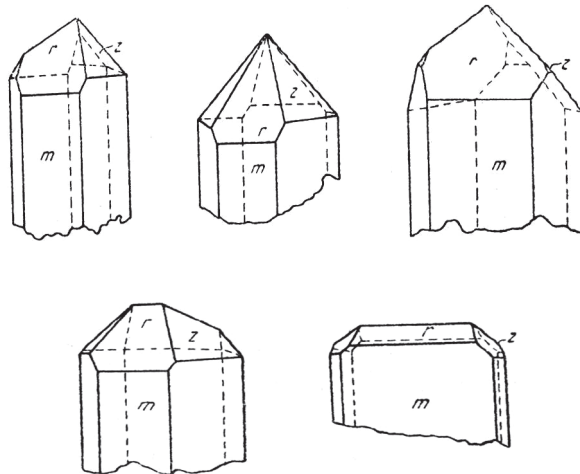


Рис. 6. Морфологія кристалів кварцу [21].

У флішовій формації Криму поширений сидерит. Він утворює численні конкреції округлої, овальної й дископодібної форми [21]. За розміром вони різноманітні, звичайно 10–15 см, іноді до 20 см. Колір конкрецій усередині темно-сірий до чорного. Під час звітрювання сидерит окиснюється, і утворюється гематит. Тому зовні конкреції набувають жовтувато-бурого кольору і концентричної окремості. Утворення сидеритових конкрецій відбувалося за відновних умов на

стадії раннього діагенезу в процесі перетворення донних осадів флішового басейну, збагачених органічною речовиною. У таврійському фліші сидерит поширений повсюдно, однак нерівномірно. Найбільше конкрецій сидериту виявлено на горі Шелудивій в околицях Прохолодного (яр Мангуш). Їхній хімічний склад такий, %: CO_2 – 33,93; FeO – 39,69; Fe_2O_3 – 1,21; MnO – 0,10; CaO – 3,80; MgO – 2,95; нерозчинний залишок – 17,84; $\text{C}_{\text{орг}}$ – 0,50 [21]. Отже, це своєрідний сидеритовий мергель.

У 1980-х роках у розрізі однієї з сидеритових конкрецій з гори Шелудивої ми відшукали белемніт з зернистими агрегатами піриту (марказиту?) у центрі. На жаль, цей взірець не зберегли.

Значний мінералогічний інтерес становлять сніжно-білі агрегати дикіту й накриту, виявлені в прожилках нижньоюрської флішової товщі на правому схилі яру Яман поблизу Шелудивої. Рентгеноструктурним аналізом уточнено кристалічну структуру мінералів, визначено їхній кількісний фазовий склад та обчислено параметри елементарної комірки. Для накриту вони такі, нм: $a = 0,89097$; $b = 0,51469$; $c = 1,5668$; $\beta = 113,556^\circ$. Визначені раніше І. Грюнером (1933) параметри елементарної комірки накриту ($a = 0,517$; $b = 0,895$; $c = 2,872$ нм) помилкові. Проте саме їх наводять у підручниках і навчальних посібниках з мінералогії, у тім числі в “Курсі мінералогії” Є. Лазаренка (1970). Зазначимо, що 2010 р. ми вперше вірогідно визначили накрит у геологічних утвореннях України [1].

Значну увагу дослідники приділяли й вивченню геологічної будови, літолого-фаціальних особливостей і мінерального складу флішових утворень крейдових та палеогенових відкладів Скибової зони Українських Карпат.

Згідно з даними І. Афанасьєвої [2], серед породоутворювальних мінералів у пісковиках і алевролітах найбільше поширений кварц у вигляді обкатаних, напівобкатаних і гострокутних зерен. Повсюдно в уламкових породах є польові шпати, однак у меншій кількості. Вони представлені альбітом, олігоклазом, андезином і мікрокліном. На поверхні нашарування пісковиків простежують білі лусочки мусковіту. Зрідка в пісковиках флішу трапляються темно-коричневі лусочки біотиту.

Серед акцесорних мінералів звичайно наявні циркон, турмалін, рутил, гранат, рідше – апатит, шпінель, ксенотим, ставроліт, монацит, титаніт, ільменіт тощо. Переважає циркон, вміст якого у важкій фракції пісковиків і алевролітів змінюється від 1 до 60 %. Найбільше його у відкладах яменської світи [2].

