

ГОЖИК П.Ф., МАСЛУН Н.В., ПЛОТНИКОВА Л.Ф.
ІВАНІК М.М., ЯКУШИН А.М., ЩЕНКО ГІ.

СТРАТИГРАФІЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ

ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО
ШЕЛЬФУ
ЧОРНОГО МОРЯ

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК**



**NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE
INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES**

GOZHYK P.F. MASLUN N.V. PLOTNIKOVA L.F.
IVANIK M.M. YAKUSHIN L.N. ISCHENKO I.I.

STRATIGRAPHY

OF MESOZOIC AND CENOZOIC DEPOSITS

*OF THE BLACK SEA
NORTHWESTERN SHELF*

KYIV 2006

ГОЖИК П.Ф. МАСЛУН Н.В. ПЛОТНИКОВА Л.Ф.
ІВАНІК М.М. ЯКУШИН Л.М. ІЩЕНКО І.І.

СТРАТИГРАФІЯ

МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ

*ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО
ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ*

КИЇВ 2006

Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотнікова Л.Ф., Іванік М.М., Якушин Л.М., Іщенко І.І. — К.: Інститут геологічних наук НАН України, 2006. — 171 с., 54 іл.

В монографії висвітлено тенденції розвитку стратиграфії Південного нафтогазоносного регіону України, розглянуто комплекс питань регіональної стратиграфії мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря.

На підґрунті системного аналізу біостратиграфічних, геолого-геофізичних даних, переінтерпретації наявних матеріалів з урахуванням досягнень сучасної стратиграфії, створено стратиграфічні схеми крейдових, палеогенових, неогенових та четвертинних відкладів північно-західного шельфу Чорного моря.

Особливу увагу приділено удосконаленню детальної стратифікації розрізів та особливостей просторово-часової будови продуктивних мезокайнозойських породних комплексів. Доведено успадкованість морського седиментогенезу протягом мезокайнозою та виділено етапи розвитку регіону.

Виконано кореляцію та показано подібність і відмінності мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря від інших структур Кримсько-Кавказької області.

Наведений матеріал і створені стратиграфічні схеми слугуватимуть основою при проведенні геологічних та стратиграфічних робіт.

The monograph covers the development trends in stratigraphy of the Southern Petroleum-Bearing Region of Ukraine and a number of regional stratigraphic trends of the Mesozoic and Cenozoic sediments of the northwestern Black Sea shelf.

Stratigraphic schemes have been developed for the Cretaceous, Paleogene, Neogene, and Quaternary sediments of the mentioned shelf, proceeding from a system analysis of biostratigraphic, geological, geophysical evidences, re-interpretation of the available data and with account of modern achievements in stratigraphy.

The special attention is given to improvement of detailed stratification of the sections and features of the spatial and temporal structure of the commercial Mesozoic and Cenozoic rock complexes. It is proved that marine sedimentogenesis in the Mesozoic and Cenozoic was of inherited nature, and the stages of the region's development are recognized.

The Mesozoic and Cenozoic sediments of the northwestern shelf of the Black Sea are correlated, their similarity and differences with other structural and facial districts of the Crimean and Caucasian Region is demonstrated.

The given material and developed stratigraphic schemes will be a basis for further geological and stratigraphic studies.

Відповідальний редактор академік НАН України П.Ф. ГОЖИК

Рецензенти:

чл.-кор. НАН України **О.Ю. Лукін**,
д-р геол.-мінерал. наук **Д.Є. Макаренко**

*Рекомендовано до друку вченою радою
Інституту геологічних наук НАН України*

ISBN 966-02-4160-7

© П.Ф. Гожик, Н.В. Маслун,
Л.Ф. Плотнікова, М.М. Іванік,
Л.М. Якушин, І.І. Іщенко,
2006

ПРОБЛЕМИ СТРАТИГРАФІЇ ПІВДЕННОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

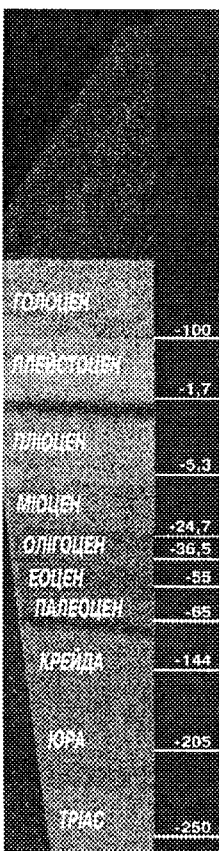
Територія північно-західного шельфу Чорного моря входить до складу Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції, у межах якої виділяються такі нафтогазоносні області: Переддобрузька, Північно-Чорноморсько-Кримська, Азовська, Індольська та Чорноморська. Всі вони відповідно пов'язані з найбільшими структурно-тектонічними елементами регіону.

Стратиграфічний діапазон нафтогазоносності в Причорноморсько-Кримській провінції охоплює весь комплекс відкладів — від девонських до четвертинних включно. Основними продуктивними горизонтами є нижньокрейдовий, палеогеновий і частково міоценовий.

В цій провінції виконано значний обсяг пошуково-розвідувальних робіт, але за свідченням експертів вони становлять 10 % розвіданих і відкритих вуглеводневих покладів.

Тому, згідно з національною програмою “Нафта і газ до 2010 р.”, планується значно збільшити обсяг пошуково-розвідувальних робіт, а відповідно й інформаційний геологічний супровід за комплексом методів. В цьому аспекті першочерговим є: з'ясування хроностратиграфічної структури мезокайнозойського осадового комплексу; встановлення історико-геологічних типів вуглеводневих комплексів; відтворення еволюції осадиконакопичення в мезокайнозої північно-західного шельфу Чорного моря та визначення просторово-часових закономірностей поширення фаціальних комплексів на засадах детальних біо- і літостратиграфічних досліджень з урахуванням новітньої інформації.

Незважаючи на тривалий період вивчення, значні обсяги геофізичних робіт, геологічна будова крейдових, палеогенових та неогенових відкладів північно-західно-



го шельфу Чорного моря залишається ще недостатньо з'ясованою і має багато дискусійних проблем.

Рівень і можливості вирішення цих проблем значною мірою залежить від концептуального та методичного підґрунтя. Так, серед проблем сучасної стратиграфії найактуальнішими є: розробка теоретичних та прикладних засад детального розчленування фанерозою, що передбачає удосконалення системи стратиграфічної класифікації і номенклатури та застосування широкого спектра методів для вирішення питань розчленування розрізів, встановлення багатоієрархічної структури відповідних стратонів; подальша деталізація стратиграфічних схем при регіональних геологічних, насамперед геологопошукових та геологорозвідувальних роботах; створення інтегрованих подійно-стратиграфічних моделей окремих структурно-тектонічних регіонів та палеобасейнів.

В нафтогазоносних провінціях вирішення стратиграфічних проблем має свою специфіку. Перш за все створення стратиграфічних схем повинно мати системний характер з паралельним удосконаленням стратиграфічної класифікації та номенклатури, а також комплексним застосуванням методів стратиграфічних побудов для встановлення багатоієрархічної структури відповідних осадових басейнів. Ці басейни виділяються за низкою методів регіональної стратиграфії, що дозволяють окреслити їх межі, виділити відповідні стратони, формації і фації, седиментаційні обстановки.

Детальні регіональні та міжрегіональні побудови повинні здійснюватись через інтегроване застосування генетичних ознак осадових товщ — викопних органічних решток (біостратиграфічний метод); речовинний склад та текстурні особливості порід (літологічний та фаціальний аналізи); магніто- і сейсмостратиграфічний аналізи, умови залягання, циклічність відкладів (ритмо- та секвенсстратиграфія).

В нафтогазоносних регіонах України найбільш вживаними при стратифікації палеозою і мезокайнозою є геофізичний та літостратиграфічний методи під контролем біостратиграфічного. Два останніх превають і в четвертинній стратиграфії. За цими методами переважно і проводиться детальна стратифікація розрізів. Майже не використовується при стратиграфічних побудовах такий інформативний метод, як секвенсстратиграфія. Кожний з цих методів має різну розрізнявальну здатність стратифікації і тому комплексне їх застосування при вирішенні проблем на регіональному та місцевому рівнях дозволяє отримати детальну характеристику стратонів, окреслити межі відділів, підвідділів, ярусів у загальній та регіональних схемах мезокайнозою.

При розчленуванні осадових товщ нафтогазоносних регіонів через фрагментарне спостереження розрізів, незначний відбір керна (до 7 %) в пошукових, розвідувальних і навіть параметричних свердловинах суттєво знижується можливість прямих геологічних методів. Даних про вік порід, їх літологічний склад зовсім недостатньо для впевненого розчленування і кореляції розрізів за біо- і літостратиграфічними методами в глибокоза-

лягаючих відкладах. Тому основним джерелом отримання інформації про цілісну будову осадового комплексу стає сеймостратиграфія — одна із складових стратиграфії. За цим методом фіксуються межі осадових тіл різного масштабу, їх просторове положення, форма та співвідношення, визначається геометрія, циклічний характер та загальна картина будови розрізів. Отже, найбільш доказовими, достовірними стратиграфо-кореляційні побудови стають при зіставленні і узгодженні даних біостратиграфічних, літолого-стратиграфічних методів із сеймостратиграфічними. Навіть в тих випадках, коли в досліджуваних регіонах існують численні дані про вік та речовинний склад відкладів, велике значення непрямих геологічних методів, зокрема сеймостратиграфічних, залишається тому, що тільки за ними можна визначити положення продатованих шарів, виявлених переривів, неузгодженостей залягання в більш крупних осадових тілах, їх співвідношення між собою.

Все зазначене свідчить про те, що для ґрунтового стратиграфічного забезпечення геологорозвідувальних робіт, геологічного картування при виділенні різнорангових стратиграфічних підрозділів необхідне складання стратиграфічних схем з позицій системного аналізу.

Але комплексне застосування цих методів має, на жаль, поодинокі приклади і практично не впроваджено в Південній нафтогазонасній провінції України, до якої належить один із найбільших і найперспективніших її регіонів — північно-західний шельф Чорного моря (рис. 1).

Актуальність цієї роботи полягає в необхідності суттєвого доопрацювання стратиграфічних схем на засадах новітньої стратиграфії за комплексом методів.

У роботі на підґрунті синтезу великого, різноманітного матеріалу, опрацьованого авторами, наводиться детальна стратиграфія крейдових і кайнозойських відкладів, що є основними перспективними об'єктами на поклади вуглеводнів.

Проведено ревізію стратифікації мезокайнозойських розрізів та виконано зіставлення місцевих стратиграфічних підрозділів за даними різних авторів, виконано узагальнення і систематизацію існуючого матеріалу з біолітостратиграфії, фаціальних і седиментологічних даних, а також проведено довивчення кернавого матеріалу зі свердловин багатьох підняттяв. При розчленуванні розрізів крейди та палеогену виконано зіставлення мікрофауністичних, літологічних та геофізичних (стандартного каротажу) характеристик. Переінтерпретовано дані біолітостратиграфічних досліджень крейдового, палеогенового, неогенового та четвертинного розрізів по свердловинах на структурах Голіцина, Південно-Голіцинське, Шмідта, Одеське, Гамбурцева, Кримське, Архангельського, Штильове, Каркінітське, Іллічівське, Південно-Бортове, Десантне, Сельського, Штормове, Федорівське, Західно-Оленівське, Безіменне, Олімпійське. Крім того, з метою кореляції крейдових, палеогенових та неогенових відкладів чорноморського шельфу з одновіковими прилегло-

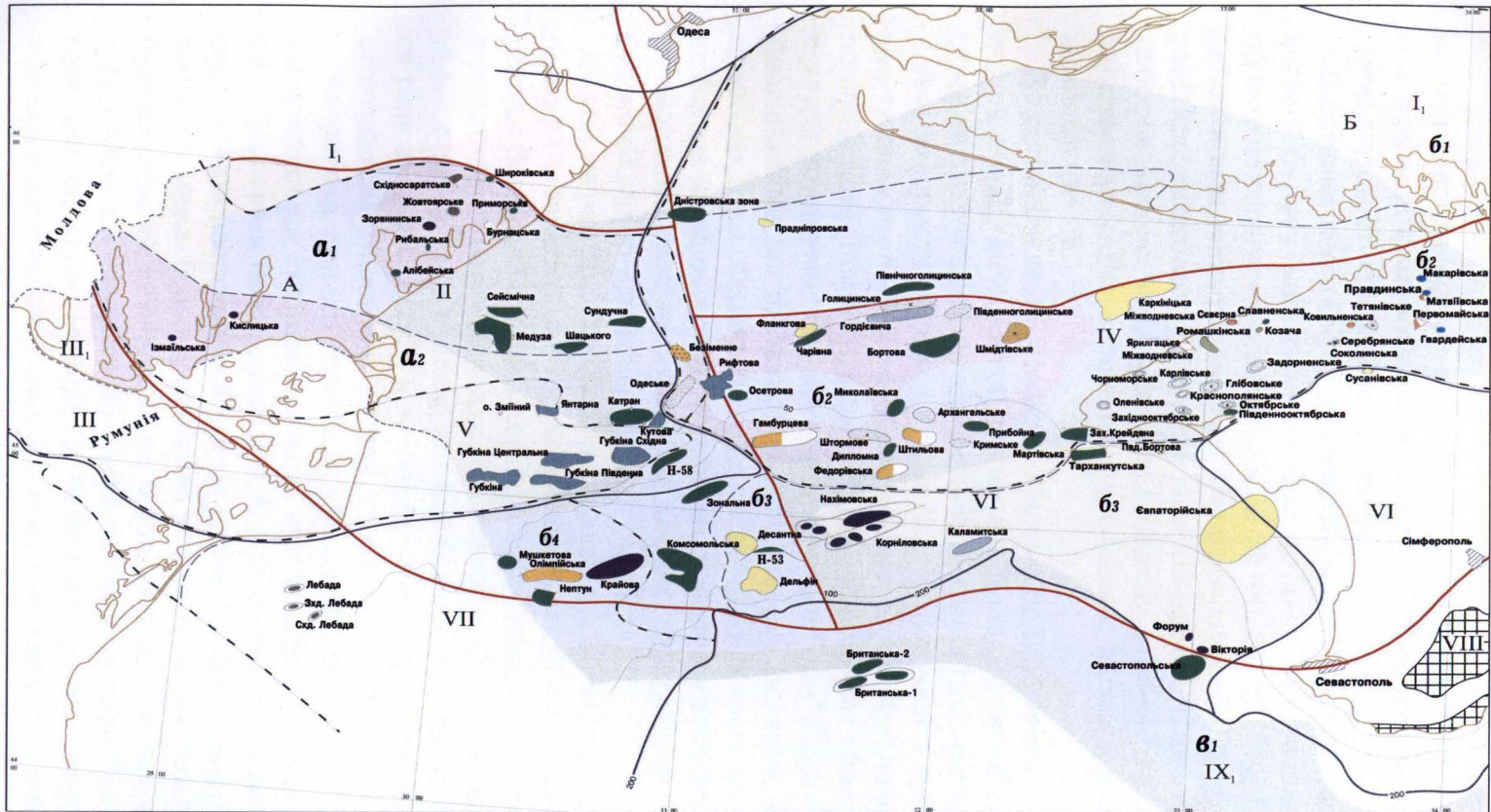
го суходолу авторами були проаналізовані біостратиграфічні дані по свердловинах: св. 1., с. Миколаївка, Євпаторійська-9, Тендрівська-19, св. 20, с. Великий Клин, св. 3, с. Червона Україна, св. 1, с. Мирне, св. 300, с. Тарутине та ін. Були опрацьовані дані зі стратиграфії палеоцену, еоцену, олігоцену та неогену і доведено відмінність розрізів північно-західного шельфу від розрізів Причорноморської западини та Криму.

З метою деталізації мезокайнозойського розрізу за комплексом палеонтологічних, літологічних, сейсмостратиграфічних даних з'ясовано хроностратиграфічну структуру крейдових і палеогенових відкладів, проаналізовано потужності та поширення літофацій на структурах північно-західного шельфу: Каркінітсько-Північно-Кримському прогині, Каламітському валоподібному піднятті та Крайовому уступі. Доведено, що крейдові і палеогенові відклади мають складну будову, мінливі потужності та мозаїчну літофаціальну структуру. Встановлено ділянки, де наявні повні розрізи мезокайнозою та виявлені значні перериви в розрізах крейди, палеогену, неогену. 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. Хроностратиграфічна структура мезокайнозойських розрізів відтворена на підставі реалізації біозонального розчленування за планктонними і бентосними групами фауни і флори. Біостратиграфічна зона виконує функцію основної і часто найбільш детальної одиниці вікової паралелізації відкладів і застосовується як маркер при кореляції з загальними стратиграфічними шкалами.

Зонування крейди і палеогену 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, а також по датованих рівнях встановлювати межі крейди, палеогену, об'єми регіоарусів, світ у регіональних схемах.

У створених стратиграфічних схемах вперше представлені результати комплексного підходу, як це передбачено "Стратиграфічним кодексом України" [129]. Виокремлено три розділи: загальна стратиграфічна шкала (ЗСШ), регіональна стратиграфічна шкала (РСШ) та кореляції місцевих стратиграфічних одиниць.

Перший і другий розділи (ліва частина схеми) є результатом генералізації до регіонального та глобального рівнів фауністичного наповнення мезокайнозойських розрізів та узгодження елементів регіональних стратиграфічних шкал з підрозділами Загальної (Міжнародної) стратиграфічної шкали. Обґрунтованість стратиграфічної диференціації цих підрозділів наводиться у правій частині схеми, де показано поширення



Тектонічне районування

- I. Східно-Європейська платформа
- І. Південно-Українська монокліналь
- II. Переддобрузький прогин
- III. Добрузька
- III. Нижньопрутський виступ
- IV. Карінійський прогин
- V. Вал Губина
- VI. Каламітсько-Центральнокримське мегадіяння
- VII. Істринський виступ
- VIII. Прський Крим
- IX. Чорноморська глибоководна западина
- IX. Західно-Чорноморська западина

Нафтогазогеологічне районування

- Балтійсько-Переддобрузька НГП
- A. Переддобрузька НО
 - а1. Алуатсько-Тузлівський НР
 - а2. Нижньопрутсько-Кілійський НР
- Причорноморсько-Північн-Кавказько-Манглішляцька НГП
- Б. Причорноморсько-Кримська НГО
 - б1. Таврійський ГР
 - б2. Чорноморсько-Північно-Кримський НГР
 - б3. Каламітський ГР
 - б4. Придунайський НГР
- В. Чорноморська НГО
 - в1. Західно-Чорноморський ГР

тектонічних елементів вищого порядку

- позитивних
- негативних
- Прський Крим
- Розломи головні
- локальні

Границі

- державні
- нафтогазових і перспективних районів
- берегова лінія

- нафтогазових провінцій
- нафтогазових областей
- сучасні ізобати

Родовища

- газові
- газово-нафтові
- газові
- газово-нафтові

Рис. 1. Карта-схема північно-західного шельфу Чорного моря (за УкрДГРІ, 2005)

фауністичних комплексів у місцевих розрізах, вертикальні та латеральні співвідношення літостратиграфічних комплексів (світ, товщ, пачок). При цьому палеонтологічні дані є пріоритетними при обґрунтуванні віку окремих фрагментів мезокайнозойського розрізу, датуванні та зональному поділі літостратиграфічних підрозділів.

В останнє десятиріччя за геофізичними методами деталізовано геологічну будову нафтогазоносних регіонів, визначено першочергові об'єкти на пошуки вуглеводнів [5, 20-23, 40, 84, 85, 114, 132, 135 та ін.]. За сейсмічними даними досить детально розшифровано будову мезо-кайнозойського осадового комплексу північно-західного шельфу Чорного моря та бортів Західно-Чорноморської западини, уточнено геологічну будову та перспективи нафтогазоносності крейдових, палеогенових та неогенових відкладів (рис. 2.).

За регіональними сейсмопрофілями побудовано карти ізохрон, проведено аналіз потужностей, визначено морфологію об'єктів, літологічний склад та стратиграфічне положення, циклічність осадконакопичення.

Але використання цих методів часто призводить до неоднозначного трактування геологічної позиції розрізів, що обумовлено значною мірою понятійними аспектами, а саме різним розумінням обсягів, рангів номенклатури стратонів, що використовуються при стратифікації розрізів. Дослідниками застосовуються різні, часом застарілі, варіанти стратиграфічних схем. Коректна інтерпретація геологічних даних повинна бути здійснена на єдиній стратиграфічній основі, зокрема регіональній схемі, затвердженій Українським міжвідомчим стратиграфічним Комітетом, побудованій згідно „Стратиграфічного кодексу”.

В той же час при стратифікації розрізів, сеймостратиграфічних побудовах в Південному нафтогазоносному регіоні найбільш вживана номенклатура Загальної стратиграфічної шкали. Регіональні стратони майже не використовуються, і відклади, що розкриваються свердловинами, стратифікуються у ранзі відділів, підвідділів, ярусів, а тому часто об'єднуються різні за віком породні комплекси, зменшується можливість детальної стратифікації у ранзі світ, верств, пачок та їх кореляції.

Наприклад, при інтерпретації сейсмопрофілів, відповідно до сейсмічної характеристики, крейдові відклади, що складені 12 ярусами, обмежені двома сейсмічними поверхнями (IVa, б), палеоценовий комплекс обмежений сейсмічними поверхнями III (межа крейди — палеоцену), IIIa — палеоцеоеценова межа. В цьому діапазоні виділяється декілька літокомплексів — білокам'яньський, качинський, які мають складну часово-просторову структуру. Сейсмічна поверхня IIб фіксує покрівлю середнього еоцену. Сейсмокомплекс об'єднує утворення бахчисарайського, новопавлівського та кумського регіоярусів, кожний з яких має свою специфічну історію геологічного розвитку. IIa — це покрівля еоцену — подошва олігоцену, що є, як правило, ерозійною; Ia — це подошва міоцену (межа досить умовна, зважаючи на глобальну проблемність питання олігоцен-міоценової межі).

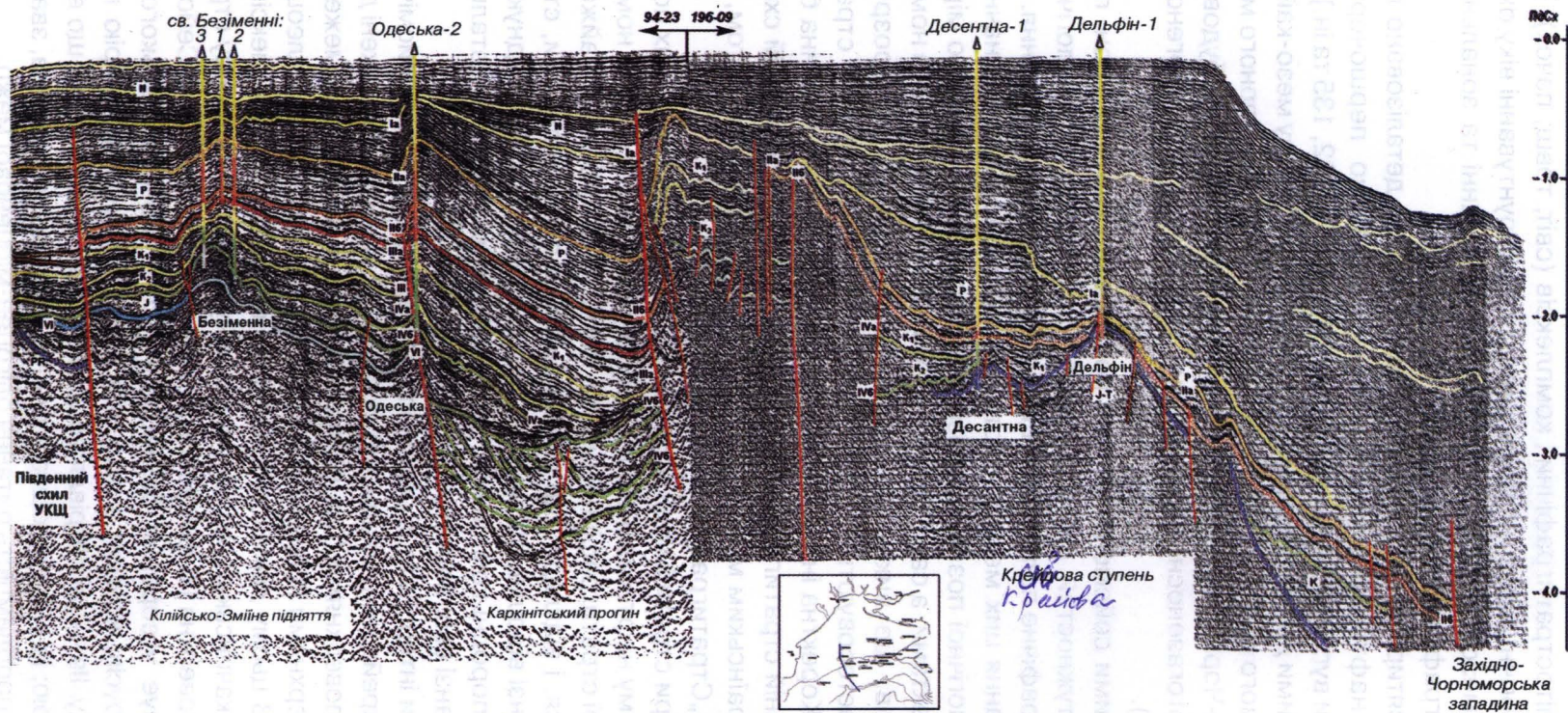


Рис. 2. Часовий розріз північно-західного шельфу Чорного моря (за П. М. Мельничуком [82])

Отже, картуються великі літостратиграфічні формаційні комплекси, в яких зафіксовано складний циклічний спектр еволюції осадового морського седиментогенезу з такими суттєвими різноранговими регулятивними чинниками, як час утворення (вік), геодинамічні, морфоструктурні, тектонічні тощо. Сейсмокомплекси, як правило, відповідають стратонам високого рангу Загальної стратиграфічної шкали — відділам та підвідділам.

Регіональні ж стратиграфічні побудови потребують використання термінології і номенклатури регіональних і місцевих підрозділів (регіонарусів, світ, пачок), особливо при розчленуванні розрізу свердловини, з'ясуванні хроностратиграфічної будови, визначенні віку утворень. Вживання різнорангової термінології дуже ускладнює кореляційну інтерпретацію розрізу за різними методами, що і призводить до неоднозначного трактування і розуміння геологічної будови, особливо в такому складно побудованому регіоні, де літологічні характеристики стратонів подібні (циклічне перешарування вапняків, мергелів, глин, аргілітів, алевролітів, пісковиків), а певні формаційні комплекси є різновіковими, наявні стратиграфічні перерви, тектонічні порушення тощо.

В низці стратиграфічних проблем регіональна стратиграфія докрейдових відкладів посідає одне з цільних місць і потребує детального вивчення. Але у зв'язку з тим, що основною метою роботи була стратиграфія нафтогазоносних крейдових і кайнозойських відкладів, дані про докрейдові утворення наводяться лише в інформаційному форматі і стосуються загалом порід, розкритих на північно-західному шельфі Чорного моря.

Згідно із сейсмологічною моделлю в регіоні на палеозойському фундаменті залягають рифтові тріасово-юрські та крейдові відклади, що перекриваються кайнозойським комплексом.

Докрейдіві відклади в межах північно-західного шельфу Чорного моря досліджені недостатньо і стратифікація їх носить узагальнюючий характер [22, 128]. Вони представлені утвореннями палеозойської (силур, девон) та мезозойської (юра, тріас) систем. Будова цих відкладів на суходолі добре досліджена і наводиться в багатьох публікаціях [13, 22, 131, 132, 161 та ін.].

В межах північно-західного шельфу Чорного моря відклади палеозою встановлені в його західній частині, де представлені ордовицькою, силурійською і девонською системами.

В Румунії ордовицькі відклади розкриті морською свердловиною Delfin і складені кварцитами [161], а також на Мізійській плиті [159]. На Українському шельфі ці відклади невідомі, а на прилеглий території суходолу вони розкриті свердловинами в Придністров'ї і представлені середньоордовицькими пісковиками.

Утворення силуру у межах української частини північно-західного шельфу Чорного моря розкриті свердловиною Морська-1 на о-ві Зміїний. Вони представлені відкладами верхнього силуру та складені двома літологічними пачками: нижньою— переважно вапняковою і верхньою, представленою

перешаруванням мергелів, аргілітів та глинистих вапняків [22]. Загальна потужність відкладів 206 м.

На румунському шельфі Чорного моря силурійські відклади (аргіліти та глини) розкриті свердловиною Delfin [161], а також відомі в Переддобруджі і Південній Добруджі. Це — глини й аргіліти потужністю близько 400 м.

На українському суходолі та, ймовірно, на шельфі утворення цього віку поширені значно більше. В приморській смузі Нижнього Придністров'я за даними глибокого буріння розкритий найбільш повний розріз силуру, представлений двома відділами у складі всіх ярусів: лландоверійського, венлокського, лудловського та скальського [22]. За особливостями літологічного складу силурійські відклади на українському суходолі утворюють два типи розрізів: північно-східний вапняковий і південно-західний - глинисто-теригенний [20].

Породи девонського віку на північно-західному шельфі Чорного моря розкриті на о-ві Зміїний св. 1 та відслонюються в берегових схилах моря. Відклади представлені кількома літологічними пачками, в яких склад порід змінюється від глинисто-карбонатного у нижній частині розрізу до теригенного або конгломерато-брекчієвого — у верхній. Загальна потужність відкладів - до 500 м [22]. Вони відносяться до жединського ярусу нижнього девону.

На суходолі розріз девонських порід у повному обсязі або частково виділяється в Північно-західному Причорномор'ї, Придобруджі, Північній Добруджі та на Мізійській плиті. Ймовірно, за даними абсолютного віку, до девону та пермі слід також відносити мусковітові і хлорит-біотитові сланці, розкриті на північно-західному шельфі Чорного моря свердловиною Голіцинська-4 (інтервал глибин 3804–4102 м) [131].

Відклади карбону свердловинами на шельфі не розкрито. Вони відомі у Північній Добруджі та Переддобруджі [13].

На території української частини північно-західного шельфу Чорного моря фауністично охарактеризовані утворення тріасу, розкриті свердловиною Євпаторійська-2 (інт. глибин 710–2000 м) на Євпаторійському піднятті. У середній та верхній частинах розрізу вони складені пісковиками слабо карбонатними, тріщинуватими, міцними, які униз поступово заміщуються пісковиками кварц-польовошпатувими. В окремих інтервалах розрізу та його вибійній частині спостерігається перешарування пісковиків, алевролітів та аргілітів. В. Г. Дулуб на підставі знахідок форамініфер *Ammobaculites aff. corpulentus* E f l m., *Planinvoluta aff. deflexa-carinata* L e i s h., *Duostomina* (?) sp., *Vatiostoma* (?) sp. тощо віднесла ці відклади до анізійського ярусу середнього тріасу. В румунській частині північно-західного шельфу Чорного моря тріасові відклади у повному обсязі встановлено в Істрійській западині, яка є східним продовженням Північно-Добрудзького орогену. Вони представлені вапняками, доломітами та уламковими породами.

В межах суходолу у Переддобруджі найбільш повні розрізи тріасових

відкладів розкриваються в центральній його частині. На південному заході Переддобруджя присутні тільки породи середнього, а на півночі — верхнього відділу тріасу (без ретського ярусу).

На заході Рівнинного Криму розкрито майже повний розріз тріасу. На півночі цієї території в Гірському Криму тріас представлений переважно своїм верхнім відділом в обсязі карнійського та норійського ярусів [22], які утворюють ряд відомих відслонень в північній і південно-західній його частинах.

Фауністично охарактеризовані юрські відклади на північно-західному шельфі Чорного моря розкриті тільки свердловиною Прадніпровська (інтервал глибин 2211–2375 м), що розташована в Криловському прогині. Юрські відклади представлені тут мергелями і аргілітами. В них знайдений комплекс форамініфер: *Trocholina* cf. *elongata* (L e u p), *Anchispirocyclus* cf. *lusitanica* (E g g.) та ін., які за даними В. Г. Дулуб, свідчать про титонський вік. Р. Й. Лещух в інтервалі глибин 2233–2242 м цієї свердловини встановив присутність кімеридж-титонських двостулкових молюсків [68].

На суходолі, що оточує українську частину північно-західного шельфу, юрські відклади розкриті свердловинами в Західному Причорномор'ї, Рівнинному Криму та відслонюються в Гірському Криму. Найбільш повний розріз цих відкладів встановлений в південно-західній частині Гірського Криму, де вони добре охарактеризовані фауною і ґрунтовно досліджені [22].

На території румунської частини північно-західного шельфу Чорного моря юрські відклади значно поширені [159-161, 170 та ін.] і спостерігаються в різних районах Добруджі. В акваторії Північної Добруджі виділяються чотири райони. Три з них розташовані в Істрійській западині: перший — на півночі западини, де породи юри представлені глинисто-уламковими утвореннями верхнього лейасу — доггеру потужністю до 1300 м; другий — на заході цієї западини, де розвинуті середньоюрські чорні аргіліти і вапнисті сланці з поодинокими прошарками мергелів та вапняків (до 500 м) і третій — на півдні Істрійської западини, в якій присутня тільки верхня юра, складена андезитами і базальтами (до 500 м). У четвертому районі, що розташований на північ від Геракліївського розлому, поширені відклади усіх трьох відділів юрської системи. Вони представлені строкатими аргілітами з домішками вапняків, доломітів, евапоритів тощо. У межах Центральної Добруджі на шельфі розвинуті відклади середньої і верхньої юри (уламкові породи, сланці, евапоритові лагунні породи і вапняки) потужністю до 1600 м. У Південній Добруджі присутні тільки верхньоюрські відклади, що представлені мікритовими водоростевими вапняками та доломітами.

СТРАТИГРАФІЯ КРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ

Крейдові відклади на північно-західному шельфі Чорного моря широко розвинуті. Вони представлені нижнім та верхнім відділами. Особливості геологічної будови цих відкладів ще й досі не до кінця з'ясовані як через значну глибину залягання, так і через незначний вихід кренового матеріалу та його недостатню наукову обробку.

