

УДК 551.3.051:551.351): 551.763] (262.5-15)

І. Іщенко, канд. геол. наук, пров. наук. співроб.,
Л. Якушин, канд. геол.-мінералог. наук, ст. наук. співроб.

ЕВОЛЮЦІЯ УМОВ ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ В КРЕЙДОВИЙ ЧАС НА ТЕРИТОРІЇ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

Описано еволюцію умов осадконакопичення протягом крейдового часу на території північно-західного шельфу Чорного моря.

Evolution of the sedimentation conditions in cretaceous in the area of the North-western shelf of the black sea has been described.

Вступ. Територія північно-західного шельфу Чорного моря характеризується складною геологічною будовою, своєрідним палеотектонічним розвитком його структурно-тектонічних елементів. У складі району виділяються структурні утворення південно-західної частини докембрійської Східно-Європейської платформи, Скіфської платформи (плити) і порівняно молоді Чорноморської западини.

Глибинні розломи разом з коровими обумовлюють блоковий характер геолого-тектонічної будови району і наявність ортогональної і діагональної систем розривних порушень, які були закладені ще в ранньому протерозої і достатньо активно проявлялися упродовж кімерійського і альпійського етапів орогенезу.

Тенденції успадкованого і інверсійного розвитку блокових структур району багато в чому визначають закономірності палеогеологічної і палеотектонічної етапності його еволюції. Саме різноамплітудні рухи блоків на тлі неодноразових трансресій і регресій зумовили характер осадконакопичення, становлення і розвиток своєрідних палеогеографічних умов геологічного минулого, виникнення і розповсюдження специфічних басейнів седиментації, особливостей палеотранспортування теригенного і біогенного матеріалу, закономірності формування потужностей відкладів різних стратиграфічних рівнів.

Аналіз літературних матеріалів і обробка великої кількості геолого-геофізичної інформації по території північно-західного шельфу Чорного моря дали можливість відтворити етапність історичного розвитку шельфу і еволюцію палеогеографічних умов осадконакопичення на його території в крейдовий час.

Результати дослідження. Ранньокрейдівий етап. На початку крейдового періоду територія північно-західного шельфу і суходолу, що примикав до неї, являли собою денудаційну рівнину, яка розташовувалась на пенепленізованому складчастому фундаменті палеозой-ранньомезозойського віку і яка існувала до раннього апту.

Крейдове осадконакопичення розпочалося в барем-ранньоаптський час, коли в район сучасного шельфу проникло море. У спокійному гідродинамічному режимі йшло накопичення уламкового і глинистого матеріалу з конкреціями сидериту. Глибина моря не перевищувала 100 м [6].

У пізньому апті розпочалась обширна (регіональна) трансресія, що досягла свого максимуму в альбський час. Морський басейн в цей час покривав велику частину шельфу, північне Причорномор'я і Рівнинний Крим. Найбільші глибини знаходились в районах Крайового ступеню і Каркінітсько-Північнокримського прогину [1, 2, 11].

На схід від північно-західного шельфу в північній і центральній частинах Рівнинного Криму простягалась алювіально-озерна рівнина, складена піщано-гравійними відкладами.

У верхньому апті – нижньому альбі північно-західний шельф і Рівнинний Крим зазнали диференційних прогинів. На північному заході Криму заклався порівняно

вузький прогин широтного простягання, продовженням якого на заході був Каркінітський прогин [1].

У альбський час море покривало значну територію Скіфської плити і південну частину Східно-Європейської платформи [3, 11]. У першій половині альбу на більшості території шельфу накопичувались теригенно-глинисті осадки, вміст карбонату кальцію складав 12–15 %. Кальцит органогенного походження потрапляв в осад у складі вапнистих черепашок планктонних організмів. Поряд з форамініферами більшого значення набувають водорості з вапнистим скелетом.

