

УДК 551.7:549.6

## ПІДВОДНІ РОЗМИВИ Й АУТИГЕННІ СИЛКАТИ У ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ І ПАЛЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДАХ БАСЕЙНУ Р. БОДРАК (КРИМ)

**П. Білоніжка, Л. Генералова, О. Шваєвський, Ю. Дацюк**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
геологічний факультет, кафедри мінералогії, загальної геології,  
геології корисних копалин, фізики Землі,  
вулиця Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна,  
e-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Вивчено поширення й умови утворення підводних розмивів та аутигенних силікатів у верхньокрейдових і палеогенових відкладах Гірського Криму. З'ясовано, що підводні розмиви карбонатних порід утворилися під впливом підвищеного вмісту в морській воді CO<sub>2</sub>, який надходив у седиментаційний басейн з гідротермальними розчинами по конседиментаційних розломах і в процесі вулканізму.

Значну увагу приділено вивченню мінерального складу, структурних особливостей і умов утворення аутигенних силікатів. Найімовірніше, глауконіти, смектити, цеоліти утворилися з гідротермальних розчинів, змішаних з морською водою, і в процесі гальміролізу вулканічного попелу, який потрапляв у седиментаційний басейн повітряним шляхом. Висока сорбційна здатність глауконіту зумовлена особливостями його мікроструктури. Походження кременів біогенне. Під електронним мікроскопом виявлено фрагменти кремнієвих губок, діатомей і радіолярій.

*Ключові слова:* підводні розмиви, аутигенні силікати, гідротермальні розчини, глауконіт, смектити, кремені, мікроструктури, кремнієві організми, Крим.

Верхньокрейдові і палеогенові відклади поширені на північному схилі Кримських гір і представлені мергелями й вапняками, місцями карбонатними пісковиками і глинами. Їхня геологічна будова, стратиграфія, літологія і викопна фауна добре вивчені [8, 9], тоді як природа підводних розмивів у багатьох інтервалах стратиграфічного розрізу та аутигенні силікати досліджені мало.

У межиріччі Бодраку і Качі верхньокрейдові відклади залягають на нерівній, розмитій поверхні піщанистих вапняків верхнього альбу. На контакті з мергелями сеноману простежується прошарок зеленого карбонатного пісковика з гравійними напівобкатаними зернами кварцу. Раніше дослідники вважали, що зелене забарвлення пісковика зумовлене глауконітом [8]. Проте внаслідок проведених мінералогічних досліджень з'ясовано, що його зелений колір зумовлений не глауконітом, вміст якого дуже низький, а смектитами, імовірно, монтморилонітом.

На одержаній дифрактограмі (рис. 1) видно інтенсивне базальне відбиття смектиту  $15 \text{ \AA}$ , яке після обробки проби етиленгліколем зміщується до  $17 \text{ \AA}$  унаслідок набухання його структури по осі  $c$ .

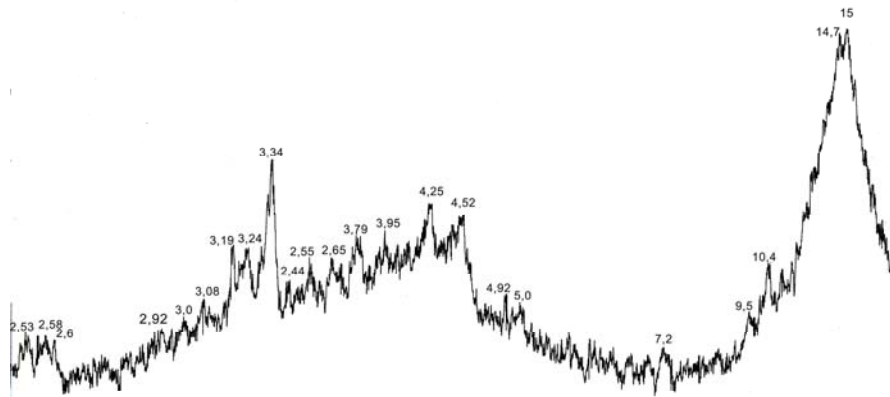


Рис. 1. Дифрактограма смектиту.

Характерною структурною особливістю цього пісковика є те, що його гравійні зерна кварцу оточені довкола тонкими зональними утвореннями смектиту. Виконано гранулометричний аналіз пісковика та електромагнітну і магнітну сепарації його піщаної фракції. З'ясовано, що магнітна фракція  $0,1-0,25 \text{ мм}$  представлена магнетитом. Під бінокулярном видно добре огранені кристали октаедричного габітусу (рис. 2).

Колір кристалів чорний, блиск напівметалічний. Немає сумніву в тому, що монтморилоніт і магнетит утворилися з гідротермальних розчинів, які надходили у прибережну частину басейну по конседиментаційних розломах, або внаслідок підводного вулканізму, розміщеного за межами досліджуваного району.

Мергелі сеноману, що залягають вище, в основі глинисті. Уверх по розрізу вміст глинистого матеріалу в них зменшується, а карбонатного – зростає. У верхній частині мергельної товщі простежуються прошарки білих вапняків, а також тонкі прошарки світло-сірих з зеленкуватим відтінком бентонітових глин та світло-сірих, плямистих прошарків і конкрецій кременів. На мергельній товщі сеноману згідно залягають білі пелітоморфні вапняки турону, у яких також трапляються прошарки бентонітових глин і кременів, подібні до описаних вище. Особливо багато темно-сірих, плямистих кременів округлої, неправильної і химерної форми є на вершині г. Кременіна. Про тісний парагенетичний зв'язок бентонітових глин і кременів у верхньокрейдових відкладах Криму зазначають Л. Горбач, Л. Педан [10].

На правобережжі р. Бодрак, у північно-східній околиці с. Трудолюбівка, на крутому схилі у вапняках добре помітні численні сутуро-стилолітові шви, поширені майже паралельно до нашарування порід. Поверхня швів покрита тонкою глинистою плівкою жовтувато-коричневого, місцями зеленого кольору. За даними дифрактометричного аналізу, глинистий мінерал представлений монтморилонітом [2, 4].