З метою детальної стратиграфії, виявлення особливостей геологічної будови, поширення та кореляції відкладів крейди використано результати власних досліджень авторів з найбільш повних розрізів крейди 17 свердловин північно-західного шельфу Чорного моря та прилеглих територій суходолу, а також враховано дослідження Г. М. Волошиної, В. Г. Дулуб, М. О. Менкес, Н. А. Трофимович, та ін.

Для стратиграфічного розчленування крейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря і будови стратиграфічних схем використані міжнародні "біологічні стандарти" для крейдової системи за основними групами мікрофауни, які увійшли до хронобіостратиграфічної схеми Західної Європи [163]. При встановленні меж стратиграфічних підрозділів використуввся також стандартний каротаж.

За геологічною будовою та літолого-фаціальними особливостями крейдових відкладів на північно-західному шельфі Чорного моря нами виділені три структурно-фаціальних райони: Олімпійський, Структур облямування Каркінітського прогину і власне Каркінітський (зона прогинів).

В Олімпійському районі (Олімпійська площа) розкритий найбільш повний розріз нижньокрейдових порід, представлених відкладами верхнього баремумальбу. Верхньокрейдові відклади в цьому районі мають скорочений обсяг. Вони складені породами нижнього та верхнього кампану.

1.1. НИЖНЯ КРЕЙДА

1.1.1. *Баремський ярус*

1.1.2. *Аптський ярус*

1.1.3. *Альбський ярус*

1.2. ВЕРХНЯ КРЕЙДА

1.2.1. *Сеноманський ярус*

1.2.2. *Туронський і коньякський яруси*

1.2.3. *Сантонський ярус*

1.2.4. *Кампанський ярус*

1.2.5. *Маастрихтський ярус*

До району Структур облямування Каркінітського прогину належать: Одеська, Десантна, Безіменна, Іллічівська, Південно-Бортова, Флангова та Євпаторійська площі. Нижньокрейдові відклади характеризуються переважанням мілководних, теригенних, вулканогенних та вивержених порід верхнього альбу. Утворення верхньої крейди тут мають неповний стратиграфічний обсяг. В окремих розрізах відсутні відклади в обсязі під'ярусів від сеноману до маастрихту.

Район Каркінітського прогину включає структури Гамбурцева, Штормове, Сельського, Центральне, Шмідта, Південноголіцинська, Голіцинська та Каркінітська. В цьому районі нижньокрейдові відклади представлені породами верхнього альбу, які мають більш глибоководний характер. Розріз верхньокрейдових відкладів представлений утвореннями майже всіх ярусів.

1.1. НИЖНЯ КРЕЙДА

Відклади нижньої крейди досліджені на північно-західному шельфі Чорного моря недостатньо. Це пов'язано з тим, що більшість свердловин цієї території зупинені саме у відкладах нижньої крейди — верхній-середній (?) альб, за винятком свердловини Олімпійська-400, яка розкрила відклади баремського, аптського та альбського ярусів. Вони складені переважно теригенними породами, а на окремих стратиграфічних рівнях — зі значним вмістом туфогенного та вулканогенного матеріалу. Потужність розкритих свердловинами відкладів перевищує 1000 м. У більшості розрізів свердловин детальність стратиграфічного розчленування можлива на рівні під'ярусів та зон (рис. 1.1.1).

1.1.1. Баремський ярус

Фауністично охарактеризовані відклади баремського ярусу на північно-західному шельфі Чорного моря достовірно встановлені в Олімпійському районі. Вони розкриті свердловиною Олімпійська-400, що пробурена на Крайовому уступі в інтервалі глибин 3098–3748 м і мають загальну потужність 650 м (повна потужність відкладів не розкрито) (рис. 1.1.2).

За фауністичними даними розріз віднесений до верхнього барему. Особливості літологічного та фауністичного складу дозволили поділити його на дві частини: нижню та верхню.

Нижня частина верхнього барему (інт. глибин 3548–3748 м) складена темно-сірими до чорних безкарбонатними аргілітами. В їх окремих піскуватих прошарках знайдені нечисленні черепашки кременистих і дуже деформованих форамініфер, серед яких встановлені: *Conorotalithes* cf. *bartensteini* B e t t., *C.* aff. *sigmoicostus* D a m, *Gavelinella* cf. *barremiana*

МАГНІТО-СТРАТИГРАФІЯ	ЗАГАЛЬНА СТРАТИГРАФІЧНА ШКАЛА				РЕГІОНАЛЬНІ СТРАТИГРАФІЧНІ ПІДРОЗДІЛИ		ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИЙ ШЕЛЬФ ЧОРНОГО МОРЯ			КОРЕЛЯЦІЯ СУМІЖНИХ РОЗРІЗІВ					
	Вік (млн років)	ПОЛІАРХІЯ	СИСТЕМА	ВІДДІЛ	ЗОНАЛЬНІ ШКАЛИ		ЗОНИ	ЛОНИ	Олімпійський район (Крайовий уступ)	Район облямування Каркінітського прогину	Каркінітський район (зона прогину)	Рівнинний Крим Північно-Кримський район [22]			
					АМОНІТИ	ПЛАНКТОННІ ФОРАМІНІФЕРИ						ФОРАМІНІФЕРИ	НАНО-ПЛАНКТОН	Коваленська світа	Верхня підсвіта
				ЯРУС ПІДЯРУС	S. Europa (Coord, J. Thierri, J. Hancock, Ph. Hoedemaeker, F. Amédéo, L.G. Bulot)	Globotruncanids "Global" (Coord, F. Robaszynski)								Краснополянська світа, нижня підсвіта. Мергелі сірі з Rotalipora ticinensis (Gand.), R. appenninica (Renz.) До 570 м	
				АЛЬБ	ВЕРХНІЙ	Dispar	Rotalipora appenninica	Rotalipora appenninica, Schackoia moliniensis, Rotalipora ticinensis	Eiffelithus turrisseiffellii, Octocyclus reinhardtii, Ceratolithium hamata	Товща алевролітів вапнисто-глинистих, пісковиків з Rotalipora ticinensis (Gand.), Octocyclus reinhardtii, Orbitolinidae 162 м	Товща переважно вапняків і пісковиків; місцями туфи і вулканічні породи з Rotalipora appenninica (Renz.), R. ticinensis (Gand.), R. Subticinensis (Gand.), Ceratolithium hamata, Helicolithus trabeculatus, Orbitolinidae 15-76 м	Товща вапняків чорних і темно-сірих, глинистих з Rotalipora appenninica (Renz.), R. ticinensis (Gand.), Eiffelithus turrisseiffellii, Orbitolinidae 100-533 м	Коваленська світа	Верхня підсвіта	Аргіліти, ділянками вулканоміктові породи з Praeglobotruncana delioensis (Plumm.), Planomalina buxtorfi (Gand.) До 300 м
			Inflatum			R. subticinensis	R. subticinensis, Ticinella praeticinensis			Нижня підсвіта			Аргіліти темно-сірі, пісковики вулканоміктові, поліміктові, гравеліти, місцями кременісті, вулканогенні породи з Pervinqueria subinflata (Piikt.) До 160 м		
			Lautus					Hedbergella planispira, Gavelinella intermedia, Ticinella digitalis	Товща глини з Gavelinella intermedia (Berth.), Hedbergella planispira Tapp. 128 м	Тарханкутська світа			Аргіліти темно-сірі, слабовапністі з прошарками алевролітів, біла вулканів - вулканогенні породи з Hoplites dentatus (Sow.) та ін. До 560 м		
			Loricatus												
				АЛЬБ	СЕРЕДНІЙ	Dentatus	Ticinella primula								
			Tardefurcata					Hedbergella planispira							
				АЛЬБ	НИЖНІЙ	Mammilatum		Hedbergella planispira						Рилевська світа	Алевроліти темно-сірі з прошарками аргілітів, місцями ефузиви з Hedbergella trocoidea Gand До 170 м
			Jacobi					Gavelinella intermedia,							
			Nolani												
			Melchioris					Globigerinelloides algerianus, Leupoldina protuberans			Перешарування вапнистих алевролітичних глини і алевролітів з Gavelinella intermedia (Berth.), Globigerinelloides algerianus (Dam.), Leupoldina protuberans (Boli) та Orbitolinidae 128 м			Кауланівська світа	Аргіліти темно-сірі, невапністі і слабовапністі, алевроліти; у підшві - місцями гравеліти з Nypacanthoplites jacobi До 200 м
				АЛЬБ	СЕРЕДНІЙ	Subnodosocostatum	G. ferreolensis								
			Furcata					Hedbergella aptica, Gavelinella suturalis			Товща глини вапнисті, алевролітів і вапняків з Hedbergella aptica (Agal.) та Gavelinella suturalis (Myati.) 200 м				
			Deshayesi												
				АЛЬБ	НИЖНІЙ	Weissi									
			Tuarkyricus												
			Sarasini					Globigerinelloides blowi			Перешарування вапнистих алевролітів, алевролітичних глини та вапняків з Globigerina tardita (Ant.), Gavelinella barremiana (Bett.), Micrantholithus obtusus і Orbitolinidae 335 м				
			Giraudi					Globigerina tardita, Gavelinella barremiana	Micrantholithus obtusus						
				АЛЬБ	НИЖНІЙ	Feraudinaus									
			Sartousi												
			Vandenheckii					Hedbergella similis							
			Caillaudianus												
				АЛЬБ	НИЖНІЙ	Nicklesi									
			Hugii												
			Angulicostata auct.												
			Balearis												
				АЛЬБ	ВЕРХНІЙ	Ligatus	Hedbergella sigali / Delrioensis								
			Sayni												
			Nodosoplicatum Loryi Radiatus												
				АЛЬБ	НИЖНІЙ	Callidiscus									
			Trinodosum												
			Verrucosum												
			Campyloxyoxus Petransens Otopeta					Favusella hoterivica							Калінінська світа Пісковики строкаті і сіроколірні, аргіліти кварц-польовошлатові, слюдисті, глинисті, аргіліти, прошарками гравеліти, вапняки з Schizacta -13 %, Gleicheniaceae - 4 %, Classopolis - 30 % До 100 м
				АЛЬБ	ВЕРХНІЙ	Boissieri									
			Occitanica					Conoglobigerina gulekhensis							
				АЛЬБ	СЕРЕДНІЙ	Yacobi									

Рис. 1.1.1. Регіональна стратиграфічна схема нижньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

B e t t., *Lamarcina* cf. *lamplugi* (S c h e r l.), *Ophtalmidium* cf. *gaultinum* D a m., *Quinqueloculina minima* T a p p., *Globuligerina* cf. *tardita* (A n t.), з яких останній є зональним для одновікових відкладів Криму та Кавказу.

Верхня частина верхнього барему (інт. глибин 3098–3548 м) — це перешарування вапнистих алевролітів, вапнистих алевроитових глин і алевроитових вапняків. Виявлений в породах комплекс дрібних форамініфер дуже збіднілий. Найчастіше зустрічаються представники родини Orbitolinidae. З характерних пізньобаремських форм присутні *Lenticulina* cf. *eichenbergi* B a r t. et B r a n d., *Globuligerina tardita* (A n t.), *Gavelinella barremiana* B e t t. Крім форамініфер, у розрізі трапляються залишки макрофауни *Pinna* sp. і пізньобаремський нанопланктон *Micrantholithus obtusus*, *Discorhabdus ignotus*, *Manivitella pematoidea*, *Lithraphidites carniolensis*, *Braarudosphaera regularis*, *Nannocomus* sp. У верхній частині розрізу зустрічаються залишки вуглефікованої деревини і тонкі плівки бітумоїдів.

Ймовірно, до барему також слід відносити пісковики, розкриті свердловиною Прадніпровська-2 (інт. глибин 2150–2190 м,) в яких В. Г. Дулуб були визначені форамініфери: *Melathrokerion* aff. *spirialis* G o r b., *Stomatostaecha* sp. та ін., характерні для неокому (валанжин-барем). У Переддобруджі ці форми більш пристосовані до баремського ярусу і звичайно є свідками мілководних умов існування.

В алевроитистих відмінностях баремських аргілітів, алевролітах і вапняках зустрічаються крупні форамініфери — Orbitolinidae, для яких притаманний спосіб життя на мілководді.

Подібні до описаних в Олімпійській свердловині баремські відклади на румунському шельфі трапляються спорадично на окремих ділянках Істрійської западини Північної Добруджі, де представлені кварцовими пісковиками з включенням темно-сірих мергелів і алевроитистих глин потужністю не більше 50 м. Крім того вони відомі на шельфі Південної Добруджі, де складені переважно теригенними відкладами з форамініферами *Gavelinella barremiana* (M o u l.) і нанопланктоном зони СС 6.

На прилеглих до шельфу з півночі територіях суходолу віковим аналогом баремських відкладів Олімпійської свердловини, згідно з даними Л. Ф. Романова [116], слід вважати валя-пержійську світу Переддобруджя, вік якої раніше вважався готерив-ранньобаремським. Ці відклади поширені в центральній частині межиріччя Прут—Дністер і приурочені до вузької улоговини вздовж тектонічної зони зчленування Східно-Європейської платформи і орогену Добруджі. На півночі цієї території вони представлені у верхній і нижній частинах розрізу строкатоколірними породами — глинами, алевролітами і пісковиками лагунного походження. На південь в розрізі з'являються типові морські глини і строкаті вапняки. В лагунних різновидах світи поширені численні остракоди і харові водорості. Відклади морського генезису переповнені численними рештками молюсків, моховаток, голкошкірих, форамініфер, остракод і рудистів, через що нагадують відому "ургонську фацію" барем-аптських порід, поширених в Карпатах, Середземномор'ї і Паризькому басейні. Вік світи визначений за знахідками фо-

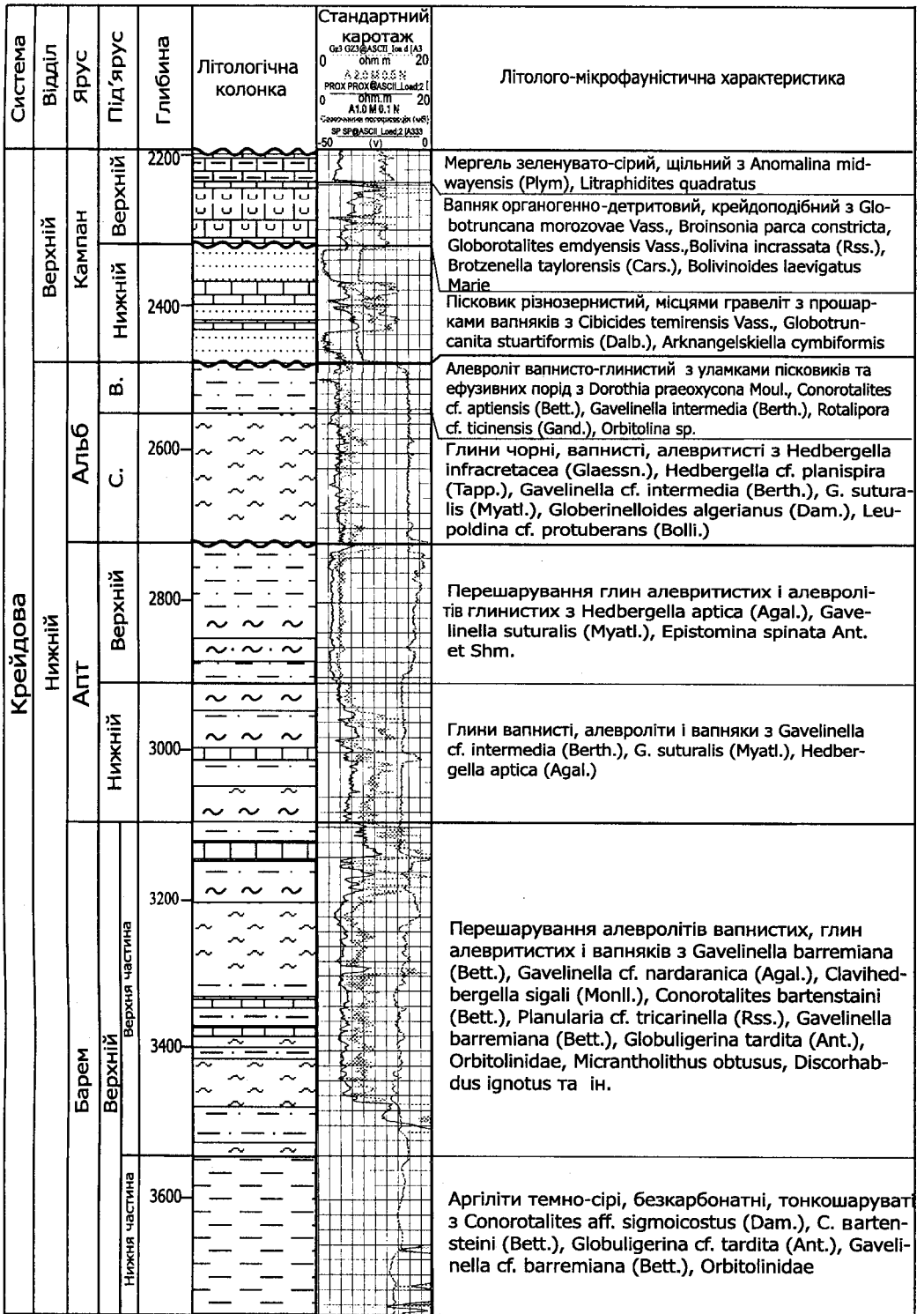
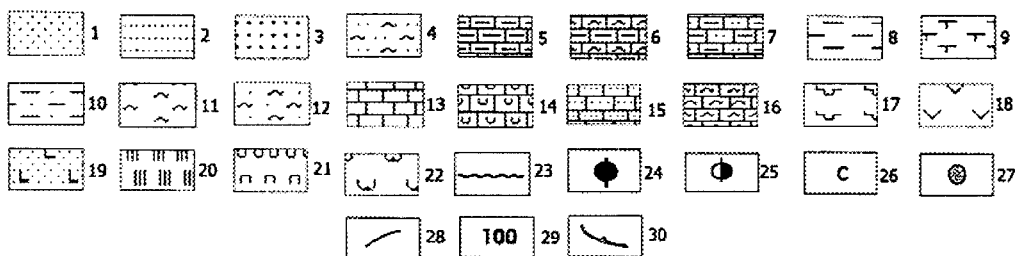


Рис. 1.1.2. Розріз крейдових відкладів свердловини Олімпійська-400



- | | | |
|------------------------------|------------------------------------|----------------------------------|
| 1 - піски | 11 - глини | 21 - туфи |
| 2 - пісковики | 12 - глини піскуваті | 22 - туфіти |
| 3 - пісковики крупнозерністі | 13 - вапняки | 23 - перерив в осадконакопиченні |
| 4 - алеврити | 14 - вапняки органогенно-детритові | 24 - газові поклади |
| 5 - мергелі | 15 - вапняки піскуваті | 25 - газоконденсатні поклади |
| 6 - мергелі глинисті | 16 - вапняки глинисті | 26 - сидерит |
| 7 - мергелі піскуваті | 17 - сланці кварц-серцитові | 27 - свердловина |
| 8 - аргіліти | 18 - андезити | 28 - ізопахіта |
| 9 - аргіліти вапнясті | 19 - діабазові порфірити | 29 - потужність (м) |
| 10 - алевроліти | 20 - спонголіти, опоки | 30 - берегова лінія |

Умовні позначки до рисунків розділів I–V

рамініфер *Choffatella decipiens* (S c h l.), *Melathrokerion* sp., а також остракод *Parataxodonta uralensis* M a k d. та ін., що є типовими для барему — апту Кримсько-Кавказької зони. Загальна потужність світи сягає близько 200 м. В підшві світи залягають такі ж строкаті утворення комратської світи, що фауністично не охарактеризовані і вік яких може бути від валанжину до раннього барему.

В Рівнинному Криму верхньобаремські відклади характеризують калінінську світу і являють собою лагунні або континентальні утворення, складені строкатими і сірими пісковиками, а також глинистими алевролітами, аргілітами з прошарками гравелітів [22]. Стратотиповий розріз її розкривається свердловиною Тетянівська-5 (інт. глибин 4518–4605 м), біля с. Калініно. Пізньобаремський вік цих відкладів підтверджується спорово-пилковим комплексом з *Schizaeaceae* — 13 %, *Gleicheniaceae* — 4 % і *Classopolis* — 30 %.

На південно-західному узбережжі Гірського Криму товща порід баремського віку розкривається у відслоненнях поблизу с. Широке Балаклавського району. Вона представлена темно-сірими глинами з сидеритами і містить верхньобаремську фауну белемнітів *Mesohibolites uhligi* (S c h w.), *M. moderatus* S c h w.

Майже повсюдно на досліджених територіях баремські породи мають трансгресивне залягання. В більш повних розрізах спостерігаються ознаки поступового переходу від континентальних до морських утворень.

1.1.2. Аптський ярус

Фауністично охарактеризовані відклади апту на північно-західному шельфі Чорного моря встановлені лише в свердловині Олімпійська-400 (рис. 1.1.2).

Аптські відклади в цій свердловині розкриті в інтервалі глибин 2696–3098 м. Вони складені трьома під'ярусами: нижнім, середнім і нижньою частиною верхнього. Нижній під'ярус (інт. глибин 2907–3098 м) складений вапнистими глинами, алевролітами і вапняками з добре збереженими форамініферами *Gavelinella suturalis* (M u a t l.), *Hedbergella aptica* (A g a l.). Нижня частина середнього під'ярусу (інт. глибин 2696–2907 м,) представлена тонким перешаруванням алевритистих глин і глинисто-вапнистих алевролітів. В породах визначені форамініфери *Gavelinella* cf. *intermedia* (B e r t h.), а також планктонні види: *Leupoldina* cf. *protuberans* (B o l l i) і *Globigerinelloides algerianus* (D a m), що є зональними для середньої і верхньої частин середнього апту. У верхній частині розрізу зустрічаються численні представники Orbitolinidae.

Відклади трансгресивно залягають на породах барему і з переривом перекриваються середньоальбськими.

Аптські відклади, що розкриті свердловиною Олімпійська-400, найбільш подібні до таких в Рівнинному Криму [22], де представлені донузлавською і, ймовірно, нижньою частиною каштанівської світ. Донузлавська світа (стратотип — свердловина Західно-Октябрьська-31, інт. глибин 3167–3191 м) складена морськими прибережними сіроколірними пісковиками й алевролітами з прошарками глин, аргілітів, рідше гравелітів та вапняків. Характеризується багатим комплексом сильно метаморфізованої макро- і мікрофауни ранньоаптського віку: *Aconeceras nisum* O r b., *Deshayesites* sp., *Choffatella decipiens* S c h l u m b., *Palorbitolina lenticularis* (B l u m b.) та ін. Каштанівська світа (стратотип — свердловина Каштанівська-3, інт. глибин 2838–3130 м) складена аргілітами з прошарками і лінзами алевролітів, місцями пісковиками з глинистими сидеритами та характерною фауною амонітів *Hypacanthoplites nolaniformis* (N a t z k), *H. jacobi* C o l l. і форамініфер верхнього апту *Gavelinella intermedia* (B e r t h.). Представники роду *Ticinella* свідчать про верхню частину верхнього під'ярусу (клансей).

У Переддобруджі віковим аналогом аптських відкладів Олімпійського району є верхня частина шаганинської товщі, що характеризується збіднілим комплексом форамініфер барем-аптського часу з *Palorbitolina lenticularis* (B l u m b.), пристосованих до мілководних умов існування.

В шельфовій частині Північної Добруджі (Істрійський басейн) барем-аптські відклади утворюють єдину товщу.

На південно-західному узбережжі Гірського Криму одновікові відклади складають балаклавську товщу глин з *Belemnites canaliculatus* (B l v.) потужністю близько 15 м, яка з переривом залягає на більш давніх породах і незгідно перекривається середньоальбськими відкладами.

1.1.3. Альбський ярус

Відклади альбу на північно-західному шельфі Чорного моря і прилеглих територіях мають значне поширення. Вони представлені теригенно-карбонатними утвореннями, рідше вулканогенними і вулканогенно-осадковими породами. Їх потужність зростає в південному напрямку від кількох метрів до 530 м у зоні Одеського розлому (свердловина Десантна-1) (рис. 1.1.3). Майже повсюдно вони трансгресивно залягають на більш давніх породах. У покрівлі відкладів згідно або з переривом залягають утворення сеноману, рідше більш молоді породи.

В межах української частини північно-західного шельфу Чорного моря альбські відклади розкриті більш ніж 10 свердловинами (Олімпійська-400, Одеська-2, Одеська-4, Безіменна-2, Десантна-1, Іллічівська-2, Євпаторійська-2, Південно-Голіцинська-3, Гамбурцева-2 та ін.). Більшість з них не вийшла з означених відкладів.

До останнього часу вік цих відкладів за геолого-геофізичними даними трактувався неоднозначно — від юрського до альбського [37, 84]. На підставі проведених нами досліджень встановлена та фауністично доведена належність цих відкладів до верхнього альбу.

При палеонтологічній характеристиці стратону була звернута увага на присутність в його мікрофауністичному комплексі досить численних крупних форамініфер з родин *Orbitolinidae*, *Spirocyclinidae* та *Dicyclinidae*,

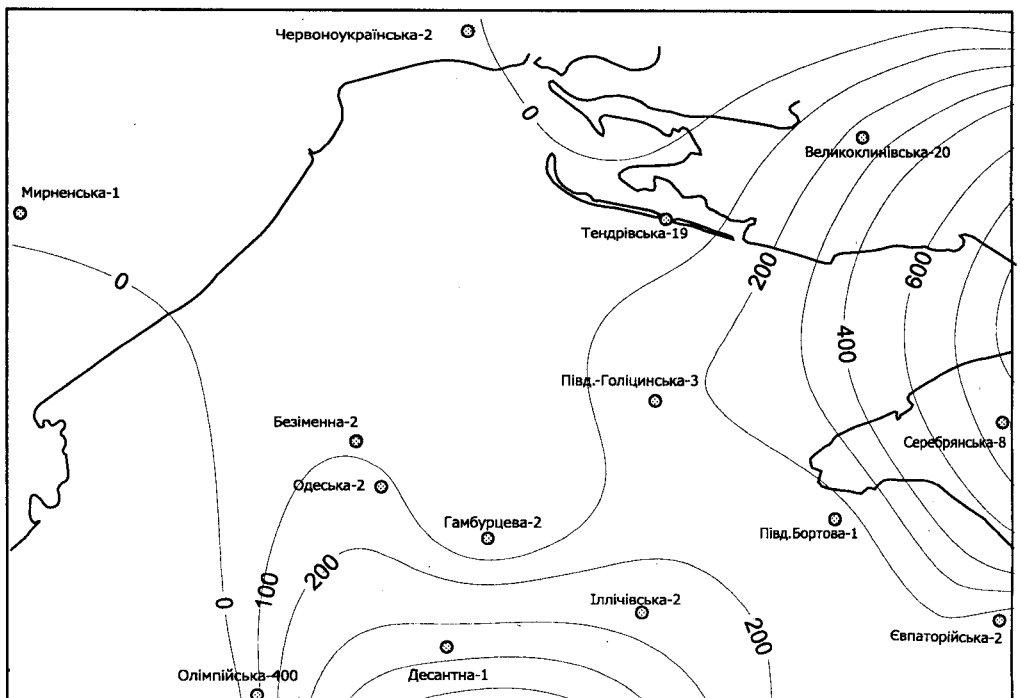


Рис. 1.1.3. Карта-схема потужностей верхньоальбських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

досі не відомих на Україні, але типових для південного Тетіса. Наявність цих форм в альбських відкладах Причорномор'я, Рівнинного та Гірського Криму вперше для території України наводиться в даній роботі.

В свердловині Олімпійська-400, розташованій на Крайовому уступі в межах виділеного нами Олімпійського району, відклади альбу розкриті в інтервалі глибин 2476–2696 м. Вони представлені середнім (?) і верхнім під'ярусами (рис. 1.1.2).

Середньоальбські (?) відклади встановлені в цій свердловині в інтервалі глибин 2554–2696 м. Вони з переривом залягають на верхньоаптських і складені глинами. Середньоальбський вік відкладів визначений за характерними форамініферами *Gavelinella cf. intermedia* (B e r t h.) та *Hedbergella cf. planispira* T a p p.

Верхньоальбські відклади в цій свердловині пройдені в інтервалі глибин 2476–2554 м і представлені вапнисто-глинистими алевролітами з уламками пісковиків і ефузивних порід. Вони згідно залягають на середньоальбських (?) і з розмивом перекриваються нижньокампанськими. У відкладах виявлені *Schackoia cf. gandolfii* (R e i c h.), *Rotalipora cf. ticinensis* (G a n d.), *Flabellamina* sp., *Orbitolina* sp. та нанопланктон *Octocyclus reinhardtii*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Tranolithus minimus*, *Zeugrhabdotus diplogrammus*, за якими визначено пізньоальбський вік порід.

В межах району Структур облямування Каркінітського прогину розкриті більш повні розрізи верхнього альбу, а також, ймовірно, сама верхня частина середньоальбського під'ярусу (свердловина Іллічівська-2).

Свердловина Десантна - 1, що розташована в східній частині Крайового уступу на однойменному піднятті, розкрила верхньоальбські відклади в інтервалі глибин 2598–3120 м, де вони представлені перешаруванням пісковиків, вапняків і аргілітів (рис. 1.1.4). В інтервалі глибин 2693–2695 м спостерігається прошарки літокристалічних туфітів. Відклади містять аглютиновані і секреційні форамініфери пізнього альбу поганої збереженості *Rotalipora appenninica* (R e n z), *R. ticinensis* G a n d., *R. subticinensis* G a n d., що свідчить про присутність в розрізі однойменних зон. Майже по всьому інтервалу присутні Orbitolinidae. Відклади верхнього альбу в цій свердловині згідно перекриваються нижньосеноманськими. Вибійна частина свердловини зупинена у верхньому альбі.

У свердловині Одеська-4 (інт. глибин 2540–3601 м), що розташована біля палеовулкану, розкриті діабазові й андезитові порфірити, які, за геофізичними даними перешаровуються з аргілітами. Відклади вважаються альбськими за знахідками в їх верхній частині поодиноких *Hedbergella infracretacea* (G l a e s s n) (визначення Н. А. Трофимович).

У свердловині Одеська-2 верхньоальбські відклади розкриті в інтервалі глибин 3077–3200 м. У нижній частині вони складені алевролітами щільними від червоно-брунатного до темно-брунатного кольору, з форамініферами *Rotalipora ticinensis* (G a n d.), *Biticinella breggiensis* (G a n d.).