Глинистими мінералами складена основна маса аргілітів. Вони містяться також у мергелях та в цементі алевролітів і пісковиків. Глинисті мінерали Скибової зони Українських Карпат протягом тривалого часу вивчали М. Габінет та І. Афанасьєва [2, 11, 12]. Дослідники з'ясували, що глинисті мінерали теригенних піщано-глинистих порід флішу представлені гідрослюдою, хлоритом, непорядкованими змішаношаруватими утвореннями гідрослюда–монтморилоніт, гідрослюда–хлорит, іноді монтморилонітом у вільній фазі та каолінітом.

Останніми роками під час проведення навчальної студентської практики в районі с. Гребенів ми особливу увагу приділяли вивченню глинистих мінералів флішових утворень Скибової зони, адже відомо, що вони є індикаторами умов утворення і післяседиментаційної зміни осадових порід [15]. За результатами рентгенівського аналізу глинистих фракцій $< 0,01$ мм, виділених із аргілітів ме-

нілітової світи, з'ясовано (рис. 7), що глинисті мінерали представлені гідрослюдою (0,98–1,00, 0,495–0,500, 0,334 нм) і магнезійно-залізистим хлоритом (1,4, 0,70, 0,469, 0,356) з домішками неупорядкованих змішаношаруватих утворень, монтморилоніту (1,26–1,50), кварцу (0,424, 0,334), альбіту (0,318), кальциту (0,303) і цеолітів (0,81, 0,68 нм). Природу змішаношаруватих утворень досліджували нагріванням глинистих фракцій за $T = 600$ °С. Виявилось, що вони представлені двома фазами: гідрослюда–монтморилоніт (рис. 8, 1а) і гідрослюда–хлорит (див. рис. 8, 13а).

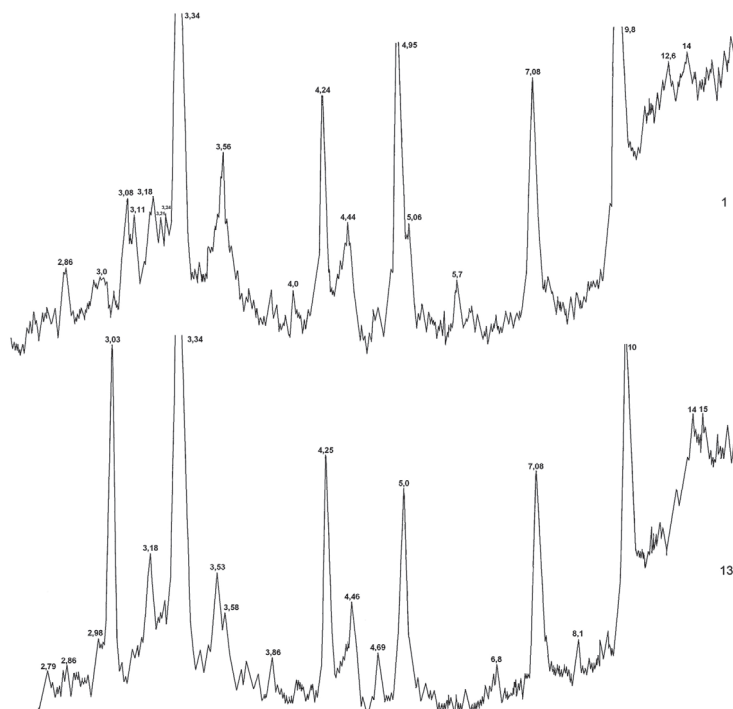


Рис. 7. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, виділених з аргілітів менілітової світи (потік Лісничий), Å.

У борті потоку Святославчик серед міцних темно-сірих аргілітів яменської світи ми відшукали тонкий (2–3 см) прошарок пластичної бентонітової глини зеленкувато-жовтого кольору. На дифрактограмі глинистої фракції до 0,01 мм є дуже інтенсивне відбиття монтморилоніту 1,47 нм (рис. 9), яке після насичення фракції етиленгліколем змістилося до 1,7 нм, а внаслідок її прожарювання за $T = 600$ °С – до 0,98 нм (див. рис. 8, 2а).