Найбільш глибокі ділянки альбського моря знаходились в районах Крайового ступеню і Каркінітсько-Північнокримського прогину [2]. На ділянках моря, максимально віддалених від узбережжя, відкладались осадки зі значною часткою карбонату кальцію (26–30 %). У той же час, імовірно, певну роль в утворенні осадків мали детрит кремнієвих організмів і глинистий матеріал, що призводило до утворення відкладів, які перетворювались на кремнеаргіліти, розкриті на Тарханкутському півострові, а в центральній частині басейну – кремнеземисті мергелі, розкриті на шельфі свердловиною № 3 на Південногалицькому піднятті.

Пізньокрейдівий етап еволюції палеогеографічних умов на північно-західному шельфі Чорного моря пов'язаний з розвитком плавної евстатичної трансресії моря, яка розпочалась в альбі, а наприкінці епохи змінилась на швидку регресію. На загальному фоні єдиної евстатичної хвилі розвивались події дрібнішого масштабу. Частина з них була обумовлена евстатичними коливаннями рівня океану, а інша (за числом проявів – більша) була викликана або ейрогенією, або обмілінням моря в результаті засипання його осадками [5].

На різних ділянках єдиного морського басейну існували дещо різні умови осадконакопичення, які визначались характером прилеглої суходолу, глибиною моря, напрямом і силою течій, а також рядом інших чинників.

Найбільш характерними осадками епіконтинентального басейну були коколотові і форамініферові мули, які потім перетворювались на писальну крейду і крейдоподібні мергелі, а також інші карбонатні породи. Другу групу осадків пізньокрейдівського морського басейну складали мули, складені залишками кремнієвих організмів, головним чином діатомових водоростей, радіоларій і кремнієвих губок, що надалі перетворювались в силіцити. Третю групу осадків складають піщані фації – переважно піски.

У сеноманський час умови осадконакопичення були багато в чому схожі з пізньоальбськими. У центральній частині басейну відкладались, як правило, біогенні кремнеземисто-карбонатні осадки, а на периферії – піскуваті. Карбонатонакопичення відбувалось як за рахунок надходження в осад вапнистих скелетів кокліторид, так і, меншою мірою, черепашок форамініфер. Вміст CaCO_3 у породах – 40–70 %. Кремененакопичення в сеноманський час за своїм обсягом не поступалося накопиченню карбонату кальцію. У осад посту-

пала значна кількість детриту кремнієвих губок, скелетів радіолярій (вміст SiO_2 в породах – 20–40 %). Одним з основних джерел надходження кремнезему у морський басейн був вулканізм, що активно проявився у цей час на території північно-західного шельфу і в Північно-кримському прогині [4].

На заході шельфу відмічається багатство кремнієвих організмів, особливо радіолярій. Це сприяло утворенню переважно кремнестих осадків, які склалися переважно зі скелетів цих організмів [8, 9]. Слід зазначити, що в цьому районі періоди масового кремененакопичення чергувались з періодами відсутності в осадах детриту кремнієвих організмів. Осадки зі вмістом карбонату кальцію до 60 % були більш характерні для другої половини сеноману. Глиниста складова в утвореннях сеноману була невелика (6–10 %).

На процес осадконакопичення в сеноманський час істотно впливав вулканізм. Окрім підвищеного вмісту SiO_2 і CO_2 в морській воді, що пов'язане з його діяльністю, в осад надходили тверді продукти вулканізму: попільний матеріал, лави, уламкові мінерали вулканогенного походження – піроксени, амфіболи, вулканічне скло, плагіоклази (санідін).

В кінці сеноману – на початку турону в різних районах Європейської палеогеографічної області (ЄПО) відмічається накопичення характерних осадків типу "чорних глин", які утворювались в умовах придонної кисневої недостатності. Вивченню генезису "чорних глин" присвячена велика кількість наукових публікацій, проте на сьогоднішній день немає єдиної точки зору на причини утворення осадків в умовах еноксії [7, 9, 10, 12, 13]. Нажаль, через обмежену кількість керна матеріалу (3 %) ми не можемо повною мірою підтвердити або спростувати існування на території північно-західного шельфу Чорного моря утворень типу "чорних глин".