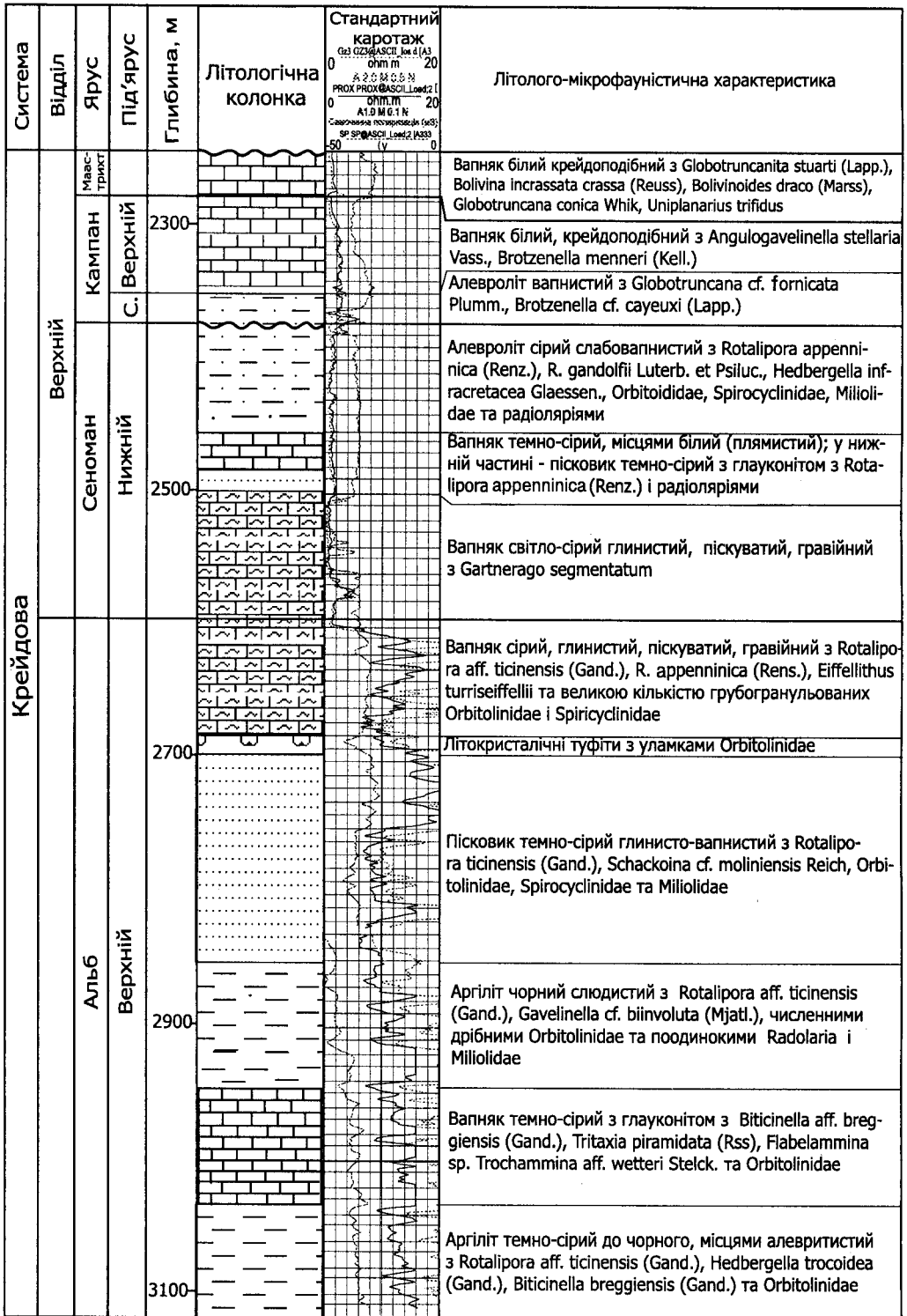


Рис. 1.1.4. Розріз крейдових відкладів свердловини Десантна-1

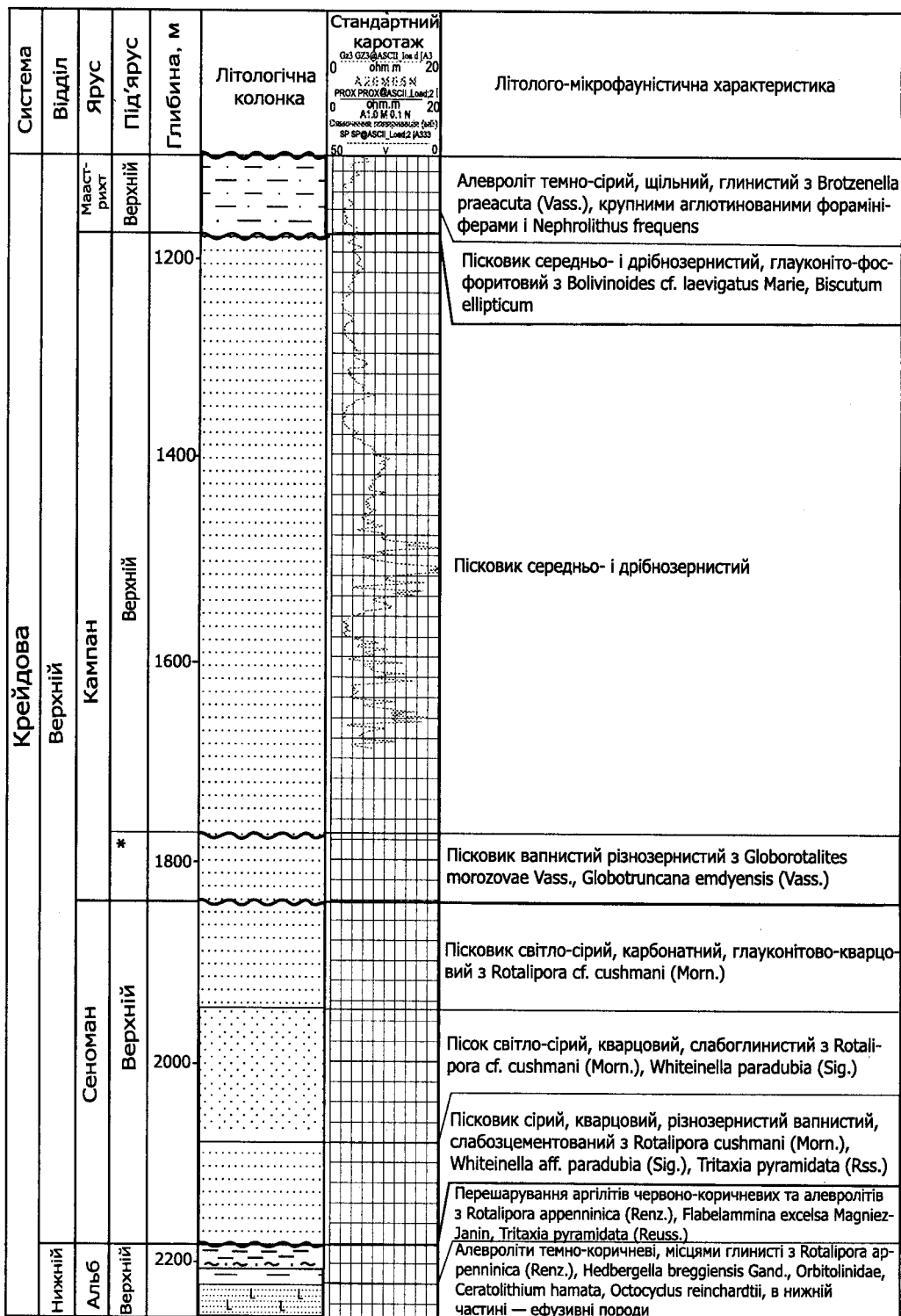
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

У верхній частині представлені твердою, озалізненою, червоно-брунатою аргілітоподібною породою, що іноді переходить в глинисті алевроліти. Відклади містять мікрофауну *Biticinella breggiensis* (G a n d.), *Rotalipora* cf. *appenninica* (R e n z), *Rotalipora subticinensis* (G a n d.), *Schackoina gandolfii* (R e i c h h.), *Hedbergella* cf. *simplicissima* (S i g a l), *Flabelammia excelsa* M a g n i e z — J a n i n, *Tritaxia pyramidata* (R s s), *Triplasia* sp., та верхньоальбський нанопланктон *Ceratolithium hamata*, *Helicolithus trabeculatus*, а також численні представники Orbitolinidae. За планктонними форамініферами в розрізі встановлюються три мікрофауністичні зони верхнього альбу: *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora ticinensis* та *Rotalipora subticinensis*.

Подібний до описаного розріз альбських відкладів розкритий свердловиною Безіменна-2 в інтервалі глибин 2182–2258 м (рис. 1.1.5). У нижній частині відклади верхнього альбу представлені темно-червоними, місцями глинистими алевролітами, які униз замінюються ефузивними породами. В породі знайдені форамініфери і нанопланктон *Rotalipora appenninica* (R e n z), *Biticinella breggiensis* (G a n d.), *Ceratolithium hamata*, *Octocyclus reinhardtii*, а також численні черепашки Orbitolinidae. У верхній частині відклади складені перешаруванням аргілітів червоно-коричневих та алевролітів з *Rotalipora appenninica* (R e n z), *Flabelammia excelsa* M a g n i e z — J a n i n, *Tritaxia pyramidata* (R s s.), які свідчать про верхню зону верхнього альбу — *Rotalipora appenninica*. Свердловина не вийшла з альбу. В покрівлі незгідно залягають утворення верхнього сеноману.

У свердловині Іллічівська-2, яка розташована в західній частині Каламітського валу верхній альб розкривається в інтервалі глибин 2227–2531 м (рис. 1.1.6). Розріз має флішоподібну будову. Нижня частина його представлена аргілітом темно-сірим, алевритистим, тонкошаруватим з рідкісними прошарками пісковіку вапнистого, олігоміктового. У вибійній частині свердловини (інт. глибин 2528–2530 м) у пісковіку встановлені *Ticinella* cf. *roberti* (G a n d.), *Rotalipora* cf. *subticinensis* (G a n d.), *Ticinella* sp. і численні крупні Orbitolinidae, що свідчить про нижню частину верхнього або саму верхню частину середнього альбу, межу зон *Rotalipora suticinensis* і *Ticinella*. У верхній частині розрізу (інт. глибин 2387–2389 м), що представлений перешаруванням аргілітів, алевролітів і пісковиків, знайдений багатий комплекс Orbitolinidae, а також *Rotalipora appenninica* (R e n z), *R. ticinensis* (G a n d.), *Hedbergella* cf. *trocoidea* (G a n d.), що відповідають зонам *Rotalipora appenninica* і *Rotalipora ticinensis*. Свердловина зупинена в альбі. В покрівлі залягають утворення сеноману.

Свердловина Євпаторійська-2 пробурена в склепінні меншого північно-східного купола однойменного підняття в межах Каламітського валу. Відклади верхнього альбу розкриті в ній на глибині 514–710 м. У нижній частині розрізу, яка представлена червоно-жовтою сильно



* Зона перевідкладення сеноманських відкладів

Рис. 1.1.5. Розріз крейдових відкладів свердловини Безіменна-2

Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

піскуватою ущільненою глиною, знайдені *Rotalipora* aff. *ticinensis* (G a n d.), *Gavelinella* cf. *djaffarovi* (A g a l.), які свідчать про однойменну середню зону верхнього альбу. У відкладах присутні також численні представники Orbitolinidae і аглютиновані форамініфери. У верхній частині розрізу відклади представлені сірим глинистим окременілим мергелем з *Hedbergella infracretacea* (G l a e s s n.), *Rotalipora* cf. *appenninica* (R e n z), що характеризують саму верхню частину верхнього альбу (зону *Rotalipora appenninica*) або вракон. Утворення альбу в цій свердловині незгідно перекриваються нижньомаастріхтськими, а підстеляються, за даними В. Г. Дулуб [37] утвореннями триасу.

Свердловина Південно-Бортова-1 досліджена недостатньо. За будовою розрізу і літологічним складом порід вона дещо подібна до свердловини Євпаторійська-2. Слідом за Н. А. Трофимович ми виділяємо в ній альбські відклади в інтервалі глибин 769–1420 м. В основному, вони представлені пісковиками з прошарками гравелітів, аргілітів і туфітів, а в нижній частині — алевролітами і сланцями кварц-польовошпатовими. Пізньоальбський вік відкладів встановлений на підставі знахідок форамініфер *Hedbergella planispira* (T a p p.), *H. infracretacea* (G l a e s s n.), *Clavihedbergella simplex* (M o r r.), *Ticinella* aff. *gaultina* (M o r o z.) і *Gavelinella intermedia* (B e r t h.). Відклади незгідно залягають на гранітах фундаменту (?) і перекриваються утвореннями верхнього кампану.

Будова верхньоальбських відкладів Каркінітського прогину досліджена на прикладі свердловин Південно-Голіцинська-3 та Гамбурцева-2.

В свердловині Південно-Голіцинська-3, що пробурена на півночі Каркінітського прогину в склепінній частині Південного підняття, верхньоальбські відклади виділяються в інтервалі глибин 4450–4626 м (рис. 1.1.7). Вони складені темно-сірими щільними слабовапнистими, слюдистими аргілітами і містять форамініфери *Rotalipora appenninica* (R e n z.), *R. ticinensis* (G a n d.), а також сеноман-альбський нанопланктон — *Eiffelithus turriseifelii*. За форамініферами вік відкладів — верхній альб (нижня частина мікрофауністичної зони *Rotalipora appenninica* і *R. ticinensis*). Свердловина не вийшла з відкладів цього віку. В покрівлі без наявного перериву залягають утворення нижнього сеноману.

Свердловина Гамбурцева-2, яка розташована на однойменному піднятті в західній частині Михайлівської улоговини, розкрила верхньоальбські відклади в інтервалі глибин 3480–3505 м (рис. 1.1.8). Вони представлені чорними, сильноглинистими вапняками з форамініферами *Rotalipora appenninica* (R e n z.), нанопланктоном *Eiffelithus turriseifelii* та численними уламками Orbitolinidae, які вказують на саму верхню зону верхнього альбу — *Rotalipora appenninica*, або вракон. Свердловина не вийшла з відкладів цього віку. У покрівлі з переривом залягають утворення нижнього сеноману.

Альбські відклади на шельфі Румунії поширені в основному в Істрійській западині, де представлені двома літофаціями. Верхня частина

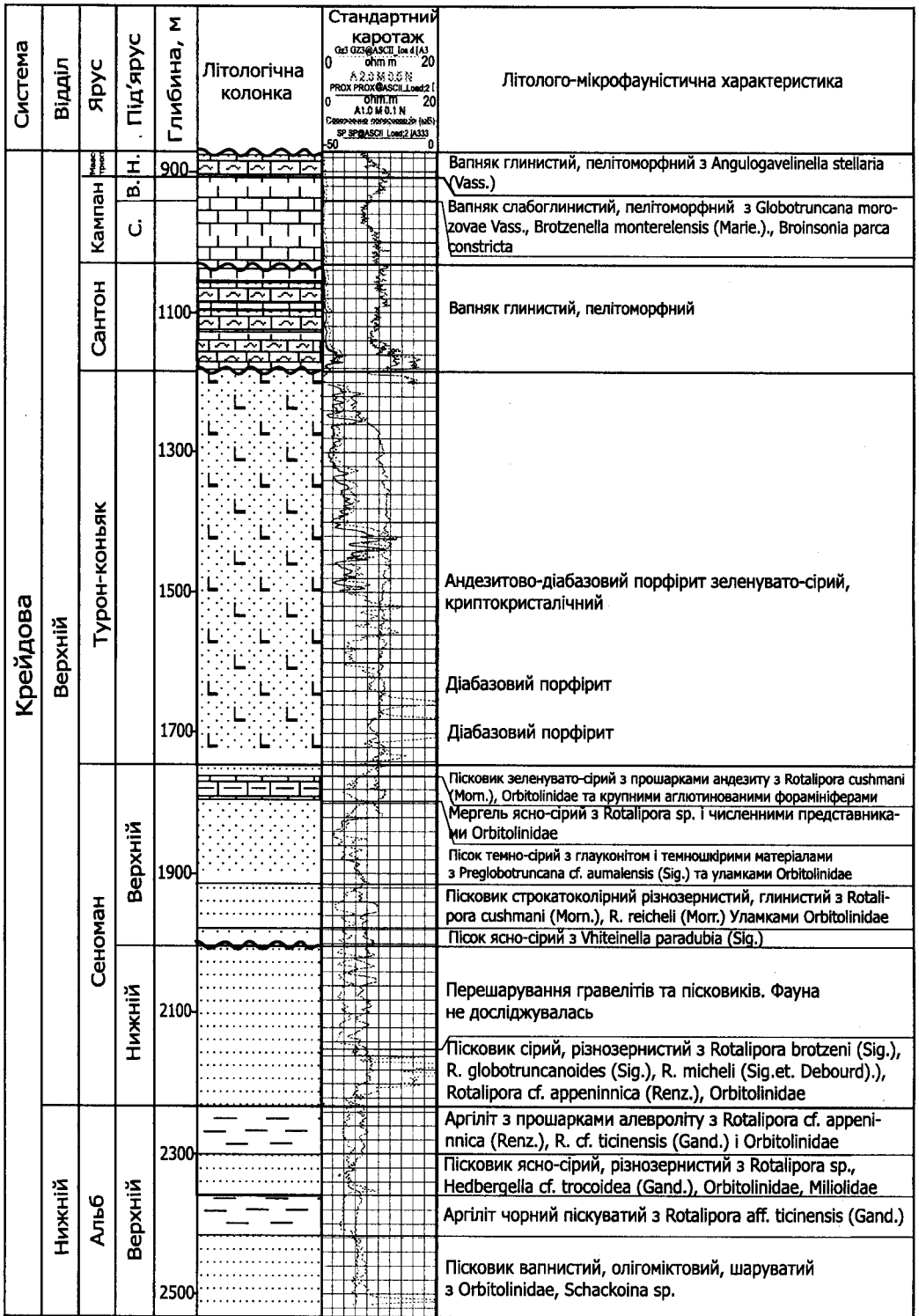


Рис. 1.1.6. Розріз крейдових відкладів свердловини Іллічівська-2
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

альбського розрізу характеризується турбідитами конусів виносу з ритмічною будовою — чередування конгломератів, мікронгломератів, пісковиків і глин потужністю близько 400 м. Нижня частина розрізу представлена пісковиками та вапняками потужністю до 20 м. За межами западини вони розкриті на структурах Гераклея, Лебада та інших і складені вапняками, доломітами, пісковиками та мергелями [159]. Вік відкладів датується пізнім альбом на підставі знахідок *Rotalipora appenninica* (R e n z). Ці відклади трансгресивно перекривають більш давні і започатковують новий етап розвитку території.

У Переддобруджі з метою кореляції досліджена св. 300 поблизу с. Тарутине. Тут альбські відклади розкриті в інтервалі глибин 670–781 м. Вони представлені у верхній частині розрізу алевритистою глиною, глинистими пісками і пісковиками без фауни, у нижній частині — різнозернистими вапнистими пісковиками з уламками молюсків, ядрами форамініфер *Rotalipora appenninica* (R e n z.), *Hedbergella infracretacea* (G l a e s s n), що вказує на пізньоальбський вік утворень. В розрізі також присутні Orbitolinidae. Відклади незгідно залягають на утвореннях верхньої юри і без перериву перекриваються породами сеноману. Розглянутий розріз подібний до такого на плато Гераклія (північна частина румунського чорноморського шельфу).

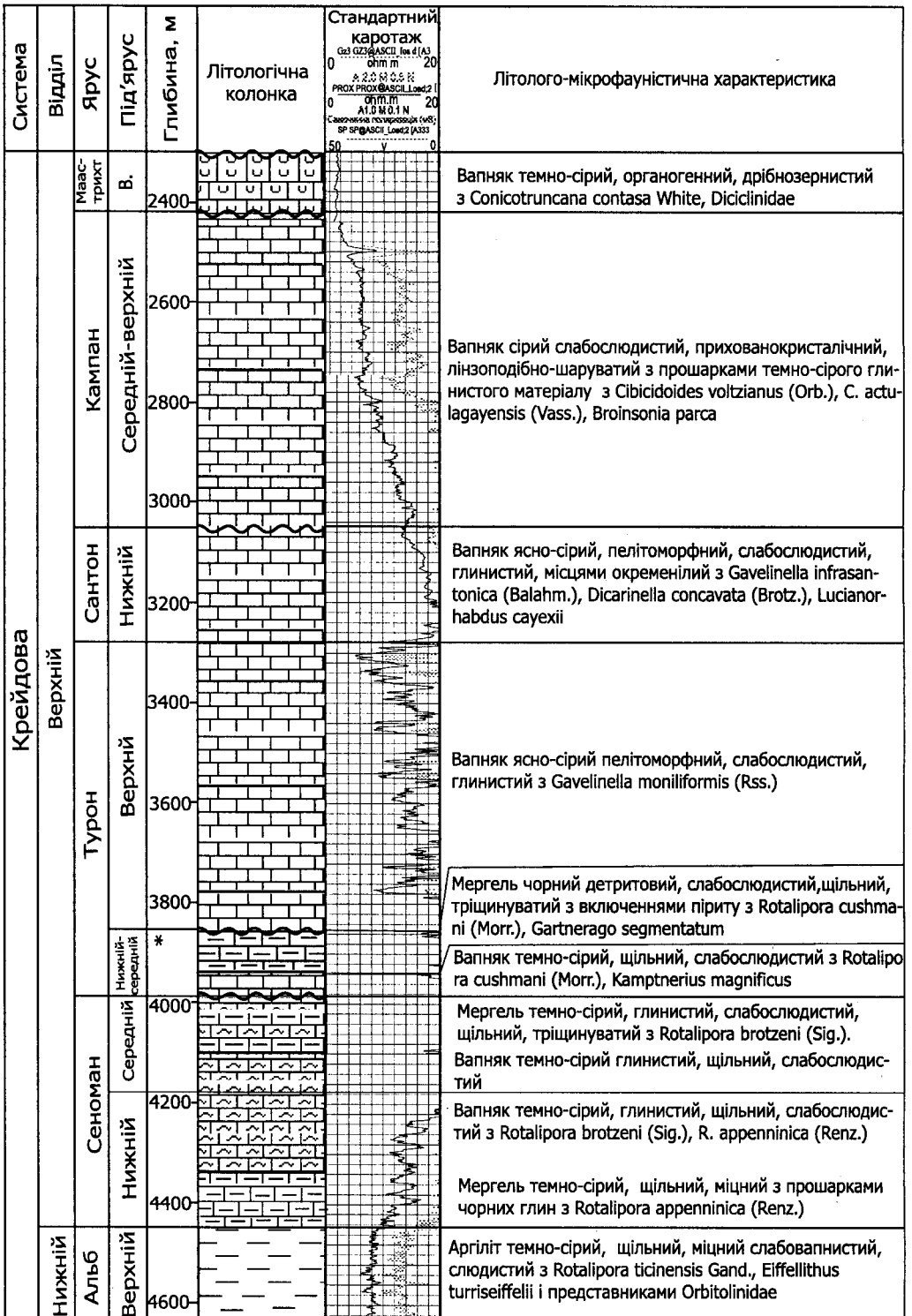
У Рівнинному Криму віковим аналогом верхньоальбських відкладів району досліджень найімовірніше є ковильненська світа і нижня підсвіта краснополянської світи [22].

Ковильненська світа (стратотип — свердловина Серебрянська-8, інт. глибин 3200–4184 м) складається з двох підсвіт: нижньої, яка представлена аргілітами вулканоміктовими і поліміктовими, пісковиками та гравелітами потужністю до 684 м, і верхньої, складеної аргілітами і мергелями потужністю до 300 м. Світа згідно або з переривом залягає на тарханкутській світі і перекривається краснополянською або привольненською світами. Вік світ встановлений як верхньоальбський (середня частина) за знахідками амоніту *Pervinqueria subinflata* (P i t), та форамініфер *Rotalipora ticinensis* (G a n d.) та ін.

Завершує верхньоальбський розріз цього району нижня підсвіта краснополянської світи.

Стратотип краснополянської світи — розріз свердловини Карлавська-10 (інт. глибин 3452–3997 м). Нижня її підсвіта представлена темними глинистими мергелями з форамініферами *Rotalipora ticinensis* (G a n d.), *Rotalipora appenninica* (R e n z.) та ін., що свідчить про пізньоальбський вік. Потужність відкладів - близько 180 м.

Відклади верхнього альбу, що розкриваються в Північному Причорномор'ї дещо подібні до таких району Структур облямування. Вони розкриті свердловинами Великоклінівська-20, Тендрівська-19, а також свердловинами біля сіл Червона Україна та Мирне. З них в двох останніх альб представлений лише своєю самою верхньою зоною.



* Перевідкладена товща **

Рис. 1.1.7. Розріз крейдових відкладів свердловини Південно-Голіциньська-3
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

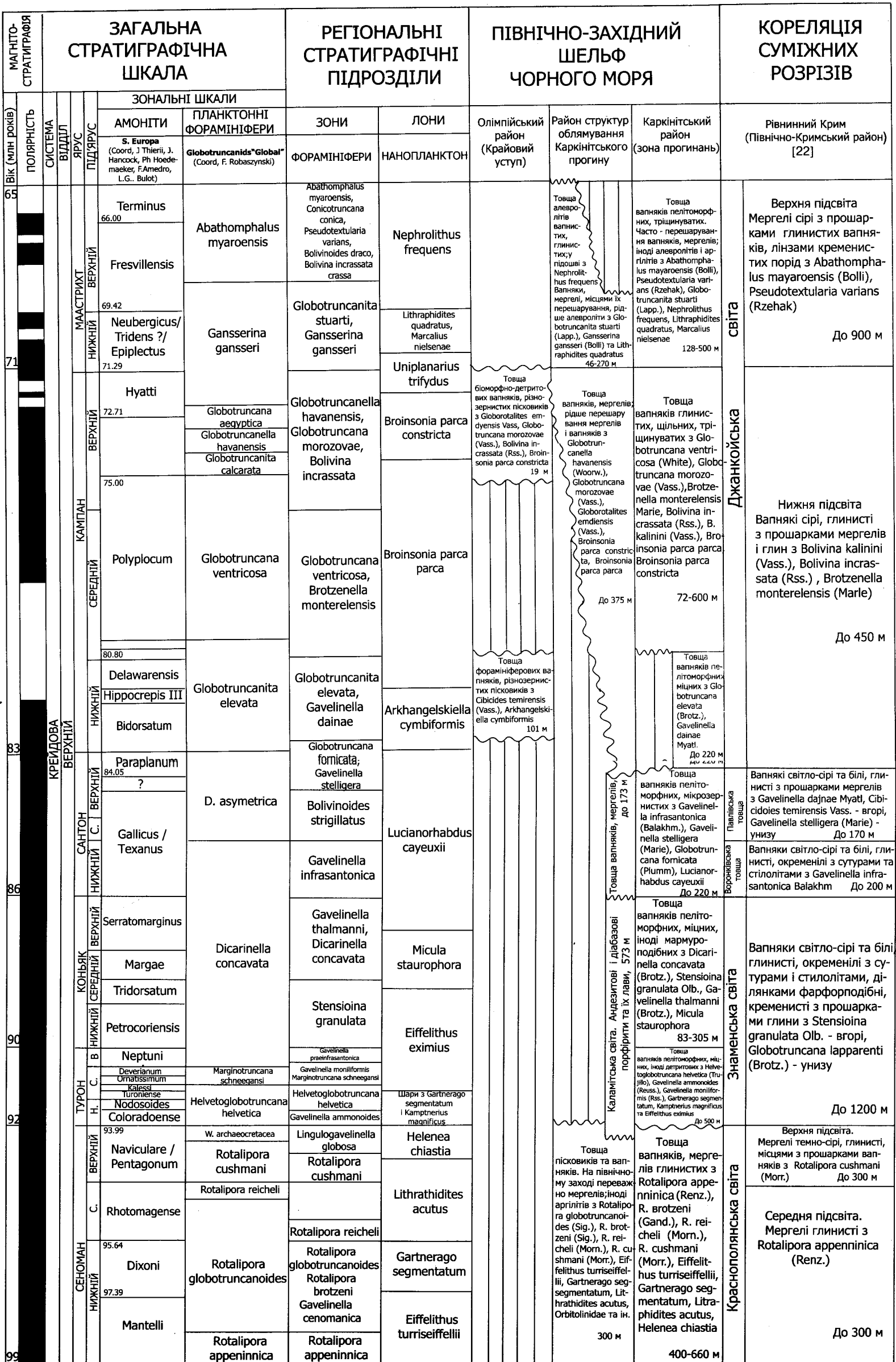
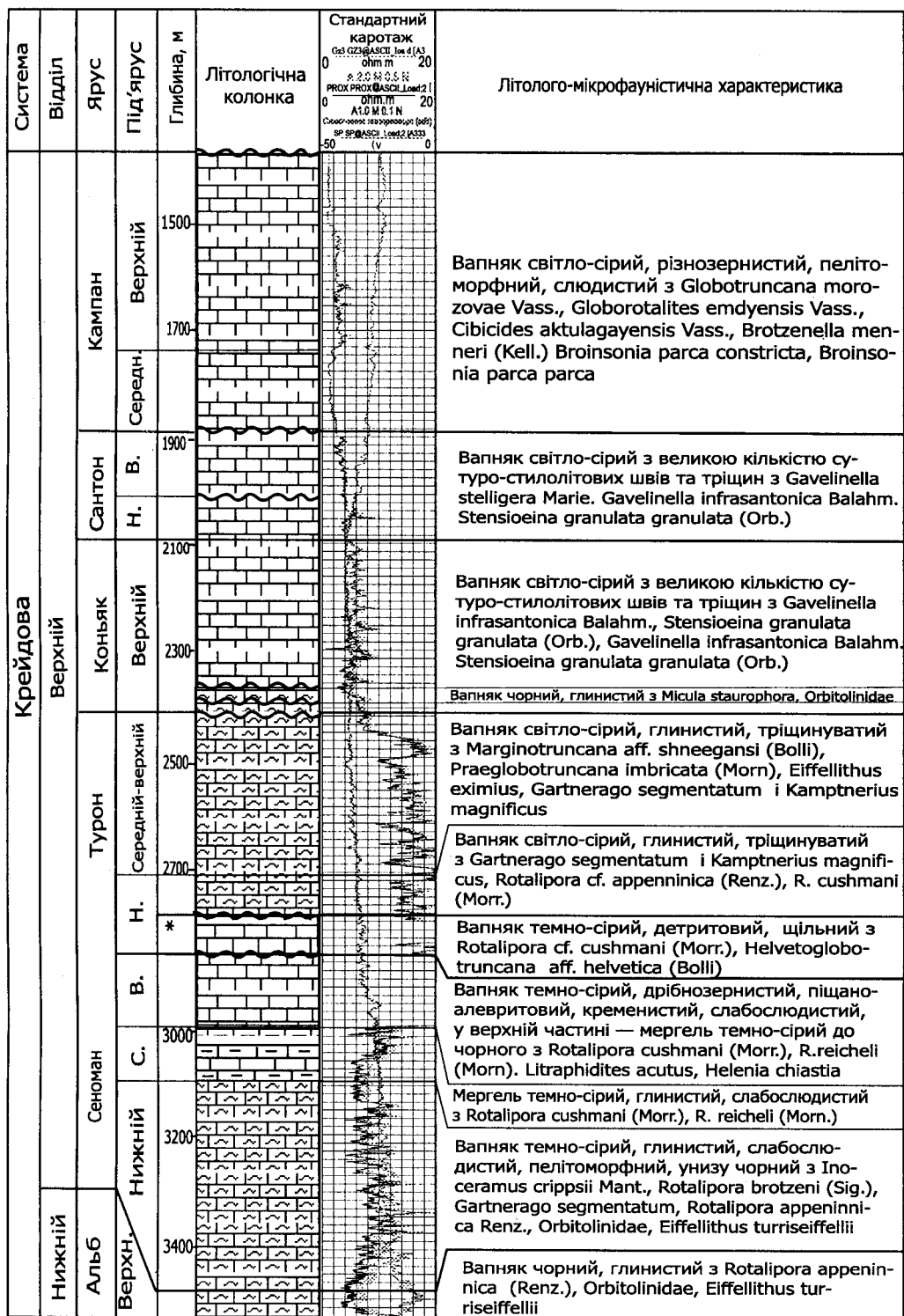


Рис. 1.2.1. Регіональна стратиграфічна схема верхньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря



* Зона перевідкладення сеноманських відкладів

Рис. 1.1.8. Розріз крейдових відкладів свердловини Гамбурцева-2

Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

В свердловині Великоклінівська-20 верхньоальбські відклади встановлені в інтервалі глибин 1959–2190 м і складені переважно вапняками. У верхній їх частині (інт. глибин 1959–2040) знайдені форамініфери верхньої зони верхнього альбу — *Rotalipora appenninica*; на глибині 2040–2080 м — форми *Rotalipora ticinensis* (G a n d.), типові для середньої, а в інтервалі глибин 2180–2190 м — *Rotalipora cf. ticinensis* (G a n d.), більш типові для нижньої мікрофауністичної зони верхньоальбських відкладів.

У свердловині Тендрівська-19 верхньоальбські відклади пройдені в інтервалі глибин 2590–2675 м. Вони представлені органогенно-детритовими вапняками, що складаються з детриту мшанок, голкошкірих і водоростей. У нижній частині розрізу знайдені форамініфери *Rotalipora appenninica* (R e n z.), *Rotalipora ticinensis* (G a n d.). Відклади незгідно залягають на докембрійських і перекриваються середньосеноманськими утвореннями.

У розрізі свердловини біля с. Червона Україна верхньоальбські відклади розкриті в інтервалі глибин 623,7–631,3 м. Вони представлені темно-сірими вапняками з численними Orbitolinidae і поодинокими планктонними форамініферами *Rotalipora appenninica* (R e n z.), що свідчить про верхню зону верхнього альбу. Свердловина не вийшла з нижньої крейди. У покрівлі відкладів незгідно залягають утворення турону.

У розрізі свердловини біля с. Мирне верхньоальбські відклади розкриті в інтервалі глибин 817–891 м. Вони представлені пісковиками вапнистими з форамініферами *Rotalipora appenninica* (R e n z.), що свідчать про верхню зону верхнього альбу. Відклади підстеляються палеозойськими, в покрівлі відкладів незгідно залягають утворення сеноману.

На південно-західному узбережжі Гірського Криму утворення альбу складені середньоальбською чоргунською товщею, а також товщею верхньоальбських пісковиків, глин з прошарками туфітів і конгломератів потужністю близько 25 м з рештками белемнітів *Neohibolites ultimus* (O r b.). Ця товща поширена в Чорноріченсько-Байдарському підрайоні і, ймовірно, розкривається на шельфі на південь від бухти Ласпі.

Чоргунська товща також розвинута в Байдарському районі Південно-західного Криму. Вона складена пісковиками з прошарками конгломератів і гравелітів потужністю близько 60 м. Незгідно залягає на більш давніх нижньокрейдових і юрських відкладах і з розмивом перекривається верхньоальбською товщею пісковиків. На підставі знахідок амонітів *Hoplites dentatus* S o w та *Hysterocheras varricosum* S o w відноситься до нижньої частини верхнього і середнього альбу.

1.2. ВЕРХНЯ КРЕЙДА

Верхньокрейдові відклади на північно-західному шельфі Чорного моря широко розвинуті. Вони представлені всіма шістьма ярусами та досліджені краще нижньокрейдових.

Верхня крейда розкрита багатьма свердловинами з яких більше 10 пройшли ці відклади майже в повному обсязі. Склад порід переважно карбонатний, а у верхній і особливо нижній частинах розрізу — часто теригенний. Потужність відкладів — від сотень до 2000 м, але через погану охарактеризованість фауною більшість встановлених на шельфі ярусів поділяються не на три, а на два під'яруси. Тричленний поділ впевнено встановлений тільки для кампанського і сеноманського ярусів. В окремих випадках виділяються зони, рідше — нерозчленовані товщі значного стратиграфічного обсягу (рис. 1.2.1).

Для верхньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря залишається таке саме районування, як і для нижньокрейдових, тобто виділяються три райони: Олімпійський, Структур облямування Каркінітського прогину і власне Каркінітський. Вони відрізняються головним чином за повнотою розрізів і потужністю окремих стратиграфічних підрозділів, що обумовлено формуванням їх в різних тектонічних зонах та відповідним розташуванням до Одеського розлому.

За основу стратиграфічного поділу верхньокрейдових відкладів і вперше створеної для них регіональної стратиграфічної шкали, так само як і для нижньокрейдових утворень взята міжнародна хронобіостратиграфічна схема Я. Харденбола [163].

1.2.1. Сеноманський ярус

Відклади сеноману на північно-західному шельфі Чорного моря та прилеглих територія мають значне поширення. Вони розкриті свердловинами Південно-Голіцинська-3, Безіменна-2, Одеська-2, Десантна-1, Гамбурцева-2, Іллічівська-2, Флангова-2, Каркінітська-2, Південно-Бортова-1 і багатьма свердловинами на суміжних територіях. Представлені мергелями, вапняками і пісковиками; здебільшого трансгресивно, рідше без перериву залягають на підстеляючих верхньоальпських відкладах і як правило незгідно перекриваються туронськими. Потужність їх коливається від кількох десятків метрів (біля північної межі шельфу) до 658 м у Михайлівській депресії (свердловиною Гамбурцева-2) (рис. 1.1.8).