Наявність серед скременілих аргілітів флішових формацій Криму й Карпат прошарків бентонітових глин свідчить про те, що в седиментаційні морські басейни, у яких нагромаджувалася величезна маса піщано-глинистого матеріалу, час від часу потрапляв пірокластичний матеріал, головню вулканічний попел. Від місць виверження вулканів його на значну відстань могли переносити атмосферні потоки. Виверження вулканів були і в Карпатському регіоні [14].

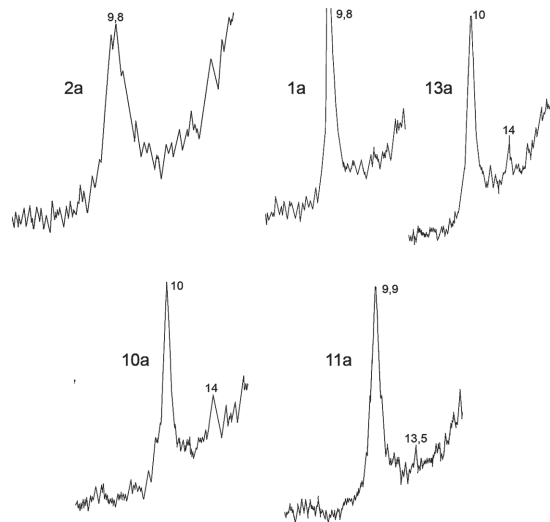


Рис. 8. Дифрактограми глинистих фракцій до 0,01 мм, прожарених за температури 600 °С, Å.

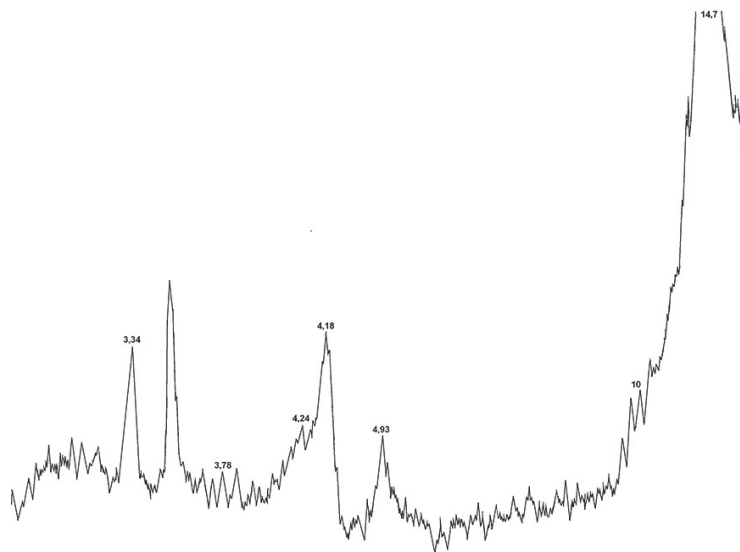


Рис. 9. Дифрактограма глинистої фракції до 0,01 мм, виділеної з прошарку бентонітової глини яменської світи (потік Святославчик), Å.

Зокрема, у верхньомелітовій підсвіті Берегової скиби по р. Чечва наявний потужний (70 м) горизонт туфів, туфітів і туфогенних аргілітів та алевролітів. Однак загалом кількість вулканічного попелу, що надходила в морський седиментаційний басейн Карпат, була незначна, попіл “розсіювався” у величезній масі теригенного матеріалу, відповідно, його самотійних прошарків чи пластів нема.

Унаслідок хімічного звітрювання вулканічного попелу формувалася монтморилоніт. Цим зумовлена домішка аутигенного монтморилоніту в основній масі теригенних гідрослюд і хлоритів у флішових аргілітах. Таке змішане походження, імовірно, мають тонкодисперсні шаруваті силікати чорних бітумінозних аргілітів менілітової світи, про що вже зазначено вище (див. рис. 7).