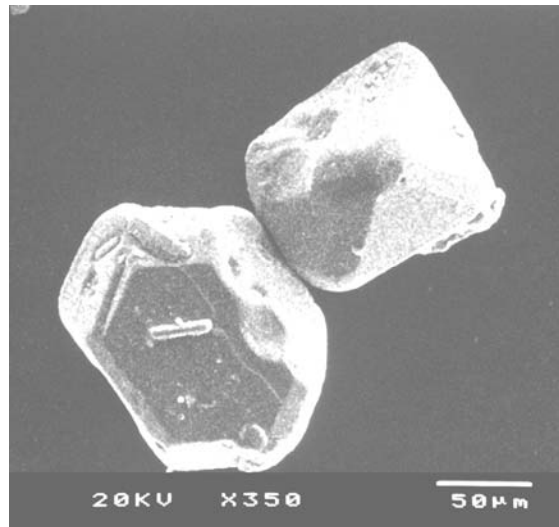


Рис. 2. Морфологія кристалів магнетиту.

У південно-західній частині Гірського Криму на вододілі рік Бельбек і Кача вапняки турону перекриті відкладами коньякського ярусу, які поступово виклинюються у північно-східному напрямі. Вони також складені білими міцними вапняками, літологічно дуже подібними до вапняків турону. Наявність вапняків коньяку на правобережжі р. Бодрак вірогідно не доведено. Проте зазначено, що стилолітові шви трапляються як у верхньотуронських, так і нижньоконьякських вапняках [4, 8].

Для того, щоб з'ясувати, у вапняках якого віку містяться стилолітові шви в околиці с. Трудолюбівки, вивчали нанопланктон. Проаналізовано зразок білого пелітоморфного вапняку з вершини г. Кремінна, туронський вік якого не викликає сумніву, а також зразки білого і рожевого вапняків з околиці с. Трудолюбівка, які містять стилолітові шви і послідовно увінчують розріз вапняків, вище від яких залягають мергелі сантону.

Аналізи виконано на сканувальному електронному мікроскопі JEOL-T220A. На знімках усіх трьох зразків (рис. 3) простежуються коколіти і зернисті агрегати та кристали кальциту, які подібні між собою. На жаль, вони також не дають змоги з'ясувати, у вапняках якого віку містяться сутуро-стилолітові шви – туронського чи коньякського.

На хвилястій розмитій поверхні цих вапняків залягає прошарок (15–20 см) карбонатного дрібнозернистого зеленкувато-сірого пісковика. Його забарвлення також зумовлено монтморилонітом, а глауконіту дуже мало.

Стратиграфічно вище зафіксовано потужну товщу тонко-, груботаблитчастих світло-сірих, сірих мергелів сантону, кампану, маастрихту з прошарками білих пелітоморфних вапняків, місцями з розсіяним окремінням, а також де-не-де з тонкими прошарками і лінзами зеленкувато-сірих бентонітових глин. Крім того, у нижній частині мергельної товщі маастрихту міститься губковий горизонт, а у верхній – розсіяний глауконіт.

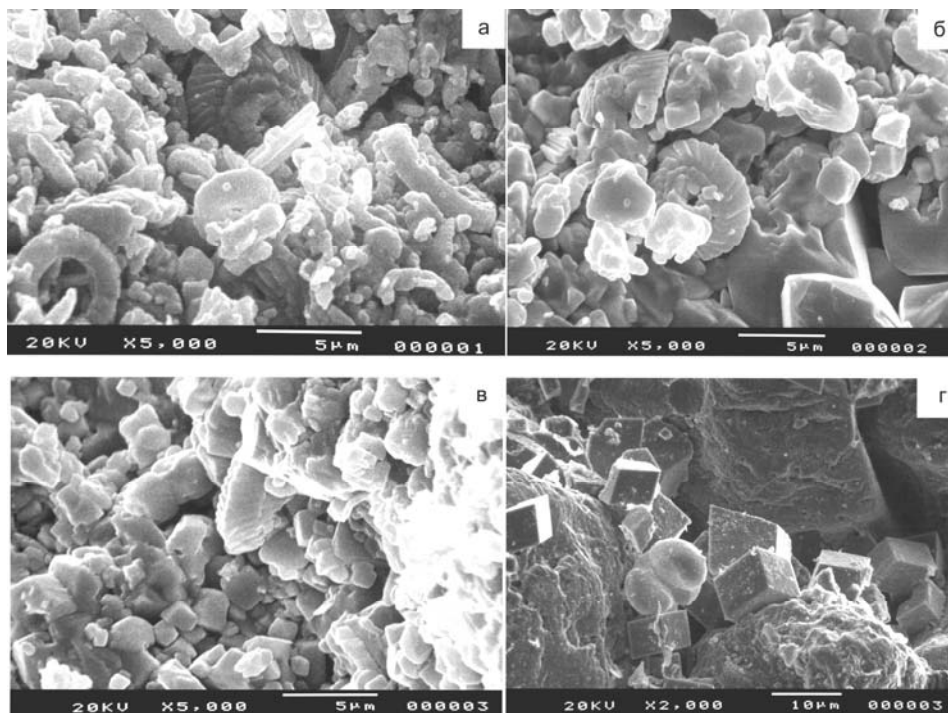


Рис. 3. Нанопланктон у вапняках: *a* – турону; *б, в* – турону–коньяку (?); *г* – кристали кальциту у вапняках турону–коньяку (?).

Поверхня верхньокрейдових відкладів сильно розмита. У північно-східній частині району (печерне місто Бакли) трапляються кишні розмиву глибиною до 60–80 см, заповнені пухким глауконітовим карбонатним пісковиком з уламками викопної фауни і фосфоритом. Фосфорит переважно виповнює ядра молюсків. У вигляді окремих зернистих агрегатів жовтувато-коричневого кольору трапляється колофан.

Розмиту поверхню маастрихтських піщанистих глауконітових мергелів перекривають пухкі карбонатні пісковики дату, які в верх по розрізу змінені міцними моховаткокриноїдними вапняками з дрібними конкреціями кременів.