Здебільшого обсяг ярусу скорочений. Лише в найбільш заглиблених ділянках у складі сеноману можуть бути встановлені всі три його під'яруси (свердловини Південно-Голіцинська-3 та Гамбурцева-2).

В межах Олімпійського району відклади сеноману відсутні.

В Каркінітському районі сеноманські відклади розкриті свердловинами Південно-Голіцинська-3 і Гамбурцева-2 та Каркінітська -2.

Свердловиною Південно-Голіцинська-3, що розташована на півночі Каркінітського прогину, відклади сеноману розкриваються в інтервалі глибин 3988–4450 м (рис. 1.1.7). Нижня частина розрізу (інт. глибин 4127–4450 м) представлена вапняком темно-сірим, слюдистим, масивної

текстури, міцним з включенням у нижній частині уламків чорних аргілітів верхнього альбу. У вапняках встановлені нижньосеноманські *Rotalipora brotzeni* (S i g a l), *R. gandolfii* L u t e r b. et P. S i l v a., численні представники Orbitolinidae, типовий для нижнього сеноману нанопланктон *Eiffelithus turriseifelii* та амоніт *Schloenbachia subvarians* P a r k h. Верхня частина відкладів складена вапняком темно-сірим глинистим, слабо слюдистим, тріщинуватим, унизу більш масивним (інт. глибин 3988–4127 м). У відкладах знайдені *Rotalipora cushmani* (M o r r.), *R. reicheli* (M o r n.), а також радіолярії і спікули губок. За форамініферами вік цих утворень визначається як середній-пізній сеноман (або нижня частина верхньосеноманського під'ярусу). Відклади з переривом залягають на верхньоальбських і незгідно перекриваються нижньотуронськими, які містять значну кількість перевідкладених сеноманських форм.

В свердловині Гамбурцева-2 сеноманські відклади розкриті в інтервалі глибин 2844–3480 м і також представлені трьома під'ярусами, з яких середній і верхній не досить чітко розрізняються за планктонними форамініферами (рис. 1.1.8). Нижній під'ярус (інт. глибин 3480–3083 м) складений вапняком чорним глинистим. Тут присутні типові нижньосеноманські форамініфери *Rotalipora brotzeni* (S i g a l) та нанопланктон *Gartnerago segmentatum*, *Eiffelithus turriseifelii*, а також двостулковий молюск *Inoceramus crippsii* M a n t. Середній-верхній під'ярус (інт. глибин 2844–2980 м) у нижній частині представлений мергелем темно-сірим до чорного щільним, іноді кременистим, слюдистим, тріщинуватим з дзеркалами ковзання з *Rotalipora reicheli* (M o r n.) і *R. cushmani*

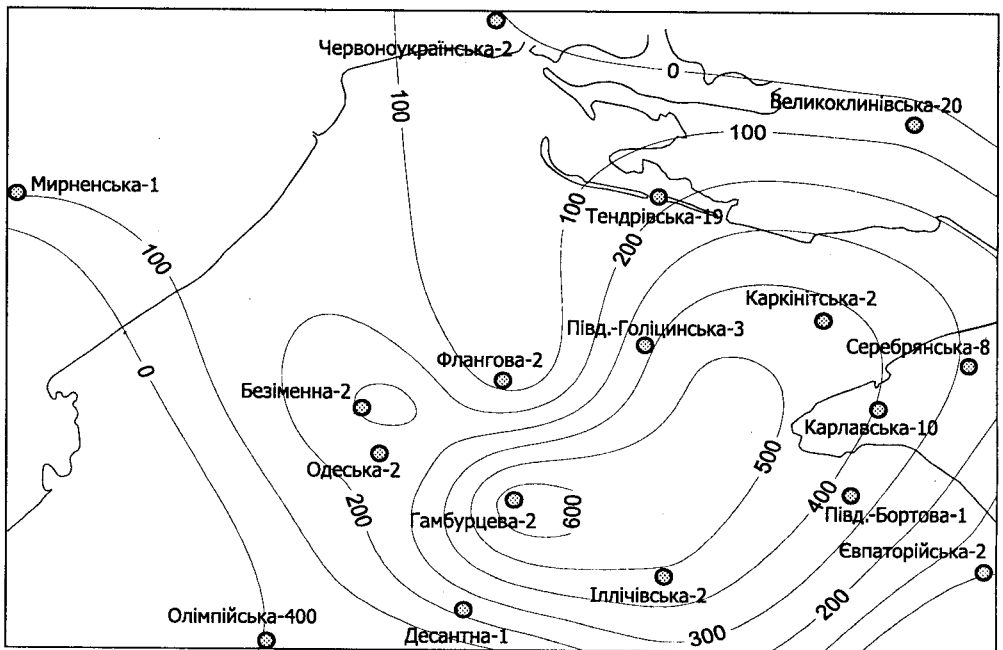


Рис. 1.2.2. Карта-схема потужностей сеноманських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

(M o r r.). У верхній частині (інт. глибин 2980–2844 м) складений вапняком темно-сірим, міцним, кременистим, дрібнозернистим з форамініферами *Rotalipora cushmani* (M o r r.), *Gavelinella cenomanica* B r o t z. і нанопланктоном *Litraphidites acutus* і *Helenia chiastia*. Відклади сеноману залягають на верхньоальбських і з переривом перекриваються нижньотуронськими. Як і в попередній свердловині, контакт між сеноманськими і туронськими відкладами припадає на товщу перевідкладених порід.

Свердловина Каркінітська-2 пробурена на північному сході Каркінітського прогину. Вона розкрила сеноман в інтервалі глибин 3592–3996 м (за геофізичними даними) (рис. 1.2.3). Охарактеризовані фауною сеноманські відклади, в інтервалі відбору керна 3817–3832 м представлені вапняками мармуроподібними плямисто-детритовими, сіро-білого кольору з типовими для середнього сеноману *Rotalipora* cf. *reicheli* (M o r n.), *Litraphidites acutus*, *Amphidonte conicum* (S o w.) та Orbitolinidae, а в інтервалі глибин 3927–3993 м — слюдистими сланцями з включеннями кварцового матеріалу. В сланцях визначені кременисті ядра середньосеноманських форамініфер *Rotalipora* cf. *reicheli* (M o r n.). Свердловина не вийшла з сеноману. Верхню межу відкладів з туроном не з'ясовано через відсутність керна. Вік слюдистих сланців, що підстеляють вапняки, з огляду на присутність в них ядер середньосеноманських форамініфер, на нашу думку, слід було б також датувати середньосеноманським.

У межах району Структур облямування Каркінітського прогину свердловиною Одеська-2 сеноманські відклади розкриті в інтервалі глибин 2837–3077 м. Вони складені переважно чорними мергелями, кременистими, тріщинуватими, міцними з прошарками глин. У них знайдені форамініфери *Rotalipora appenninica* (R e n z.), *R. brotzeni* (G a n d.), нанопланктон *Gartnerago segmentatum* і *Eiffellithus turriseiffelii*, які типові для нижнього сеноману, а також численні черепашки Orbitolinidae і Dicyclinidae. Відклади підстеляються утвореннями верхнього альбу. Верхня межа їх встановлена за геофізичними даними.

Свердловина Флангова-2 розкрила сеноманські відклади в інтервалі глибин 3252–3300 м. У нижній частині розрізу (інт. глибин 3273–3300 м) відклади представлені вапняком мармуроподібним, сірим, щільним з *Rotalipora* cf. *reicheli* (M o r n.) і *R. appenninica* (R e n z.), які є типовими для середнього сеноману, а також численними Orbitolinidae та Cyclaminidae. Верхня частина розрізу (інт. глибин 3282–3252 м) складена чорними аргілітами, щільними, слюдистими, вапнистими, слабо алевритистими з *Rotalipora cushmani* (M o r n.) і *Schackoina cenomana* (G a n d.) та дрібними черепашками Orbitolinidae, які вказують на середній-верхній сеноман. Свердловина не вийшла з сеноману. Верхня межа встановлена за геофізичними даними.

Дещо інший, менш потужний і більш мілководний склад сеноманських відкладів розкривається свердловинами в зонах, прилеглих до Одеського розлому і Каламітського підняття.

Свердловина Безіменна-2 в інтервалі глибин 1848–2182 м розкрила лише верхньосеноманські відклади, представлені вапнистими пісковиками та гравелітами (рис. 1.1.5). У них знайдені форамініфери *Rotalipora cushmani* (M o r n.), *Whiteinella paradubia* (S i g a l.) у вигляді кременистих ядер, нанопланктон *Lithraphidites acutus* та численні черепашки Orbitolinidae. Ці відклади незгідно підстеляються утвореннями верхнього альбу. Зважаючи на мішаний сеноман-кампанський комплекс форамініфер у верхній частині розрізу (інт. глибин 1770–1848 м), у покрівлі їх незгідно залягають породи верхнього кампану.

Свердловина Десантна-1 розкрила утворення нижнього сеноману в інтервалі глибин 2368–2598 м (рис. 1.1.4). У нижній частині вони складені темно-сірим піскуватим вапняком, подекуди пісковиками з глауконітом і гравелітами з *Rotalipora appenninica* (R e n z), *R. gandolfii* L u t e r b. e t P. S i l v a, численними Orbitolinidae, Spirocyclinidae та Miliolidae, а також нанопланктоном *Gartnerago segmentatum* і *Eiffelithus turriseiffelii*. В окремих інтервалах значно поширені радіолярії. Верхня частина представлена переважно мергелями темно-сірими до чорних, сильно окремнелими. Відклади незгідно підстеляються утвореннями верхнього альбу. В покрівлі з переривом залягають породи середнього кампану.

В свердловині Південно-Бортова-1 сеноманські відклади, згідно даних Н. А. Трофимович, умовно виділяються в інтервалі глибин 770–1105 м та представлені пісковиками зеленувато-сірими, різнозернистими, масивними, косошаруватими з прошарками гравелітів.

Свердловиною Іллічівська-2 сеноманські відклади розкриті в інтервалі глибин 1745–2227 м (рис. 1.1.6). За форамініферами в них виділяється два під'яруси. Нижній під'ярус (інт. глибин 2227–2007 м) представлений переважно пісками і пісковиками ясно-сірими, різнозернистими з *Rotalipora brotzeni* (G a n d.), *R. globotruncanoides* (S i g.), *R. cf. micheli* (S a c; D e b o u r d.) і численними Orbitolinidae. У верхньому під'ярусі (інт. глибин 1745–2007 м) також переважають пісковики. В середній їх частині (інт. глибин 1788–1795 м) відмічений прошарок мергелю. У верхній частині (інт. глибин 1745–1755 м), що віділена нами у *каламітську світу*, переважають пісковики зеленувато-сірі з прошарками андезитів і діабазових порфіритів. У відкладах світи визначені *Rotalipora cushmani* (M o r n), Orbitolinidae і крупні аглютиновані форамініфери. Для всього під'ярусу характерні форамініфери *Rotalipora cushmani* (M o r n), *R. reicheli* (M o r r.), *Praeglobotruncana* cf. *oumalensis* (S i g a l.), *Whiteinella paradubia* (S i g a l.). Присутність в їх складі виду *W. paradubia* (S i g a l.), типового для верхнього сеноману, свідчить про пізньосеноманський вік відкладів. А.К. Бойко встановив абсолютний вік діабазів з верхньої частини розрізу цієї свердловини (інт. глибин 1608–1741 м) в 100 ± 4 млн років [35]. Наша інтерпретація цих даних при від'ємному значенні похибки дає можливість датувати їх вік як пізньосеноманський. Відклади без перериву залягають на верхньо-

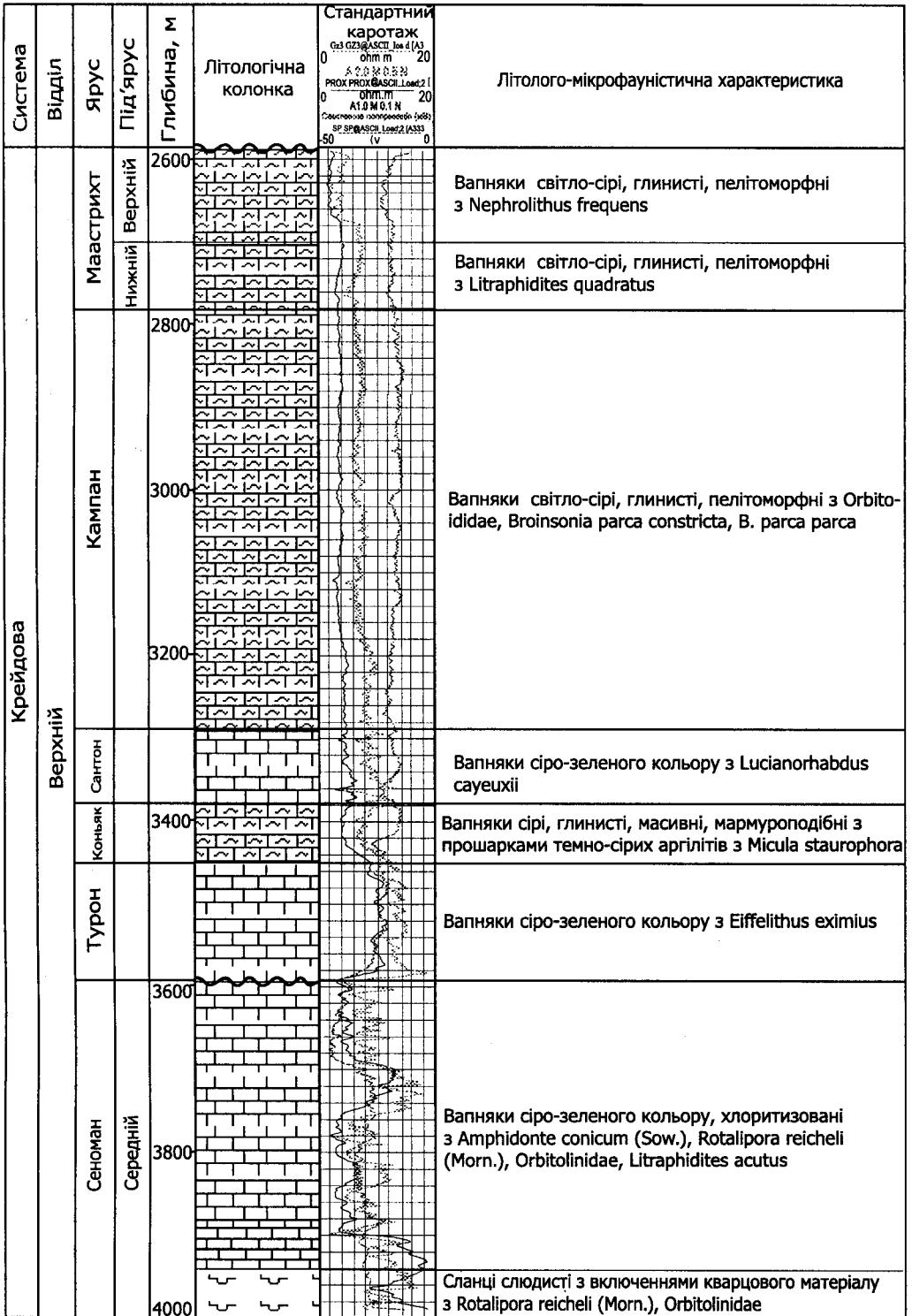


Рис. 1.2.3. Розріз крейдових відкладів свердловини Каркінітська-2
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

альбських і незгідно перекриваються андезитовими порфіритами турон-коньякського віку.

В свердловині Прадніпровська-2 сеноманські утворення, згідно даних Н. А. Трофимович, виділялись в інтервалі глибин 2090–2095 м. Проте виявлений нею в інтервалі глибин 2129–2375 м комплекс форамініфер дуже подібний до таких з свердловини Одеська-2 та Безіменна-2. Він свідчить, що в цьому інтервалі, ймовірно, присутні відклади як сеноманських, так і альбських порід. За геофізичними даними межа між альбськими і сеноманськими ярусами в цій свердловині орієнтовно може бути проведена на глибині 2210 м.

З метою кореляції відкладів сеноманського віку з одновіковими утвореннями суміжних територій зіставлені розрізи окремих свердловин Рівнинного Криму, Північного Причорномор'я, Переддобруджя та Гірського Криму.

На північному заході Рівнинного Криму сеноманські відклади виділені в обсязі верхньої і середньої підсвіт краснополянської світи (стратотип свердловина Карлавська-10, інт. глибин 3452–3850 м) [22]. Вони представлені глинистими мергелями в середній і вапняками у верхній підсвітах. Загальна потужність відкладів — близько 400 м. Вони віднесені до сеноману за характерними форамініферами: *Rotalipora appenninica* (R e n z) і *Rotalipora brotzeni* (G a n d.).

У межах Північного Причорномор'я, сеноманські відклади розкриті свердловинами Тендрівська-19, Великоклинівська-20, Червоноукраїнська-2, а також свердловиною біля с. Мирне.

У свердловині Тендрівська-19 сеноманські відклади розкриті в інтервалі глибин 2325–2680 м. Вони представлені трьома під'ярусами: нижній — з *Rotalipora micheli* (S a c., D e b o u r d.), *R. gandolfii* L u t e r b. et. P. S i l v a і *R. appenninica* (R e n z), середній — з *Rotalipora reicheli* (M o r n.) і верхній — з *Rotalipora cushmani* (M o r n) і *R. deecke* (F r.). Верхній і середній під'яруси складені глауконітовими мергелями; нижній — органогенно-детритовими водоростевими вапняками з *Paraphillum primuvum* L e m o i n e. Відклади залягають на альбських і з переривом перекриваються кампанськими породами.

У свердловині Великоклинівська-20 утворення сеноману розкриті в інтервалі глибин 1908–1959 м. Відклади представлені мергелем і вапняками, містять форамініфери середнього - верхнього сеноману *Rotalipora cushmani* (M o r n) та уламки Orbitolinidae. Залягають на верхньо-альбських і незгідно перекриваються нижньо-сантонськими утвореннями.

У свердловині Червоноукраїнська-2 відклади нерозчленованого середнього-нижнього сеноману розкриті в інтервалі глибин 615–623,7 м і представлені світло-сірими алевролітами з форамініферами *Rotalipora reicheli* (M o r n.), *R. brotzeni* (G a n d.). Вони підстеляються верхньо-альбськими і перекриваються породами нижнього турону.

Свердловиною, що біля с. Мирне (Одеська область), відклади сеноману розкриваються в інтервалі глибин 714–817 м. Вони представлені мер-

гелями, вапняками та пісковиками і містять типові для сеноману *Gavelinella senomanica* Brotz. Відклади підстеляються альбськими і перекриваються туронськими утвореннями.

На півночі Переддобруджя в свердловині Тарутинська-300 сеноман розкритий в інтервалі глибин 645–650 м. Він складений вапнистими пісковиками і містить велику кількість уламків черепашок молюсків. На підставі знахідок типових верхньосеноманських форамініфер *Whiteinella paradubia* (Sig) відклади віднесені до верхнього сеноману. Порооди незгідно залягають на верхньому альбі і перекриваються коньякськими відкладами.

На румунському шельфі Чорного моря сеноманські відклади мають значне поширення. Вони представлені уламковими породами формацій Tomis і Lebada [161]. В Істрійській западині і на плато Гераклея сеноманські утворення складені аргілітами, пісковиками та глинами і містять мікрофауну, характерну для всіх трьох під'ярусів сеноману.

В прибережній південно-західній частині Гірського Криму сеноманські відклади з розмивом залягають на середньоальбських утвореннях. Вони представлені піскуватими вапняками з *Rotalipora reicheli* (Mor n.), яка свідчить про їх пізньосеноманський вік.

1.2.2. Туронський і коньякський яруси

Фауністично охарактеризовані туронські і коньякські відклади розкриті на північно-західному шельфі Чорного моря небагатьма свердловинами. Три з них — Південно-Голіцинська-3, Гамбурцева-2 і Каркінітська-2 розташовані в Каркінітському прогині і одна — Іллічівська-2 — на Каламітському валу, що відноситься до району Структур облямування Каркінітського прогину.

Турон-коньякські відклади перших трьох свердловин мають подібний літологічний склад, але недостатньо охарактеризовані палеонтологічно і тому попередніми дослідниками часто розглядались спільно. Сучасне розчленування цих відкладів проведено на основі дослідження форамініфер і нанопланктону.

У свердловині Одеська-2 турон-нижньокампанські відклади виділені умовно за геофізичними даними в інтервалі глибин 2837–1760 м.

Максимальна потужність туронських відкладів близько 700 м встановлена в свердловині Південно-Голіцинська-3 в північній частині Каркінітської западини, а максимальна потужність коньяку — 453 м — у свердловині Гамбурцева-2 на заході цієї западини (рис. 1.2.4).

У свердловині Гамбурцева-2, що розташована на однойменному піднятті у Михайлівській улоговині, встановлюються відклади туронського і коньякського ярусів, які поділені на під'яруси (рис. 1.1.8).

Туронський ярус в обсязі нижнього і середньо-верхнього нерозчленованого під'ярусів розкривається в інтервалі глибин 2395–2844 м. Нижній

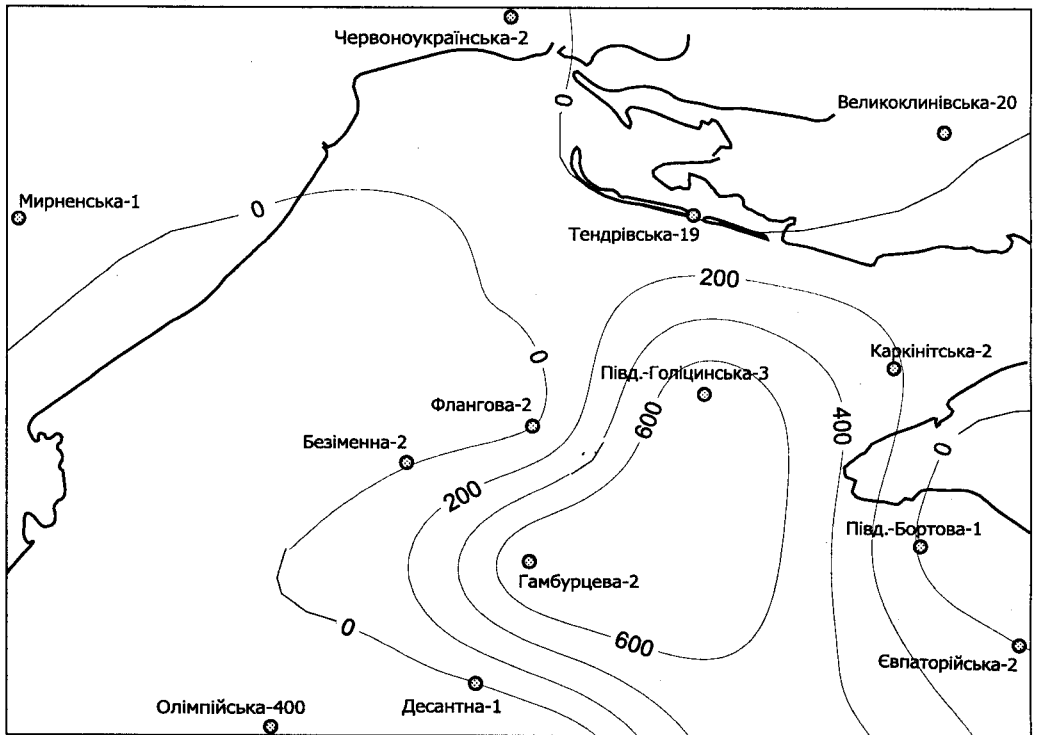


Рис. 1.2.4. Карта-схема потужностей турон-коньякських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

під'ярус (інт. глибин 2700–2844 м) складається з двох частин. Нижня частина (інт. глибин 2755–2844 м) представлена вапняком темно-сірим до чорного, детритовим, щільним, слабослюдистим. Це товща перевідкладення. Порода складається з дрібних уламків вапняку чорного і світлого кольору. Зустрінута в ній мікрофауна перем'ята зі слідами ковзання. Одночасна присутність в породі нижньотуронських форамініфер *Helvetoglobotruncana cf. helvetica* B o l l i та численних сеноманських *Rotalipora cushmani* (M o r n) свідчить про перевідкладення сеноманських відкладів у ранньому туроні. Верхня частина (інт. глибин 2700–2755 м) складена вапняком світло-сірим, міцним, тріщинуватим і містить тільки ранньотуронські види-індекси нанопланктону, що характеризують нижньотуронські “верстви з *Gartnerago segmentatum* і *Kamptnerius magnificus*”. Середньо-верхній нерозчленований під'ярус турону встановлюється в цьому розрізі в інтервалі глибин 2700–2395 м і представлений вапняками світло-сірими міцними, тріщинуватими з *Marginotruncana schneegansi* B o l l i, *Praeglobotruncana imbricata* (M o r n.) і *Eiffilithus eximius*. Туронські відклади незгідно залягають на верхньосеноманських і з переривом перекриваються верхньоконьякськими утвореннями.

Коньякські відклади в цій свердловині розкриті в інтервалі глибин 2075–2395 м і представлені товщею вапняків ясно-сірих, масивних, тріщи-

нуватих з сутурами і стилолітами і містять типовий коньякський вид нанопланктону *Micula staurophora* і верхньоконьякські форамініфери *Gavelinella infrasntonica* (B a l a k h m.) та ін., що вказує на верхньоконьякський під'ярус. У підошві відкладів (інт. глибин 2385–2387 м) також спостерігається зона розмиву-перевідкладання (?) у вигляді чорного глинистого вапняку, переповненого представниками Orbitolinidae. В ній встановлений типовий коньякський нанопланктон *Micula staurophora*.

У свердловині Південно-Голіцинська-3, розташованій біля північного схилу Каркінітського прогину, через відсутність керна і погану збереженість мікрофауни була досліджена лише туронська частина розрізу та її контакт з сеноманською (рис. 1.1.7). Вона виявила спільність будови цього інтервалу з таким у свердловині Гамбурцева-2. Відклади турону в Південно-Голіцинській свердловині розкриті в інтервалі глибин 3280–3998 м і представлені двома під'ярусами. Нижній під'ярус (інт. глибин 3998–3857 м) складений в нижній частині вапняками темно-сірими, а у верхній — мергелем чорним детритовим. В ньому присутній нижньотуронський нанопланктон *Gartnerago segmentatum*, *Kamptnerius magnificus* і типові середньо-верхньосеноманські форамініфери *Rotalipora cushmani* (M o r r). Ймовірно, що ця зона перевідкладення подібна до такої в свердловині Гамбурцева-2. Верхній турон в розрізі цієї свердловини розкритий в інтервалі глибин 3280–3857 м. Він представлений темно-сірими пелітоморфними вапняками з *Gavelinella moniliformis* (R s s.). Відклади незгідно залягають на середньосеноманських і з переривом перекриваються нижньосантонськими.

У свердловині Каркінітська-2 туронські відклади встановлені в інтервалі глибин 3450–3592 м (Рис. 1.2.3). Вони представлені вапняками сіро-зеленого кольору і містять типовий вид нанопланктону — *Eiffelithus eximius*, характерний переважно для верхнього турону. Відклади з переривом залягають на середньосеноманських і перекриваються коньякськими. Коньякські відклади в цій свердловині виявлені в інтервалі глибин 3378–3450 м. Вони складені сірими вапняками, глинистими, масивними, пелітоморфними, мармуроподібними з прошарками темно-сірих аргілітів. Вік цих відкладів визначений як коньякський за присутністю характерного виду нанопланктону *Micula staurophora*. Відклади без перериву залягають на верхньотуронських і перекриваються сантонськими.

У свердловині Іллічівська-2, що на Каламітському піднятті, значну частину верхньокрейдового розрізу (інт. глибин 1198–1745 м) складають вивержені породи, виділеної нами каламітської світи (рис. 1.2.1). У нижній частині вони представлені діабазовим порфіритом (рис. 1.1.6), у середній — андезитом-діабазовим порфіритом, зеленувато-сірим, крип-токристалічним, а у верхній — андезитовим порфіритом. Їх абсолютний вік, встановлений А. К. Бойко [35] для інтервалу 1198–1210 м показав 90 ± 4 млн років, а для інтервалу 1516–1523 м — 95 ± 4 млн років, що за нашою інтерпретацією (при від'ємному значенні похибки) відпові-

дає пізньому коньяку та ранньому турону. Нижня частина (інт. глибин 1608-1741 м) згідно з цими даними має вік 104 млн років, що відповідає пізньому сеноману.

В Рівнинному Криму відклади турону-коньяку складають знаменську світу (стратотип свердловина Тарханкутська-2, інт. глибин 1525– 2273 м) [22]. Відклади представлені світло-сірими і білими глинистими органомінеральними вапняками, мікрозернистими вапняками з сутурами і стилолітами з міліметровими прошарками темних глин та включеннями кременю. Потужність їх становить 1200 м. У нижній частині світи знайдені туронські *Gavelinella ammonoides* (R s s), *Globotruncana lapparenti* B r o t z. та ін., а у верхній — характерні для коньяку *Stensioeina granulata granulata* O l b. Відклади залягають на краснополянській світі сеноману, з переривом перекиваються воронківською товщею нижнього сантону.

В Гірському Криму (Чорноріченський район) відклади турон-коньякського віку представлені нижньотуронською мендерською світою, складеною окременілими мергелями і турон-коньякською прохладненською світою, представленою вапняками, мергелями з прошарками пісковиків, кременю та конгломератів з характерною для цих відкладів фауною. Для межі цих світ з перекиваючою товщею сантону характерні регіональні перериви.

В східній частині Північного Причорномор'я фауністично охарактеризованих відкладів цього віку не встановлено. Вони умовно виділяються в більшості свердловин разом з іншими тільки за геофізичними даними. Фауністично охарактеризовані відклади турону і коньяку присутні лише в Західному Причорномор'ї. Турон-коньякські відклади найповніше представлені в Мирненській свердловині. Вони розкриті в інтервалі глибин 678–714 м і характеризуються писальною крейдою, яка містить форамініфери *Gavelinella moniiformis* (R s s.), *G. ammonoides* (R s s.), *Brotzenella kelleri* M j a t l. Ці форми свідчать про наявність нижнього і верхнього турону. Коньякські відклади в цій свердловині розкриті в інтервалі глибин 638– 678 м. Вони складені писальною крейдою і представлені двома під'ярусами: нижнім — з *Osangularia granulata granulata* (O l b.), *Gavelinella praeinfrasantonica* (M j a t l.) та верхнім — з *Gavelinella costulata* (M a r i e), *Bolivinita eleyi* (C u s h m). У покрівлі залягають породи нижнього сантону.

У свердловині Червоноукраїнська-2 турон-коньякські відклади розкриті в інтервалі глибин 555–623 м і представлені писальною крейдою з *Gavelinella praeinfrasantonica* (M j a t l.), *Stensioeina granulata granulata* O l b. та ін.

У свердловині Тарутинська-300 (інт. глибин 582–640 м) у Переддобруджі знайдені коньякські відклади хаджидерської товщі, представлені крейдоподібним мергелем з *Gavelinella infrasantonica* (B a l a k h m) і *G. thalmanni* B r o t z. Відклади незгідно залягають на базальних верствах, що містять перевідкладені сеноманські форамініфери і перекиваються нижньосантонськими утвореннями.

В румунській частині шельфу [161] туронські і коньякські відклади з *Marginotruncana* sp. представлені крейдою і мергелями формації Lebadia West.

1.2.3. Сантонський ярус

Фауністично охарактеризовані відклади сантонського віку в межах північно-західного шельфу Чорного моря розкриті 6 свердловинами, пробуреними в Каркінітському прогині. Це свердловини Південно-Голіцинська-3, Гамбурцева-2, Каркінітська-2, Центральна-1, Шмідта-12 і Сельського-40.

Відклади цього ярусу представлені світло-сірими фарфороподібними, слабоокременілими вапняками. Більшість свердловин не пройшла повної потужності сантону. Максимальна його потужність — близько 628 м спостерігається в свердловині Південно-Голіцинська-3 в центральній частині Каркінітського прогину, де за форамініферами виділяється два під'яруси сантону (нижній і верхній). Найбільша потужність сантону — до 230 м розкрита в свердловині Південно-Голіцинська-3 (рис. 1.2.7). Породи сантонського віку, здебільшого згідно залягають на коньякських і перебиваються утвореннями кампану.

