

Н. В. Маслун, І. В. Недосекова, Н. Н. Цихоцька

СТРАТИГРАФІЯ НАФТОГАЗОНОСНИХ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ І ТАРХАНКУТСЬКОГО ПІВОСТРОВА

По комплексу биолитосейсмостратиграфических данных приведена детальная стратификация палеоценовых отложений, их фаціальная структура и условия осадконакопления. Рассмотрены коллекторские свойства продуктивных палеоценовых отложений. Предложена детальная стратиграфическая схема палеоценовых отложений северо-западного–северного шельфа Черного моря.

The article introduces data led stratification of paleocene deposits and connections of deposit coposity under the pexistny complex of bio-lito-sesmostratiphical data. The article also describes collected pocalivities of productive paleocene deposits and introduces detaled stratigraphy Scheem of paleocene deposits of the nortwestern shelf of the Black sea.

З палеоценовими відкладами пов'язана більшість газових і газоконденсатних родовищ Південної нафтогазоносної провінції. На північно-західному шельфі Чорного моря та Тарханкутському п-ові до них приурочено 12 газових і газоконденсатних родовищ: сім – на території Рівнинного Криму і п'ять – чорноморській акваторії, з яких 3 – середні за запасами (Одеське, Штормове, Голіцинське). Обґрунтовано перспективність цих відкладів і у межах Крайового уступу, де нижньопалеоценовий породний комплекс є основним колектором, що містить поклади нафти (св. Олімпійська-400). Крім того, на багатьох площах зафіксовано непромислові припливи нафти, газу та конденсату [1, 3, 4, 6, 15] (рис. 1).

Останнім часом темпи нафтогазопозушувочних робіт різко скоротились через відсутність достатнього бюджетного фінансування. Тому при вирішенні прогнозних задач значна увага приділяється комплексній переінтерпретації вже наявного геологічного матеріалу. В цьому аспекті з метою деталізації палеоценового розрізу за комплексом палеонтологічних, літологічних, геофізичних, сейсмо-стратиграфічних даних з'ясовано хроностратиграфічну структуру палеоценових відкладів, проаналізовано потужності та поширення літофацій на структурах північно-західного шельфу: Каркінітсько-Північно-Кримському прогині, Каламітському валоподібному піднятті та Крайовому уступі. За цим аналізом доведено, що палеоценові відклади мають складну будову, мінливі потужності та мозаїчну літофаціальну структуру. Встановлено ділянки, де наявні повні розрізи палеоцену та

виявлені значні перериви [14, 16, 18]. Проведено детальну стратифікацію, кореляцію як по свердловинах окремих підняттях, так і в межах північно-західного шельфу Чорного моря. На багатьох підняттях проаналізовано потужності окремих верств на біозональному рівні. Зауважимо, що зонування за планктонними форамініферами, яке виконано майже на всіх структурах шельфу з метою детального розчленування розрізів, свідчить, що на шельфі, порівняно з Причорномор'ям та Кримом, дрібні стратиграфічні одиниці – зони світи представлені повніше, вони повторюють послідовність біозон Кримсько-Кавказької області, що дозволяє корелювати їх як у межах регіону, так і зі стандартною шкалою, та ґрунтовно по датованих рівнях встановлювати межі палеоцену, об'єми регіонарусів, світ у регіональній схемі [2, 5, 8, 12, 17].

Палеоценові відклади узгоджено чи з переривом залягають на верхньокрейдяних і перекриваються нижньооеценовими. Виділяються у складі двох підвідділів та двох регіонарусів.

Нижній палеоцен. Білокам'янський регіонарус (рис. 2). **Громівська світа.** Поділяється на дві підсвіти: нижньо- та верхньопідгромівську. У розрізі нижньогромівської підсвіти чітко виокремлюються дві пачки. Нижня характеризується переважанням у розрізі мергелів та вапнякових глин (підняття Штормове, Каркінітське, Сельського та ін.) [14, 18]. У глинах переважають тонкостінні черепашки форамініфер та їх детрит, менша питома вага кальцитизованих спікул губок, поодинокі діатомові водорості поганої збереженості і майже відсутні уламкові зерна. Деяке збільшення уламкового матеріалу спостерігається у глинистих вапняках північної частини Михайлівської западини. Крім того, в

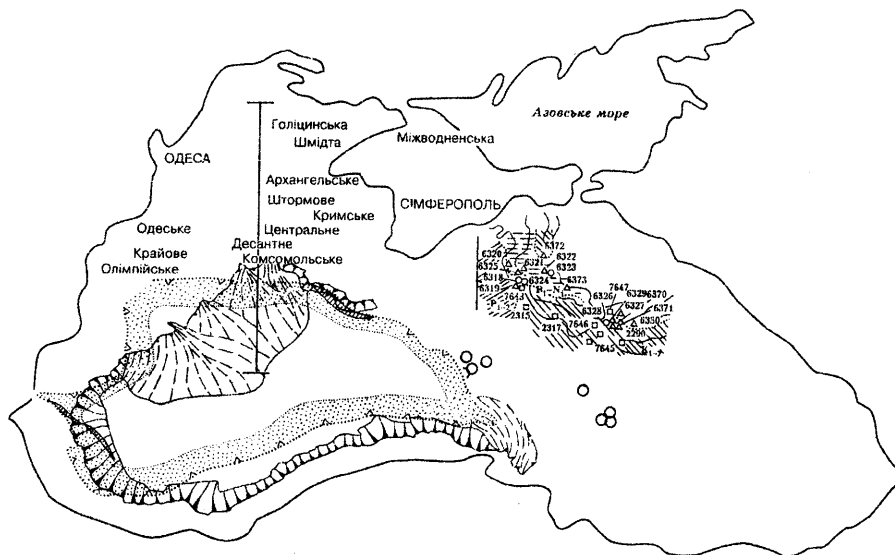


Рис. 1. Схема структур північно-західного шельфу Чорного моря та полігонів, де піднято палеоценові відклади

породах присутні уламки алевролітів та кварцитів, зростає кількість аутигенних мінералів. Вміст органічних решток, переважно форамініфер та спікул губок, сягає 60%. Треба зазначити, що на піднятті Шмідта розріз є більш глинистим, зменшується кількість уламкового матеріалу. Потужність пачки – від 60 до 160 м.

Ця пачка відповідає зонам планктонних форамініфер *Eoglobigerina eobulloides* – *Globosonusa daubjergensis* з характерним комплексом: *Fronicularia elegans* Glaessner, *Stensioina caucasica* Subb., *Subbotina trivialis* (Subb.), *S. varianta* (Subb.) *S. trilocolinoides* (Plumm.), *Parasubbotina pseudobulloides* (Plumm.), *Globanomalina planocompressa* (Schutsk.), *Caucasina* aff. *constrictula* (Brotzen.), та ін. За нанопланктоном це зона *Cruciplacolithus* s. str. [9, 10].