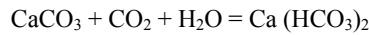
На слабо розмитій покрівлі вапняків дату залягають світло-сірі, зеленкувато-сірі мергелі танету. На лівобережжі р. Бодрак у мергелях простежується губковий горизонт, для якого характерні скупчення окремених губок. Він є маркувальним і ділить мергелі танету на три горизонти: підгубковий, губковий і надгубковий.

Покрівля мергелів танету теж розмита. Вона перекрита сірувато-зеленими карбонатними глинами іпрського ярусу. В основі глини збагачені глауконітом. У заглибинах розмитої поверхні мергелів танету трапляється багато фосфоритів чорного кольору, округлої і неправильної форми, розміром від декількох міліметрів до 10–12 см [3]. У верх по розрізу вміст глауконіту і фосфоритів у глинах зменшується, а карбонатність зростає.

Іпрські глини перекриті вапняками лютетського ярусу. В основі вапняки глинисті. За літературними даними [9], у деяких районах Гірського Криму вони також залягають на розмитій поверхні сильно карбонатних іпрських глин.

Отже, у стратиграфічному розрізі карбонатних порід верхньої крейди і палеогену існує чимало розмивів, серед яких найбільші є на межах маастрихту–дату і танету–іпру. Їхню природу геологи трактують по-різному: як підводні розмиви, як перерви в осадо-нагромадженні [8, 9].

На нашу думку, це підводні розмиви. Вони, очевидно, утворилися внаслідок проникнення в морський басейн по конседиментаційних розломах гідротермальних розчинів, збагачених вуглекислим газом. Під впливом  $\text{CO}_2$  відбувається розчинення карбонату кальцію донних осадів морських басейнів з утворенням бікарбонату кальцію згідно з рівнянням



Гідрокарбонат кальцію розчинний у воді, і його продукти виносилися за межі залягання карбонатних утворень, а на їхньому місці залишався нерозчинний піщано-глинистий матеріал. Водночас із гідротермальних розчинів, розведених морською водою, відбувалося утворення аутигенних силікатів: глауконіту, смектитів, цеолітів та інших мінералів.

Зазначимо, що впродовж тривалого часу існувала концепція М. Страхова [23], згідно з якою утворення глауконіту відбувалося на дні морських басейнів на стадії раннього діагенезу. Усі необхідні компоненти, на його погляд, у вигляді уламкового матеріалу, суспензій, колоїдних та істинних розчинів потрапляли в моря з річковими водами. У прибережно-морських умовах на межі осаду з придонною водою під впливом бактерій відбувалися процеси редукції мінеральної речовини й утворення глауконіту. Підтримуючи ідею М. Страхова, І. Ніколаєва [20] наголосила, що в сучасних осадах морів і океанів не вдалося виявити мулові води, насичені елементами, необхідними для утворення глауконіту. В морській воді вміст силіцію дуже низький –  $3 \cdot 10^{-4} \%$ , а заліза й алюмінію ще нижчий –  $1 \cdot 10^{-6} \%$ , тобто нема будівельних матеріалів для його утворення.

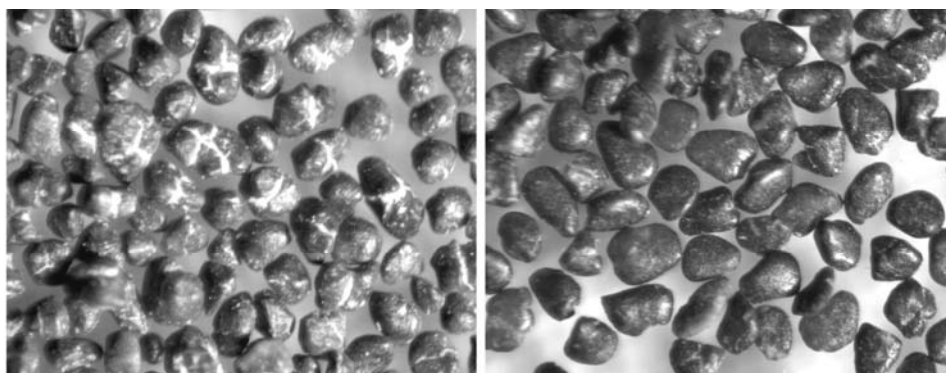
На думку В. Шутова [27], глауконіт, який міститься у вигляді скупчень і в цементі ямненських пісковиків флішової товщі Карпат, утворився з гідротермальних розчинів, що надходили в придонну частину седиментаційного басейну і змішувалися з морською водою та теригенним матеріалом.

Подібний погляд висловили В. Шутов зі співавт. [26] на утворення глобулярного глауконіту у флішовій формації Північно-Західного Кавказу. На їхню думку, гідротерми надходили у седиментаційний басейн по глибинних конседиментаційних розломах. Упродовж певного проміжку геологічного часу відбувалася закономірна зміна складу гідротерм від переважно залізного на початковій стадії до залізо-алюмінієвого на завершальній стадії їхнього прояву.

Важливу інформацію щодо поширення й умов утворення глауконіту і смектиту одержано на підставі вивчення сучасних донних осадів морів і океанів [7, 11, 15–17]. З'ясовано, що в сучасних донних осадах Тихого океану глауконіт поширений близько до континентів і острівних дуг на шельфі й континентальному схилі вздовж усього узбережжя океану. Межа його поширення майже повністю збігається з так званою андезитовою лінією, яка контролює поширення базальтів андезитової зони. Імовірно, утворення глауконіту пов'язане з підводним базальтовим вулканізмом. Аутигенні високоза-

лізисті шаруваті силікати (сметити, глауконіт та ін.) виявлено практично на всіх площах металоносних осадов у Червоному морі, у районі Галапагоського рифту, у спрединговій зоні Каліфорнійської затоки та в осадах, поширених у багатьох інших рифтових зонах Світового океану. В. Дріц, А. Косовська [11], досліджуючи субстрат і осад морів та океанів, з'ясували, що представниками початкової стадії гальмірозилу базальтів і пірокластичні є сметити. У зелених глинах Галапагоської рифтової зони простежується низка трансформаційних перетворень від нонтроніту (залізного сметиту) через змішаношаруваті утворення до селадоніту–глауконіту.