Значний інтерес для пізнання умов формування флішу Скибової зони становить сколіт, який 1936 р. відшукав і описав К. Смуліковський у кар'єрі ямненських пісковиків (зернисті агрегати зеленого кольору). Детальніше мінерал вивчала У. Феношина [22]. Сколіт наявний у пісковиках у вигляді прожилків, плям і лінзочок, а також у цементі (рис. 10). Структура зернистих виділень тонкоагрегатна. На дебаєграмі сколіту зафіксовано лінії слюди (1,06 нм), монтморилоніту (1,5–1,6) і змішаношаруватої фази (1,18–1,21 нм) [22]. За Є. Лазаренком [16], сколіт належить до групи глауконіту. Походження сколіту остаточно не з'ясовано.

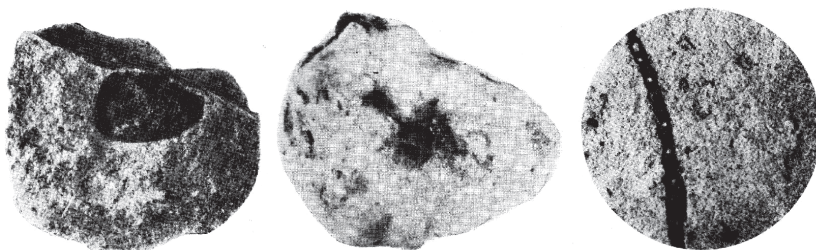


Рис. 10. Форми виділення сколіту в пісковиках ямненської світи [22].

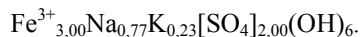
На нашу думку, прожилки та інші форми виділення сколіту в ямненських пісковиках з'явилися внаслідок проникнення у фліш гідротермальних розчинів. На підставі хімічного аналізу сколіту [22] обчислено кристалохімічну формулу мінералу методом зарядів:



У пісковиках флішу іноді трапляються окремі зерна глауконіту [1].

У зоні гіпергенезу породи флішу зазнають звітрювання. Зокрема, під впливом атмосферних опадів у місцях їхнього виходу на денну поверхню конкреційний сидерит окиснюється до гематиту, а по розсіяному піриту утворюється ярозит. Нальоти й кірочки жовтого, вохристо-жовтого ярозиту найбільше поширені на поверхні аргілітів менілітової світи Карпат, а його скупчення – у тріщинах туфів і на контакті з перекривним прошарком бентонітової глини у верхньотаврійській світі Криму [7]. Під час хімічного звітрювання піриту Fe^{2+} окиснюється до Fe^{3+} , а сульфідна сірки – до сульфатної. Під впливом утвореної H_2SO_4 частина йонів калію вилугується з гідрослюди. Отже, ярозит формувався з продуктів окиснення піриту і калію, винесеного з гідрослюди.

Ми дослідили ярозит із флішової формації Криму [7]. Його кристалохімічна формула така:



Для з'ясування структурних особливостей ярозиту обчислено параметри його елементарної комірки, нм: $a = 0,731$; $c = 1,695$. Теоретичні параметри елементарної комірки ярозиту такі, нм: $a = 0,729$; $c = 1,716$, а натроярозиту – $a = 0,734$;

$c = 1,672$. Отже, параметри елементарної комірки досліджуваного ярозиту є проміжними між параметрами ярозиту і натроярозиту. Оскільки йонний ізоморфізм між K^+ і Na^+ у мінералах, що утворилися в зоні звітрювання, неможливий, то, імовірно, у досліджуваному ярозиті є доменний (блоковий) ізоморфізм ярозиту–натроярозиту. До речі, блоковий ізоморфізм (синоніми доменний, аномальний ізоморфізм, ізоморфізм особливого роду) поширений у багатьох мінералах [3], та чомусь мінералоги на це явище мало звертають увагу.

Отже, на підставі виконаних досліджень флішових формацій Криму та Українських Карпат можна зробити такі висновки.

Флішові формації обох регіонів утворювалися в геосинклінальних поясах у зонах глибинних розломів. Відбувалося поступове опускання дна морського басейну й одночасне підняття прилеглої території суходолу, з якої зносився теригенний піщано-глинистий матеріал. Склад і зовнішні ознаки породоутворювальних та акцесорних мінералів свідчать про те, що вони неодноразово перевідкладалися. Це характерна ознака всіх флішових формацій.

У седиментаційні флішові басейни потоки повітря привносили пірокласичний матеріал, головно вулканічний попід, унаслідок підводного звітрювання якого утворилися прошарки бентонітових глин, складені, зазвичай, монтморилонітом.