Верхня пачка відрізняється літологічною мінливістю та зменшенням карбонатності розрізу. В північній частині Михайлівської западини, на підняттях Голіцина (св. 1, 2, 25) та Шмідта розріз представлений органогенно-детритусовими мергелями з вмістом CaCO_3 до 65,0%. На піднятті Центральне (св. 1) – це перешарування мергелів та глинистих вапняків з численними кременями. Аналогічний розріз на піднятті Штормове (рис. 3). Характерними є орієнтована та хаотична мікротекстури. Уламкові зерна, глауконіт, колофан майже відсутні, але багато піриту. В окремих прошарках присутні ромбодричні кристали

доломіту. Органічних решток – від 10,0 до 85,0%. Породоутворюючими є уламки кріноїдей, кальцитизовані спікули губок, тонкостінні черепашки форамініфер та їх детрит. Співвідношення органічних решток змінюється пошарово, але всюди переважають уламки кріноїдей розміром 0,02–0,4 мм. У св. Штормова-2 виявлено прошарки кріноїдних вапняків. Крім літологічного розмаїття для відкладів пачки характерна мінливість потужностей – від 30–40 м (підняття Архангельське) до 150 м (Каркінітське).

Відповідає зоні *Acarinina inconstans*, що містить форамініфери: *Heterostomelia gigantea* Subb., *Brotzenella praeacuta* Vass., *Stensioina caucasica* Subb., *Globorotalites granulatus* Posar., *Cibicides eblomi* Brotz., *C. burlingtonensis* Jenn., *Subbotina varianta* (Subb.), *S. prolonga* (Schutz.), *S. triangularis* (White), *Acarinina inconstans uncinata* (Bolli), *A. soldadoensis* (Bron.), *Globanomalina compressa* (Plum.), *Bulimina parvula* Brotz. та ін.

За віком нижньогромівська підсвіта є ранньопалеоценовою і відповідає датському етапу розвитку палеоценового басейну.

Відклади верхньогромівської підсвіти розкрито більшістю свердловин на різних підняттях північно-західного шельфу Чорного моря. На піднятті Голіцина за петрографічними дослідженнями, хімічним аналізом та визначенням карбонатності доведено значне поширення вапняків, а не пісковиків, як це вва-

Загальна стратиграфічна шкала (Verdigen et al., 1995)		Загальна шкала палеоцену Кримсько-Кавказької області [2]		Регіональні стратиграфічні підрозділи					Літологічна характеристика
Млн років	Палео-магнітна шкала	Відділ	Зони, підзони за планктонними форамініферами	Форамініфери (С. Краєва, Н. Маслуї) [8, 10]		Зони, лони		Регіон	
				С	В	А	Б		В
55	C24r	Танет-Інр	Зона асаріна	Морозавелла аекуа (s.l.)	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	Глини вапнякові і мергелі
56	C25r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	Глини вапнякові, мергелі, вапняки форамініферові, органічно-детритові
57	C25r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	Мергелі, вапнякові глини, вапняки криноїдні, форамініферові, спонголітово-криноїдні
58	C26r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	Загальна потужність – до 200 м
59	C26r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	
60	C26r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	
61	C27r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	
62	C27r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	
63	C28r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	
64	C28r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	
64	C29r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	
65	C29r	Танет-Інр	Зона асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Асаріна асаріна	Кацнінський	

Рис. 2. Стратиграфічна схема палеоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

жалось раніше. Крім висококарбонатних вапняків (CaCO₃ до 96,0%), в яких практично відсутній теригенний матеріал, а з органічних решток превалюють уламки кріноїдей, у розрізі виявлено глинисті вапняки та мергелі. Потужність підсвіти зменшується у західному напрямку і становить від 30 до 100 м.

На підняттях Архангельське (св. 1), Кримське (св. 1), Штурмове (св. 1, 2) та інших ця частина розрізу також складена переважно вапняками (рис. 3). Породоутворюючими є тонкостінні черепашки форамініфер та їх детрит, кальцитові та кальцитизовані спікули губок, уламки кріноїдей. Співвідношення наведених груп органічних решток у розрізі дуже мінливі. Домінування вапняків також простежується і на піднятті Шмідта (св. 12, 25). У св. 25 характерною є постійна присутність

значної кількості доломіту, а також піриту і глауконіту. Органічних решток (форамініфери поганої збереженості) мало. А у св. 12, навпаки, вапняки на 70–90% складаються з органічних решток, а саме – з кріноїдей і спікул губок. Мікротекстура порід орієнтована або хаотична. На піднятті Сельського розріз представлений загалом мергелями або дуже глинистими вапняками. На піднятті Кримське виявлено прошарки сидеритових порід, у яких вміст органічних решток (переважно форамініфер) не перевищує 10%. А на піднятті Центральне характерними є прошарки спонголітових вапняків зі значною кількістю водоростей.

Верхньогромівській підсвіті відповідає зона *Morozovella angulata* з характерним комплексом форамініфер: *Heterostomella gigantea* Subb., *Spiroplectamina many-schensis* Mor. et Kozhev., *S. varianta* Vass., *S. aff. kurtishensis* Balakhm., *Lenticulina vortex* (Ficnt. et Moll.), *Stensioina caucasica* Subb., *S. whitei* Mor., *Brotzenella preacuta* Vass., *Anomalinoides danicus* Brotz., *Anomalina umbilicatula* Mjatl., *Cibicides communatus* Mor., *Subbotina varianta* (Subb.), *S. triliculinoidea* (Plumm.), *S. triangularis* (White), *S. trivialis* (Subb.), *Globotrochalis pseudomenardii* (Bolli), *Reusella paleocenica* (Brotz.), *Pyramidina crassa* Brotz. тощо. За наоупланктоном верхньогромівська підсвіта відповідає зонам *Ellipsolithus macellus* та *Fasciculithus tympaniformis* [10]. Цей комплекс засвідчує, що верхньогромівська підсвіта має пізньопалеоценовий вік (зеландський ярус).

Для Крайового уступу характерні неповні розрізи громівської світи [16]. Так, у св. Олімпійська-400 відклади громівської світи представлені мергелями у нижній частині та перешару-