В свердловині Гамбурцева-2 сантон розкритий в інтервалі глибин 1880–2075 м і за форамініферами поділений на два під'яруси (рис. 1.1.8). Відкла-

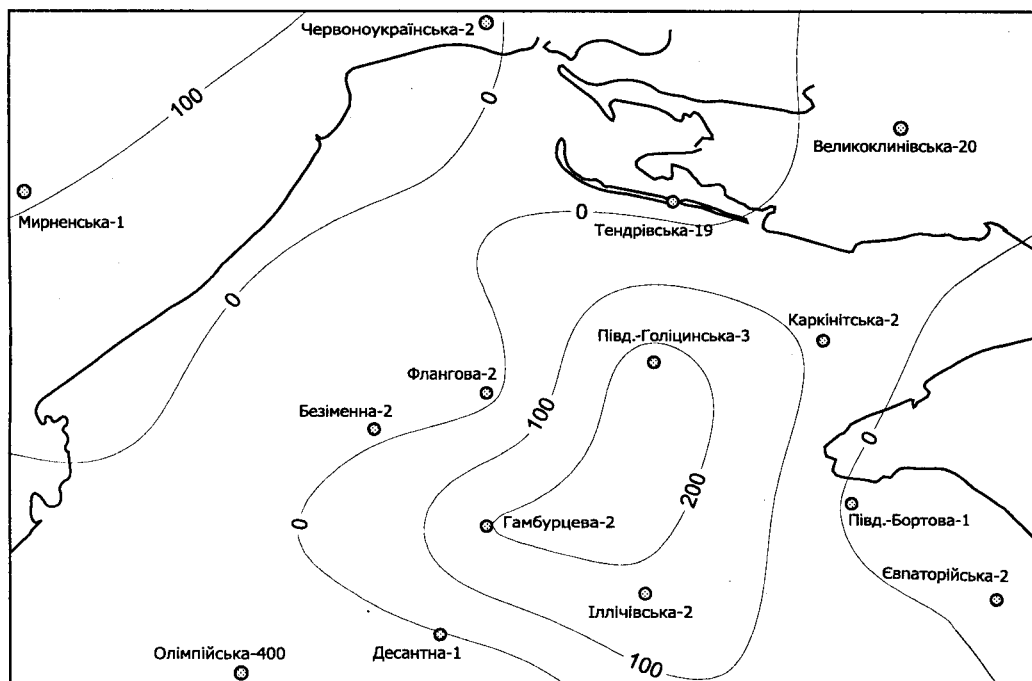


Рис. 1.2.5. Карта-схема потужностей сантонських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

ди нижнього під'ярусу (інт. глибин 2075–1995 м) представлені вапняком світло-сірим, масивним, міцним, тріщинуватим, місцями з глинистими прошарками до 40 см, з сутуро-стилолітовими швами, орієнтованими горизонтально і вповненими темно-сірим, глинистим, вапнистим матеріалом з типовими для цього віку *Gavelinella infrasantonica* B a l a k h m., *Stensioina granulata granulata* (O l b.), *S. cf. granulata perfecta* K o s h., *Osangularia whitei whitei* C a r b. Верхній під'ярус (інт. глибин 1995–1880 м) складений вапняком світло-сірим, міцним з прошарками глини до 40 см і містить *Gavelinella stelligera* M a r i e, що вказує на верхній сантон. Відклади залягають на верхньоконьякських і незгідно перекриваються середньокампанськими.

Свердловина Південно-Голіцинська-3 утворення сантону розкрила в інтервалі глибин 3052–3280 м (рис. 1.1.7). У нижній частині вони представлені вапняком світло-сірим, плямистим, пелітоморфним, слабослюдистим, глинистим, місцями окременілим і містять типові для нижнього сантону форамініфери *Gavelinella infrasantonica* (B a l a k h m), *Dicarinella concavata* (B r o t z.) і нанопланктон *Lucianorhabdus cayeuxii*. Верхня частина розрізу не охарактеризована керном. Породи незгідно залягають на верхньотуронських і перекриваються кампанськими.

Свердловини Сельського-40, Центральна-1 і Шмідта-12 не пройшли повної потужності сантону.

В свердловині Сельського-40 утворення сантону розкриті в інтервалі глибин 2527–2600 м і складені вапняком світло-сірим, фарфороподібними, щільним, дуже міцним з прошарками кременистого вапняку. В породі знайдені типові для верхнього сантону *Gavelinella stelligera* (M a r i e.) і нанопланктон *Lucianorhabdus cayeuxii*. В покрівлі відкладів без перериву залягають утворення нижнього кампану.

Свердловина Центральна-1 розкрила відклади нижнього сантону в інтервалі глибин 2984–3170 м. Відклади представлені вапняком сірим, кременистим з прошарками глини до 2 мм з дзеркалами ковзання. Вік відкладів встановлений на підставі знахідок типових для низів сантону видів *Gavelinella infrasantonica* (B a l a k h m.) і *Dicarinella concavata* (B r o t z.). Відклади незгідно перекриваються верхньокампанськими породами.

В свердловині Каркінітська-2 утворення сантону визначені в інтервалі глибин 3300–3378 м (рис. 1.2.3). Вони представлені вапняками сіро-зеленого кольору, вік яких визначений за сантонським нанопланктоном *Lucianorhabdus cayeuxii* *cayeuxii* біля нижньої межі ярусу. Відклади без перериву залягають на коньякських. Верхня межа встановлена за геофізичними даними.

В свердловині Шмідта-12 сантонські відклади виявлені в інтервалі глибин 3518–3640 м. Вони складені вапняком світло-сірим, міцним, щільним, пелітоморфним з *Stensioeina exculpta gracilis* B r o t z., *Bolivinoidea cf. strigillatus* (C h a m p.), *Gavelinella clementiana clemen-*

tiana (O r b.) і *Lucianorhabdus cayeuxii*, що свідчить про верхній сантон. Відклади перекриваються нижньокампанськими породами.

В районі Структур облямування, на Каламітському піднятті і в свердловині Одеська-2 вони виділяються умовно за геофізичними даними.

На північному заході Рівнинного Криму породи сантону представлені переважно глинистими міцними вапняками з сутурами і стилолітами та прошарками мергелів і вапняків. Вони складають воронківську і нижню частину павлівської товщ (відповідно стратотипи – свердловина Північно-Серебрянська-1, інт. глибин 1996–2128 м і свердловина Стрілкова, інт. глибин 1848–1985 м). Порівняно з коньякськими, відклади сантону характеризуються меншими потужностями і відокремлені від них, на думку В. Г. Бондаренка, регіональним переривом. На південь від Тарханкутського п-ова, на Євпаторійській площі, сантонські відклади не встановлені.

В південно-західній частині Гірського Криму відклади сантону представлені мергельно-пісковиковою товщею і складені мергелями з кременями та прошарками пісковиків і конгломератів, що свідчить про їх порушене залягання. Потужність відкладів – близько 50 м. Товща містить мікрофауну нижнього і верхнього сантону. Породи незгідно залягають на верхньоконьякських і без перериву перекриваються нижньокампанськими.

В Східному Причорномор'ї відклади сантону розкриті багатьма свердловинами. В свердловині Великоклинівська-20 Г. М. Волошиною виділений нерозчленований сантон в інтервалі глибин 1813–1855 м. За нашими даними, на підставі знахідок *Gavelnella stelligera* (M a r i e) у верхній і *Gavelinella infrasantonica* (B a l a k h m) у нижній частинах розрізу утворення сантону в цій свердловині встановлюються в інтервалі глибин 1724–1875 м в обсязі двох під'ярусів. Відклади представлені вапняками глинистими з сутурами і стилолітами, зверху окременілими. В підозві їх залягають дрібнозернисті вапняки, які за геофізичними даними відносяться до коньяку — турону. Перекриваються відклади нижнім кампаном.

У Західному Причорномор'ї відклади сантону поширені досить широко і розкриваються також багатьма свердловинами.

В свердловині Червоноукраїнська-2 відклади сантону виділяються в інтервалі глибин 535–555 м. Вони представлені мергелем крейдоподібним і містять у нижній частині (інт. глибин 545–555 м) нижньосантонські *Gavelinella infrasantonica* (B a l a k h m.), *G. thalmanni* B r o t z., а у верхній — форамініфери *Gavelinella* cf. *stelligera* (M a r i e), типові для верхнього сантону. Відклади без перериву підстеляються коньякськими і перекриваються нижньокампанськими.

В свердловині біля с. Мирне відклади сантону встановлені в інтервалі глибин 531–638 м. Вони складені крейдоподібним мергелем. За форамініферами в них виділяються два під'яруси: нижній — з *Gavelinella infrasantonica* B a l k h m. (інт. глибин 636–638 м) і верхній — з *Gavelinella stelligera* M a r i e (інт. глибин 531–636 м). Відклади без явного перериву залягають на коньякських і перекриваються нижньокампанськими породами.

В Переддобруджі сантонські відклади складають нижню підсвіту плахтіївської світи (стратотип свердловина Саратська-1, інт. глибин 509–817 м). Вони представлені мергелями світло-сірими, крейдо-подібними, ділянками вапняками і крейдою. Відклади містять багатий комплекс форамініфер, серед яких визначені види, типові для нижнього і верхнього сантону. Порооди без перериву залягають на коньякській хаджидерській товщі і без перериву перекриваються верхньою підсвітою плахтіївської світи ранньокампанського віку.

В румунській частині шельфу [161] поширені тільки верхньосантонські відклади, що разом з кампанськими і нижньомаастріхтськими утворюють формацію Unirea, представлену крейдою, вапняками і мергелями.

1.2.4. Кампанський ярус

Відклади кампану на північно-західному шельфі Чорного встановлені у всіх трьох структурно-фаціальних районах за винятком Євпаторійської та Прадніпровської площ. Вони представлені переважно вапняками. Найбільша потужність близько 600 м розкривається в свердловинах: Південно-Голіцинська-3 і Безіменна-2 (рис. 1.2.6). Відклади кампану представлені трьома під'ярусами. Найбільш поширені середній та верхній під'яруси в розрізах яких спостерігається трансгресивний характер залягання. На деяких площах можливий двочленний поділ кампану. Утворення нижнього кампану визначені лише в трьох свердловинах — Олімпійська-400, Сельського-40 та Шмідта-12.

В Каркінітському прогині відклади кампану розкриті свердловинами Гамбурцева-2, Сельського-40, Штормова-5, Південно-Голіцинська-3, Шмідта-12 і Центральна-1.

Свердловиною Гамбурцева-2, що пробурена на однойменному піднятті, відклади кампану розкриті в інтервалі глибин 1360–1880 м (рис. 1.1.8). Вони складені вапняками світло-сірими, пелітоморфними, щільними, міцними, різнозернистими, місцями тріщинуватими, із сутуро-стилолітовими швами та тріщинами, орієнтованими під кутом до 5–10°. Вміст CaCO_3 в них становить 94,6–95,7 %. В породах знайдені форамініфери *Cibicides aktulagayensis* V a s s., *Brotzenella* cf. *menneri* (K e l l.), *Globotruncana morozovae* V a s s. та нанопланктон, на підставі якого можуть бути встановлені два під'яруси кампану: середній (інт. глибин 1725–1880 м) — з *Broinsonia parca parca* і верхній (інт. глибин 1360–1725 м) з *Broinsonia parca constricta*. Відклади незгідно залягають на верхньосантонських і перекриваються, умовно палеоценовими утвореннями.

В свердловині Південно-Голіцинська-3 відклади кампану розкриті в інтервалі глибин 2419–3052 м і представлені вапняком сірим, прошарками більш темним, слабослюдистим, місцями глинистим, щільним, міцним з прошарками до 4 см темно-сірого глинистого матеріалу (рис. 1.1.7). Внизу — вапняк органогенно-детритовий. По всьому розрізу спостерігаються

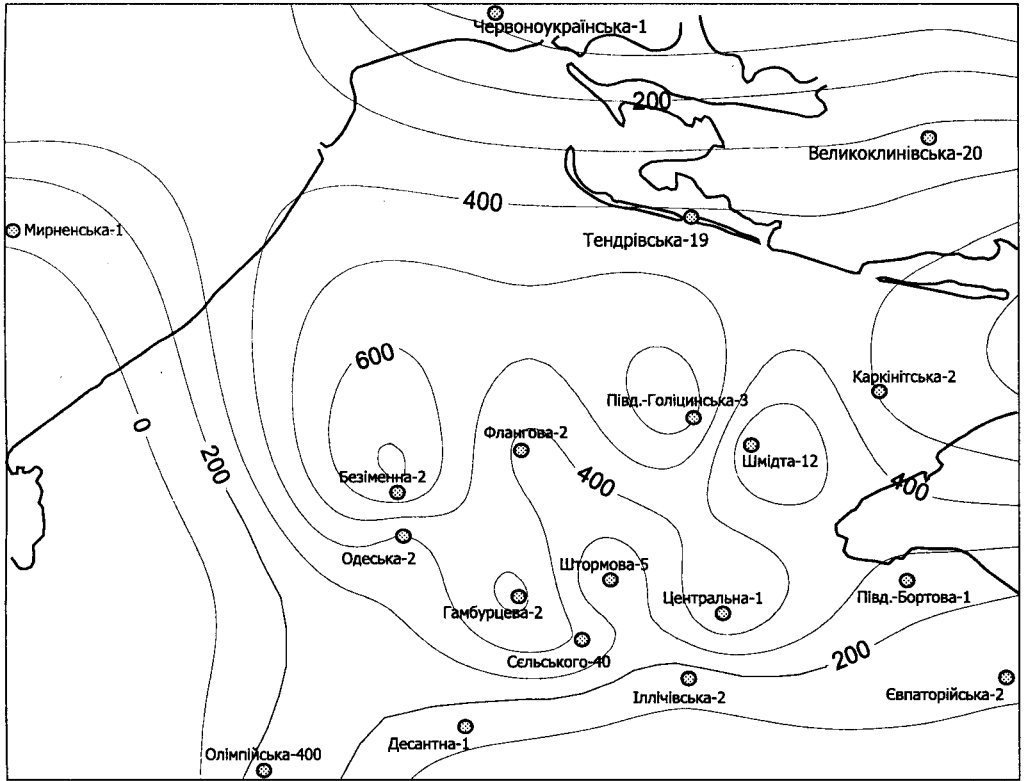


Рис. 1.2.6. Карта-схема потужностей кампанських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

стяжіння кременю. В нижній частині розрізу знайдена *Broinsonia parca parca*, що вказує на середній кампан. У верхній частині розрізу встановлені верхньокампанські форамініфери *Cibicoides voltzianus* (O r b.), *Brotzenella taylorensis* (C a r s.) і нанопланктон *Broinsonia parca constricta*. В підшві відкладів незгідно залягають утворення верхнього сантону, в покрівлі — породи маастрихту.

В свердловині Центральна-1 кампан розкритий в інтервалі глибин 2984–2452 м і представлений вапняками світло-сірими, плямистими пелітоморфними з бітумоїдним матеріалом по тріщинах. У відкладах (інт. глибин 2662–2984 м) знайдені форамініфери *Brotzenella monterelensis* M a r і e та *Bolivinoidea decoratus decoratus* (J o n e s), які свідчать про середньокампанський вік порід. У верхній частині розрізу (інт. глибин 2662–2984 м) встановлені форамініфери *Bolivinoidea miliaris* H i l t. et K o h, *Bolivina incrassata crassa* V a s s. і нанопланктон *Lithastrimus floralis* і *Prediscosphaera cretacea*, характерні для верхнього кампану. Відклади кампану незгідно залягають на нижньосантонських і перекриваються датськими.

В свердловині Шмідта-12 (інт. глибин 3518–3292 м) кампан представлений світло-сірим, щільним, глинистим, слабослюдистим, тріщинуватим вапняком, тріщини в якому виповнені темно-сірим глинистим матеріалом.

Нижня частина розрізу (інт. глибин 3518–3400 м) складена вапняком світло-сірим, міцним, щільним, глинистим, тріщинуватим з прошарками (до 5 мм) зеленувато-сірого глинистого матеріалу. Тут визначені *Cibicidoides cf. temirensis* (V a s s.), *Arkhangelskiella cymbiformis*, які вказують на нижній під'ярус кампану. У верхній частині розрізу знайдені *Brotzenella cauxerii* L a p p., *Broinsonia parca constricta*, що свідчить про належність до верхнього під'ярусу. Породи середнього кампану не встановлені (ймовірно, розмиті у пізньокампанський час). Відклади кампану залягають на верхньосантонських і перекриваються утвореннями маастрихту.

Свердловина Штормова-5 розкрила відклади кампану в інтервалі глибин 2262–2495 м. Відклади представлені вапняком сірим, світло-сірим, пелітоморфним, щільним з сутуро-стилолітовими швами та тріщинами, що виповнені бітумоїдно-глинистим матеріалом. Вони містять нанопланктон *Broinsonia parca constricta* і *Broinsonia parca parca*, що вказуює на верхньо- і середньокампанський під'яруси. Свердловина зупинена в кампані. В покрівлі відклади перекриті маастрихтом.

Свердловина Сельського-40 розкрила кампан в інтервалі глибин 2152–2527 м. Відклади цього віку представлені вапняками світло-сірими, міцними, щільними, тріщинуватими, у нижній частині фарфороподібними, а у верхній — пелітоморфними. За форамініферами і нанопланктоном у них виділяються три під'яруси: нижній — з *Cibicidoides temirensis* (V a s s.) *Gavelinella dainae* (M j a t l.), *Arkhangelskiella cymbiformis*, середній — з *Broinsonia parca parca* та верхній — з *Globorotalites emdyensis* V a s s., *Broinsonia parca constricta* і *Brotzenella menneri* (K e l l.). Породи без перериву залягають на сантонських і перекриваються маастрихтськими.

Свердловиною Каркінітська-2 кампанські відклади розкриті в інтервалі глибин 2782–3300 м (рис. 1.2.3). Вони представлені світло-сірими пелітоморфними глинистими вапняками, які іноді перешаровуються з їх більш крихкими, темними окременілими різновидами, що мають більш низький вміст CaCO₃. Вік відкладів визначався за присутністю видів нанопланктону *Broinsonia parca constricta* і *Broinsonia parca parca*, характерних для середнього — верхнього кампану. Відклади залягають на сантонських і перекриваються маастрихтськими породами.

В межах району Структур облямування кампанські відклади розкриті свердловинами Іллічівська-2 і Південно-Бортова-1, а також Одеська-2 і Безіменна-2.

Свердловиною Одеська-2 фауністично охарактеризовані відклади кампану, пройдені в інтервалі глибин 1750–1760 м і представлені світлими, пелітоморфними, щільними вапняками. В них знайдені типові пізньокампанські *Globorotalites emdyensis* V a s s., *Cibicidoides actulagayensis* (V a s s.) і нанопланктон *Broinsonia parca constricta* і *Prediscospaera stoveri*, що свідчить про верхньокампанський під'ярус. Нижній контакт відкладів не досліджений через відсутність керна. В покрівлі залягають породи маастрихту.

Свердловиною Іллічівська-2 на Каламітському піднятті кампан пройдений в інтервалі глибин 911–1025 м (рис. 1.1.6). Відклади представлені вапняком пелітоморфним глинистим і слабо глинистим, лінзоподібно-шаруватим. У нижній частині розрізу встановлені *Brotzenella monterelensis* M a r l e та *Broinsonia parca parca*, характерні для середньокампанського під'ярусу. У верхній частині розрізу знайдені *Broinsonia parca constricta* і *Globotruncana morozovae* V a s s. типові для верхньокампанського під'ярусу. Порооди незгідно залягають на сантонських і перебиваються маастрихтськими.

В свердловині Південно-Бортова-1 кампан розкритий в інтервалі глибин 500–770 м. Відклади представлені крейдоподібним мергелем і містять комплекс форамініфер, типовий для одноіменної зони нижньої частини верхнього кампану: *Globotruncana majzoni* S a c a l a t D e b o u r d., *Globotruncanella havanensis* V o o r w., *Bolivinoidea praecursor* R e i s s. Кампанські відклади незгідно залягають на породах верхнього альбу.

В свердловині Безіменна-2 кампан розкритий в інт. глибин 1170–1848 м (рис. 1.1.5). Він представлений різнозернистими, вапнистими до гравійних пісковиками, які складаються з кременистих ядер форамініфер. В породах знайдені *Globorotalites aff. emdyensis* V a s s., *Cibicidoides aff. voltzianus* (O r b.). Нижня частина (інт. глибин 1770–1840 м) містить перевідкладені сеноманські форамініфери. Ймовірно, ці породи являють собою залишки давньої авандельти або конусу виносу. Відклади незгідно залягають на сеноманських і перебиваються маастрихтськими.

Свердловиною Десантна-1 породи кампану розкриті в інтервалі глибин 2278–2380 м (рис. 1.1.4). У нижній частині розрізу (інт. глибин 2350–2380 м) вони складені світло-сірим слабокременілим мергелем з *Globotruncana cf. fornicata* P l u m m, *Brotzenella cf. cayeuxi* L a p r., що більш характерні для середнього під'ярусу кампану. У верхній частині розрізу (інт. глибин 2278–2350 м) відклади представлені вапняком білим крейдоподібним з *Angulogavelinella stellaria* V a s s. — типовою формою для верхнього під'ярусу кампану. У підшві незгідно залягають відклади сеноману, а в покрівлі — маастрихту.

В Олімпійському районі кампанські відклади північно-західної частини Крайового уступу північно-західного шельфу Чорного моря розкриті свердловинами Олімпійська-400 і Олімпійська-1.

Свердловиною Олімпійська-400 розріз кампану розкритий в інтервалі глибин 2236–2478 м (рис. 1.1.2). За форамініферами і нанопланктоном вони поділяються на два під'яруси. Нижній під'ярус (інт. глибин 2302–2478 м) представлений глиною темно-сірою, тонкошаруватою, вапнистою, а також форамініферовими вапняками і пісковиками або гравелітами. Тут встановлені *Cibicidoides temirensis* V a s s., *Orbignyna sacheri* (R e u s s) і нанопланктон *Micula staurophora*, *Kamptnerius magnificus*. Верхній під'ярус (інт. глибин 2236–2302 м) складений вапняком крейдоподібним, біоморфно-детритовим та пісковиком різнозерни-

стим з *Bolivina incrassata* (R s s.), *Globotruncana morozovae* V a s s. і на-нопланктоном *Broinsonia parca constricta*. Кампанські відклади незгідно залягають на верхньоальбських і перекриваються палеогеновими.

В свердловині Олімпійська-1 кампанські відклади за геофізичними даними встановлені в інтервалі глибин 2260–2405 м. Свердловина не вийшла з кампану.

Відклади кампану розкриваються багатьма свердловинами на територіях, прилеглих до північно-західного шельфу Чорного моря — Рівнинного Криму, Причорномор'я, Переддобруджя, а також відслонюються в Гірському Криму.

В Рівнинному Криму відклади кампану відповідають верхній частині павлівської товщі і нижній підсвіті джанкойської світи і розкриваються на різних глибинах свердловиною Джанкойська-3Р. Павлівська товща (інт. глибин 2106–2299 м) представлена світло-сірими і білими вапняками, глинистими з прошарками мергелів і глин, а в скорочених розрізах Центрально-кримського району — мергелями з прошарками глин. У них знайдені *Cibicoides temirensis* (V a s s.), *Gavelinella dainae* (M j a t l.), що свідчить про нижній кампан. Нижня підсвіта джанкойської світи (інтервали глибин 1810–2106 м) складена сірими глинистими вапняками і вапняками з прошарками зеленуватих мергелів, які переважають в Центрально-кримському районі. В ній характерні для верхнього кампану форамініфери зони *Globotruncana morozovae* верхнього кампану.

В свердловині Євпаторійська-9 на одноіменному піднятті відклади кампану (інт. глибин 240–310 м) представлені верхньокампанським під'ярусом з *Brotzenella monterelensis* (M a r i e), *Globotruncana morozovae* V a s s. Породи незгідно залягають на відкладах верхнього сеноману і перекриваються датськими (?) утвореннями

В свердловині Миколаївська-1, що в Альминській западині, кампанські відклади представлені вапняком тріщинуватим крейдоподібним (інт. глибин 975–1070 м) і містять мікрофауну *Bolivinoidea dracoformis* V a s s., *Globotruncana ventricosa* W h i t e, що є типовими для верхнього кампану. Вони незгідно залягають на нижньосантонських і перекриваються маастрихтськими породами.

У Східному Причорномор'ї дуже подібними до шельфових відкладів кампану є одновікові утворення, розкриті свердловинами Тендрівська-19 і Великоклинівська-20.

В свердловині Тендрівська-19 відклади кампану розкриваються в інтервалі глибин 1890–2325 м. Вони представлені у верхній частині вапняками глинистими пелітоморфними. Ці відклади досліджені в інтервалах глибин 2124–2128 і 2128–2190 м. У першому інтервалі визначені *Globorotalites emdyensis* V a s s. та *Bolivina kalinini* V a s s, типові для верхнього під'ярусу кампану. В інтервалі глибин 2128–2190 м в окременілому вапняку знайдені *Gavelinella* cf. *dainae* M j a t l. та *Gavelinella pseudoexcolata* K a l i n., характерні для нижнього під'ярусу

кампану. В подошві відкладів незгідно залягають породи сеноману, в покрівлі — утворення маастрихту.

Свердловина Великоклинівська-20 пройшла кампан в інтервалі глибин 1480–1800 м. У нижній частині розрізу, складеній вапняками з прошарками окременілих мергелів, знайдені типові нижньокампанські форми *Gavelinella dainae* M j a t l., *G. clementiana clementiana* O r b., *G. bistellata* L i p n., *G. stelligera* (M a r i e), а також представники Orbitolinidae і Miliolidae. Верхня частина розрізу представлена вапняком білим, крейдоподібним, щільним і містить форамініфери верхнього кампану *Gavelinella clementiana laevigata* (M a r i e), *Brotzenella monterelensis* (M a r i e) і *Cibicidoides actulagayensis* V a s s, а також численні Orbitolinidae. Відклади незгідно залягають на нижньосантонських і перекриваються маастрихтськими утвореннями.

У Західному Причорномор'ї більш глибоководні пелітоморфні вапняки кампану заміщуються крихкими крейдоподібними мергелями незначної потужності. Для регіону характерне в цілому більш значне поширення нижньокампанських утворень, порівняно з верхньокампанськими.

В свердловині Червоноукраїнська-2 кампанські відклади розкриті в інтервалі глибин 469–545 м і представлені крейдоподібними мергелями. В нижній їх частині встановлені *Gavelinella dainae* M j a t l. та *Gavelinella clementiana pseudoexolata* K a l i n, характерні для нижнього кампану, а у верхній — форамініфери *Gavelinella clementiana laevigata* (O r b.) і *Bolivinoidea laevigatus* M a r i e, типові для верхнього кампану. Породи згідно залягають на верхньосантонських і перекриваються маастрихтськими.

Свердловина Мирненська, що розташована біля м. Одеса, пройшла кампанські відклади в інтервалі глибин 470–531 м. Вони представлені крейдоподібними мергелями і містять в нижній частині розрізу нижньокампанську мікрофауну *Cibicidoides temirensis* V a s s. і *Gavelinella clementiana pseudoexolata* K a l i n. та ін., а у верхній типові верхньокампанські форамініфери *Cibicidoides actulagayensis* V a s s. і *C. voltzianus* (O r b.). Відклади без перериву залягають на сантонських і перекриваються маастрихтськими.

В свердловині Тарутине-300, що пробурена у Переддобруджі, відклади кампану розкриваються в інтервалі глибин 542–582 м і представлені крейдоподібним мергелем. Вони віднесені до нижнього кампану на підставі знахідок форамініфер *Cibicidoides temirensis* V a s s, *Gavelinella bistellata* L i p n. та ін. Характерна присутність значної кількості представників Orbitoididae. В подошві цих відкладів незгідно залягають утворення коньяку, в покрівлі — відклади палеогену.

На південному заході Гірського Криму відклади кампану мають значне поширення. Вони складені переважно мергелями кудринської світи потужністю до 200 м і за макрофауною поділяються на три під'яруси.

1.2.5. Маастрихтський ярус

Відклади маастрихту на північно-західному шельфі Чорного моря розкриті багатьма свердловинами в районах Структур облямування та Каркінітському. В більшості з них відклади маастрихту представлені різноманітними вапняками, рідше — мергелями і вапнистими пісковиками або перешаруванням цих порід.

Максимальна потужність відкладів зафіксована в свердловині Сельського-40 — 450 м, мінімальна — на Іллічівському піднятті — 41 м (рис. 1.2.7).

За форамініферами і нанопланктоном у свердловинах Сельського-40, Євпаторійська-2 і Каркінітська-2 встановлені два під'яруси маастрихту. В інших свердловинах виділяються один з двох під'ярусів або нерозчленована маастрихтська товща. В свердловині Гамбурцева-2 граничні відклади верхньої крейди і палеогену не охарактеризовані керном.

В Каркінітському прогині відклади маастрихту пройдені свердловинами Південно-Голіцинська-3, Сельського-40, Штормова-5, Шмідта-12 і Каркінітська-2.

Свердловиною Південно-Голіцинська-3 відклади маастрихту встановлені в інтервалі глибин 2312–2419 м (рис. 1.1.7). Вони складені у верхній частині вапняком органогенним, унизу — глинистим. У верхній частині розрізу знайдені типові ранньомаастрихтські форми *Conicotruncana con-*

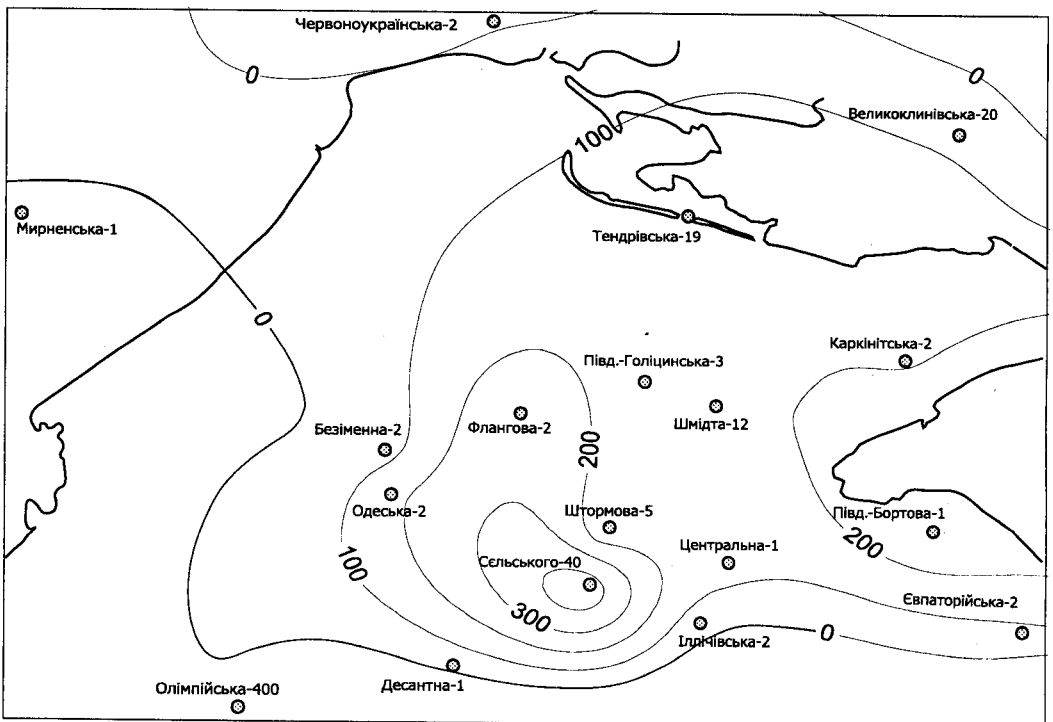


Рис. 1.2.7. Карта-схема потужностей маастрихтських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

tusa (C u s h m.) і *Globotruncanita stuarti* (L a p p.), а також численні Orbitoididae. Відклади незгідно залягають на верхньокампанських і перекриваються нижньопалеоценовими утвореннями.

В свердловині Сельського-40 маастрихтські відклади розкриваються в інтервалі глибин 1702–2152 м. За форамініферами і нанопланктоном виділяється два під'яруси. Нижній під'ярус (інт. глибин 2025–2152 м) представлений вапняком світло-сірим до білого, пелітоморфним, міцним, тріщинуватим з прошарками сірої вапнистої глини з *Rugoglobigerina rugosa* O r b. і *Uniplanarius trifidus*. Верхній під'ярус (інт. глибин 1702–2025 м) складений вапняком світло-сірим до білого, із стилітовими тріщинами, що виповнені чорним глинистим матеріалом з *Pseudotextularia varians* R z e h., *Angulogavelinella caucasica* V a s s. і *Nephrolithus frequens*. Відклади без перериву залягають на кампанських і перекриваються нижньопалеоценовими утвореннями.

В свердловині Штормова-5 маастрихт встановлений в інтервалі глибин 2081–2262 м. Порооди представлені вапняком білого кольору, пелітоморфним, дуже тріщинуватим, щербенистим. Відклади віднесені до нижнього маастрихту за характерним нанопланктоном *Lithraphidites quadratus*. Вони без перериву залягають на верхньокампанських і перекриваються палеоценовими.

В свердловині Шмідта-12 відклади маастрихту розкриті на глибині 3109–3292 м. Вони складені вапняком сірим, щільним, глинистим, слабо слюдистим. Маастрихт в них представлений нижнім під'ярусом і охарактеризований форамініферами *Globotruncanita stuarti* (L a p p.), *Cibicidoides actulagayensis* V a s s., *Angulogavelinella praecaucasica* (V a s s.) та ін. Відклади без перериву залягають на верхньокампанських і незгідно перекриваються палеоценовими породами.

Свердловиною Каркінітська-2 маастрихтські відклади розкрито в інтервалі глибин 2586–2782 м (рис. 1.2.3). Вони представлені перешаруванням світло-сірих вапняків та чорних мергелів. У нижньому під'ярусі (інт. глибин 2700–2782 м) за нанопланктоном виділено зону *Lithraphidites quadratus*, для якої характерна відносно низька видова різноманітність, а у верхньому під'ярусі маастрихту (інт. глибин 2586–2700 м) — зону *Nephrolithus frequens*. Відклади перекриваються нижньопалеоценовими.

В районі Структур облямування Каркінітського прогину маастрихтські відклади розкриваються свердловинами Прадніпровська-2, Флангова-2, Безіменна-2, Десантна-1, Іллічівська-2, Євпаторійська-2 та Одеська-2.

В свердловині Прадніпровська-2 Н. А. Трофимович виділила утворення маастрихту в інтервалі глибин 1697–1716 м. Відклади представлені вапняком темно-сірим, міцним, піскуватим. У відкладах встановлені *Globotruncanana* cf. *falsostuart* S i g, *Hanzavaia ekblomi* (B r o t z.). Вони незгідно залягають на утвореннях верхнього або середнього сеноману і перекриваються нижньопалеоценовими відкладами.

В свердловині Флангова-2 породи маастрихту встановлені в інтервалі глибин 2688–2952 м (інт. досліджень — 2704–2709 та 2820–2828 м). Вони

представлені в нижній частині вапняком світло-сірим, пелітоморфним, міцним, щільним, слабо доломітизованим, а у верхній — мергелем темно-сірим, щільним, міцним. За даними Н. А. Савицької в нижній частині цих відкладів визначений нанопланктон *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula decussata*, що доводить маастрихтський вік товщі. Нижню межу відкладів не визначено. Маастрихтські відклади незгідно перекриваються породами нижнього палеоцену.