Під впливом гідротермальних розчинів, які надходили в басейни седиментації по конседиментаційних розломах, формувалися скупчення і вкраплення в пісковиках сколіту й глауконіту, а також прошарки й лінзи кременів і скременілих мергелів. У мулистих осадах флішового басейну Криму, збагачених органікою, на стадії раннього діагенезу сформувалися конкреції сидериту.

Глинисті мінерали флішових порід зазнали суттєвих післяседиментаційних змін унаслідок проникнення по розривних порушеннях у вже сформовану товщу гідротермальних розчинів та підвищеної температури в зонах укорінення магматичних тіл.

У зонах розломів утворилися жильні мінерали – кварц, кальцит, дикіт і накрит. Детально досліджено їхню структуру і параметри елементарної комірки. Накрит у геологічних утвореннях України вірогідно визначено вперше.

Серед гіпергенних мінералів флішу вивчено ярозит. З'ясовано, що параметри його елементарної комірки є проміжними між ярозитом і натроярозитом. Це може бути зумовлено наявністю в його структурі доменного (блокового) ізоморфізму.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Азарська О. Дикіт і накрит із флішової формації Криму / О. Азарська, Л. Скакун, П. Білоніжка // Мінерал. зб. – 2010. – № 60, вип. 2. – С. 97–105.
2. Афанасьєва И. М. Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Украинских Карпат / И. М. Афанасьєва. – Киев : Наук. думка, 1983. – 183 с.
3. Білоніжка П. Володимир Соболев про ізоморфізм особливого роду і стан його вивчення / П. Білоніжка // Мінерал. зб. – 2008. – № 58, вип. 1–2. – С. 19–24.

4. Білоніжка П. Гідрослюди в осадових породах Карпатського регіону / П. Білоніжка // Мінерал. зб. – 2009. – № 59, вип. 2. – С. 24–41.
5. Білоніжка П. Вплив вулканізму на аутигенне силікатування у фліші Українських Карпат / П. Білоніжка, І. Попп // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2011. – Вип. 25. – С. 46–62.
6. Білоніжка П. Деякі аспекти геологічної будови і мінерального складу флішової формації в басейні р. Бодрак (Крим) / П. Білоніжка, Л. Генералова, О. Шваєвський // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2010. – Вип. 24. – С. 109–120.
7. Білоніжка П. М. Ярозит із флішової формації Криму / П. М. Білоніжка, К. Е. Янчук // Мінерал. зб. – 1999. – № 49, вип. 1. – С. 142–145.
8. Бобровник Д. П. Ярозит Прикарпаття / Д. П. Бобровник // Мінерал. зб. – 1951. – № 5. – С. 329–334.
9. Вассоевич Н. Б. Флиш и методы его изучения / Н. Б. Вассоевич. – Л. ; М. : Гостоптехиздат, 1948. – 216 с.
10. Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша / Н. Б. Вассоевич. – Л. ; М. : Гостехиздат, 1951. – 240 с.
11. Габинет М. П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат / М. П. Габинет. – Киев : Наук. думка, 1985. – 148 с.
12. Габинет М. П. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Ч. 1 / М. П. Габинет, Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский. – Львов : Вища школа, 1976. – 200 с.
13. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / [Под ред. О. А. Мазаровича и В. С. Милеева]. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1989. – 167 с.
14. Данилович Л. Г. Кислый вулканизм Карпат / Л. Г. Данилович. – Киев : Наук. думка, 1976. – 147 с.
15. Дриц В. А. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М. : Наука, 1999. – 206 с.
16. Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глауконитов / Е. К. Лазаренко // Вопросы минералогии осад. образований. – 1956. – Кн. 3–4. – С. 345–379.
17. Лазаренко Е. К. Опыт генетической классификации минералов / Е. К. Лазаренко. – Киев : Наук. думка, 1979. – 316 с.
18. Логвиненко Н. В. Литология и генезис Таврической формации Крыма / Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, Д. П. Шапошников. – Харьков : Изд-во ХГУ, 1961. – 404 с.
19. Мінерали Українських Карпат. Силікати / [Гол. ред. О. Матковський]. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 520 с.
20. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова / М. В. Муратов. – М. : Госгеолтехиздат, 1960. – 206 с.
21. Попов С. П. Минералогия Крыма / С. П. Попов. – М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1938. – 352 с.
22. Феношина У. И. Новые данные о сколите / У. И. Феношина // Вопросы минералогии осад. образований. – 1961. – Кн. 6. – С. 283–295.