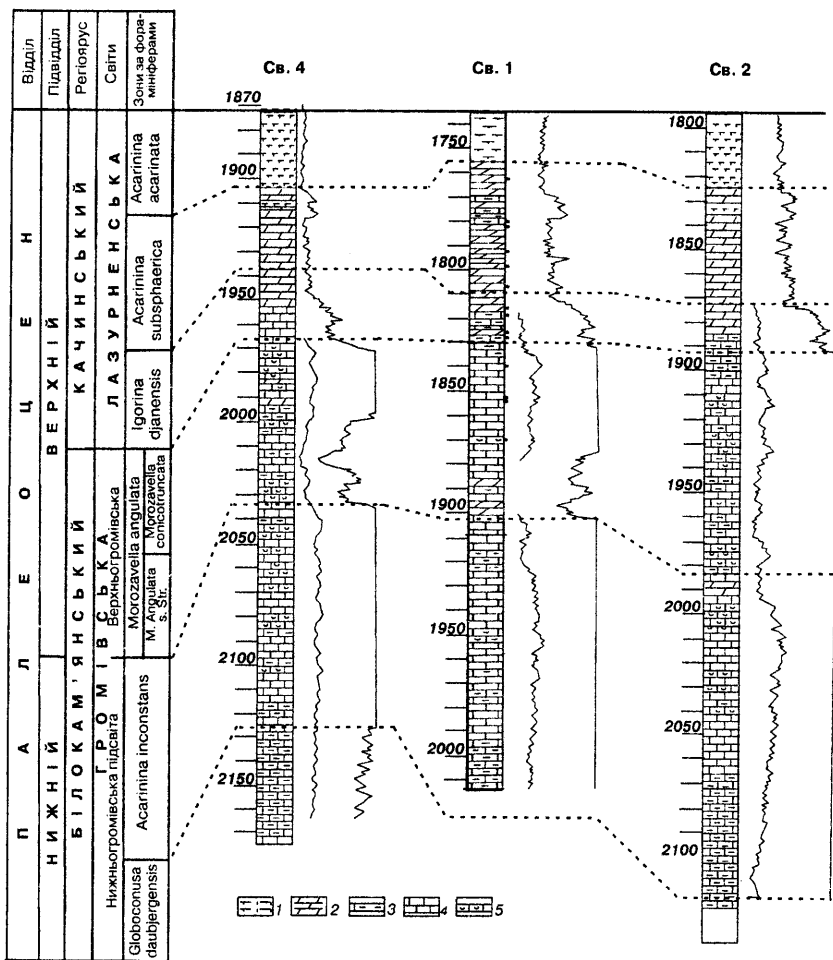


Рис. 3. Детальне розчленування та кореляція палеоценових відкладів підняття Штурмове

1 – глини вапнякові; 2 – мергелі; 3 – вапняки; 4 – вапняки глинисті; 5 – вапняки кременеві

ванням глинисто-сидеритових порід і вапняків угору по розрізу. Глинисто-сидеритові породи алевритисті, містять значну кількість уламкового матеріалу, вуглефіковані рослинні рештки, глауконіт і дисперсні бітумоїди. Вапняки біоморфно-детритові, кріноїдні, містять уламки спікул губок та їжаків, черепашки форамініфер. Спостерігаються тонкі прошарки кальцито-глинисто-кременистих алевролітів. За мікрофауністичними даними, вік порід визначається як ранньопалеоценовий. Ця частина розрізу громівської світи зіставляється з тією частиною палеоценового флішу Румунії, що відповідає зоні датського ярусу MP3 *Chiasmolithus danicus*. На підняттях Одеське та Безіменне розріз нижнього палеоцену значно скорочений, особливо на піднятті Безіменне. Тут присутня тільки нижня частина нижньотромівської підсвіти. Вона представлена органічно-детритовими вапняками, до 50% яких складають уламки кріноїдей, а також тонко- і товстостінні черепашки форамініфер та їх детрит. За визначеннями карбонатності розріз на піднятті Одеське (св. 5) складено вапняками і тільки у верхній частині присутні мергелі, іноді вапняки алевритисті, з прошарками пісковиків вапняковистих та зрідка вапняків глинистих. Це свідчить про поступове зменшення карбонатакопичення, а циклічне збільшення уламкового матеріалу – про періодичні зміни гідродинамічних умов, пов'язаних з впливом геоморфологічного та гравітаційного факторів.

Загалом, білокам'янський регіолярус за віком є діахронним: ранній палеоцен – початок пізнього. У ньому відображено три етапи розвитку палеоценового басейну: датський (ранній–пізній), який був достатньо тривалим (приблизно 3,8 млн років та зеландський, тривалість якого не перевищує близько 1 млн років (рис. 2).

Верхній палеоцен. Качинський регіолярус. Лазурненська світа. Простежена на багатьох підняттях (Голіцина, Шмідта, Штормове, Сельського, Кримське, Центральне, Гамбурцева, Одеське та ін.). Представлена мергелями, вапняками, алевритами та глинами зеленувато-сірого, сірого, прошарками – темно-сірого та коричневого кольорів. Від відкладів громівської світи відрізняються більш світлими кольорами розрізу. Чітко виокремлюються три пачки. Нижня характеризується переважанням мертелів і вапнякових

глин та вапняків. Потужність її – від 40 до 60 м. Ознакою цієї пачки є фаціальна мінливість. На півночі Михайлівської западини, на піднятті Флангове розкрито вапняки з включеннями численних уламків вапнякових пісковиків розміром до 5 см. На піднятті Голіцина поширені мергелі, в яких теригенного матеріалу, зокрема уламків вапнякового спонголіту, до 20%. Характерним є присутність різноманітних аутигенних мінералів: доломіту, опалу, кліноптилоліту, глауконіту, піриту та сидериту. Органічних решток – до 15%, переважно це форамініфери та їх детрит.

На сході Михайлівської западини (підняття Шмідта) в розрізі переважають мергелі, карбонатні глини та малопотужні прошарки глинистих вапняків, збіднених на теригенний матеріал (<1%) та органічні рештки, серед яких поодинокі аглютиновані та халцидонізовані черепашки форамініфер, уламки їжаків та кальцитизовані діатомеї. Присутні вуглефіковані рослинні рештки, глауконіта та пірита.

На півдні регіону (підняття Сельського, Штормове) переважають тонкошаруваті мергелі, в яких уверх по розрізу змінюється співвідношення піриту, доломіту, халцедону та опал-кристобаліту. Породи збагачені на уламки кріноїдей. В товщі присутні також поодинокі прошарки форамініферових та спонголітово-кріноїдних вапняків, в яких органічних решток від 25 до 70%. Крім форамініфер та тонких кальцитизованих спікул губок тут є уламки кріноїдей, голок їжаків, діатомеї. На піднятті Штормове простежуються, крім того, мергелі та глинисті вапняки, бідні на органічні рештки, а також не карбонатні алевроліти орієнтованої мікротекстури, в яких багато піриту, глауконіту, сидериту, хлориту, акцесорних мінералів та вуглефікованих рослинних решток.

Особливістю розрізу нижньої пачки лазуренської світи на піднятті Кримське є градаційна товща мергелів та вапнякових глин з прошарками порід, збагачених на уламковий матеріал, який складає до 15% (розмір зерен – 0,1–0,15 мм). Спостерігається також градаційний розподіл форамініфер та уламків кріноїдей.

На Західно-Оленьовському піднятті товщу складають переважно мергелі, менша питома вага глинистих вапняків, поодинокі прошарки безкарбонатної алевритової глини. Для порід характерна відсутність уламкового

матеріалу, поодинокі утворення глауконіту, інколи значний відсоток піриту та сидериту. Органічних решток – до 50%. Якщо в вапняках домінують дрібні спікули губок, нано-планктон і дуже мало форамініфер, то в мергелях вміст останніх якісно і кількісно значно збільшується.

Але найбільш відрізняються породи нижньої пачки на піднятті Гамбурцева, де розріз представлений перешаруванням вапняків і кременевих порід зі значним вмістом целоліту типу кліноптилоліт. Серед органічних решток, яких не більше 15%, переважають уламки кріноїдей розміром до 0,1 мм. Наявні тонкі поодинокі прошарки кременево-вапнякового спонголіту. Все це є свідченням турбідитного осади-конакопичення з холодними течіями в цій частині північно-західного шельфу Чорного моря.