Крім того, рубіж сеноман-турон ознаменувався, ймовірно, зміною клімату, пов'язаною із загальним підвищенням температури повітря і збільшенням вологості. Змінився гідродинамічний режим басейну. Це призвело до істотної втрати кремнієвими організмами своєї ролі в осадконакопиченні. Найбільшого розквіту з того часу і до маастрихту досягають вапнисті водорості – коколітофори, що привели до накопичення висококарбонатних осадків (CaCO_3 – 96–99 %). При цьому привнесення як глинистого, так і уламкового матеріалу з суходолу був вкрай незначний – менше 1 %.

У туронському морському басейні серед планктонних організмів пануюче положення займали кальцисферуліди. У осад вони поступали у великій кількості, іноді складаючи 70–80 % його об'єму. На відносно мілководних ділянках кількість кальцисферулід, що потрапляли в осад, знижувалась, а в областях, наближених до суходолу, осадки і взагалі не містили цих організмів.

Після розквіту кальцисферулід в туронський час, упродовж пізньотурон-коньякського періоду їх кількість в осадах не перевищувала 30 % його об'єму. Карбонатність осадків цього віку дещо знизилася за рахунок надходження на дно нечисленних ступок діатомей, скелетів радіолярій, дінофлагелят, зрідка кремнієвих спікул губок. Вміст CaCO_3 в породах складав 92–94 %.

У сантонський час відклади, подібні турон-коньякським, відкладалися тільки на півночі Тарханкутського півострова, а також на Крайовому ступені. На решті території відкладалися висококарбонатні коколітові осадки з періодичним короточасним накопиченням вапнисто-глинистих мулів.

У кампанському віці структурний план морського басейну змінився. Завдяки пізньокампанській трансгресії збільшилась площа морів, змінився гідродинамічний

режим басейну, на що вказує зникнення з осадків морського дна детриту спікул губок. На всій території переважно відкладалися коколітові вапняки з CaCO_3 до 90–96 %. Кальцисферуліди накопичувались в осадах періодично і в кількостях, що не перевищують 20 %.

У ранньому маастрихті осадконакопичення було успадкованим від попереднього періоду і лише на сході північно-західного шельфу формувались вапнисті осадки з домішкою глинистої і кременистої речовини (CaCO_3 – 85–87 %). Основну породотворюючу роль в осадах як і раніше відігравали коколіти, підпорядковану – форамініфери.

Характер карбонатонакопичення змінився лише в другій половині маастрихту. Найбільш глибокою ділянкою в цей час залишався район Голіцінської антикліналі, де майже до кінця маастрихту йшло накопичення мулів. На решті території карбонатні осадки значно розбавлялися глинистим матеріалом і детритом кремневих організмів. На підняттях Губкінської зони глинисто-коколітові мули, збагачені детритом губок, чергуються з глинистими мулами, бідними на органічні рештки. Найбільш глинисті осадки формувались на заході басейну в районі підняття Гамбурцева і Штормового. Кінець маастрихтського часу знаменувався накопиченням по всій території північно-західного шельфу Чорного моря карбонатних мулів з найменшим вмістом CaCO_3 .