23. Шапошников Д. П. Особенности минерального состава Таврической свиты Крыма / Д. П. Шапошников // Докл. АН СССР. – 1959. – Т. 128, № 2. – С. 319–382.

*Стаття: надійшла до редакції 11.10.2016
прийнята до друку 02.11.2016*

THE ROLE OF MINERALOGICAL RESEARCHES IN STUDYING OF THE FORMATION CONDITIONS OF THE CRIMEA AND THE UKRAINIAN CARPATHIANS FLYSCH ROCKS

P. Bilonizhka

*Ivan Franko National University of Lviv,
4, Hrushevskiy St., 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Flysch formations are the kind of thick complexes of terrigenous sandy-clay rocks, sometimes with layers and lenses of cherts, silicified marls and limestones. They are confined to geosynclinal zones of the Earth. A characteristic feature of the flysch – numerous rhythmic interstratification of sandstones, siltstones and mudstones. Relatively monotonous flysch series are folding, contain thrusts and are depleted of fossil fauna. That is why it is extremely difficult to study the stratigraphic sequence of sedimentary rocks strata and their capacity.

We studied the mineralogical features of flysch formations of the Crimea and the Ukrainian Carpathians. In general, these formations have been investigated by many scientists; however, many important questions about their stratigraphy, formation conditions and post-depositional changes are still not completely understood.

Composition of rock-forming and accessory minerals is fairly stable over the entire transect of the Tauride flysch in the Crimea, which is generally the case for flysch strata. Appearance and typomorphic features of the most common flysch minerals indicate that they have been repeatedly redeposited. Clay minerals of the Taurida flysch are represented mainly by hydromica and chlorite, with an admixture of kaolinite and disordered mixed-layered formations of hydromica–montmorillonite and hydromica–chlorite (hydromica component largely prevails). It has been concluded that clay minerals of the Taurida flysch are of terrigenous origin. Due to post-depositional changes the clay minerals have been changed, montmorillonite in the free phase appeared in the rocks, and hydromica turned into sericite.

Researchers have given considerable attention to the study of the geological structure, lithological-facial peculiarities and mineral composition of flysch formations (*K, P*) of Skybova zone in the Ukrainian Carpathians. Among rock-forming minerals in sandstones and aleurolites, the most common is quartz, less feldspar (albite, oligoclase, andesine and microcline) and sometimes there are muscovite and biotite. Among accessory minerals, zircon dominates, and also there are tourmaline, rutile, garnet, rarely apatite, spinel, xenotime, staurolite, monazite, titanite, ilmenite etc. Clay minerals of menillite argillites are represented by hydromica and magnesian-ferriiferous chlorite with an

admixture of disordered mixed-layered formations (hydromica–montmorillonite and hydromica–chlorite), montmorillonite, quartz, albite, calcite and zeolites.

Under the influence of hydrothermal solutions, which came to the sedimentation basins by consedimentational faults, the accumulations and disseminations of skolate and glauconite in sandstones have been formed, as well as interlayers and lenses of cherts and silicified marls. In the muddy sediments of the Crimean flysch basin, rich in organic matter, the nodules of siderite have been formed during early diagenesis. Air flows brought in sedimentary flysch basins the pyroclastic material (mainly volcanic ash); due to its underwater weathering (halmyrolysis) the layers of bentonite clays, composed, as a rule, of montmorillonite, have been formed. Vein minerals – quartz, calcite, dickite and nacrite – have been formed in the fault zones. Their structure and unit cell parameters have been studied in details. Nacrite in geological formations of Ukraine has been reliably identified for the first time. Among the supergene minerals of flysch, the jarosite has been studied. It is found that the parameters of its unit cell are intermediate between jarosite and natrojarosite. This may be due to the presence in its structure of a domain (block) isomorphism.

Key words: flysch, rock-forming minerals, accessory minerals, clay minerals, vein minerals, supergene minerals, halmyrolysis, hydrothermal solutions, Crimea, Ukrainian Carpathians.