Нижня пачка за розподілом форамініфер виділяється як зона *Igorina djanensis* (рис. 2) з характерним комплексом *Morozovella pseudomenardii* (Bolli), *M. conicotruncata* Subb., *M. ehrenbergi* (Bolli), *Subbotina nana* (Chal.), *S. quadritriloculinoidea* (Chal.), *Acarinina indolensis* Moroz., *A. pentacamerata* Subb., *Grzybowskiella angusta* (Friedb.), *Eggerella stryensis* Mjatl., *Stensioina caucasica* Subb., *Brotzenella praeacuta* Vass., *Anomalinoidea ferus* (Schutz.), *Cibicides lectus* Vass., *C. bratus* Schutz., *Epistomina paleogenica* Mjatl.

Для порід середньої пачки лазурненської світи характерним є зменшення карбонатності, уламкового матеріалу та кількості органічних решток, зокрема форамініфер. Потужність пачки – до 60 м.

Тільки на піднятті Гамбурцева поширені вапняки з підвищеним вмістом (до 90%) черепашок форамініфер, уламків кріноїдей, спікул губок, голок і жаків, розмір яких значно більший, ніж на інших підняттях.

У західній частині шельфу, зокрема на піднятті Безіменне, в розрізі присутня тільки середня частина середньої пачки, що складена органічно-детритовими вапняками, для яких притаманні текстури змулювання, понад 20% теригенних зерен та уламків пористих вапняків з детритом (до 80%) пеліципод, черепашок планктонних і бентосних форамініфер, спікул губок, уламків кріноїдей тощо. Спостерігається пошарове збагачення на пірит, глауконіт, сидерит, а також желатиноподібний опал, який часто є породоутворюючим.

Середня пачка відповідає зоні *Acarinina subsphaerica* з *Anomalinoidea ferus* (Schutz.), *Globorotalia velascoensis* Cushman., *Bolivina midwayensis* Cushman., *Carpathiella ovullum* (Grzyb.), *Grzybowskiella angusta* (Friedb.), *Stensioina caucasica* Subb., *Eponides saginarius* N. Byk., *Pullenia coelli* White та ін.

Верхня пачка характеризується переважанням теригенних безкарбонатних порід потужністю 25–70 м. Розріз на піднятті Одеське складений перешаруванням безкарбонатних алевролітів з опал-кристоболітовим цементом та аргілітів косоверстуватих, безкарбонатних. Це відклади зони *Acarinina acarinata* з характерними форамініферами *Reophax splendidus* Grzyb., *Carpathiella ovullum* (Grzyb.), *Nodellum velascoense* Cushman., *Grzybowskiella angusta* (Friedb.), *Recurvoides varius* Mjatl., *Hyperammia cylindrica* Glaessn., *Cibicides lectus* Vass., *C. spiro-punctatus* Chal. et Moroz., *Anomalinoidea danicus* Brotz. та ін.

Склад порід та органічних решток цієї частини розрізу свідчить, що осади-конакопичення загалом відбувалось у відносно глибоководних умовах, з низькими швидкостями відкладання малокарбонатних глинистих мулів, але в той же час на підвищених ділянках формувались органічно-детритові вапнякові фації. В розвитку басейну в качинський час виділяється, зважаючи на характер розподілу форамініфер, три етапи, що за віком відповідають пізньому палеоцену (танетський ярус).

Палеоценові відклади були визначені нами на континентальному схилі Чорного моря [13, 19]. За численними форамініферами вони проіндексовані як пізньопалеоценові. Палеоценові відклади континентального схилу мають багато спільного з одновіковими відкладами шельфу (лазурненська світа), румунського шельфу, Карпатського регіону (ямненська світа), з верхньою частиною флішевої та карбонатно-мергельної товщі Стара-Планіни, Нижньокамчийського прогину Болгарії, Керченсько-Таманського, Кавказького регіонів [7, 16, 20]. Загалом, це генетично однотипові флішоїдні відклади, з якими пов'язані вуглеводневі поклади.

В результаті аналізу потужностей відкладів палеоцену в Рівнинному Криму, на північно-західному шельфі Чорного моря встановлено, що ці відклади відсутні тільки на Но-

воселівському піднятті та склепінних частинах Октябрської та Мелової структур (рис. 4).

У межах Тарханкутського п-ова загальна потужність палеоценових відкладів збільшується з півночі на південь і залишається майже незмінною по латералі.

Мінімальні товщини мають нижньопалеоценові відклади Серебрянської, Тетянівської та Первомайської площ – від 36 до 70 м.

На Борисівській, Північно-Серебрянській та Аврорівській площах товщини нижньопалеоценових відкладів змінюються від 36 до 150 м. На Джанкойській, Слов'янській, Балашовській та Нижньогорській площах вони коливаються від 28 (св. 4-Сл) до 132 м (св. 6-Бл). Максимальне значення товщин (155 м) у св.1-Каламітська.

На Карлавському піднятті (св.10) потужність відкладів нижнього палеоцену складає 262 м, на Октябрському (св. 60) – 395 м, на Глібовському та Задорненському підняттях потужності змінюються відповідно від 258 (св. 25-Гл) до 292 м (св. 5-Зд). Лише за межами Тарханкутського п-ова, на Задорненському піднятті та далі на схід, потужність відкладів нижнього палеоцену значно скорочується, що може бути пов'язаним з некомпенсованим осадконакопиченням.

В акваторіальній частині Каркінітсько-Північно-Кримського прогину максимальні значення потужності відкладів палеоцену в західній частині та в межах південного борту сягають 250–300 м. Потужності палеоценових відкладів на Крайовому вступі такі ж, як і на структурах Архангельська Гамбурцева, але Крайовий уступ характеризується переважанням теригенних фацій, що ерозійне зрізані на півдні. Південна межа виклинювання та ерозійного зрізання має складну конфігурацію і простежується на південь від Крайового уступу та на Каламітському піднятті, про що свідчать дані буріння свердловин Десантна, Дельфін, Іллічівська, Євпаторійська та Південно-Бортова. Так, у св. 2-Іллічівська відклади палеоцену відсутні і верхньомайкопські глини залягають на породах кампану, а на Десантній середньоценові відклади перекривають маастрихтські.

Західна межа проходить уздовж східної перикліналі Кілійсько-Зміїного підняття та валу Губкіна, де ці відклади відсутні, що пов'язане, вірогідно, з тектонічними перебудовами у післяолігоценовий час.

Потужність відкладів нижнього палеоцену на Крайовому уступі у св. Олімпійська-400 значно скорочена і становить 110 м. Зазначимо, що, за нашими побудовами, збільшення потужностей цих відкладів слід очікувати на південний захід та на північний схід від зони структур Олімпійська-Крайова-Зональна; причому північно-західна ділянка має складатись більш теригенними фаціями, характерними для Одеського блока, а південно-східна може бути проінтерпретована як зона розвитку органогенних споруд.

На Північному борту товщини нижнього палеоцену сягають 30–75 м, а верхнього – від 23 до 90 м. Північна межа виклинювання проведена за даними буріння св. 2-Прадніпровська.

З метою з'ясування співвідношення світ палеоцену, зіставлення фаціальних комплексів було проаналізовано сейсмічну характеристику палеоценового комплексу та його обсягів (рис. 5).