Висновки:

– на початку крейдового періоду територія північно-західного шельфу і суходолу, що примикав до неї, являли собою денудаційну рівнину, яка розташовувалась на пенепленізованому складчастому фундаменті палеозой-ранньомезозойського віку і яка існувала до раннього апту;

– друга половина ранньокрейдкової епохи характеризується процесами рифтогенезу, що охопив велику частину північно-західного шельфу Чорного моря. Провідними чинниками умов осадконакопичення в цей час було швидке прогинання території і андезитовий вулканізм, що сприяло накопиченню потужних теригено-глинистих формацій;

– у пізньокрейдовий час північно-західний шельф був частиною великого епіконтинентального басейну, який простягався в широтному напрямку від Західної Європи до Середньої Азії. Він характеризувався стабільними умовами осадконакопичення, що знайшло віддзеркалення у формуванні потужної (до 3000 м) карбонатної формації "писальної крейди";

– на всьому протязі розвитку північно-західного шельфу в крейдовий час суходіл, що примикав до моря, був низовиною, про що свідчить незначна домішка в породах уламкового матеріалу. Наявність прошарків пісковиків і алевролітів серед порід і локальна збагаченість уламковим матеріалом деяких вапняків не противічає цьому припущенню, оскільки пов'язані або з привносом пірокластики (альб-сантон), або з трансгресивними фазами (альб-сеноман, кампан), або ж з наближенням узбережжя.

1. Бондаренко В.Г., Плотникова Л.Ф. К истории геологического развития северо-западного шельфа Чорного моря в меловой период // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. I. – К., 1984. – С. 44–48.
2. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотникова Л.Ф. та ін. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. – К., 2006.
3. Земная кора и история развития Черноморской впадины. – М., 1975.
4. Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных современного бурения для интерпретации обстановки накопления и условий обитания фауны сеномана Горного Крыма. // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. – Владивосток, 1981. – С. 7–21.
5. Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и

Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1980. — Т. 55. — Вып. 5. — С. 27–42. 6. Пастернак С.И., Лещух Р.И., Сеньковский Ю.Н. Вулканизм и развитие организмов с кремневым скелетом в северной части океана Тетис в меловом периоде // Геол. журн. — 1981. — №2. — С. 72–78. 7. Найдин Д.П., Похиялайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. — М., 1986. 8. Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. — К., 1977. 9. Сеньковский Ю.Н. Палеогеографические условия седиментогенеза в юго-западных районах туронского Восточно-Европейского моря // Геол. журн. — 1979. — №6. — С. 97–101. 10. Сеньковский Ю.М. та ін. Геологіч-

на палеоокеанографія океану Тетис (Карпато-Чорноморський сегмент). — К., 2004. 11. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Чорного моря. — М., 1981. 12. Ernst G., Schmid F. The Upper Cretaceous of central and eastern Lower Saxony // Upper Cretaceous and Danian of NW Europe: Guide to exc.A-69, 26 th Intern. geol. Congr. Paris. — 1980. — P. 83–114. 13. Kemper E., Weis W. Synchrone Kaltwasser — Ablagerungen: Die Grenzschichten Cenoman-Turon in Mittel- und Nordeuropa und bei Regensburg (Suddeutschland). — Zitteliana, 1983. — Bd. 10. — S. 371–373.

Надійшла до редколегії 24.05.07

УДК 561.26:551.78

О. Мельник, асп.

ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЬОСАРМАТСЬКИХ КОМПЛЕКСІВ ДІАТОМЕЙ АНТИКЛІНАЛЕЙ ЗЕЛЕНЬСЬКОГО ТА КОПТА-КИЛ

Наведено результати дослідження діатомових комплексів із верхньосарматських відкладів Таманського та Керченського півостровів. Порівняно видовий склад діатомових та умов їх існування в палеобасейні.

The results of research of Taman and Kerch peninsulas upper-sarmatian diatomaceous complexes are described. Species composition of these complexes and terms of sedimentation in the paleobasin are compared.

Вступ. Відклади сармату широко розповсюджені в межах Східного Паратетису. Їх виходи на поверхню відомі на Кримському півострові, у Запорізькій області, Краснодарському краї, на Мангишлаку, в Транскарпатському регіоні, Румунській Добруджі, північно-східній і центральній Молдові та в північно-східній Болгарії [2, 4, 5, 7, 8, 10, 11, 12]. За результатами буріння вони встановлені на Кримському півострові, в Закарпатті, північно-східній Болгарії, а також в донних відкладах Чорного моря [3, 5, 9].