У Гірському Криму глауконіт вивчено із зон розмиву карбонатних порід, що простежуються на контактах маастрихту–дату і танету–іпру, де його вміст найбільший. Гранулометричним аналізом глауконітовмісних порід для дослідження відібрано фракції 0,1–0,25 і 0,25–0,50 мм, з яких за допомогою електромагніту виділено його майже мономінеральні фракції. Колір глауконіту темно-зелений до чорного, його зерна округлої, овальної, ниркоподібної, неправильної форми (рис. 4).



а

б

Рис. 4. Форма зерен глауконіту фракції 0,25–0,5 мм, виділеної з: *a* – карбонатних глауконітовмісних глин іпрського ярусу; *б* – кишень розмиву на межі верхньомаастрихтських і давньодніпських відкладів.  $\times 80$ .

Глауконіти вивчали за допомогою рентгенівського, хімічного й електронно-мікроскопічного аналізів. На одержаних дифрактограмах (рис. 5) видно рефлекси глауконіту (10,0, 4,53, 4,39, 3,63, 3,34, 2,58, 2,40, 2,26 Å та ін.) і домішки апатиту (3,45, 3,06, 2,78, 2,69, 2,62 Å) та кальциту (3,03 Å).

Досліджувані зразки глауконіту відрізняються між собою за ступенем упорядкованості структури і за вмістом мікроблоків (доменів) монтморилоніту. Відбиття  $d_{001}=10$  Å глауконіту-11 асиметричніше порівняно з глауконітом-17, і його крило з боку малих кутів ускладнене додатковими рефлексами 10,4, 11,0, 11,3 Å та підняте вверх. Це свідчить про те, що структура глауконіту-11 менш упорядкована і містить більшу кількість мікроблоків сметиту. Структура глауконіту-17 ліпше впорядкована, містить менше змішаношаруватих утворень (10,4; 10,7 Å) і відбиття  $d_{001}=10$  Å чіткіше й більш симетричне.

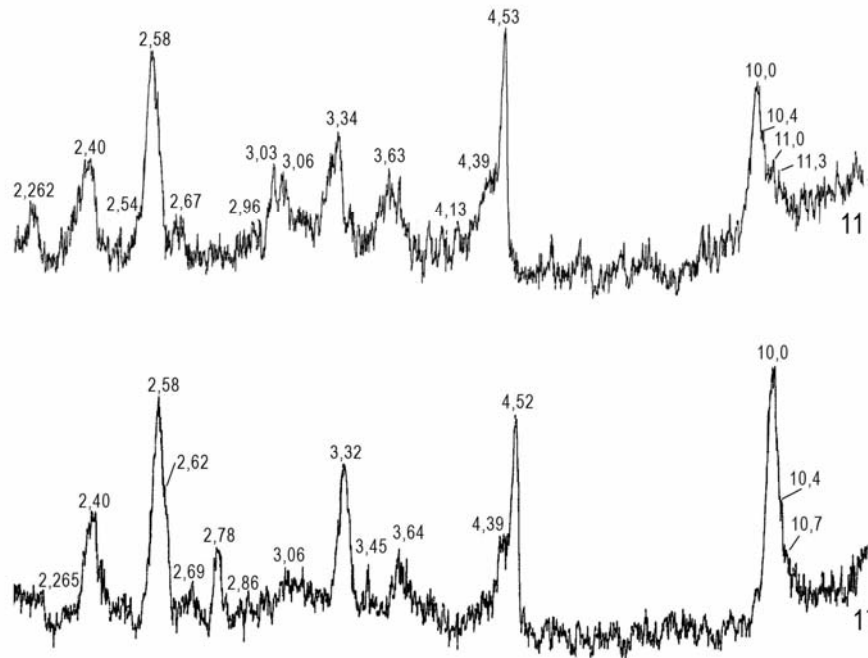
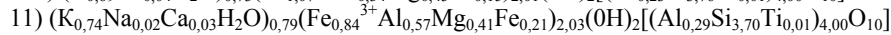
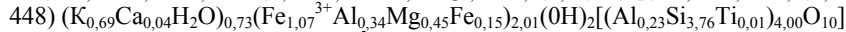
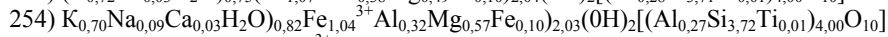
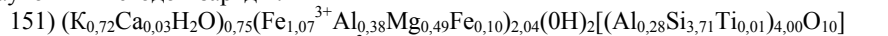


Рис. 5. Дифрактограми глауконіту з палеогенових відкладів Криму.

Імовірно, глауконіт-17 з кишень розмиву, що містяться на межі крейдово-палеогенових відкладів, значно перекристалізований, перевідкладений, тоді як глауконіт-11 з контакту між відкладами танету й іпру – первинний. Про це свідчить також велика кількість тріщин синерезису в глауконіті-11 і їхня незначна наявність у глауконіті-17.

За даними хімічних аналізів (див. таблицю) розраховано кристалохімічні формули глауконітів методом зарядів:



Як бачимо з формул, глауконіти, сформовані в основі відкладів дату, містять більше  $Fe^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$  менше  $Al^{3+}$  порівняно з глауконітами з основи глини іпру. Очевидно, у другому випадку утворення глауконітів відбувалось із гідротермальних розчинів пізнішої стадії їхнього прояву.

Унаслідок вивчення глауконітів на сканувальному електронному мікроскопі з'ясовано, що їхня мікроструктура пориста. Для неї характерна наявність численних і різних за формою мікрочастінок, між якими є мікропорожнини [5]. Нижче зображено мікроструктуру глауконіту-11 (рис. 6).