Відповідно до сейсмічної характеристики палеоценовий комплекс обмежений сейсмічними поверхнями $\Delta t III^a$ (покрівля нижнього палеоцену) та $\Delta t III^{m+k}$ (покрівля верхньої крейди). Достовірність картування відбиваючого горизонту III^a досить висока. На більшості території це чітко, динамічно виражене безперервне відбиття, що фіксує один з найсуттєвіших переривів в осадконакопиченні, відображає характер еволюції осадкового морського седиментогенезу, а також ті тектонічні процеси, що спричинили формування сучасного структурного плану північно-західного шельфу Чорного моря та континентального схилу Західно-Чорноморської западини.

У Рівнинному Криму горизонт III^a простежується між карбонатними відкладами нижнього палеоцену та теригенними утвореннями верхнього, але ця межа не завжди чітка. На шельфі умовний відбиваючий горизонт III^a виокремлюється між палеоценовими та еоценовими утвореннями. Спостерігається збільшення карбонатних відкладів верхнього палеоцену, а у крайній західній частині Каркінітського прогину (Одеська блокова зона, рис. 5, в) – зміна фацій та літотипів порід нижнього палеоцену. Зважаючи на складний малюнок сейсмозапису, відбиваючі горизонти мають чітку характеристику на невеликих відстанях. Проте і у цих випадках до палеоценового сейсмокомплексу часто включено не тільки палеоценові утворення, а й еоцено-

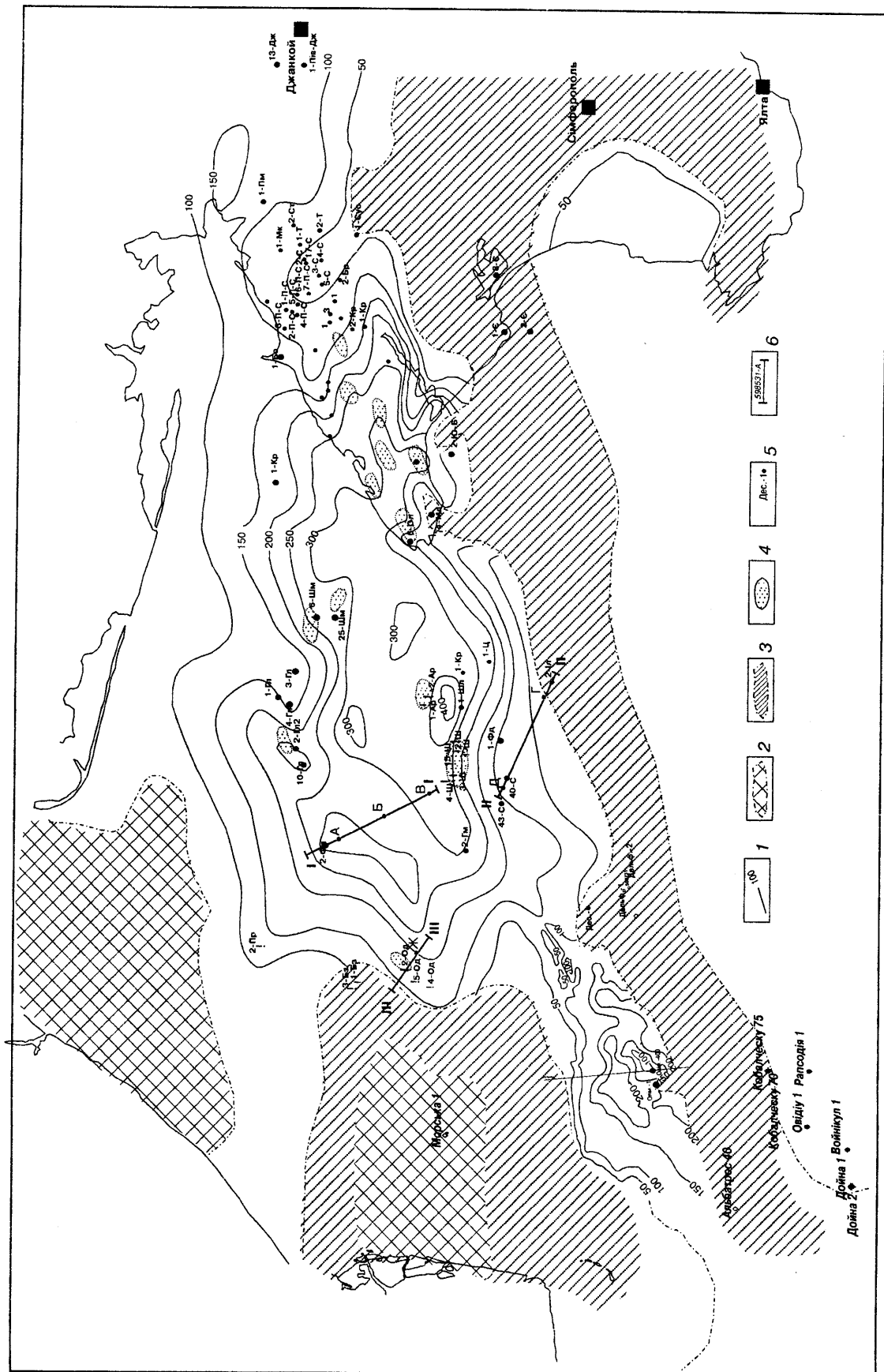


Рис. 4. Схема поширення нижньопалеоценових відкладів

1 – ізопахіти; 2 – зона відсутності відкладів; 3 – зона перетворених палеоценових відкладів; 4 – газові родовища; 5 – свердловини; 6 – сейсмічні профілі

ві. Саме через це відбиваючий сейсмічний горизонт III^a не є хроностратиграфічним.

На окремих ділянках (Одеський блок – рис. 5, в, точки Е та Ж на профілі; Іллічівське підняття – рис. 5, б, точка Г та ін.) фіксуються зони інтерференції та відсутність відбиваючих горизонтів у межах сейсмокомплексу, що пов'язане зі зміною літофацій, неповнотою розрізу та виклинюванням відкладів палеоцену. В зоні Каламітського валу (св. Іллічівська-2) прямими геологічними методами доведена відсутність відкладів палеогенового комплексу та верхів верхньої крейди. Цей факт значною мірою пояснює складність інтерпретації будови сейсмокомплексу в межах валу. У бік Чорноморської западини, на південь від Каламітського валу, відклади палеоцену представлені флішевими фаціями конусів виносу континентального схилу (рис. 1). Відклади конуру ідентифікуються і за аналізом біолітосейсмотриграфічних даних на підняттях Безіменне, Одеське, Штормове. Його існування простежено протягом кайнозою. В палеоцені напрямок потоків (праДунай?) був у бік Чорноморської западини (Олімпійське, Латеральне, румунський шельф); існував один з його флангів у палеоценовий час і в межах Каламітського валу; пізніше ці відклади було або розмито, або під дією гравітаційних процесів вони перемістилися у глибоководну Чорноморську западину. В міоцені починається міграція конусу виносу на північ. Можливо, це був конус виносу прабалтської дельти, але це припущення потребує додаткових досліджень.