Свердловиною Безіменна-2 породи маастрихту розкриті в інтервалі глибин 1108–1170 м (нижня їх межа встановлена за геофізичними даними) (рис. 1.1.5). Відклади представлені вапняком темно-сірим, глинистим, унизу — пісковиком середньо- і дрібнозернистим, глауконітово-фосфоритовим. У них знайдені маастрихтські форамініфери *Brotzenella praeacuta* (V a s s.), *Bolivinoidea* cf. *laevigatus* M a r i e, нанопланктон *Nephrolithus frequens* і *Biscutum ellipticum*, що свідчить про присутність в цьому розрізі верхнього під'ярусу маастрихту. Породи перекриваються палеоценовими відкладами.

В свердловині Десантна-1 відклади маастрихту встановлені в інтервалі глибин 2246–2280 м (рис. 1.1.4). Вони складені вапняком білим крейдоподібним з форамініферами *Bolivina incrassata crassa* (R e u s s.), *Bolivinoidea draco draco* M a r s s. та ін., характерними для пізнього маастрихту. У відкладах знайдені також представники Orbitoididae. Ці породи незгідно залягають на кампанських і перекриваються еоценовими відкладами.

В свердловині Іллічівська-2 маастрихт розкритий в інтервалі глибин 870–911 м (рис. 1.1.6). Він представлений перешаруванням вапняків і мергелів. На підставі знахідок форамініфер *Angulogavelinella stellaria* (V a s s.) ці відклади віднесені до нижнього маастрихту. Залягають на утвореннях кампану і перекриваються міоценовими.

В свердловині Євпаторійська-2 в інтервалі глибин 419–514 м встановлено два під'яруси маастрихту. Відклади представлені білим крейдоподібним мергелем. У них знайдені *Globotruncanita stuarti* L a r p (інт. глибин 480–514 м), характерні для нижньомаастрихтського, і *Brotzenella praeacuta* V a s s., *Conicotruncana contusa* (W h i t e) (інт. глибин 419–480 м), типові для верхньомаастрихтського під'ярусу. Породи незгідно залягають на альбі і перекриваються палеогеном.

В свердловині Одеська-2 відклади маастрихту можуть бути виділені умовно в інтервалі глибин 1478–1640 м. Вони представлені вапняками. З переривом залягають на утвореннях верхнього кампану і перекриваються палеоценовими породами.

На суміжній території Рівнинного Криму маастрихтські відклади розкриваються свердловинами, що складають верхню частину джанкойської світи і представлені переважно мергелями з прошарками глинистих вапняків і лінзами кременистих порід. Потужність їх на окремих ділянках перевищує 900 м.

В Гірському Криму (Чорноріченський район) відклади маастрихту утворюють досить потужну (до 140 м) старосельську світу, складену сірими алевритистими, плямисто-кременистими мергелями. Відклади добре охарактеризовані фауністично. В них знайдені типовий маастрихтський амоніт *Pachydiscus neubergicus* (H a u e r) та форамініфери *Abathomphalus mayaroensis* (B o l l i).

У східній частині Північного Причорномор'я відклади цього віку розкриті багатьма свердловинами. В свердловині Тендрівська-19 вони встановлені в інтервалі глибин 1698–1890 м і представлені вапняком крейдоподібним. В інтервалі глибин 1714–1721 м визначені форамініфери *Cibicides bembix* (M a r s s.), *Angulogavelinella stellaria* (V a s s.) та ін., що свідчить про маастрихтський вік. Відклади незгідно залягають на середньому кампані і перекриваються нижньопалеоценовими утвореннями.

Свердловиною Великоклінівська-20 маастрихтські відклади розкриваються в інтервалі глибин 1400–1478 м. Вони складені вапняками з прошарками мергелів і глин, що містять форамініфери ранньомаастрихтського віку *Bolivina incrassata* R s s., *Brotzenella complanata* (R e u s s). В нижній частині розрізу (інт. глибин 1474–1478 м) встановлений прошарок темно-сірого алевроліту з Orbitoididae. Порооди залягають на верхньокампанських і перекриваються з переривом нижньопалеоценовими відкладами.

На більшій частині Західного Причорномор'я маастрихтські відклади відсутні.

На румунському шельфі маастрихтські відклади в повному обсязі представлені формацією White Chalk., яка складена мергелями, крейдою і вапняками.

РОЗДІЛ 2

СТРАТИГРАФІЯ ПАЛЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ

2.1. ПАЛЕОЦЕН

З палеоценовими відкладами пов'язана більшість газових і газоконденсатних родовищ Південної нафтогазоносної провінції. На північно-західному шельфі Чорного моря і Тарханкутському п-ові до них приурочено 12 газових і газоконденсатних родовищ: сім на території Рівнинного Криму і п'ять — у чорноморській акваторії, з яких три — 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 (свердловина Олімпійська-400). Крім того, на багатьох площах зафіксовано непромислові припливи нафти, газу та конденсату [5, 21, 40, 65, 84, 85 та ін]. Ця інформація підкреслює необхідність розробки детальної уніфікованої стратиграфічної схеми палеогенових відкладів північно-західного шельфу (якої до речі не існує) як підгрунтя пошуково-розвідувальних робіт.

Палеоценові відклади згідно чи з переривом залягають на верхньокрейдових і перекриваються нижньо-еоценовими. Виділяються у складі двох підвідділів та двох регіорусів (рис. 2.1).

2.1. ПАЛЕОЦЕН

2.1.1. Нижній палеоцен

2.1.2. Верхній палеоцен

2.2. ЕОЦЕН

2.2.1. Нижній еоцен

2.2.2. Середній еоцен

2.2.3. Верхній еоцен

2.3. ОЛІГОЦЕН

2.3.1. Нижній олігоцен

2.3.2. Верхній олігоцен

2.1.1. НИЖНІЙ ПАЛЕОЦЕН

2.1.1.1. Білокам'янський регіорус

Громівська світа. Поділяється на дві підсвіти: нижньо- та верхньогромівську. У розрізі нижньогромівської підсвіти чітко виокремлюються дві пачки. Нижня характеризується переважанням у розрізі мергелів та вапнякових глин (підняття Штормове, Каркі-

Загальна стратиграфічна шкала (Berggren et al., 1995)			Загальна шкала палеоцену Кримсько-Кавказької області [9]				Регіональні стратиграфічні підрозділи				Літологічна характеристика			
Вік, млн років	Палеомагнітна шкала	Відділ	Підвідділ	Ярус	Зони, підзони за планктонними форамініферами				Зони, лони					
					Форамініфери (С. Краєва, Н. Маслун) [58, 59, 75, 78, 109]		Нанопланктон (С. Люльєва) [58, 59]		Регіо-ярус	Сайти				
55	C24r	ПАЛЕОЦЕН	Танет-Інр		PP8	c	Acarinina acarinata	Morozovella aequa (s. l.)	Acarinina acarinata	NP 9	Discoaster multiradiatus	Качинський	Лазурненська	Глини вапнисті та мергелі
56	C25n		ВЕРХНІЙ ТАНЕТСЬКИЙ	a		Acarinina soldadoensis								
57	C25r			PP7		Acarinina subsphaerica		Acarinina subsphaerica						
58	C26n				NP 7	Discoaster gemmeus								
59	C26r			ЗЕЛАНДСЬКИЙ	PP6	Igorina djanensis		Igorina djanensis	NP 6	H. kleinpelli				
60			PP5		Morozovella conicotruncata		Morozovella conicotruncata	NP 5	Fasciculithus tympaniformis					
61	C27n		PP4		Morozovella angulata		Morozovella angulata s. str.							
62	C27r		НИЖНІЙ ДАТСЬКИЙ	PP3	Acarinina inconstans		Acarinina inconstans	NP 4	Ellipsolithus macellus					
63	C28n				b	Globoconus daubjergensis	Globanomalina compressa			Globoconusa daubjergensis				
64	C28r			a			Parasubbotina pseudobulloides		Globigerina taurica	NP 1-3	Chiasmolithus danicus Cruciplacolithus tenuis s. str.			
65	C29n	PP1					b	Gl. planocompressa				Eoglobigerina eobulloides		
	C29r			a	E. eobulloides									
												Білокам'янський	Верньо-грімівська підсайта	Вапняки органогенно-детритові, криноїдно-спонголітово-форамініферові. Вапняки, мергелі, сидеритові породи До 100 м
													Нижньогрімівська підсайта	Переважають мергелі та вапнякові глини; вапняки кременисті До 150 м

Рис. 2.1. Стратиграфічна схема палеоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

нітське, Сельського та ін.) (рис. 2.2). Деяке збільшення уламкового матеріалу спостерігається у глинистих вапняках північної частини Михайлівської западини. 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* – *Globoconusa daubjergensis* з характерним комплексом: *Fronicularia elegans* G l a e s s n e r, *Stensioina caucasica* S u b b., *Subbotina trivialis* (S u b b.), *S. varianta* (S u b b.), *S. triloculinoidea* (P l u m m.), *Parasubbotina pseudobulloides* (P l u m m.), *Globanomalina planocompressa* (S c h u t s k.), *Caucasina* aff. *constrictula* (B r o t z e n), та ін. За нанопланктоном це зона *Cruciplacolithus* s. str [44, 58, 59].

Верхня пачка відрізняється літологічною мінливістю та зменшенням карбонатності розрізу в північній частині Михайлівської западини. На підняттях Голіцина (св. 1, 2, 25) та Шмідта вона представлена органічно-детритусовими мергелями. На піднятті Центральне (св. 1) — це перешарування мергелів та глинистих вапняків з численними кременями. Аналогічний розріз на піднятті Штормове (рис. 2.3). Характерна мінливість потужностей — від 30–40 (підняття Архангельського) до 150 м (Каркінітське).

Верхня пачка відповідає зоні *Acarinina inconstans*, що містить форамініфери *Heterostomella gigantea* S u b b., *Brotzenella praeacuta* V a s s., *Stensioina caucasica* S u b b., *Globorotalites granulatus* P o s a r., *Cibicides ecbloimi* D r o t z., *C. burlingtonensis* J e n n., *Subbotina varianta* (S u b b.), *S. prolonga* (S c h u t z.), *S. triangularis* (W h i t e), *Acarinina incontans uncinata* (B o l l i), *A. soldadoensis* (B r o n.), *Globanomalina compressa* (P l u m m.), *Bulimina parvula* B r o t z. 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 підсвіта складена вапняками та мергелями. Її потужність зменшується на піднятті у напрямку до західного купола і становить від 30 до 100 м. (рис.2.4).

На підняттях Архангельське (св. 1), Кримське (св. 1), Штормове (св. 1, 2) та ін. ця частина розрізу також складена переважно вапняками. 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). На піднятті Сельського розріз складений виключно 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 [78, 143, 145].

Верхньогромівській підсвіті відповідає зона *Morozovella angulata* з характерним комплексом форамініфер *Heterostomella gigantea* S u b b.,

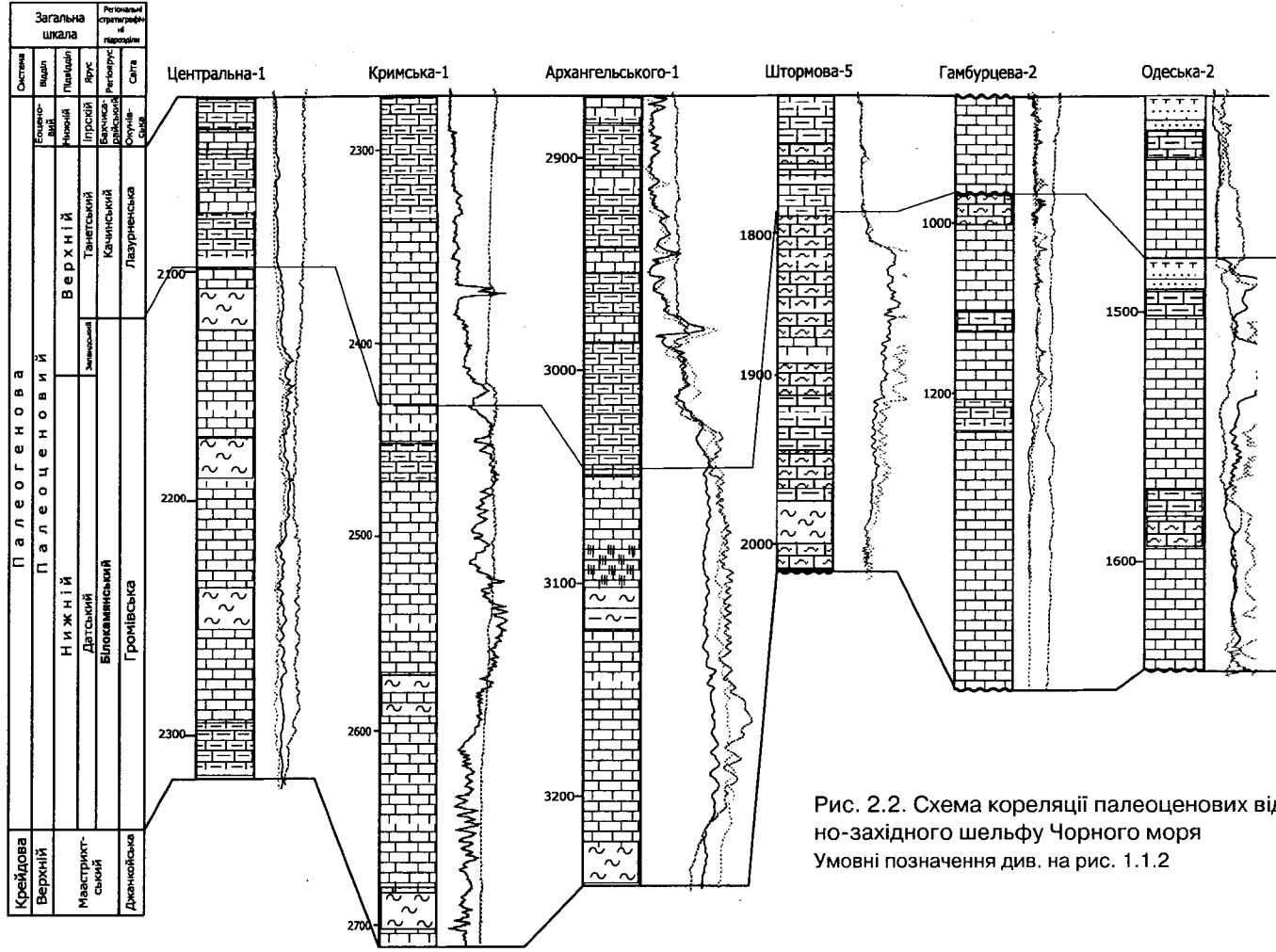


Рис. 2.2. Схема кореляції палеоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

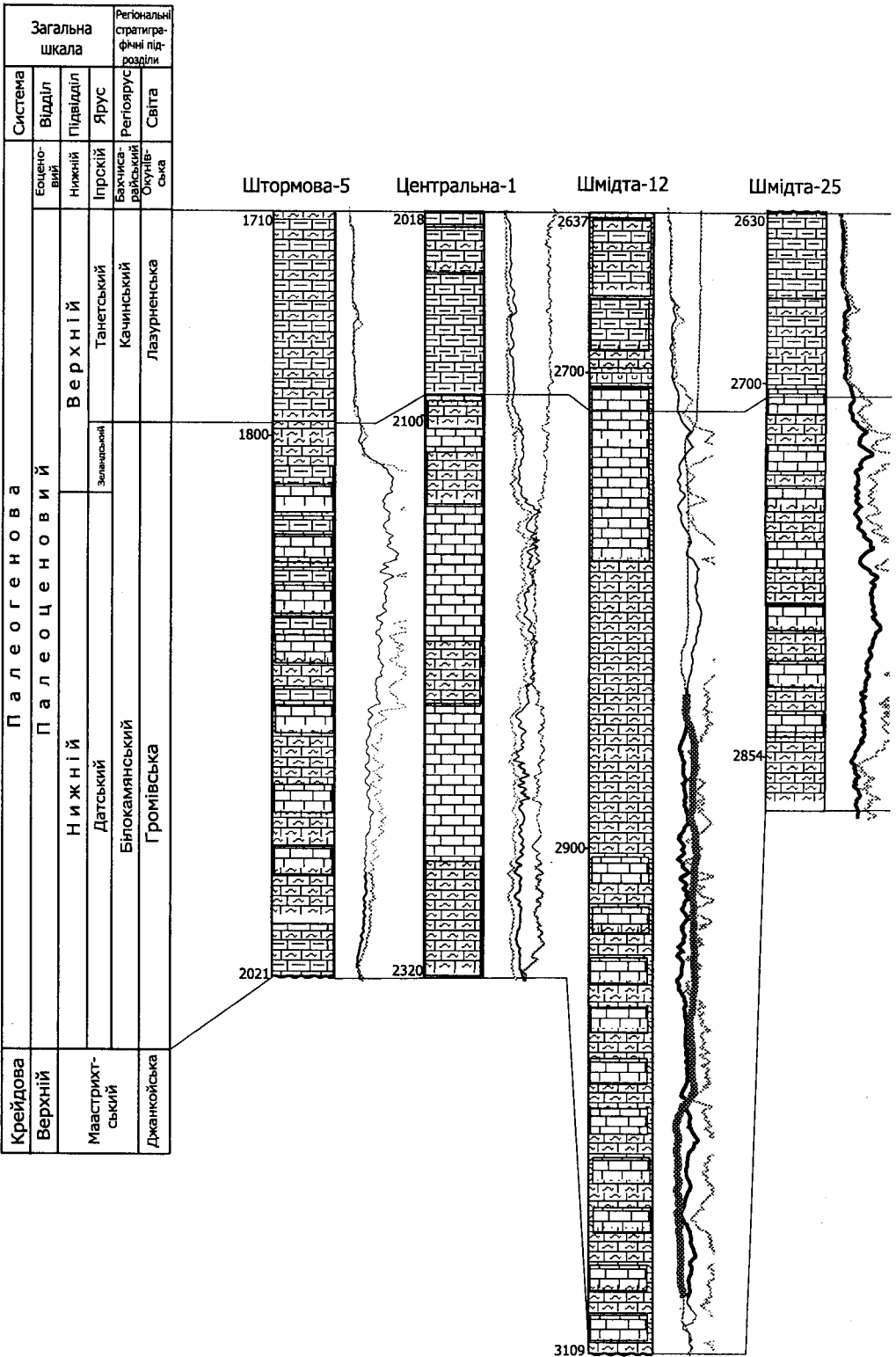


Рис. 2.3. Схема кореляції палеоценових відкладів
 Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

Spiroplectamina manyschensis Mor. et Kozhev., *S. varianta* Vass., *S. aff. kurtischensis* Balakhm., *Lenticulina vortex* (Ficnt. et Moll.), *Stensioina cuacasica* Subb., *S. whitei* Mor., *Brotzenella preacuta* Vass., *Anomalinoidea danicus* Brotz., *Anomalina umbilicatula* Jatl., *Cibicides communatus* Mor., *Subbotina varianta* (Subb.), *S. triloculinoidea* (Plumm.), *S. triangularis* (White), *S. trivialis* (Subb.), *Globorotalia pseudomenardii* (Boll), *Reusella paleocenica* (Brotz.), *Pyramidina crassa* Brotz. тощо. За нанопланктоном верхньогромівська підсвіта відповідає зонам *Ellipsolithus macellus* та *Fasciculithus tympaniformis* [58, 59]. Цей комплекс свідчить про те, що верхньогромівська світа має пізньопалеоценовий вік (зеландський ярус).

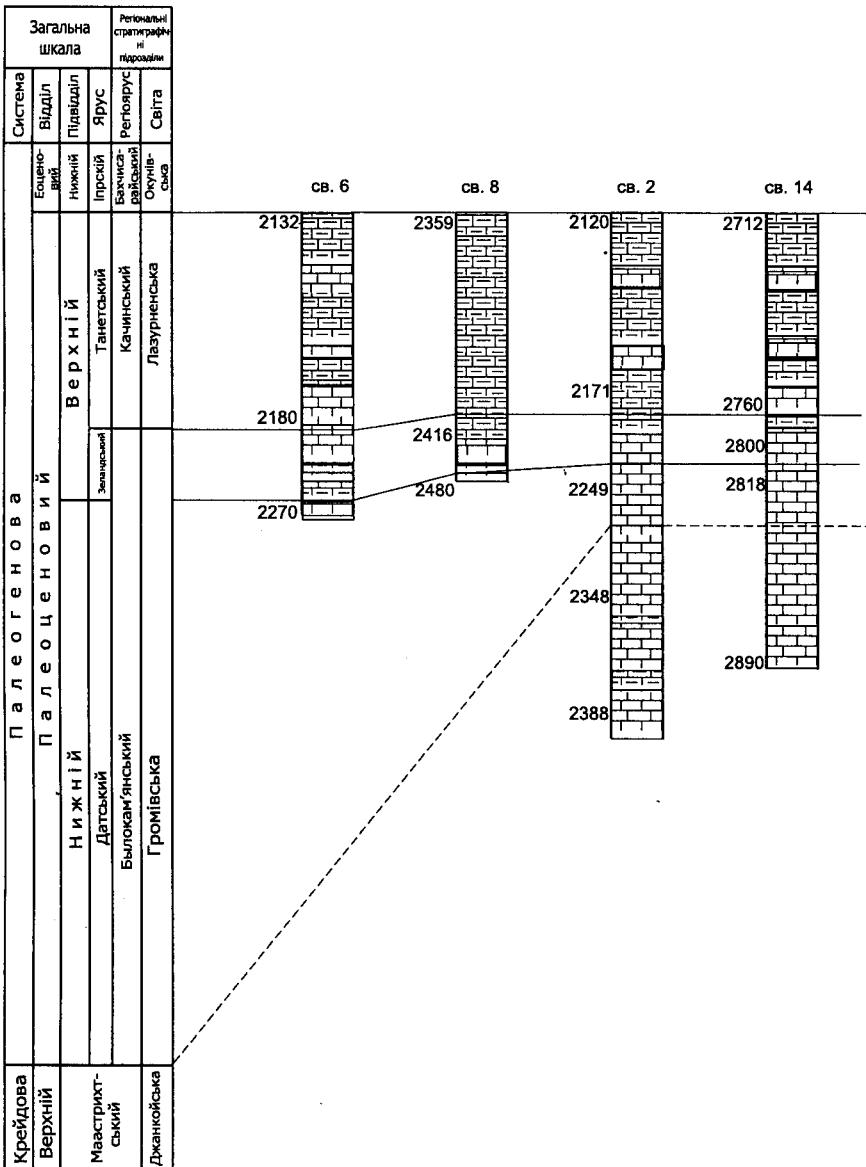


Рис. 2.4. Схема кореляції палеоценових відкладів підняття Голіцина
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

Слід зосередити увагу на відмінностях нижньопалеоценового розрізу західної частини північно-західного шельфу. Відклади громівської світи в цій частині регіону мають строкатий речовинний склад. Так, в свердловині Олімпійська-400 (рис. 2. 5) вони представлені мергелями в нижній частині та перешаруванням глинисто-сидеритових порід та вапняків. За мікрофауністичними даними вік порід визначено як ранньопалеоценовий. У вапняках з інт. глибин 2130–2156 м виділено нанопланктонний комплекс (визначення С. А. Люльєвої, А. В. Шумника): *Prinsius bisulcus*, *Biscutum tenuiculum*, *Coccolithus cavus*, *Chiasmolithus danicus*, *Zygodiscus sigmoides*, *Taweius craticulus*, *Neochiastozygus concinnus*, *Cruciplacolithus intermedius*, *C. tenuis*, *Zygodiscus adamas*, *Thoracosphaera deflandrei*, *Markalius* sp. та форамініферовій зоні *Morozovella angulata* зеландського ярусу нижнього палеоцену.

В свердловині Безіменна-2 (рис. 2.6) розкрито тільки нижню частину громівської світи, що складена вапняками світло- та темно-сірими біоморфно-детритовими, глинистими. Ранньопалеоценовий вік встановлено за форамініферами *Marginulinoiges midwayensis* C u s h m., *Palmula paleocaenica* (C u s c h.), *Anomalinoidea praeacuta* (V a s i l.), *Eponides megastomus* (G r z.), *Subbotina varianta* (S u b b.) тощо.

На піднятті Одеське громівська світа представлена перешаруванням вапняків висококарбонатних, темно-сірих, масивних, мергелів темно-сірих. У свердловині Одеська-5 в громівській світі виділено зони *Globosopusa daubjergensis* (інт. глибин 1690–1795 м) та *Morozovella angulata* (глибина 1825 м). Отже, можна припустити наявність перериву в розрізі. Найбільша потужність світи — 135 м, яка зменшується у південно-західному напрямку до 68 м.

Розріз нижнього палеоцену на підняттях Олімпійське, Безіменне та Одеське значно відрізняється від розрізів Каркінітського прогину. По-перше, зональний поділ за форамініферами тут досить умовний, тому що комплекс форамініфер збіднілий, погані збереженості. По друге, за біостратиграфічними даними доведено, що розріз нижнього палеоцену значно скорочений, особливо на піднятті Безіменне, де в св. 2, наприклад, присутня тільки нижня частина нижньогромівської підсвіти, що представлена біоморфно-детритовими вапняками потужністю близько 9 м. Відклади на піднятті Одеське більш потужні, але і тут відмічено перериви, відсутність окремих частин розрізу.

Білокам'янський регіоярус за віком є діахронним — ранній палеоценопочаток пізнього. У ньому відображено три етапи розвитку палеоценового басейну: датський (ранній, пізній), що були достатньо тривалими (приблизно 3,8 млн років), та зеландський, тривалість якого не перевищує 1 млн років (рис. 2.1).

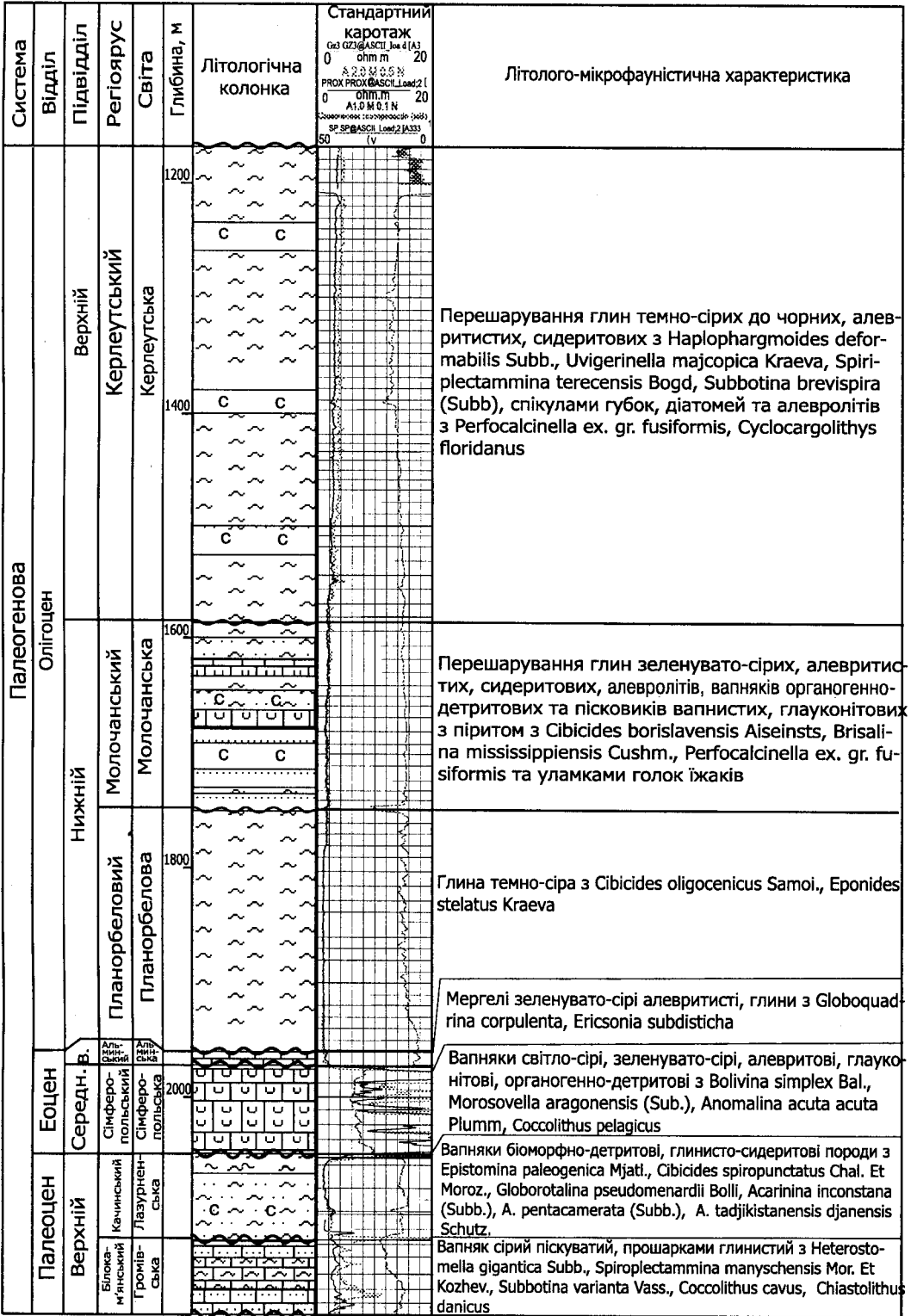


Рис. 2.5. Розріз палеогенових відкладів свердловини Олімпійська-400
 Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

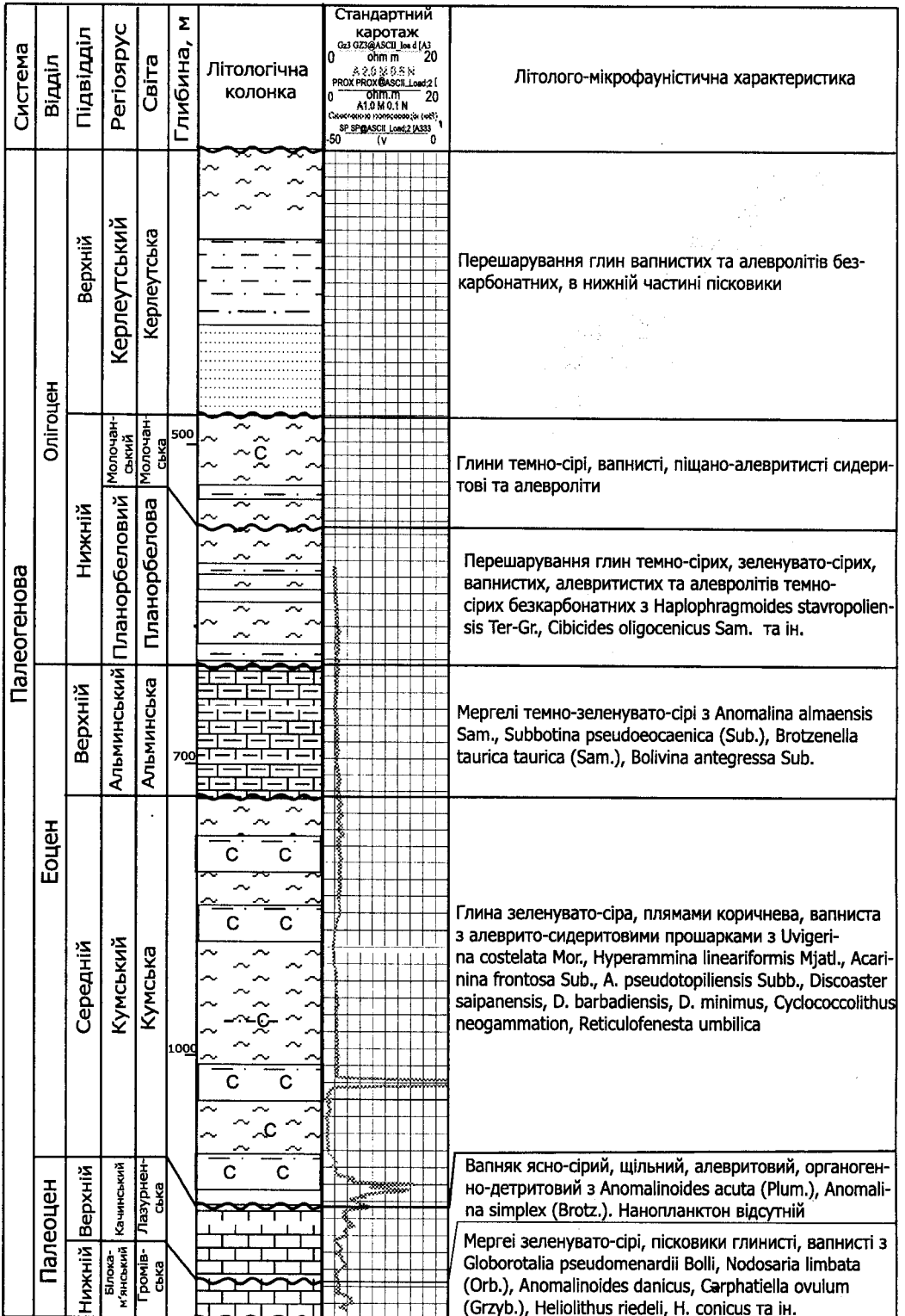


Рис. 2.6. Розріз палеогенових відкладів св. Безіменна-2
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

2.1.2. ВЕРХНІЙ ПАЛЕОЦЕН

2.1.2.1. 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 брунатного кольорів. Від відкладів громівської світи відрізняється більш світлими забарвленнями порід. Чітко виокремлюються три пачки. Нижня характеризується переважанням мергелів і вапнистих глин та вапняків. Потужність її сягає 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.

На сході Михайлівської западини (підняття Шмідта) в розрізі переважають мергелі, карбонатні глини та малопотужні прошарки глинистих вапняків, збіднілих на теригенний матеріал (менше 1 %) та органічні рештки.