## Хімічний склад глауконітів, %

Номер зразка	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сума
151	49,76	0,15	7,48	19,09	1,59	–	0,40	4,42	7,53	–	0,06	2,25	8,02	100,75
254	50,06	0,17	6,68	18,51	1,66	–	0,35	5,16	7,35	0,62	0,09	1,52	8,31	100,48
448	50,34	0,12	6,51	19,01	2,38	–	0,50	4,08	7,23	–	0,05	2,08	8,15	100,45
11	51,64	0,11	10,19	15,54	3,49	0,01	0,99	3,88	8,10	–	0,43	5,00	–	99,50

Примітки: 151 – глауконіт жовтувато-зелений, основа дату. Центральний Крим, г. Айлянма-Кая [25]; 254 – глауконіт зелений, основа дату. Центральний Крим, г. Алан-Кир [25]; 448 – глауконіт темно-зелений, основа дату. Центральний Крим, г. Бор-Кая [25]; 11 – глауконіт темно-зелений, основа іпру. Південно-східна околиця смт Скалисте (старий кар'єр).

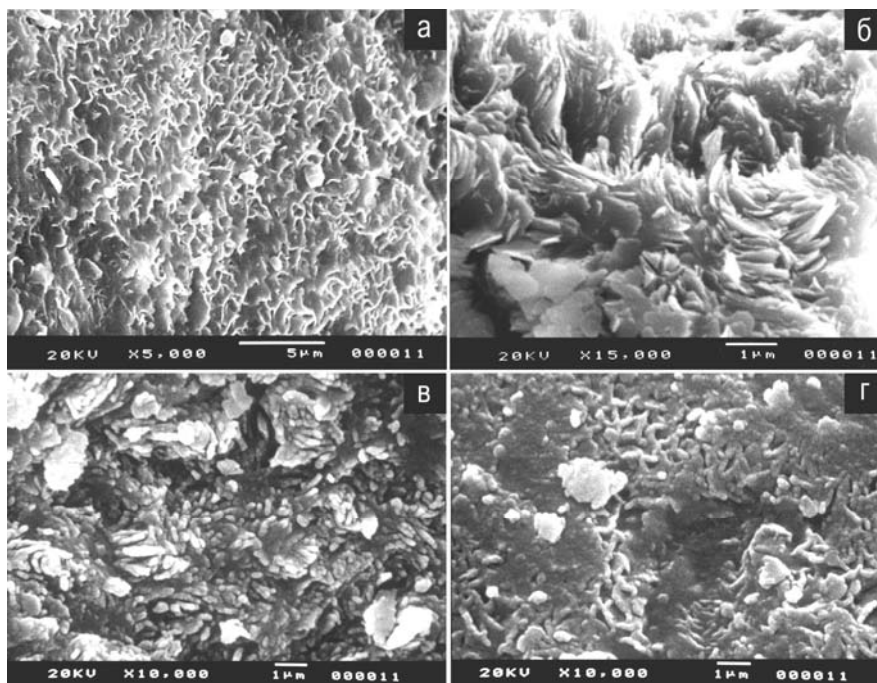


Рис. 6. Мікроструктура глауконіту-11 в сканувальній електронній мікроскопії: *а* – поверхнева; *б-г* – внутрішня – пластинчаста, пластівцеподібна (*б*), короткостовпчаста (*в*), сітчаста (*г*).

Добре відомі глауконіти як сорбенти. Раніше дослідники вважали, що сорбція з природних вод ізотопів Sr-90, Cs-137 та інших радіонуклідів і катіонів відбувається внаслідок їхнього входження у міжшаровий простір глауконіту [13, 24]. Водночас важко було пояснити, чому сорбційна здатність гідролюд (літів) незначна, тоді як сорбційна здатність глауконітів, які належать до групи гідролюд, висока. Тепер після вивчення мікро-



структури глауконітів з'ясовано, що сорбційні властивості глауконітів пов'язані голов-но з особливостями їхньої мікроструктури, зокрема, з наявністю мікропорожнин.

У відкладах карбонатних порід досліджуваного району місцями простежуються тонкі прошарки і конкреції кременів. Вони становлять значний інтерес не тільки для пізнання історії геологічного розвитку Криму у пізньокрейдову і палеогенову епохи, а й у зв'язку з їхнім застосуванням для поліпшення якості питної води [14]. Мінеральний склад і мікроструктурні особливості кременів вивчали за допомогою рентгенівського й електронно-мікроскопічного аналізів.

На дифрактограмах кременів (рис. 7) наявні інтенсивні рефлекси 4,25, 3,34, 2,45, 2,28, 2,23 Å та інші, характерні як для кварцу, так і для халцедону.

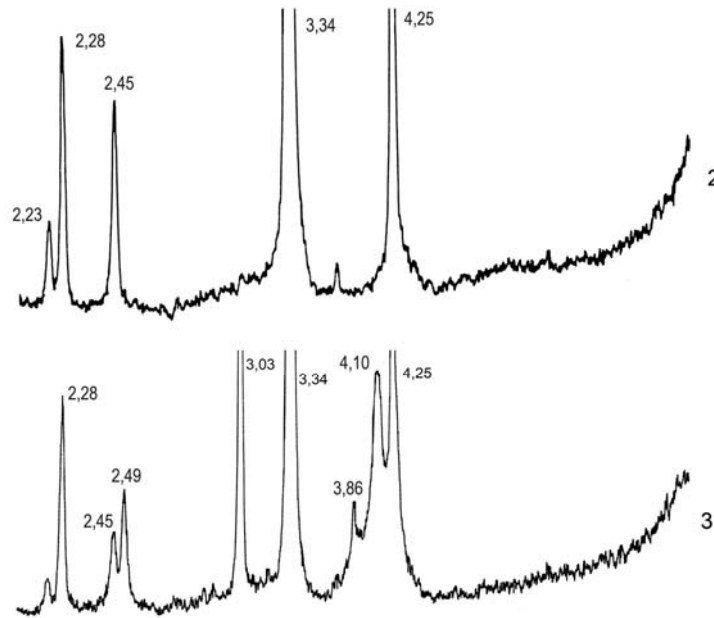


Рис. 7. Дифрактограми кременів: 2 – халцедон (конкреція, зр. 2); 3 – халцедон, низькотемпературний кристобаліт (губковий горизонт, зр. 3).