У межах Крайового уступу, на піднятті Сельського (рис. 5, б, точка Д) та інших ділянках між Сулинсько-Тарханкутським та Північно-Евксинським розломами спостерігається з'єднання сейсмічних горизонтів III^a та II^b (покривля середнього еоцену). Це пояснюється зменшенням потужностей еоценового комплексу. У таких випадках горизонт III^a фіксується як друга фаза від горизонту II^b і, як правило, не картується. Наявність великої кількості переривів у цій зоні на межі крейда – палеоцен, палеоцен – еоцен унеможливорює достовірне простеження горизонту III^a на таких територіях.

Повніше представлені відклади палеоцену у Михайлівській западині та у Південно-Голіцинській зоні. З півночі на південь за сейсмічними ознаками виділяється серія морфо-

логічно виражених уступів (рис. 5, а, точки А, Б на профілі) та фаціальні переходи відкладів зі зміною сейсмоструктури запису (рис. 5, а, точка Г). Наведена інформація ще раз доводить відмінності геологічної будови палеоценових відкладів західної і східної частин північно-західного шельфу Чорного моря.

Колекторські властивості палеоценової товщі найдетальніше вивчені на невеликих за запасами родовищах: Карлавському, Глебовському, Оленівському, Краснополянському, Кіровському, Задорненському Тарханкутського п-ова, де виявлені колектори порового та тріщинувато-порового типів II–VI класів. Поклади охарактеризовані як склепінні, масивні або пластові, як правило, підпираються гідрокарбонатно-натрієвими водами пониженої мінералізації (20–40 г/л). Максимальний приплив газу отримано на площі Глебовська – 1175 тис. м³/добу. Незначний приплив газу (11 тис. м³/добу) було одержано на Чорноморській площі.

Відкрита пористість вапняків та мергелів громівської світи змінюється від 6,0 до 20,6%. Маючи достатню міжгранулярну ємкість, ці породи характеризуються низькими фільтраційними властивостями. Вапняки, що раніше описувались як "піскуватоподібні", – високими як ємнісними (19,4–32,7%), так і фільтраційними ((0,5–243,8)·10⁻³ мкм²) властивостями. Усі різновиди порід нижнього палеоцену мають підвищену тріщинуватість у склепіннях структур, що вказує на їх постседиментаційне походження.

Порово-тріщинуваті колектори III–V класів поширені у межах південної, частково середньої частини Тарханкутського п-ова та на піднятті Голіцина. На Глебовській, Оленьовській та деяких інших площах їх щільність змінюється від 1,27 до 2,64 г/см³, відкрита пористість складає 1,94–47,8% з переважаючими значеннями 20,6% на Глебовській, 26,6% – на Оленьовській та 39,0% – на Донузлавській площах. Незважаючи на високу пористість, ці вапняки мають у монолітах низьку проникність (до 0,5·10⁻¹⁵ м²). Фільтраційні властивості порід суттєво покращуються завдяки розвитку в них відкритих тріщин. Як правило, вони субгоризонтальні та нахилені; їх відкритість сягає 25 мкм, а густина коливається від 0,39 до 5,5 см/см². Тріщинувата проникність змінюється в межах (0,5–2137)·10⁻¹⁵ м², при цьому найбільшими

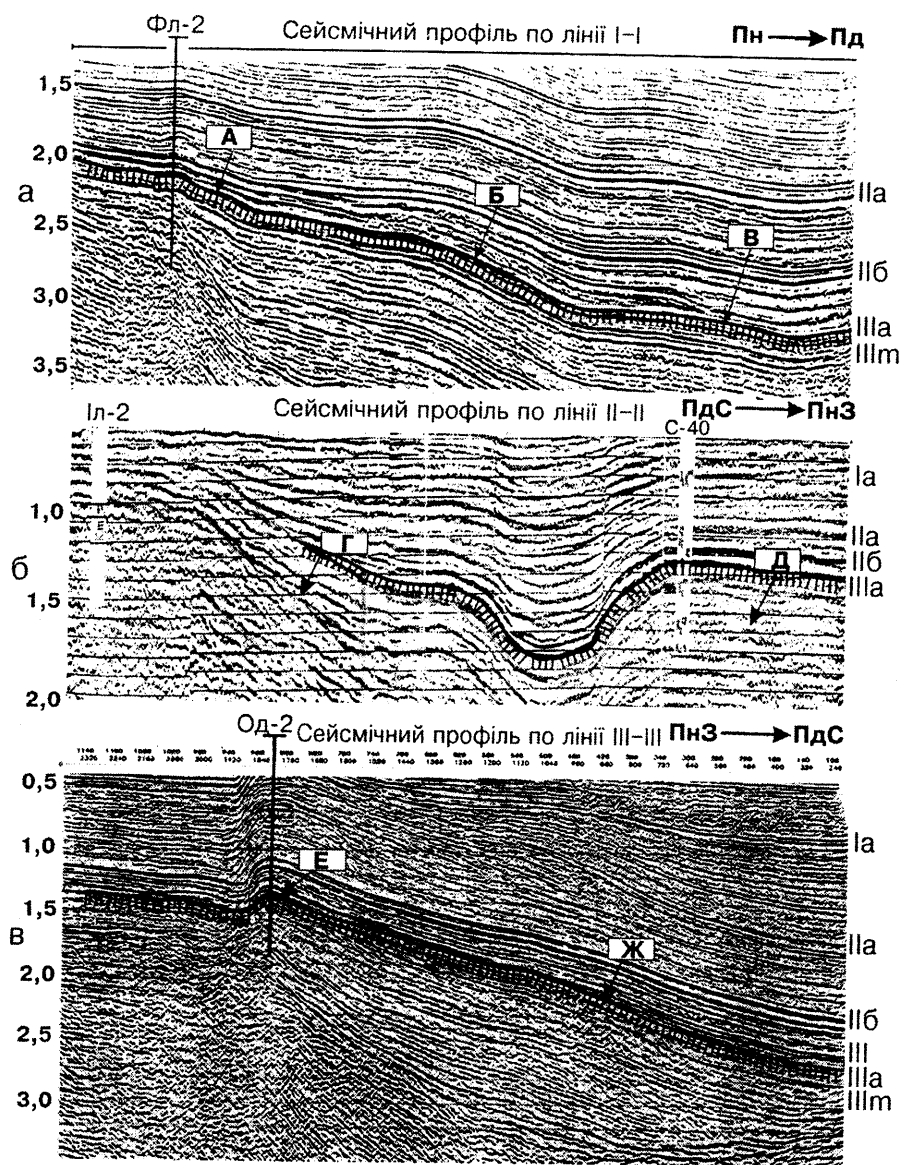


Рис. 5. Характеристика сейсмічних границь палеоценових відкладів

значеннями характеризуються породи на Глебовському піднятті.