На півдні регіону (підняття Сельського, Штормове) домінують тонкошаруваті мергелі. В товщі присутні вапняки. На піднятті Штормове переважають мергелі та глинисті вапняки, бідні на органічні рештки, а також не карбонатні алевроліти орієнтованої мікротекстури.

Особливістю розрізу нижньої пачки лазурненської світи на піднятті Кримське є градаційна товща мергелів та вапнистих глин з прошарками порід, збагачених на уламковий матеріал. Спостерігається градаційний розподіл форамініфер та уламків кріноїдей.

На Західно-Оленівському піднятті товщу складають переважно мергелі, менша питома вага глинистих вапняків, поодинокі прошарки безкарбонатної алевритової глини. Але найбільш відрізняються породи нижньої пачки на піднятті Гамбурцева, де розріз представлений перешаруванням вапняків і кременевих порід.

Нижня частина лазурненської світи за розподілом форамініфер виділяється як зона *Igorina dajniensis* з характерним комплексом *Morozovella pseudomenardii* (B o l l i), *M. conicotruncata* S u b b., *M. ehrenbergi* (B o l l i), *Subbotina nana* (C h a l.), *S. quadritriloculinoidea* (C h a l.), *Acarinina indolensis* M o r o z., *A. pentacamerata* S u b b., *Grzybowskiella angusta* (F r i e d.), *Eggerella stryensis* M j a t l., *Stensioina caucasica* S u b b., *Brotzenella praeacuta* V a s s., *Anomalinoidea ferus* (S c h u t z.), *Cibicides lectus* V a s s., *C. bratus* S c h u t z., *Epistomina paleogenica* M j a t l.

Для порід середньої пачки лазурненської світи характерним є зменшення карбонатності, уламкового матеріалу та кількості органічних решток, зокрема форамініфер. Потужність пачки — до 60 м. І тільки на піднятті Гамбурцева поширені вапняки органогенно-детритові (рис. 2.7).

В західній частині шельфу, зокрема на піднятті Безіменне, присутня в розрізі тільки середня частина середньої пачки, що складена вапняками.

Середня пачка відповідає зоні *Acarinina subsphaerica* з характерним комплексом: *Anomalinoidea ferus* (S c h u t z.), *Globorotalia velascoensis* C u s h m., *Bolivina midwayensis* C u s h m., *Carpathiella ovulum* (G r z y b.), *Grzybowskiella angusta* (F r i e d d.), *Stensioina caucasica* S u b b., *Eponides saginarius* N. B y k., *Pullenia coelli* W h i t e та ін.

Верхня пачка характеризується переважанням теригенних безкарбонатних порід потужністю 25–70 м. Розріз на піднятті Одеське складений перешаруванням безкарбонатних алевролітів, аргілітів косошаруватих, безкарбонатних. Це відклади зони *Acarinina acarinata* з характерними форамініферами *Reophax splendidus* G r z y b., *Carpathiella ovulum* (G r z y b.), *Nodellum velascoense* C u s h m., *Grzybowskiella angusta* (F r i e d b.), *Recurvoidea varius* M j a t l., *Hyperammia cylindrica* G l a e s s n., *Cibicides lectus* V a s s., *C. spiropunctatus* C h a l. e t M o r o z., *Anomalinoidea danicus* B r o t z. та ін.

В західній частині шельфу відклади лазурненської світи найбільш повно представлені на піднятті Одеське (рис. 2.8). Нижня частина розрізу представлена мергелями сірими з прошарками темно-сірих, міцних, алевритистих, слабослюдистих. Вік порід проіндексовано за форамініферами, серед яких переважають аномалініди, аглютиновані форамініфери. В комплексі присутня незначна кількість планктонних форм. За комплексом форамініфер у свердловині Одеська-5 виділено зони *Igorina (Acarinina) tadjikistanensis djanensis* — *Acarinina subsphaerica* (інт. глибин 1620–1690 м) та *Acarinina acarinata* (інт. глибин 1530–1620 м). Потужність світи — від 40 до 110 м [78, 109].

На піднятті Безіменне розріз лазурненської світи представлений мергелями зеленувато-сірими, піскуваті-алевритовими, пісковиками темно-сірими до чорних, дрібнозернистими та сірими, більш глинистими та вапнистими. Їх пізньопалеоценовий вік обґрунтовано за форамініферами *Globorotalia velascoensis* C u s h m., *G. pseudomenardii* (B o l l i), *Bulimina midwayensis* C u s h m., *Carpathiella ovulum* (G r z y b.), *Grzybowskiella angusta* (F r i e d b.), *Stensioina caucasica* S u b b., *Eponides saginarius* N. B y k., *Pullenia coyelli* W h i t e спікулами губок *Strongyl intermedius* I v a n i k, *Subtilostyl modestus* I v a n i k, *Oxea mutica intermedia* I v a n i k, *Caltrap regularis* I v a n i k, *Plagiotriaena protea* I v a n i k, та нанопланктоном *Heliolitus riedeli*, *H. conicus*, *H. kleinpelli*, *H. cantabryae*, *Ellipsolithus distichus*, *Cycloclithella robusta*, *Fasciculithus ulii*, *Ericsonia subpertusa* та ін. Наведений комплекс свідчить, що розкрито тільки середню частину розрізу (зони *Acarinina subsphaerica* та NP6-NP8). Необхідно зазначити, що відклади лазурненської світи за систематичним складом фауністичних угруповань корелюються з яменською світою Передкарпатського прогину Карпатського регіону і мають багато подібних чинників осадконакопичення.

На Олімпійському піднятті розріз представлений перешаруванням алевролітів сидеритових, слабоглинистих, вапняків біоморфно-детритових та

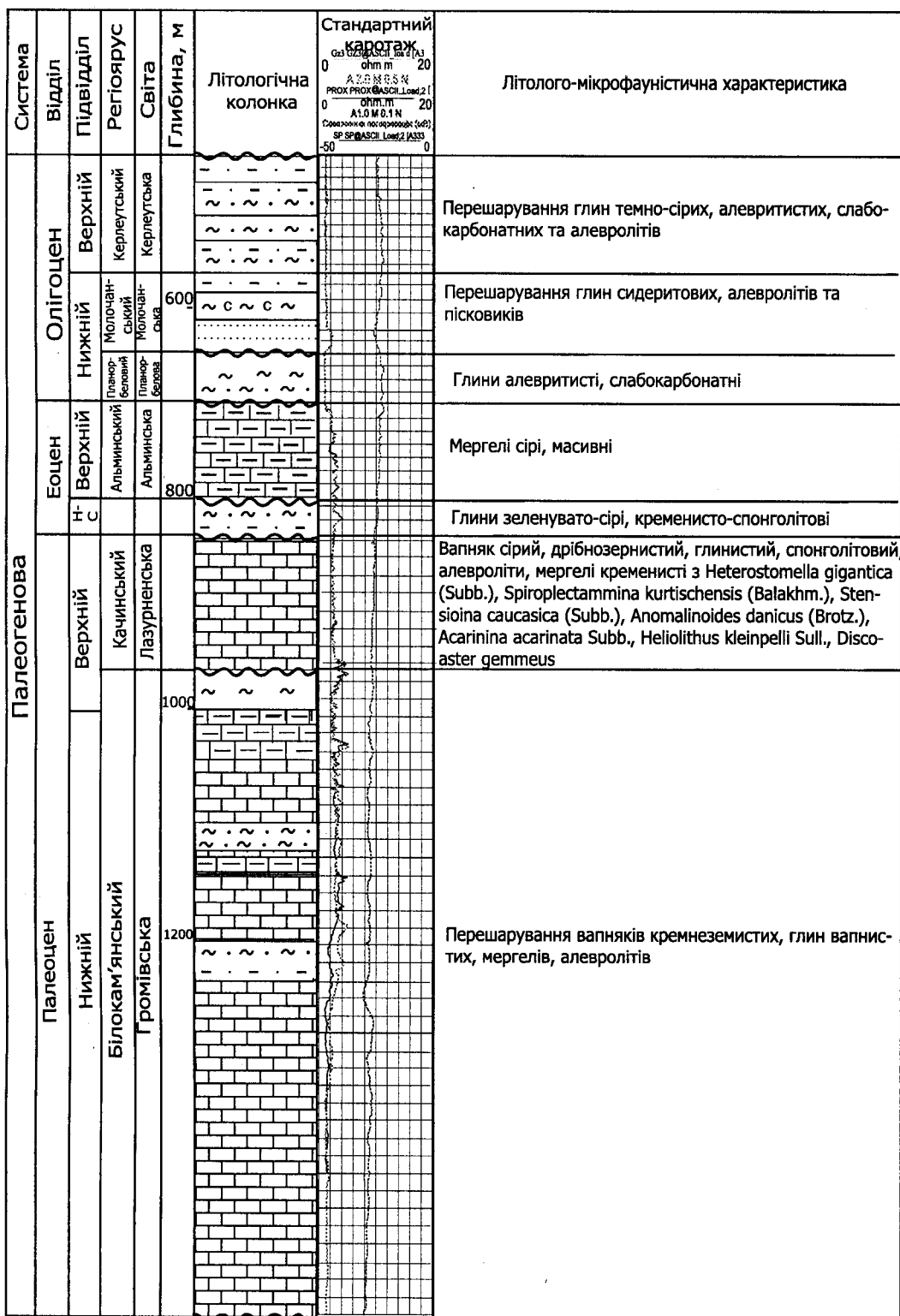


Рис. 2.7. Розріз палеогенових відкладів свердловини Гамбурцева-2
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

Загальна стратиграфічна шкала			Регіональні стратиграфічні підрозділи				Свердловини						
Відділ	Підвідділ	Ярус	Зони, лони				Регіонарус, світа	Олімпійська-400	Безіменна-2	Одеська-2	Десантів-1	Гамбургцева-2	
			Форамініфери	Нанопланктон									
Палеоцен	Верхній	Танетський	Acarinina acarinata	NP9	Discoaster discoaster		Качинський	Лазурненська	Перешарування сидеритових та глинисто-кальцитосидеритових порід	Вапняки	Алевроліти безкарбонатні з прошарками мергелів		
			Acarinina subsphaerica	NP8	H. riedeli								
			Igorina (A.) tadjikistanensis djanensis	NP7	Discoaster gemmeus								
				NP6	H. kleinpelli								
				NP5	F. tympaniformis								
	Нижній	Датський	Morozovella conicotruncata	NP4	Neochiastozygus concinnus		Білокам'янський	Громівська	Вапняки, алевроліти вапнякові	Вапняки, алевроліти	Перешарування мергелів, пісковиків вапнистих, алевролітів		
			M. angulata s.str.		Cyclococcolithina robusta								
			Acarinina inconstans		NP1-3	Chiasmolithus danicus							
			Globoconus daubjergensis			Cruciplacolithus tenuis							
			Globigerina taurica										
Eoglobigerina eugubina													
Крейда	Верхній	Маастрихт	Abathomphalus mayaroensis	Nephrolithus frequens			Строганівська	Вапняк мікродетритусовий	Вапняки глинисті, мергелі	Вапняки кременісті	Вапняки		

Рис. 2.8. Розподіл палеоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря [109]

глинисто-кальцитосидеритових порід. Систематичний склад форамініфер *Nodosaria midwayensis* C u s h m., *Epistomina paleogenica* M j a t., *Cibicides spiro punctatus* C h a l. e t M o r o z., *Globigerina nana* C h a l., *Gl. triloculoinoides* P l u m., *Globorotalia pseudomenardii* B o l l i, *Acarinina inconstans* (S u b b.), *A. pentacamerata* (S u b b.), *A. soldadoensis* (I e R o y), *A. tadjikistanensis djanensis* S c h u t z. тощо, свідчить про пізньопалеоценовий вік порід в інтервалі глибин 2060-2130 м.

Палеоценові відклади були визначені нами на континентальному схилі Чорного моря [43, 74, 150-152]. За численними форамініферами вони проіндексовані як пізньопалеоценові. Палеоценові відклади континентального схилу мають багато спільного з одновіковими відкладами північно-західного шельфу (лазурненська світа), румунського шельфу, Карпатського регіону (ямненська світа), з верхньою частиною флішової та карбонатно-мергельної товщ Стара-Планіни, Нижньокамчійського прогину Болгарії, Керченсько-Таманського, Кавказького регіонів [43, 74, 128]. Загалом, це генетично однотипові флішоїдні відклади, з якими пов'язані вуглеводневі поклади.

Аналіз потужностей відкладів палеоцену в Рівнинному Криму і на північно-західному шельфі Чорного моря свідчить, що відсутні ці відклади тільки на Новоселівському піднятті та в склепінних частинах Октябрської та Мелової структур (рис. 2.9–2.10).

У межах Тарханкутського п-ва 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 потужності нижньопалеоценових відкладів коливаються від 36 до 150 м. На Джанкойській, Слов'янській, Балашівській та Нижньогірській вони змінюються від 28 (свердловина Слов'янська-4) до 132 м (свердловина Балашівська-6). Максимальне значення потужностей — 155 м у свердловині Каламітська-1.

На Карлавському піднятті (св. 10) потужність відкладів нижнього палеоцену становить 262 м, на Октябрському (св. 60) — 395 м, на Глібівському та Задорненському підняттях потужності відповідно змінюються від 258 (свердловина Глібовська-25) до 292 м (свердловина Задорненська-5). 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 товщин відкладів палеоцену в західній частині та в межах південного борту сягають 250–300 м. Потужності палеоценових відкладів на Крайовому уступі такі ж, як і на структурах Архангельського та Гамбурцева, але Крайовий уступ характеризується переважанням теригенних фацій, що ерозійно зрізані на півдні. Південна межа виклинування та ерозійного зрізу має складну конфігурацію і простежується на південь від Крайового уступу та на Каламітському піднятті, що підтверджують дані буріння свердловин Десантна, Дельфін, Іллічівська,

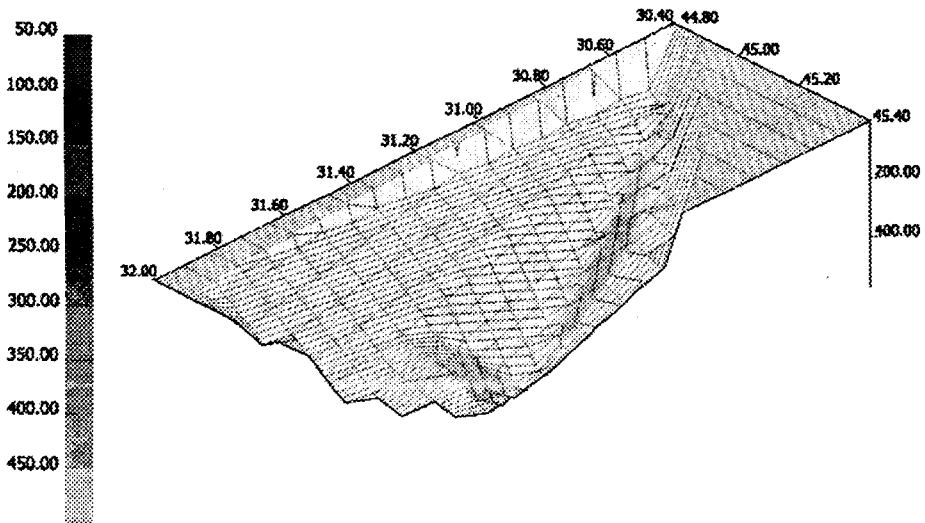


Рис. 2.9. Схема аналізу потужностей палеоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

Євпаторійська та Південно-Бортова. Так, у свердловині Іллічівська-2 відклади палеоцену відсутні і верхньомайкопські глини залягають на породах кампану, а на Десантній — середньоеоценові відклади перекривають маастрихтські.

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

Потужність відкладів нижнього палеоцену на Крайовому уступі у свердловині Олімпійська-400 значно скорочена і становить 110 м. Зазначимо, що, за нашими побудовами, збільшення потужностей цих відкладів слід очікувати на південний захід та 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 становлять 30–75 м, а верхнього — від 23 до 90 м. Північна межа виклинування проведена за даними буріння свердловини Прадніпровська-2 [12, 38, 78].

З метою з'ясування співвідношення світ палеоцену, зівставлення фаціальних комплексів було проаналізовано сейсмічну характеристику палеоценового комплексу та його обсягів (рис. 2.11).

Відповідно до сейсмічної характеристики, палеоценовий комплекс обмежений сейсмічними поверхнями Dt IIIa (покрівля нижнього палеоцену) та Dt IIIm+k (покрівля верхньої крейди). Достовірність картування відбиваючого горизонту IIIa досить висока. На більшості території це чітке, динамічно виражене безперервне відбиття, що фіксує один з найсуттєвіших переривів у осадконакопиченні, відображає характер еволюції осадового морського седиментогенезу, а також ті тектонічні процеси, що спричинили формування сучасного структурного плану північно-західного шельфу Чорного моря та континентального схилу Західно-Чорноморської западини [41].

В Рівнинному Криму горизонт IIIa простежується між карбонатними відкладами нижнього палеоцену та теригенними утвореннями верхнього, але ця межа не завжди чітка. На шельфі умовний відбиваючий горизонт IIIa виокремлюється між палеоценовими та еоценовими утвореннями. Спостерігається збільшення карбонатних відкладів верхнього палеоцену, а у крайній західній частині Каркінітського прогину (Одеська блокова зона) — зміна фацій та літотипів порід нижнього палеоцену. Зважаючи на складний рисунок сейсмозапису, відбиваючі горизонти мають чітку характеристику на невеликих відстанях, але і у цих випадках до палеоценового сейсмокомплексу часто включено не тільки палеоценові утворення, а й еоценові. Саме через це відбиваючий сейсмічний горизонт IIIa не є хроностратиграфічним.

На окремих ділянках (Одеський блок, Іллічівське підняття рис. 2.11) фіксуються зони інтерференції та відсутність відбиваючих горизонтів у

межах сейсмокомплексу, що пов'язано зі зміною літофацій, неповнотою розрізу та виклинюванням відкладів палеоцену. В зоні Каламітського валу (свердлаина 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 межах Крайового уступу, на піднятті Сельського (рис. 2.11) та інших ділянках між Сулинсько — Тарханкутським та Північно — Евксинським розломами спостерігається з'єднання сейсмічних горизонтів IIIa та IIb (покрівля середнього еоцену). Це пояснюється зменшенням потужностей еоценового комплексу. У таких випадках горизонт IIIa фіксується як

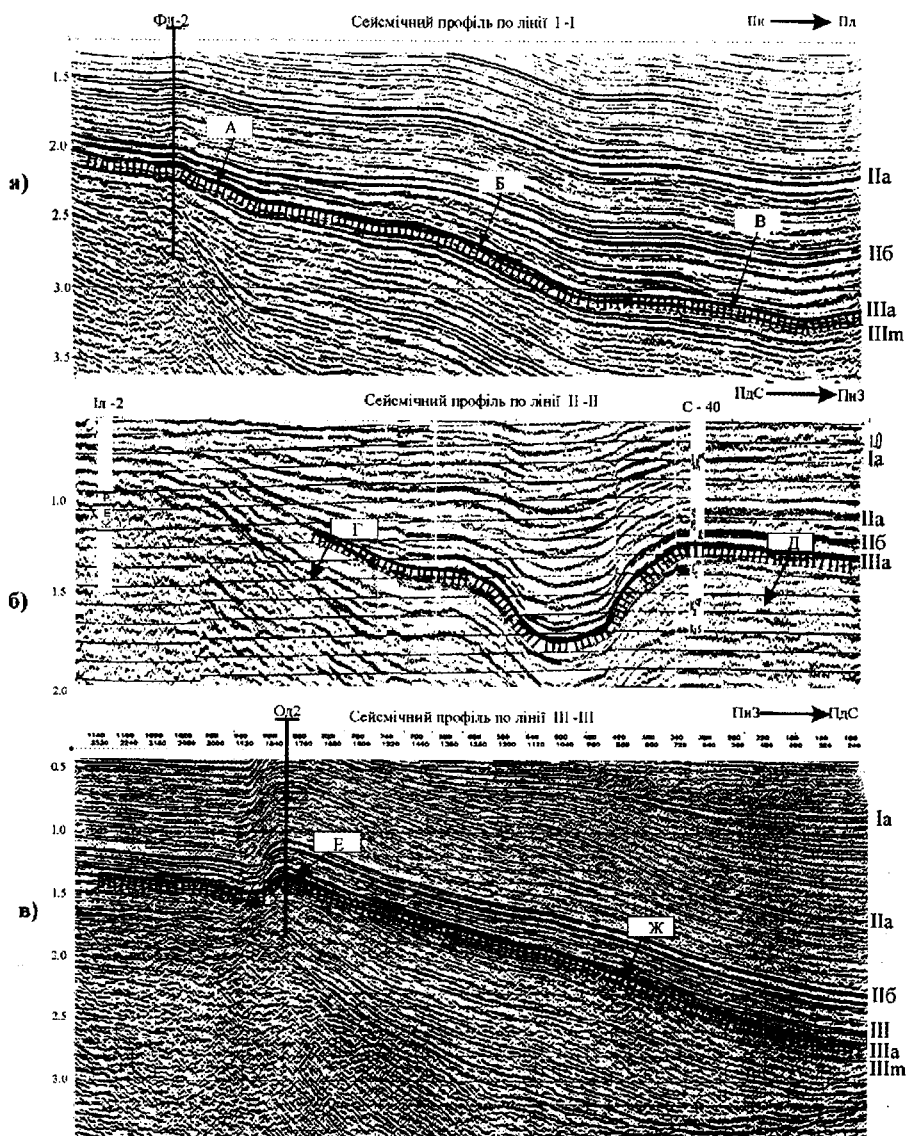


Рис. 2.11. Характеристика сейсмічних границь у покрівлі та подошві відкладів нижнього палеоцену

друга фаза горизонту ІІб і, як правило, не картується. Наявність великої кількості переривів у цій зоні на межі крейди — палеоцену, палеоцену — еоцену унеможлиблює достовірне простеження горизонту ІІІа на таких територіях.

Найбільш повно представлені відклади палеоцену у Михайлівській западині та в Південно-Голіцинській зоні. З півночі на південь за сейсмічними ознаками виділяється серія морфологічно виражених уступів та фаціальні переходи відкладів зі зміною сейсмоструктури запису (рис. 2.11). Наведена інформація ще раз свідчить про відмінності геологічної будови палеоценових відкладів західної і східної частин північно-західного шельфу Чорного моря.

Найперспективнішою є західна частина шельфу, яка зі сходу прилягає до зони Кілійсько-Зміїного підняття та валу Губкіна.

Продуктивний палеоценовий комплекс на різних структурах перекривається породами верхнього палеоцену, еоцену, олігоцену що слугують покришками. Найкращі екрануючі властивості мають глини окунівської світи нижнього еоцену, а на деяких структурах — карбонатні глини верхньої пачки лазурненської світи. Наявність таких регіональних покришок є одним з вирішальних факторів продуктивності відкладів палеоцену. На думку багатьох дослідників, перспективність палеоценового комплексу обмежена наявним фондом прирозломних антиклінальних 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 також і виявлені палеопониження континентального схилу, де значного розвитку набули турбідитові та перевідкладені з підвищених участків відклади.

2.2. ЕОЦЕН

2.2.1. НИЖНІЙ ЕОЦЕН

2.2.1.1. Бахчисарайський регіоарус

Характерною ознакою відкладів регіоарусу на північно-західному шельфі є переважання в розрізі глин зеленувато-сірих, мергелів та вапняків сірих. Згідно, або з переривом, залягає на відкладах качинського регіоарусу, перекривається відкладами симферопольського регіоарусу. Типова світа — *окунівська* (назва походить від с. Окунівка Чорноморського району, Кримська АР). Поширена на всіх підняттях шельфу. Потужність — до 170 м (рис. 2.12). Нижня частина розрізу світи представлена алевритовими глинами безкарбонатними. Верхня частина

Загальна шкала (Berggren et al., 1995)			Детальна зональна шкала Кризьсько-Кавказької області			Регіональні стратиграфічні підрозділи північно-західного шельфу Чорного моря							
Вік, млн років	Палеомагнітна шкала	Відділ	Підвідділ	Ярус	Зони, підзони, шари планктонних форамініфер [9]	Зони, шари		Регіонарус	Світа	Літологічна характеристика			
						Форамініфери (за матеріалами Є.Я. Красової, Н.В. Маслук, Т.Є. Уладовської)	Нанопланктон (С.А. Люльєва)						
34	C13 r	Верхній Приабонський	PP13	b	Subbotina ampliapertura / S. gortanii	Bolivina antegressa B. mississippiensis Asanospira walteri Globospira charoides Hyperammina lineariformis Spirolectammina costidorsata Cibicides pseudoungerianus Planulina costata GL tropicalis, GL index	NP 21	Альмінський	Альмінська	Мергелі, глини вапнисті зеленувато-темно-сірі, тощо шаруваті, з домішками алевритового сидериту, піриту До 420 м			
35	C15 n C15 r										a	Globigerinatheka tropicalis / G. index	NP 19-20 NP 18
36	C16 n C16 r			b	Subbotina instabilis	NP 17							
37	C17 n						PP14				a	Subbotina turcmenica	Subbotina turcmenica, S. frontosa, S. instabilis S. inflata, Truncatulinoidea rohrri, Hyp. lineariformis, Reophax splendidus, Brotzenella acuta, Bolivina binaensis, Acarinina rugosoaculeata
38	C17 r	b	Subbotina azerbaidjanica	NP 16									
39	C18 n				a	Subbotina azerbaidjanica		NP 16					
40	C18 r	Середній Лютецький	PP13	c			Hantkenina australis		GL subconglobatus, A. rotundimarginata, Heterolepa morosovae, Caucasina eocaenica, Globaonulina micra, Asterigerina rogali, Hantkenina liebusi, H. alabamensis, Caucasina eocaena, Cibicides westi, Uvigerina costellata	NP 15	Новолавлівський	Новолавлівська	Мергелі, вапняки біоморфо-детритові, форамініферові з прошарками вапнисто-глинистих силіцитів Кремнисто-вапнисто-глиниста товща До 150 м
41	C19 n				b	Globigerinatheka subconglobata / Hantkenina australis		NP 15					
42	C19 r												
43	C20 n				PP12	b		Acarinina rotundi-marginata					
44	C20 r	a	Acarinina rotundi-marginata	Hantkenina mexicana / H. liebusi Acarinina rotundimarginata Subbotina? frontosa			NP 15						
45	C21 n				PP11	b		Acarinina bullbrooki	Globigerinella jarvisi / Hantkenia aragonensis Acarinina bullbrooki / Morozovella caucasica	NP 14	Сімферопольський	Сімферопольська	Перешарування мергелів та вапнистих глини темно-зеленувато-сірих, опок сидеритових, вапняків До 60 м
46	C21 r	a	Morozovella aragonensis	Globigerinatheka micra Morozovella caucasica / Acarinina pentacamerata M. aragonensis / A. interposita			NP 13						
47	C22 n				PP10	c		Morozovella aragonensis	Morozovella subbotinae, M. marginodentata, Subb. triloculinoides, Acarinina subsphaerica, A. pentacamerata, Globigerina nana, G. nartanensis, Globospira corona, Nodelhun velascoense, Recurvovides varius, Hyp. cylindrica, Karteriella aegra, Спікули губок, радіоларії	NP 12	Сімферопольський	Сімферопольська	Мергелі глинисті, алевритисті, глини алевритові, безкарбонатні, алевроліти кремністі, спонголітові, вапнисті До 150 м
48	C22 r	PP9	b	Morozovella subbotinae (s.l.)			Morozovella marginodentata						
49	C23 n				a	Morozovella subbotinae (s.s.)		Morozovella subbotinae (s.s.)	NP 9				
50	C23 r	PP9	a	Morozovella subbotinae (s.s.)			Morozovella subbotinae (s.s.)			NP 9	Бахчисарайський	Окунівська	Мергелі глинисті, алевритисті, глини алевритові, безкарбонатні, алевроліти кремністі, спонголітові, вапнисті До 150 м
51	C24 n				PP9	a		Morozovella subbotinae (s.s.)	Morozovella subbotinae (s.s.)				
52	C24 r	PP9	a	Morozovella subbotinae (s.s.)			Morozovella subbotinae (s.s.)			NP 9	Бахчисарайський	Окунівська	Мергелі глинисті, алевритисті, глини алевритові, безкарбонатні, алевроліти кремністі, спонголітові, вапнисті До 150 м
53	C24 r				PP9	a		Morozovella subbotinae (s.s.)	Morozovella subbotinae (s.s.)				
54	C24 r	PP9	a	Morozovella subbotinae (s.s.)			Morozovella subbotinae (s.s.)			NP 9	Бахчисарайський	Окунівська	Мергелі глинисті, алевритисті, глини алевритові, безкарбонатні, алевроліти кремністі, спонголітові, вапнисті До 150 м
55	C24 r				PP9	a		Morozovella subbotinae (s.s.)	Morozovella subbotinae (s.s.)				

Рис. 2.12. Стратиграфічна схема еоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

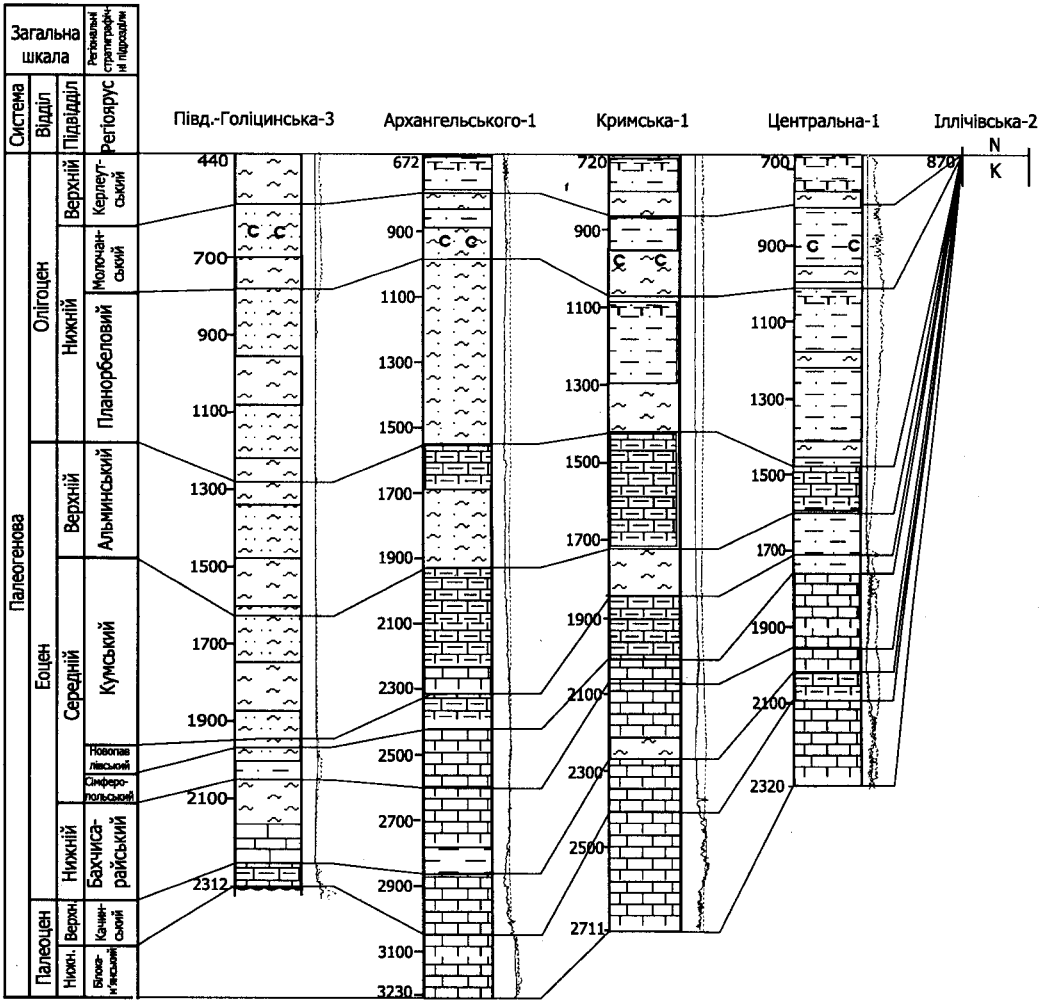


Рис. 2.13. Схема кореляції палеогенових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

розрізу окунівської світи складена мергелями з прошарками алевролітів кременистих, вапнистих, спонголітових.

За форамініферами ця частина нижньоеоценового розрізу відповідає зонам *Morozovella subbotinae* s.str. (нижня частина) та *Morozovella aragonsensis* (верхня частина).

Зона *Morozovella subbotinae* містить багатий комплекс різноманітних планктонних та бентосних форамініфер. У відкладах зони *Morozovella subbotinae* в комплексі форамініфер домінують *Subbotina nana* (C h a l.), *S. incina* H i l l., *Gaudryina navarroana* C u s h m., *Marginulina eofragaria* B a l a k h m., *Cibicides beatus* M a r t., *Globorotalia formosa gracilis* B o l l i, *Gl. wilcoxensis* C u s h m. e t P o n t., *Acarinina gravelli* B r o n n., *Martiniotella eoacaena* C u s h m. e t B e r m., *Robulus arcuatostratus* (O r b.) та ін., що простежена наприклад на піднятті Голіцина.

Відклади зони *Morozovella aragonensis* виявлені, зокрема, на підняттях Одеське, Каркінітське, Голицина (рис. 2.13). Крім зонального виду, в комплексі форамініфер присутні численні глобігериніди *Globigerina compressiformis* C h a l., *G. subtriloculinoidea* C h a l., *G. inaequispira* S u b b., *G. eocaena* T e r q., *G. transversa* C h a l., різноманітні акариніни *Acarinina soldadoensis* (B r o m.), *A. pentacamerata* S u b b., *A. rotundimarginata* S u b b., а також *Asterigerina lucida* M i n a k., *Globorotalia lensiformis* S u b b., *Gaudryina navarroana* C u s h m., *Plectina dalmatina* (L i e b.), *Cibicidoides gigas* H a g n., *Kolesnikovella* cf. *verneuliformis* A l i m., *Uvigerina obessa* C u s h m., агглютинуючі — *Hyperammia intermedia* M j a t l., *H. eocaenica* (C u s h m. e t H a n n a), *Spiroplectammia spectabilis* (G r z y b.), *Glomospira corona* (C u s h m. e t J r v.), *Grzybowskiella subangusta* M j a t l., *Recurvoides anormis* M j a t l., *Haplophragmoides* sp.