Згідно з дослідженнями М. Яковлевої зі співавт. [28], за співвідношенням інтенсивностей рефлексів 2,45:2,28 можна з'ясувати, яка з поліморфних відмін кремнезему наявна: кварц чи халцедон. Якщо співвідношення інтенсивностей цих рефлексів менше 1, то наявний халцедон, а якщо більше 1 – то кварц [28]. На дифрактограмах п'яти проаналізованих зразків кременів співвідношення рефлексів 2,45:2,28 менше 1 і коливається в межах 0,39–0,77, тобто кримські кремені представлені халцедоном. На дифрактограмах кременів, відібраних із губкових горизонтів, крім рефлексів халцедону, наявні рефлекси низькотемпературного кристобаліту (4,10, 2,49 Å).

Важливу інформацію щодо мінерального складу і генезису кримських кременів одержано на підставі вивчення їхньої мікроструктури. Під електронним мікроскопом простежується мікрогорбиста поверхня кременів, характерна для халцедонових і кристобаліт-халцедонових порід [6].

У мікропорожнинах кременів виявлено натічні утворення сферичної форми, імовірно опалу, представлені тонкими пластівцеподібними індивідами, розміщеними хаотично. Їхня морфологія подібна до кристалів гейландиту [33].

Для з'ясування умов утворення кременів значний інтерес становить вивчення в них реліктів нанопланктону. Раніше існувала думка, що у відкладах осадових порід кремені утворилися хомогенним способом [22]. Але ж відомо, що вміст кремнію в морській воді дуже низький, а його утворення хомогенним способом можливе тільки в місцях, безпосередньо близьких до джерел надходження в морські басейни гідротермальних розчинів.

Найпростіші кременеві організми – діатомові водорості, радіолярії і спонгеліти (кремніві губки) – здатні концентрувати кремній з морської води в сотні–тисячі разів. Тому більшість дослідників вважає, що кремені, поширені в карбонатних породах, утворюються з решток кремнієвих організмів [18, 21]. Після відмирання їхні залишки осідають на дно морських басейнів. У процесі перетворення осадів у породи на стадії діагенезу органічні структури руйнуються і в кременистих породах трапляються переважно лише їхні релікти. У кримських кременях електронно-мікроскопічним аналізом виявлено фрагменти кремнієвих губок, діатомових водоростей і радіолярій (рис. 8–10).

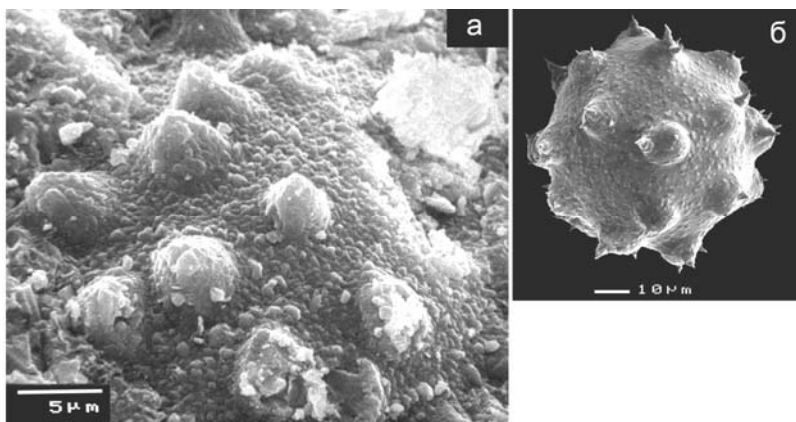


Рис. 8. Кремніві губки:

а – фрагмент з губкового горизонту, зр. 3; б – мікрофотографія згідно з [30, 31].

Заслуговує на увагу той факт, що кремені у вигляді тонких прошарків і конкрецій поширені не по всьому стратиграфічному розрізі карбонатних порід, а трапляються лише в окремих його частинах. Складається враження, що більш-менш активний розвиток кремнієвих організмів відбувався тільки в окремих проміжках геологічного часу, коли в морській воді був підвищений вміст кремнію. А це могло бути пов'язано з проявом вулканізму або ж надходженням у морський седиментаційний басейн по конседи-

ментаційних розломах гідротермальних розчинів. Не виключено також, що морська вода збагачувалася кремнієм і в процесі гальміролізу вулканічного попелу [19].

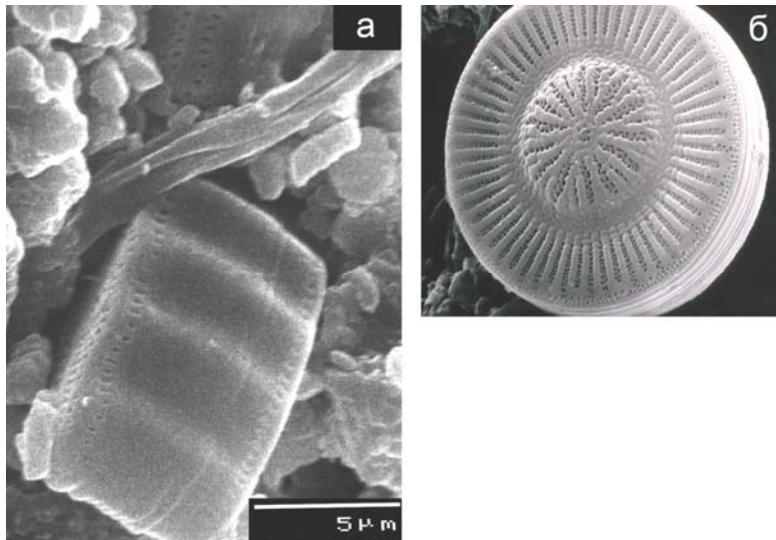


Рис. 9. Фрагмент діатомей: *а* – із прошарку кременю в мергелях сеноману, зр. 1; *б* – мікрофотографія діатомей згідно з [32].