На Карлавській, Краснополянській та Кіровській структурах палеоценові вапняки та мергелі є порово-тріщинуватими колекторами IV–VI класів, їх відкрита пористість змінюється від 1,0 до 25,0% з переважаючими значеннями 10–18%. Фільтраційні властивості обумовлені наявністю тріщин, що нерівномірно розподілені як по площі, так і по розрізу. Напрямок відкритих тріщин загалом субгоризонтальний, рідше хаотичний. Тріщинувата проникність сягає значень $95 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

У північній частині Тарханкутського п-ова (площі Байкальська та Чорноморська) поши-

дає 5,73–24,58% (переважно 15–16%), проникність – $40,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

На родовищі Штормове кондиційні породи-колектори поширені практично на всій площі, незважаючи на значну диференційованість їх колекторських властивостей, яка контролювалась умовами осадконакопичення. За даними фаціального аналізу та палеотектонічних побудов встановлено, що в ранньому палеоцені апікальна частина Штормової структури розміщувалась на сході площі і мала відповідні морфоструктурні особливості. Вапняки на цій структурі найбільш пористі – до 25% (св. 23). Подібні морфоструктури спостерігаються і в окремих зонах цент-

рені тріщинувато-порові колектори, а у розрізах білокам'янського регіонарусу переважають більш глинисті різновиди вапняків та мергелів, ніж на інших структурах півострова, їх відкрита пористість змінюється від 0,5 до 12,8%, проникність менша за $0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

На Меловій, Родніковій, Октябрській, Джанкойській, Східно-Джанкойській, Слов'янській, Північно-Слов'янській площах отримано негативний результат – через відсутність покрити палеоценові відклади обводнені. На Голіцинському, Одеському та Штормовому родовищах пористість колекторів сягає 35%, колектори гранулярного типу, пов'язані з карбонатно-уламковими породами. На Голіцинському піднятті щільність вапняків та мергелів нижнього палеоцену змінюється від 2,02 до 2,45 г/см³, відкрита пористість скла-

рального склепіння (св. 12, 13). У напрямку до маргінальної частини валу, пористість вапняків зменшується до 16,5%. На південному борту Каркінітського прогину (площі Архангельська, Кримська, Центральна, Штільова) поширені мергелі та глинисті вапняки з коефіцієнтом пористості 6–9% [11].

На Крайовому уступі при опробуванні відкладів громівської світи у св. Олімпійська-400 в інт. 2121–2159 м (Б. М. Полухтович та ін., 2003) спостерігався приплив пластової води з нафтою з дебітом 7,0–10,8 м³/добу води і 0,02–0,025 м³/добу нафти [15]. За матеріалами ГДС, потужність нафтонасиченого пласта становить 2,2 м. Ущільнена перемичка між нафтоносним і водоносним горизонтами сягає 4,8 м. Перфорацією разом з нафтоносним пластом був розкритий і водоносний. Пористість становить 8,6% за НГК, коефіцієнт нафтонасиченості – 45,0% (М. О. Мачигіна та ін.). За результатами лабораторних досліджень М. Ю. Нестеренка, проникність нафтонасиченого горизонту коливається в межах (0,29–5,29)·10⁻¹⁵ м². Відкрита пористість змінюється від 12,2 до 24,5%, залишкове водонасичення – 33,0–46,9%. Коефіцієнт нафтонасичення відповідно коливається від 53,1 до 67,0%. Нижня пачка громівської світи до глибини 2129,6 м водонасичена; колектор складений піскоподібними вапняками. Слід зазначити, що ці колекторські властивості є характерними лише для крайньої західної ділянки Кримсько-Чорноморського регіону, а для переважної частини Каркінітського прогину притаманні більш глинисті відклади, що являють собою проміжну товщу з низькими колекторськими властивостями.

Найбільш перспективною є західна частина шельфу, яка зі сходу прилягає до зони Кілійсько-Зміїного підняття та валу Губкіна. В палеоценовому басейні це була частина відкритого шельфу, де відкладались органічно-детритові мули зі значним (до 85%) вмістом детриту (св. 3, 5 Штормове). Коефіцієнт пористості – до 30–35% за рахунок міжзернових порожнистих пор та пор вилуговування органічних решток.

Продуктивний палеоценовий комплекс на різних структурах перебивається породами верхнього палеоцену, еоцену, олігоцену, що слугують покривками. Найкращі екрануючі властивості мають глини нижнього еоце-

ну, а на деяких структурах – карбонатні глини верхньої пачки лазурненської світи. Наявність таких регіональних покривок є одним з вирішальних факторів продуктивності відкладів палеоцену. На думку багатьох дослідників, перспективність палеоценового комплексу обмежена наявним фондом прирозломних антиклинальних структур. Перспективи комплексу певною мірою пов'язані зі склепіннями палеопідняття, які зазнали постседиментаційних перебудов. Тому їх прогноз на комплексній основі набуває особливого значення, враховуючи і поширення в їх межах карбонатних порід з високими колекторськими властивостями. Перспективними є і виявлені палеопониження континентального схилу, де значний розвиток мають турбідитові та перевідкладені з підвищених ділянок відклади.

Всі наведені чинники засвідчують складний характер просторово-часової структури палеоценової формації, її формування відбувалося в різні етапи осадконакопичення при різних режимах залежно від морфології і рухомості дна басейну та його елементів (зона шельфу, континентальний схил), а також циклічного осадконакопичення.

В палеоцені виділяється два седиментаційних макроцикли, стратиграфічними еквівалентами яких є білокам'янський та качинський регіоаруси (рис. 2).

У період формування білокам'янського макроциклу, який поділяється на два цикли, відбувалось накопичення карбонатних мулів зі змінною домішкою глинистого матеріалу в умовах глибоководного відкритого шельфу. Ранній цикл характеризувався утворенням у відновних умовах, в спокійній гідродинамічній обстановці карбонатних мулів, збагачених на глинисто-кремнеземисту речовину. Свідченням цього є переважно орієнтована текстура порід, значний відсоток піриту, відповідні комплекси мікрофауни. Для пізнього циклу притаманне різке збільшення питомої ваги карбонатонакопичення. Породоутворюючими були головним чином форамініфери (планктонні та бентосні) та коколітофориди. В районі підняття Голіцина, Сельського, Шмідта, Архангельського відбувалось короткочасне формування прошарків кріноїдних вапнякових мулів. У районі підняття Центральне накопичувались водоростяні карбонатні мули, на Кримському карбонатних осадків було значно менше і в розрізі крім

мергелів та глинисто-кремнеземистих вапняків присутні тонкі прошарки сидеритових порід, що свідчить про короткочасне існування різко відновних умов осадкоутворення.

Качинський макроцикл за ступенем зменшення карбонатнакопичення поділяється на три цикли. Перший цикл успадкований за умовами осадкоутворювання від пізнього білокам'янського циклу. Присутність таких генетичних типів порід, як органогенно-детритові форамініферові вапняки, дозволяє припустити, що їх утворення відбувалось на підвищених ділянках, вище лінії лізокліну, при наявності відносно теплої течії. Те, що в комплексі форамініфер є різноманітні аглютиновані форми, які поширені також у верхньопалеоценових відкладах Карпат (ямненська світа) та Північного Кавказу, свідчить про ідентичність абіотичних умов в седиментаційному басейні цих регіонів і дає можливість зівставляти цю частину розрізу, яка є продуктивною.

Інші два цикли качинського регіоярусу чітко виокремлюються за різким зменшенням карбонатнакопичення. Встановлено, що в межах однієї структури тривалість циклів не відрізняється, а кореляція по стратиграфічних рівнях різних блоків структур показує, що потужності товщ зменшуються у часі, що пов'язано зі зменшенням швидкостей осадконакопичення протягом палеоцену.