Матеріали, методи та район дослідження.

Геологічна історія сарматських басейнів у межах Східного та Центрального Паратетису була різною і розріз сарматських відкладів Східного Паратетису є більш повним. Незважаючи на велику увагу дослідників до цієї частини неогену, існують різні погляди на стратиграфічне розчленування товщі, положення її верхньої границі і на кореляцію сармату Західної та Східної Європи [6].

Розробка та уточнення регіональних стратиграфічних схем базується на біостратиграфічному методі, в тому числі і на дослідженні різних груп мікроскопічних

решток. Сарматські розрізи Керченського і Таманського півостровів мають бідний комплекс макрофауни та на-нопланктону, в той же час тут містяться чисельні рештки кременистих панцирів діатомових водоростей, які можуть використовуватися для детального розчленування сарматських розрізів. Аналіз діатомових комплексів дає можливість встановити умови седиментації в палеобасейнах, вони є важливим індикатором палео-екологічних і палеогідрологічних умов.

Порівняння діатомових комплексів Керченського і Таманського півостровів проводилося на основі вивчення відомих сарматських розрізів антикліналей Зеленського і Копта-Кил (рис. 1). Досліджувались рештки діатомових із семи зразків (п'ять із Зеленського і два із Копта-Кил), відібраних з глинистих прошарків порід пізньосарматського віку. Всього було визначено 66 видів і різновидів діатомей, що належать до 28 родів. З верхньосарматських зразків антикліналі Зеленського визначено 54 види діатомових, що відносяться до 26 родів, а антикліналі Копта-Кил — 35 видів, що відносяться до 16 родів.

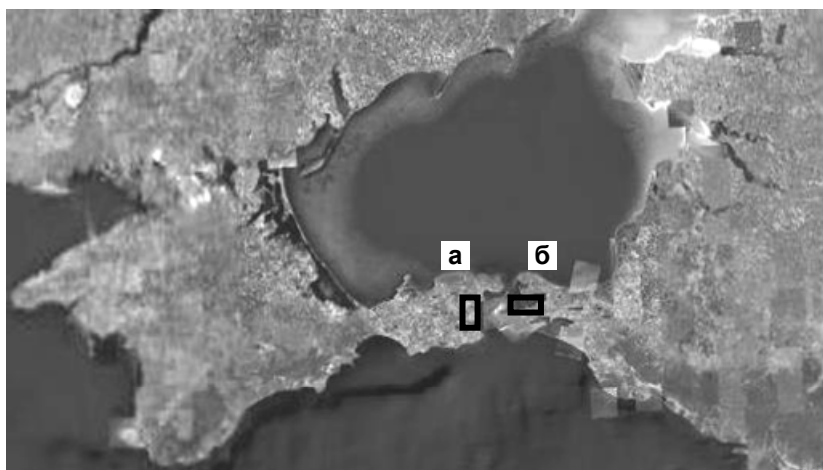


Рис.1. Оглядова карта району робіт:
а — антикліналь Копта-Кил, б — антикліналь Зеленського

Результати та обговорення.

У нижній частині верхнього сармату р. Зеленського встановлено комплекс діатомових, в якому домінують солонуватоводні морські і літоральні види діатомей: *Achnanthes brevipes*, *Achnanthes brevipes* var. *intermedia*, *Surirella maeotica*, *Cocconeis scutellum*, часто зустрічається *Lirella hennedyi* і *Rhopalodia musculus*.

Присутність у комплексі характерного виду *Nitzschia stockmayeri* достатньо впевнено свідчить про пізньосарматський вік даного зразка [1].

У верхній частині товщі верхнього сармату серед діатомових переважають солонуватоводні морські літоральні види з домінуючими: *Achnanthes brevipes*, *Surirella maeotica*, *Rhopalodia musculus*, *Grammalophora*