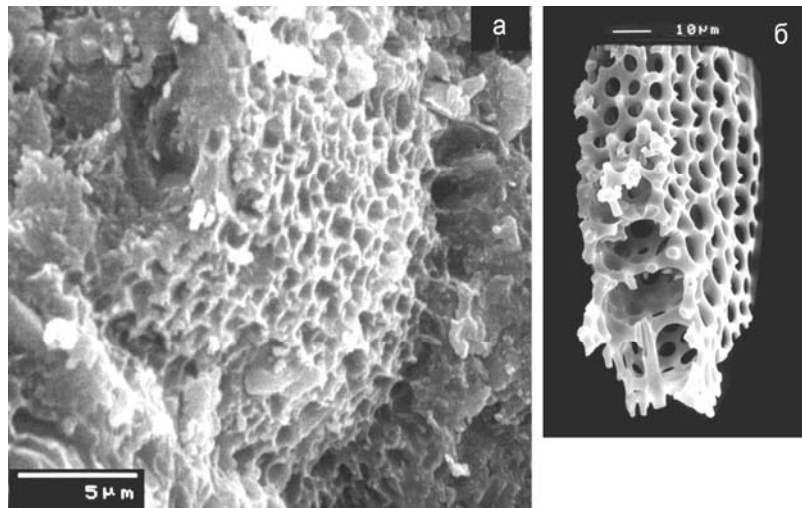


Рис. 10. Фрагменти радіолярій: *а* – з губкового горизонту в мергелях маастрихту, зр. 3; *б* – мікрофотографія радіолярії згідно з [29].

На підставі рентгенівського аналізу вивчено також фазовий склад глинистої фракції 0,01 мм, виділеної з мергелів, вапняків, карбонатних пісковиків і глин верхньокрейдових і палеогенових відкладів Гірського Криму. З'ясовано, що розсіяні в них аутигенні силікати представлені головню смектитами, імовірно, монтморилонітом, з домішками гідрослюди, кременів і цеолітів кліноптилоліт-гейландитової групи [1, 2]. Зазначимо, що цеоліти цієї групи поширені у мезо-, кайнозойських осадових і вулканогенно-осадових породах на континентах та в сучасних донних осадах морів і океанів [12].

Отже, унаслідок аналізу й узагальнення літературних даних і власних геологічних та мінералогічних досліджень можна дійти висновку, що утворення у верхньокрейдових і палеогенових відкладах Гірського Криму підводних розмивів і аутигенних силікатів відбувалося головню під впливом гідротермальних розчинів, які надходили в седиментаційний басейн по конседиментаційних розломах, та в процесі підводного вулканізму. Утворення розсіяних у мергелях і вапняках смектитів, глауконітів і цеолітів, очевидно, пов'язане з гальміролізом вулканічного попелу, який потрапляв у морський басейн повітрям з віддалених районів виверження вулканів.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Білоніжка П. М. Сліди вулканізму в палеогенових відкладах Гірського Криму (за даними мінералогічних досліджень) / П. М. Білоніжка // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2002. – Вип. 16. – С. 96–101.
2. Білоніжка П. М. Вплив вулканізму на формування верхньокрейдових відкладів Криму / П. М. Білоніжка // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2004. – Вип. 18. – С. 96–101.
3. Білоніжка П. Фосфорити з палеогенових відкладів Криму / П. М. Білоніжка, Ю. Дацюк // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2011. – Вип. 25. – С. 114–124.
4. Білоніжка П. М. Сутуро-стилолітові шви у верхньокрейдових вапняках Гірського Криму та їхнє походження / П. М. Білоніжка, С. С. Крижевич // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2012. – Вип. 26. – С. 132–138.
5. Білоніжка П. Електронно-мікроскопічне вивчення глауконіту із палеогенових відкладів Криму / П. М. Білоніжка, Ю. Дацюк // Мінерал. зб. – 2013. – № 63, вип. 2. – С. 106–113.
6. Білоніжка П. Мінеральний склад і мікроструктури кременів із верхньокрейдових і палеогенових відкладів басейну р. Бодрак (Крим) / П. М. Білоніжка, Ю. Дацюк // Мінерал. зб. – 2014. – № 64, вип. 1. – С. 118–125.
7. Бутузова Г. Ю. Новые данные об аутигенных слоистых силикатах в металлоносных осадках впадины Атлантис-II (Красное море) / Г. Ю. Бутузова, В. А. Дриц, Н. А. Лисицина, С. И. Ципурский // Литология и полезные ископаемые. – 1983. – № 5. – С. 82–88.
8. 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.
9. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма (стратиграфия кайнозоя, магматические, метаморфические и метасоматические образования) / [под ред. О. А. Мазаровича и В. С. Милеева]. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1989. – 156 с.
10. Горбач Л. П. Кремневые септарии из прослоя кила в верхнемеловых отложениях Крыма / Л. П. Горбач, Л. С. Педан // Минерал. сб. – 1963. – № 17. – С. 75–81.