Аналіз потужностей палеоценових відкладів та їх складу свідчить, що осадконакопичення в палеоцені відбувалось в умовах досить батиметрично диференційованого морського басейну зі складним рельєфом. У результаті цього на сході Рівнинного Криму розвинуті органогенно-уламкові вапняки з водоростями, моховатками, молюсками та товстостінними, переважно бентосними форамініферами. Такі утворення характерні для районів, прилеглих до Сімферопольського підняття та ін., і свідчать про мілководний, навіть прибережний режим морського осадконакопичення. Поступово в південному напрямку на Тарханкутському п-ові відбувалась зміна мілководного осадконакопичення на більш глибоководне (фації зовнішнього шельфу). Переважають мергелі, глинисті вапняки, а у складі форамініферо-кріноїдних, спонголітофорамініферо-кріноїдних біоморфно-детритових мікрозернистих вапняків, як правило, домінують планктонні форамініфери, що засвідчують осадконакопичення відкритого

моря, зокрема внутрішнього шельфу. І поступово у бік Чорноморської западини відбувалось заглиблення морського басейну, де встановлено глибоководні ділянки шельфової зони та материкового схилу. Тут розвинуті глинисті мергелі, вапняки, карбонатні аргіліти та дрібнозернисті пісковики. В цих фаціях асоціація форамініфер, коколітофорид характеризує глибоководне неритичне, навіть батіально-пелагічне осадконакопичення.

Тобто, в означеному регіоні ми маємо увесь спектр карбонатних утворень – від органогенно-детритових сублітаралі, рифових бар'єрних споруд і форамініферових осадків шельфової рівнини до коколітофорамініферових мулів континентального схилу.

На режим осадконакопичення значний вплив мав і морфоструктурний план басейну. І тому на північно-західному шельфі (сучасний структурний план) на узагальнюючому фоні відносно глибоководного осадконакопичення ми спостерігаємо підвищені ділянки, де наявні біогермні структури (район Гамбурцева), відносно мілководні органогенно-детритові карбонатні мули (підняття Сельського, Одеське та ін.). Найбільш глибоководні фації – район підняття Голіцина. Досить суттєві відмінності умов осадконакопичення в палеоцені західної (до Одеського розлому) і східної частин північно-західного шельфу Чорного моря. У бік Чорноморської западини на південь від Каламітського валу як за сейсмічними даними, так і за біолітосейсмо-стратиграфічними доведено існування великого конуса виносу, наявність глибоководних фацій. Батиметрична і морфоструктурна диференційованість палеоценового басейну обумовила наявність неповних розрізів, переривів, мінливість фацій, особливо у північній і західній частинах регіону. Тому перспективи слід пов'язувати з рифогенними будовами північної частини регіону і з карбонатними та кременисто-карбонатними утвореннями шельфу, а також континентального схилу. Крім того, значний вплив на формування сучасних структур мали постседиментаційні перебудови, що спричинили накладену субширотну тектоно-стратиграфічну зональність палеоценового продуктивного комплексу.

1. Атлас родовищ нафти і газу України. Т. 6. Південний нафтогазоносний регіон. – Львів: УНГА, 1998. – 224 с.

2. *Беньямовский В. Н.* Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 210–223.
3. *Богаец А. Т., Денега Б. И., Каменецкий А. Е. и др.* Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях / Под ред. В. В. Глушко и С. П. Максимова. – М: Недра, 1981. – 240 с. – (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 30).
4. *Будкевич О. М., Недосекова І. В.* Прогнозування органогенних споруд крейдяно-палеоценового віку на північно-західному шельфі Чорного моря // Тез. III Міжнарод. конф. "Крым-2001", Гурзуф, 17–21 сент. 2001 г. "Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона". – Симферополь, 2001. – С. 24–25.
5. *Геология шельфа УССР.* Стратиграфия. – Киев, Наук. думка, 1984. – 184 с.
6. *Геология шельфа УССР.* Нефтегазоносность. – Киев: Наук. думка. – 1986. – 152 с.
7. *Иваник М. М., Маслун Н. В.* Палеогеографические условия образования палеоценовых отложений в нефтегазоносных областях Украины // Литология осад. чехла УССР (палеогеогр. аспект): Материалы IV Респ. литол. совещ. – Киев: Наук. думка, 1991. – С. 264–267.
8. *іванік М. М., Маслун Н. В.* Кореляція загальної шкали палеоцену України, Середземномор'я, Світового океану за планктонними форамініферами з палеомагнітною та хроностратиграфічною шкалою // Доп. НАН України. – 2000. – № 3. – С. 128–133.
9. *Краева Е. Я., Люльева С. А.* Биозонация палеоценовых отложений шельфа Черного моря по фораминиферам и нанопланктону // Геол. журн. – 1984. – № 6. – С. 62–70.
10. *Краева Е. Я., Люльева С. А.* Фораминиферы и зоны известковистого нанопланктона палеоценовых отложений шельфа северо-западной части Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1976. – № 10. – С. 133–139.
11. *Лазарук Я. Г.* Найбільше родовище Чорноморського шельфу: модель, формування, запаси // Сб. докл. IV Міжнарод. конф. "Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона", Гурзуф, 9–14 сент. 2002 г. – Симферополь, 2002. – С. 132–138.
12. *Макаренко Д. Е., Зелинская В. Н., Зернецкий Б. Д. и др.* Стратиграфическая схема палеоценовых отложений Украины (унифицированная). – Киев: Наук. думка, 1987. – 116 с.
13. *Маслун Н. В., Иноземцев Ю. И., Оровецкий Ю. Ю.* Нижнекайнозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря. – Киев, 1989. – 36 с. – (Препр./АН УССР. ИГН; 89-13).
14. *Маслун Н. В., Цихоцкая Н. Н.* Био- и литостратиграфические критерии поисков углеводородов в палеогене северо-западного шельфа Черного моря // Біостратиграфічні дослідження при пошуках корисних копалин України. – К., 1996. – С. 38.
15. *Недосекова І. В., Карпенко І. В., Будкевич О. М., Кичка А. А.* Основные черты строения и перспективы нефтегазоносности Краевого уступа // Тез. IV Міжнарод. конф. "Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона", Гурзуф, 9–14 сент. 2002 г. – Симферополь, 2002. – С. 140–141.
16. *Плотнікова Л. Ф., Маслун Н. В., Іванік М. М. та ін.* Стратиграфія крейдово-палеоценових відкладів та особливості геологічного розвитку західної частини північно-західного шельфу Чорного моря // Геол. журн. – № 2. – 2003. – С. 27–38.
17. *Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения: Графические приложения.* – Киев, 1993.
18. *Цихоцкая Н. Н.* Литолого-фациальные исследования палеогена северо-западного шельфа Черного моря. – Киев, 1990. – 44 с. – (Препр. / АН УССР. ИГН; 90-5).
19. *Шнюков Е. Ф., Маслун Н. В., Иноземцев Ю. И., Оровецкий Ю. Ю.* Новые данные о геологическом строении континентального склона Южного Крыма // Геол. журн. – 1990. – № 3. – С. 88–98.
20. *Catuneanu O.* Geology of the Black Sea Romanian Shelf of North-Dobrogean type // Revue Roumaine de Geologie. – Bucharest, 1994. – Vol. 38. – P. 53–65.

Ін-т геол. наук НАН України,
Київ

Статья надійшла
13.11.03