11. Дриц В. А. Глинистые минералы: силикаты, смешаннослоистые образования / В. А. Дриц, А. Г. Косовская. – М. : Наука, 1990. – 206 с.
12. Косовская А. Г. Генетические типы цеолитов клиноптилолит-гейландитовой группы континентов и океанов / А. Г. Косовская, В. Д. Шутов, М. Я. Кац // Природные цеолиты. – М., 1980. – С. 8–30.
13. Козуб Ю. Б. Глауконіти Поділля – сорбенти радіонуклідів / Ю. Б. Козуб, О. І. Матковський, А. Ю. Сеньковський, Ю. І. Федоришин // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1998. – Вип. 13. – С. 139–142.
14. Крижевич С. С. Вода, кремій, здоров'я / С. С. Крижевич. – Львів, 2011. – 56 с.
15. Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря / М. И. Липкина // Литология и полезные ископаемые. – 1980. – № 4. – С. 44–54.
16. Липкина М. И. Высокожелезистые диоктаэдрические слоистые силикаты из гидротермальных пород и осадков вулканических построек Японского моря / М. И. Липкина, В. А. Дриц, С. И. Ципурский [и др.] // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1987. – № 10. – С. 92–111.
17. Логвиненко Н. В. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана / Н. В. Логвиненко, И. И. Волков, А. Г. Розанов // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 2. – С. 3–13.
18. Маслов В. П. Атлас породообразующих организмов (известковых и кремневых) / В. П. Маслов. – М., 1973. – 368 с.
19. Муравьев В. И. О генезисе опок / В. И. Муравьев // Литология и полезные ископаемые. – 1973. – № 4. – С. 94–106.
20. Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях / И. В. Николаева // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. – 1977. – Вып. 328. – 431 с.
21. Сеньковський Ю. М. Силіцити крейди південно-західного схилу Східноєвропейської платформи / Ю. М. Сеньковський. – К. : Наук. думка, 1973. – 155 с.
22. Смирнов Г. А. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах / Г. А. Смирнов, Г. Г. Федорова, А. М. Пумпянский // Литология и полезные ископаемые. – 1969. – № 3. – С. 119–125.
23. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза / Н. М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 2. – 514 с.
24. Феношин У. І. Глауконіти – природні сорбенти радіоізоотопів стронцію та цезію / У. І. Феношин, О. В. Цьонь, Ю. О. Ольховик [та ін.] // Мінерал. журн. – 1995. – № 3. – С. 97–102.
25. Шехоткин В. В. Глауконит из пограничных мел-палеогеновых отложений Горного Крыма / В. В. Шехоткин // Литология и полезные ископаемые. – 1971. – № 6. – С. 110–123.
26. Шутов В. Д. Модель образования глобулярного глауконита во флишевой формации / В. Д. Шутов, В. А. Дриц, М. Я. Кац, А. Л. Соколова // Литология и полезные ископаемые. – 1983. – № 1. – С. 23–40.
27. Шутов В. Д. Модель образования глауконита и “сколита” на примере месторождения “Сколе” / В. Д. Шутов // Литология и полезные ископаемые. – 1984. – № 1. – С. 147–152.
28. Яковлева М. Е. О рентгеновской диагностике кварца и халцедона / М. Е. Яковлева, О. Л. Свешникова, Т. С. Бут // Новые данные о минералах СССР. – М. : Наука, 1976. – С. 234–237.

29. *Paverd P.J. van de Recent*. Polycystine Radiolaria from the Snellius-II Expedition / van de P.J. Paverd // Unpublished Ph. D. –Thesis – Amsterdam : University of Amsterdam, 1995. – 351 p.
30. *Sarà M.* Two new species of Tethya (Porifera, Demospongiae) from the Canary and Cape Verde Islands / M. Sarà, G. Bavestrello // Italian J. of Zoology. – 1998. – Vol. 65. – P. 371–376.
31. *Soest R.W.M. van.* Tetractinellid and hadromerid sponges of the Sultanate of Oman / R.W.M. van Soest , E.J. Beglinger // Zool. Med. Leiden – 2008. – Vol. 82. – N 12. – P. 749–790.
32. *Sims P.A.* Evolution of the diatoms: insights from fossil, biological and molecular data / P. A. Sims, D. G. Mann, L. K. Medlin // Phycologia. – 2006. – Vol. 45. – P. 361–402.
33. *Tschernich, Rudy W.* Zeolites of the world / Rudy W. Tschernich. – Geosience Press, Inc., 1992. – 563 p.

*Стаття: надійшла до редакції 10.06.2014  
доопрацьована 09.07.2014  
прийнята до друку 20.10.2014*

## **UNDERWATER EROSION AND AUTHIGENIC SILICATES IN UPPERPALEOCENE AND PALEOGENIC SEDIMENTS OF BASIN OF BODLAK RIVER (CRIMEA)**

**P. Bilonizhka, L. Generalova, O. Shvaevskiy, Yu. Datsyuk**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
geological faculty, department of mineralogy, department of general and regional geology,  
department of geology of minerals, department of physics of the Earth,  
Hrushevskij Street, 4, 79005, Lviv, Ukraine,  
e-mail: mineral@franko.lviv.ua*

The distribution and condition of formation of underwater erosions and authigenic silicates in the Upper Paleocene sediments and paleogenous sediments of the Crimean Mountains have been studied. It has been found that underwater erosions of carbonate rocks were formed under the influence of higher concentrations of CO<sub>2</sub> in seawater, which obviously proceeded in a sedimentary basin with hydrothermal solutions through a sedimentary faults and during the volcanism.

Much attention is paid to the study of mineral composition, structural characteristics and conditions of formation of autogenous silicates. Most likely, glauconite, smectites, zeolites have been formed from hydrothermal solutions mixed with sea water, and in the process halmyrolysis of volcanic ash which was brought to the sedimentary basin by air. High sorption ability of glauconite is caused by the peculiarities of its microstructure. The origin of the flint is biogenic one. By means of electron microscope the fragments of sponges, diatoms and radiolarian have been found.

*Key words:* underwater erosion, autogenic silicate, hydrothermal solutions, glauconite, smectites, flint microstructure, silicic organisms, Crimea.

## **ПОДВОДНЫЕ РАЗМЫВЫ И АУТИГЕННЫЕ СИЛИКАТЫ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ БАСЕЙНА Р. БОДРАК (КРЫМ)**

**П. Білоножка, Л. Генералова, А. Шваєвський, Ю. Дацюк**

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,  
геологический факультет, кафедры минералогии, общей и региональной геологии,  
геологии полезных ископаемых, физики Земли,  
улица Грушевского, 4, 79005, Львов, Украина,  
e-mail: mineral@franko.ua*

Изучено распространение и условия образования подводных размывов и аутигенных силикатов в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Горного Крыма. Выяснено, что подводные размывы карбонатных пород образовались под влиянием повышенного содержания в морской воде  $\text{CO}_2$ , который, вероятно, поступал в седиментационный бассейн с гидротермальными растворами по конседиментационным разломам и в процессе вулканизма.

Значительное внимание уделено исследованию минерального состава, структурных особенностей и условий формирования аутигенных силикатов. Наиболее вероятно, глаукониты, смектиты, цеолиты образовались из гидротермальных растворов, смешанных с морской водой, и в процессе гальмиролиза вулканического пепла, который приносился в бассейн воздушным путем. Установлено, что сорбционная способность глауконита обусловлена особенностями его микроструктуры.

Происхождение кремней биогенное. Под электронным микроскопом обнаружено фрагменты кремниевых губок, диатомей и радиолярий.

*Ключевые слова:* подводный размыв, аутигенные силикаты, гидротермальные растворы, глауконит, смектиты, цеолиты, кремни, микроструктуры, кремниевые организмы, Крым.