За рівнем появи характерних зональних видів *Morozovella subbotinae* та *M. aragonensis* окунівську світу можна корелювати зі стратонами загальної шкали, а вік її визначається як ранньеоценовий (іпрський ярус) (рис. 2.12).

2.2.2. СЕРЕДНІЙ ЕОЦЕН

2.2.2.1. Сімферопольський регіоярус

На північно-західному шельфі Чорного моря цей регіоярус представлений товщею перешарування вапняків та мергелів потужністю до 60 м.

Ця *сімферопольська світа*, що за літофаціальними особливостями поділяється на дві пачки. Нижня представлена перешаруванням мергелів та вапнистих глин. На підняттях Кримське, Сельського, Федорівське відклади нижньої пачки сімферопольської світи відсутні.

Верхня пачка має строкатий фаціальний склад. Так, на піднятті Голицина (св. 1) в нижній частині розрізу поширені опоки сидеритові, алевритові. Вище по розрізу — вапняки глинисті, мікрозернисті, в яких майже відсутній уламковий матеріал.

На підняттях Кримське, Штормове (рис. 2.14), Шмідта (рис. 2.15), Центральне розріз верхньої пачки представлений перешаруванням мергелів та вапняків з поодинокими прошарками вапнистих глин.

За форамініферами виділяється зона *Acarinina bullbrookii*, що містить багатий комплекс планктонних та бентосних форамініфер *Acarinina centralis* (C u s h m. e t B e r m.), *A. pentacamerata* (S u b b.), *Globigerina inflata* S u b b., *Gl. posttriloculonoidea* C h a l., *Pseudochastigerina micra* (C o l e), *Truncorotalia caucasica* (G l a e s s n.), *Anomalina grossorugosa* (G u m b.), *A. acuta acuta* P l u m., *A. granosa* (H a n t k.), *Cibicides biumbonatus* F u r s., *Eponides stellatum* K r a j e v a, *E. subumbonatus* M j a t l., *Gaudrinella mesoeocaenica* S u b b., *Bolivina simplex* B a l a c h m. тощо. Вік сімферопольської

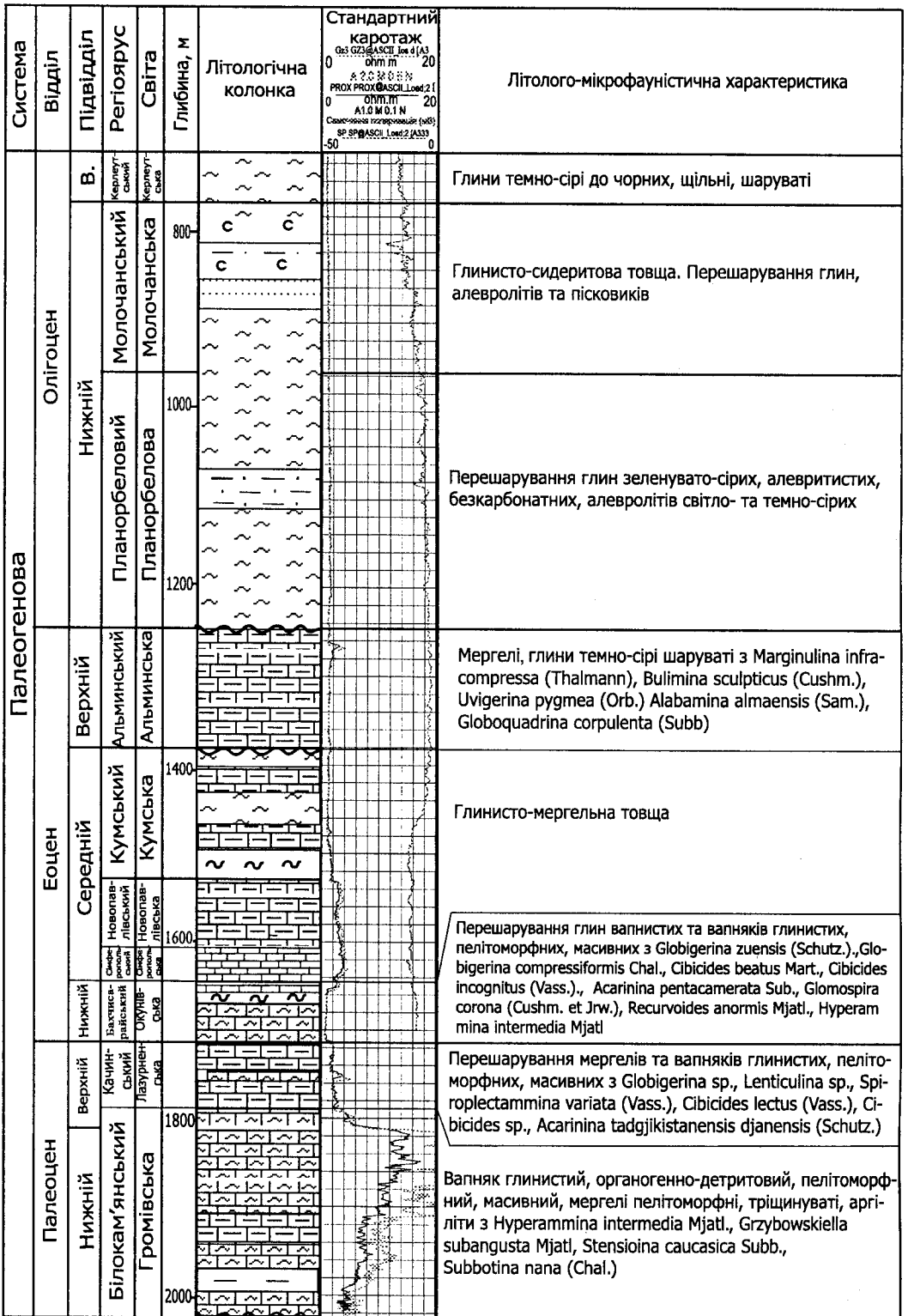


Рис. 2.14. Розріз палеогенових відкладів свердловини Штурмова-5
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

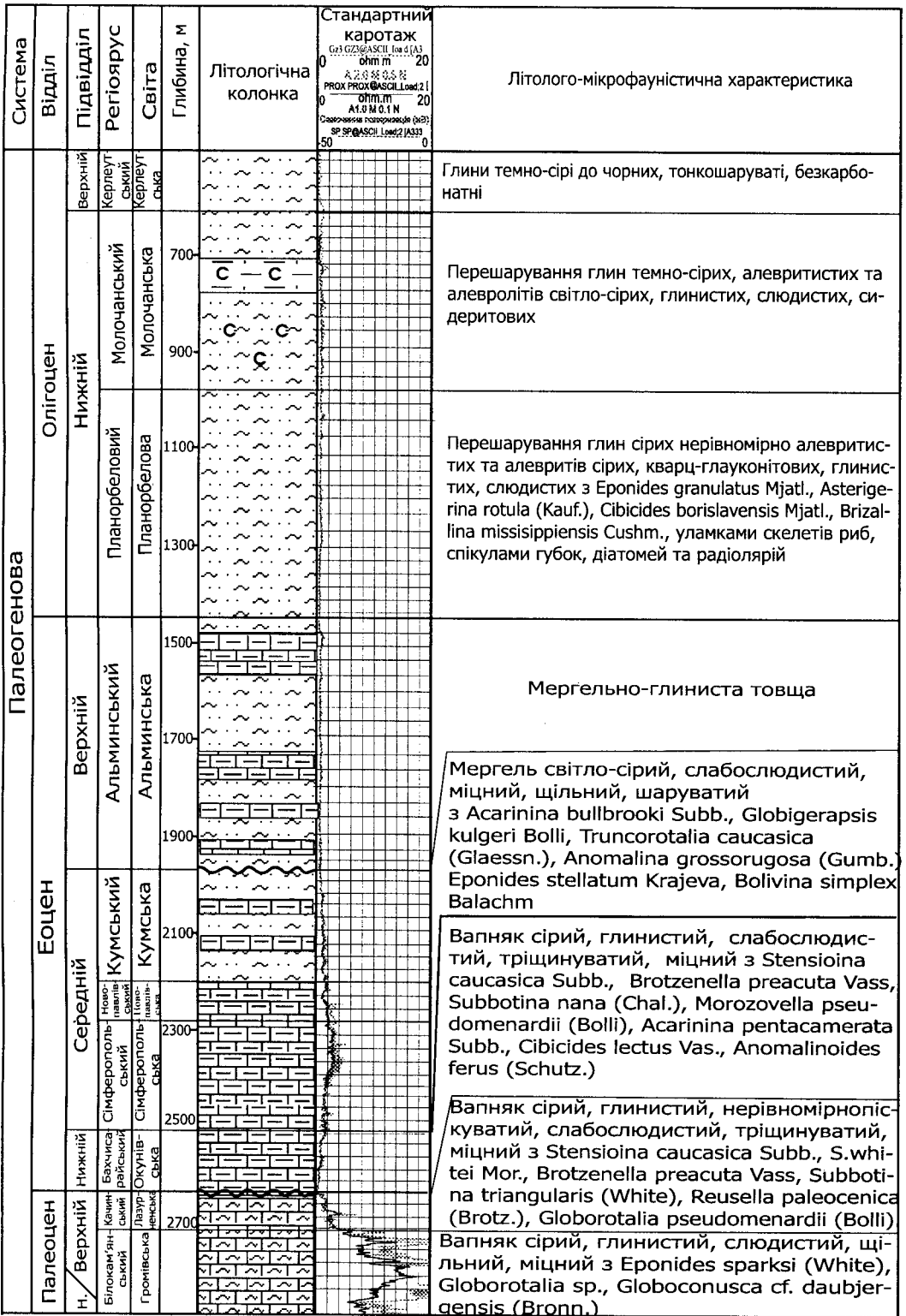


Рис. 2.15. Розріз палеогенових відкладів св. Шмідта-25
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

світи, згідно з мікрофауністичними даними, визначається як середньоеценовий (лютетський час).

2.2.2.2. Новопавлівський регіоарус

Типова світа — *новопавлівська*. Відклади поширені майже на всіх підняттях, за винятком підняття Гамбурцева та Десантне. Представлені мергелями, карбонатними глинами, вапняками, потужність яких до 130 м. За літобіостратиграфічними ознаками товща поділяється на дві пачки.

Нижня характеризується кремнеземисто-карбонатно-глинистим комплексом порід. На піднятті Голіцина тільки у нижній частині товщі переважають кременисті мергелі. Потужність цієї пачки — від 20 до 70 м.

Верхня пачка — вапнисто-мергельно-глиниста. Представлена слабо тріщинуватими вапняками, сірими з тонкими прошарками кременистих темно-сірих мергелів, вапнистих алевролітів. Потужність пачки сягає 12–55 м.

Слід зазначити, що на багатьох підняттях (Архангельського, Каркінітське, Штормове та ін.) розріз новопавлівського горизонту настільки монотонний, що виділення наведених пачок є проблематичним (рис. 2.13).

Цим пачкам відповідають дві форамініферові зони:

1. *Acarinina rotundimarginata* з *Acarinina multicamerata* B a l., *A. rugosoaculeata* S u b b., *Globigerina frontosa* S b b., *G. ampliapertura* B o l l i, *G. galavisi* B e r m., *Planulina costata* (H a n t k.), *Cibicides bionus* S c h u t z., *C. biumbonatus* F u r s., *C. westi* (H o w e e t W a l.), *Angulogirina angulosa* (W i l l.), *Alabamina almaensis* (S a m.), *A. plumata* N. B y k., *Asterigerina lucida* M i n a k., *Bagina iphigenia* (S a m.), *Lenticulina obesa* (N i k.), *Melonis dosularensis* (C h a l.), *Bolivina antegressa* S u b b., *Bolivina simplex* B a l a k h., *B. asiatica* M o r o z.

Серед форамініфер переважають бентосні форми, особливо аномалініди. Крім того, в комплексі присутні погані збереженості радіолярії та спікули губок. Слід додати, що комплекси збіднілі як чисельно, так і таксономічно, а черепашки — дрібні.

2. *Globigerinatheka subconglobata* — *Hantkenina alabamensis*. Близько 75 % становлять планктонні форамініфери, 20 % — бентосні секретійні, зокрема, аномалініди, нодозаріїди, 5 % — аглютиновані. Таксономічний склад комплексу: *Globigerapsis eocaena* (T e r q.), *Subbotina inflata* (S u b b.), *S. frontosa* (S u b b.), *Acarinina pseudotopiliensis* S u b b., *Heterolepa morosovae* N i k., *H. dampelae* N. B y k., *Lenticulina grodnensis* F u r s., *L. inornata* (O r b.), *L. kitchapoli* J. S c h w e m., *L. dimorpha* (T u t k.), *Maginulinoides asperuliphormis* (N u t t.), *Nodosaria bacillum* D e f r., *Bulimina praesculptilis* N i k., *Cylindroclavulina listerelloides* (M o r o s.), *Hyperammina lineariformis* M j a t l., *Silicobathysiphon pseudolocus* M j a t l., *Spiroplectammina carinatiformis* M o r o s. Крім форамініфер, у комплексі

присутні спікули губок. Загалом, склад органічних решток верхньої пачки значно багатший та різноманітніший, ніж у нижній частині розрізу, де 90 % комплексу складають планктонні форми.

Наявність в розрізі новопавлівської світи форамініферових комплексів із зональними видами *Acarinina rotundimarginata* та *Globigerinatheka subconglobata* дають підставу корелювати розрізи з підрозділами стандартної шкали і датувати новопавлівську світу середнім еоценом (лютетський час) (рис. 2. 12).

2.2.2.3. Кумський регіоярус

Кумський горизонт встановлений у ранзі світи на північному Кавказі (Н. Б. Вассоевич, 1934). Це своєрідний потужний формаційний комплекс верхньої частини середнього еоцену, що поширений у Кримсько-Кавказькій області і який є досить характерним стратоном у межах північно-західного шельфу. Виділяється у складі *кумської світи*, що складена мергелями сіро-коричневими, зеленувато-сірими з прошарками карбонатних глин та алевролітів. У західній частині шельфу (підняття Одеське св. 2, 3, 5 і Безіменне) потужність кумської світи — 220–390 м. На підняттях Іллічівське, Гамбурцева відклади світи відсутні. На піднятті Голіцина потужність світи сягає 305–400 м. На Каркінітському піднятті розрізи світи неповні, відсутня верхня його частина, потужність становить близько 100 м. На Західно-Оленівському піднятті, де розріз світи відрізняється переважанням глин, потужність становить всього 50 м. Відклади кумської світи поділяються на дві пачки: нижня — мергелі, карбонатні глини; верхня — мергелі з прошарками глин та алевролітів.

У верхній частині кумського регіоярису простежений ритміт — мікроперешарування (2,5 мм) мергелів та алевролітів з незначним вмістом карбонатів і відповідним розподілом фауни форамініфер. Спостерігаються прошарки алевролітових сидеритових глин.

Потужність ритмітів до 370 м на сході та північному сході Михайлівської западини. На південь та південний захід ритміт виклинюється, і на Кримському піднятті вже поширені звичайні мергелі та вапняки (рис. 2. 13, 2. 16).

За форамініферами кумська світа на шельфі виділяється як шари з *Subbotina turcmenica*.

Мікрофауністична характеристика їх досить різноманітна, чітко простежується градаційна розшарованість в розподілі комплексів форамініфер — від дуже збіднелих, в яких присутні поодинокі види планктонних чи бентосних таксонів до багатих чисельно і таксономічно. Сюди відносяться: *Hyperammia lineariformis* M j a t l., *Silicobathysiphon pseudoloculus* M j a t l., *Karrieriella exilis* H a g n, *Nodosaria bacillum* D e f l., *Lenticulina grodnensis* F u r s., *L. dimorpha* (T u t k.), *Valvulineria internata* B y k., *Anomalina costiana* W i e n. e t A p p l., *A. affinis* (H a n t k.), *Heterolpepa morosovae* N i k.,

Caucasina eocaenica C h a l., *Uvigerina costellata* M o r o z., *Subbotina eocaena* S u b b., *S. instabilis*, *S. frontosa* S u b b., *S. inflata* O r b., *S. pseudoeocaena* (S u b b.), *Acarinina rotundimarginata* S u b b., *A. rugosoaculeata* S u b b., *A. kievensis* M o r o s., *Pseudohastegerina micra* (C o l l e) тощо.

Отже, цей форамініферовий комплекс характерний для верхньої частини середнього еоцену і за віком кумська світа є середньоеоценовою (бартон). Це доводиться і даними за нанопланктоном, який відповідає зонам NP 16 — NP 17 — *Reticulofenestra umbilica* і *Discoaster saipanensis* [58].

2.2.3. ВЕРХНІЙ ЕОЦЕН

2.2.3.1. Альминський регіоярус

У ранзі горизонту встановлений у 1962 р. у Бахчисарайському стратотиповому районі. Мергельно-глиниста формація альминського регіоярису суцільно поширена в межах Південного нафтогазоносного регіону (рис. 2.12). На північно-західному шельфі та Тарханкутському п-ові його потужності сягають понад 400 м. Згідно або з переривом залягає на відкладах кумського регіоярису середнього еоцену і незгідно перекривається відкладами планорбелового регіоярису олігоцену. Типова світа альминська, виділена в св. 2 (інт. 194.3–340.0 м) с. Кочергіне Бахчисарайського району, Кримська АР [22].

Відклади *альминської світи* на північно-західному шельфі Чорного моря розкрито практично всіма свердловинами. На підняттях Голіцина (св. 1, 9, 11, 12), Архангельського (св. 1, 2) Десантне (св. 1), Штормове (св. 1), Кримське (св. 1), Одеське (св. 1, 2, 3, 4; 5), Каркінітське та ін. розріз світи представлений мергелями та глинами масивними або тонкошаруватими, потужність яких сягає 200 м. Колір порід переважно темносірий із зеленуватим відтінком, прошарками коричнево-сірих. Для нижньої частини світи (підняття Голіцина — св. 1, інт. 1279–1676 м., Архангельського — св. 1 інт. 2120–2119 м. та ін.) характерним є одноманітність розрізу, що складений мергелями.

Слід зазначити, що літологічний склад порід альминської світи західної частини шельфу, зокрема на піднятті Одеське, значно відрізняється від східної його частини. Для розрізу типовими є теригенно-уламкові фації — перешарування пісковиків, алевролітів темно-зеленувато-сірих, кремєнистих, глин зеленувато-сірих, слабо зцементованих, плямистих, слабокарбонатних. У східній частині переважають мергельно-глинисті фації. Характерною ознакою порід альминської світи є значна кількість різноманітних дрібних форамініфер. У породах розрізів свердловин підняття Голіцина, Кримське, Архангельського, Каркінітське, Десантне, Одеське, Безіменне міститься досить різноманітний комплекс планктонних та бентосних форамініфер: *Globigerina inflata* O r b., *Globigerinatheka tropicalis* (B l o w e t B a n.), *Globoquadrina corpulenta* S u b b., *Subbotina pseudoeocaenica*

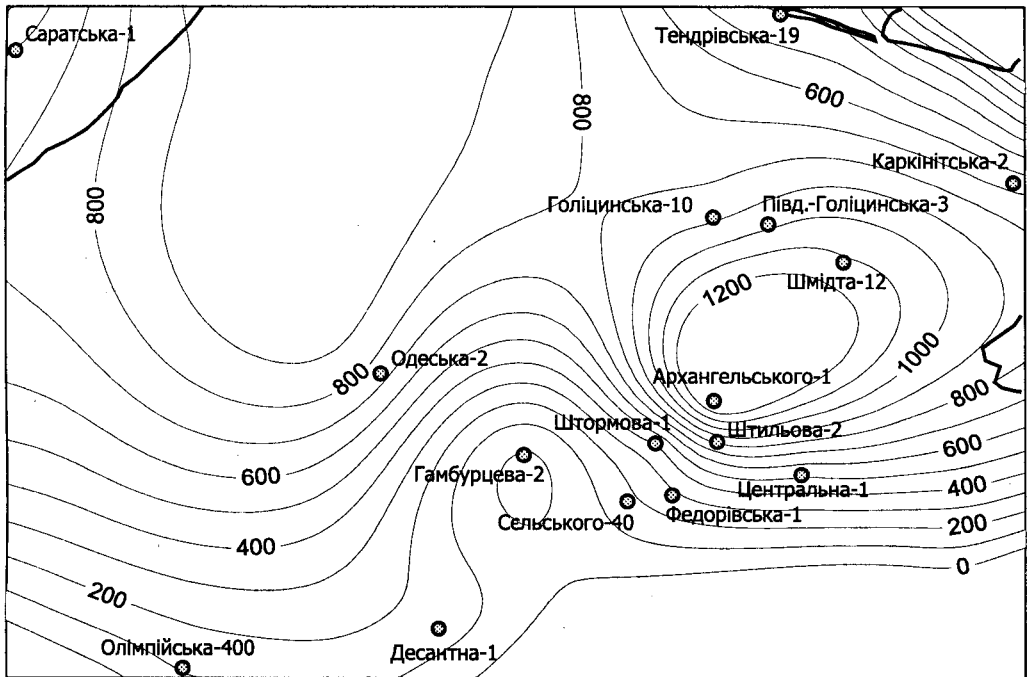


Рис. 2.16. Карта-схема потужностей еоценових відкладів
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

S u b b., *Alabamina almaensis* *S a m l.*, *Planulina costata* *H a n t k.*, *Siphomodosaria* cf. *spinescens* (*R e u s s.*) *Brizalina millepunctata* (*T u t k.*), *B. pseudoaenariensisformis* (*M j a t l.*), *Gramostomum nobilis* (*H a n t.*), *Gyroidina girandes* (*R e u s s.*), *Anomalina alazanensis* (*N u t t.*), *Heterolepa biumbonata* (*K. F u r s.*), *H. pygmea* (*H a n t.*), *Brotzenella taurica taurica* (*S a m.*), *Valvulina eocaena* *M o n t.*, *Marginulina bohmi* (*R e u s s.*), *Clavulinoides szabo* (*H a n t k.*), *Cribrostomoides latidorsatus* (*B o r n.*), *Bolivina antegressa* *S u b b.*, *Spiroplectamina costidorsara* (*G r g y b.*), *Trochamminoides espositus* *T e r q.-G r i g.*, *Glomospira charoides* (*P. e t J o n.*), *Gl. kugultinskeasis* *T e q.-G r.*, *Grzybowskiella angusta* (*F r i e d.*), *G. aequa* (*M j a t l.*), *Cystamminella elongata* (*M j a t l.*), *Hyperammina lineariformis* *M j a t l.* тощо. За планктонними форамініферами це зона крупних глобігеринід *Globigerinatheka tropicalis* (наприклад св. Голіцина-1, інт. 1385–1388 м, Одеська-5, інт. 785–840 м, Десантна-1, інт. 2090–2160 м та ін.).

За бентосними форамініферами відклади альмінського горизонту можна виділити як лону *Planulina costata*, що в свою чергу, поділяється на дві підлони. Для нижньої притаманні, крім виду-індексу, аглютиновані *Hyperammina lineariformis* *M j a t l.*, *Glomospira charoides* (*P. e t J.*), вапнисті — *Brotzenella taurica taurica* (*S a m.*), *Uvigerina jacksonensis* *C u s h m.* Для верхньої підлони *Bolivina antegressa* характерним є поява численних кассидулін, болівін, увігерін, альмаен. У верхній частині цієї підлони чітко простежуються шари з *Almaena taurica*. Слід зазначити, що проведена кореляція цих лон майже на всіх підняттях показує, що їх потужності мінливі.

Особливо це стосується верхньої лони *Bolivina antegressa*, тобто верхньої частини альминської світи.

Таксономічний склад форамініфер дозволяє впевнено стверджувати, що мергельно-глиниста товща альминської світи відповідає об'єму планктонної форамініферової зони *Globigerinatheka tropicalis*, і зіставляється із зоною PP 15 схеми Кримсько-Кавказької області. За віком це приабон. Пізньоеоценовий вік альминської світи підтверджується також нанопланктоном [22, 58]. В нижній частині зони *Globigerinatheka tropicalis*, наприклад св. Голіцина-1, інт. 1385–1388 м, виділено зону NP 19 — *Isthmolithus recurvus* з численними *Coccolithus eopelagicus*, *C. pelagicus*, *Ericsonia subdisticha*, *Dictyococcites bicectus* та ін.

Як показав аналіз таксономічного складу форамініфер та закономірностей їх розподілу в розрізі альминської світи північно-західного шельфу, вони мають багато спільного з комплексами форамініфер з відкладів попельської та бистрицької світ Українських Карпат, з якими, як відомо, пов'язані значні вуглеводневі поклади.

Отже, слід звернути особливу увагу на верхньоеоценову частину розрізу, особливо на тих ділянках північно-західного шельфу, де альминська світа ерозійно перекривається майкопськими відкладами. Такі частини розрізу, як правило представляють прогнозний інтерес щодо пошуків родовищ нафти і насамперед газу.

2.3. ОЛІГОЦЕН

На північно-західному шельфі Чорного моря олігоценові відклади представлені своєрідним формаційним породним комплексом — майкопським.

З часу виділення М. І. Андрусовим та К. К. Фохтом (1886–1889) у Кримському регіоні майкопських відкладів, їх першого розчленування на два відділи В. В. Меннером, тричленний поділ З. Л. Маймін (1951) і до тепер питання про вік, стратиграфічне положення, детальне розчленування, просторово-часові зміни на підґрунті структурно-фаціального районування залишається нагальною проблемою, зважаючи на те, що понад дві третини вуглеводневих перспектив Південного нафтогазоносного регіону України пов'язано саме з цим породним комплексом [5, 21].

Для майкопських відкладів не має узагальнюючої кореляційної схеми. Значною мірою це обумовлено складною тектонічною будовою регіону, що спричинила різкі зміни в розподілі потужностей та фаціального складу майкопських відкладів. Тому для північно-західного шельфу Чорного моря та прилеглих районів Причорноморського прогину і Криму розробляються місцеві стратиграфічні схеми з виділенням відповідних структурно-фаціальних районів, регіоярусних шкал, місцевих стратонів, світ, товщ, що відображають етапність та трансгресивно-регресивну циклічність розвитку басейну в олігоценовий час.

Стратиграфія майкопських відкладів ґрунтувалась загалом на бентосних групах фауни: молюсках — Б. П. Жижченко (1953), Р. Л. Мерклін (1962, 1974), М. Ф. Носовський (1962–2003), А. О. Веселов (1960–1975), О. П. Амітров (1971), В. Г. Куліченко (1974), С. В. Попов, А. А. Вороніна (1985, 1993) тощо; форамініферах — Р. Б. Самойлова (1946), В. А. Крашенінніков (1960), Є. Я. Краєва (1960–1985), А. П. Печонкіна (1971), М. В. Ярцева (1973), Ю. П. Нікітіна (1972), К. К. Щуцька (1970). Починаючи з 80-х років ХХ ст. значну увагу було приділено стратифікації олігоцену за планктонними та бентосними форамініферами, нанопланктоном. Дослідженнями Є. Я. Краєвої, І. В. Коненкової, Т. Є. Улановської, Т. В. Іванової, Н. В. Маслун, С. А. Люльєвої, А. С. Андреевої-Григорович, Є. М. Богданович та інших геологів [1, 6, 22, 46, 56, 57, 73, 74, 80, 82 та ін.] було здійснено біозональний поділ літостратонів за форамініферами, нанопланктоном, диноцистами та їх кореляцію. Слід зазначити, що ці дослідження здебільшого стосуються Причорноморського прогину і Кримського п-ова. На північно-західному шельфі проведено обмежений обсяг мікрофауністичних досліджень М. О. Менкес, В. Г. Шереметою, Є. Я. Краєвою, С. А. Люльєвою, Т. Є. Улановською, Н. В. Маслун та ін. [22, 80-82, 86, 87, 136 та ін.].

З метою детальної стратифікації та часової паралелізації олігоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря опрацьовано значний біолітостратиграфічний наявний фактичний матеріал по свердловинах майже всіх підняттяв, використано результати мікрофауністичного, літологічного, петрографічного аналізу керна та шламу, проведено розчленування за комплексом методів, включаючи дані стандартного каротажу. В межах північно-західного шельфу Чорного моря олігоценові відкладі утворюють як стратиграфічно повні розрізи, так і з численними локальними переривами, випадінням окремих пачок на деяких підняттях, що, на нашу думку, пов'язане перш за все з морфоструктурними особливостями седиментаційного олігоценового басейну.

Стратиграфічна структура олігоцену північно-західного шельфу складається з трьох трансгресивно-регресивних циклів. За біолітостратиграфічними особливостями, що встановлені за аналізом палеонтологічних, літологічних, геофізичних даних по свердловинах, доведено, що перші два — нижній та середній, відповідають планорбеловому та молчанському регіорусам нижнього олігоцену. Третій — верхньоолігоценовий — це керлеутський регіорус (рис. 2.17). Вказане вносить корективи в "Стратиграфічну схему палеогенових відкладів південних областей України" (1993), яка є базовою при розчленуванні палеогену і використовується в цій роботі [128]. В зазначеній стратиграфічній схемі для верхньоолігоценових майкопських відкладів у ранзі регіональних стратиграфічних підрозділів запропоновано сірогозький, асканійський та горностаївський горизонти, які практично є місцевими стратонами олігоцену Причорноморського прогину, кореляцію з якими показано на рис. 2.18).

Вік, млн років	Загальна шкала				Регіональні стратиграфічні підрозділи							
	Палеомагнітна шкала	Відділ	Підвідділ	Ярус	Фораініфери (Berggen, 1988)	Нано-планктон (Martini, 1971)	Шари з форамініферами (за матеріалами Є.Я. Красової, Н.В. Маслум, Т.Є. Улаховської)	Регіонус	Серія	Світа	Підсвіта	Літологічна характеристика
16	C5 B	МІОЦЕН	Нижній	Бурдигал	M6	Præorb. glomerosa	<i>Globigerina tarchanensis</i> <i>Bolivina tarchanensis</i> , <i>Sigmoidina tenuis</i> <i>Quinqueloculina selene</i> спікули губок, піритизовані радіолярії	Тархан				Глини темно-зеленувато-сірі, слабокарбонатні, шаруваті До 100 м
17	C5 C				M5							
18	C5 D				M3	Cat. stainforthi	NN 3	Saccamina zuramcensis Neobulimina elongata Uvigerinella californica Nonion bogdanowiczi Porosonion dendridicus P. polymorphus Hyperammia caucasica Haplophragmoides Cyclammia спікули губок піритизовані залишки риб				
19	C5 E				M2							
20	C6								Cat. dissimilis	NN 2	Haplophragmoides rotundidorsatus Saccamina arzybowškii Eponides noniformis Uvigerinella majcopica Heterolepa oligocenica Caucasina schischkynskya Bolivina goudkoffi Globigerina praeluloides leroi Gl. brevispira	
21	C6 A				M1	Gr. kugleri	NN1	Глини сірі, слабо алевритисті, слабокарбонатні До 120 м				
22	C6 AA								b			
23	C6 B									a	NP25	Глини темно-сірі до чорних, зеленувато-сірі, щільні, безкарбонатні, збагачені піритом До 120 м
24	C6 Bn								P22			
25	C6 Br				P21	Gl. angulisuturalis - Pg. opima s. s. ISZ	NP24	Глинисто-сидеритова товща: перешарування глин, сидеритолітів, пісковиків, алевролітів До 200 м Глини зеленувато-темно-сірі, масивні з прошарками щільних сидеритових порід До 500 м				
26	C6 Bn								a	Gl. angulisuturalis/ Ch. cubensis CRSZ		
27	C6 Cr				P20	Gl. selli PRZ	NP23	Остракоди: <i>Pterygocythereis ceratoptera</i> <i>Pontocypris oligocenica</i>				
28	C7 n								P19	T. ampliapertura IZ	NP22	Глини темно-сірі, зеленуваті, тонкошаруваті з поодинокими прошарками алевролітів До 300 м
29	C7 r				P18	T. cerroazulensis - Pseudohastigerina spp. IZ	NP21	Глини зеленувато-сірі, алевритисті, безкарбонатні з прошарками алевролітів. До 250 м Глини зеленувато-сірі, алевритисті, слабокарбонатні з поодинокими прошарками алевролітів До 360 м				
30	C8 n								P17	T. cerroazulensis IZ	NP	Мергелі зеленувато-сірі та сірі, щільні або тонкошаруваті, алевритисті
31	C8 r				P16	T. cunialensis/ Cr. inflata CRZ						
32	C9 n	P15	Po. semiinvoluta IZ									
33	C9 r			P15	Po. semiinvoluta IZ							
34	C10 n	P15	Po. semiinvoluta IZ									
35	C10 r			P15	Po. semiinvoluta IZ							
36	C11 n	P15	Po. semiinvoluta IZ									
37	C11 r			P15	Po. semiinvoluta IZ							
38	C12 n	P15	Po. semiinvoluta IZ									
39	C12 r			P15	Po. semiinvoluta IZ							
40	C13 n	P15	Po. semiinvoluta IZ									
41	C13 r			P15	Po. semiinvoluta IZ							
42	C15 n	P15	Po. semiinvoluta IZ									
43	C15 r			P15	Po. semiinvoluta IZ							
44	C16 n	P15	Po. semiinvoluta IZ									
45	C16 r			P15	Po. semiinvoluta IZ							

Рис. 2.17. Стратиграфічна схема майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

Тому в роботі використано широко вживані, звичні для олігоцену півдня України назви, показано їх співвідношення та кореляцію в різних структурно-фаціальних зонах (рис. 2.19). Хоча, якщо строго дотримуватись правил стратиграфічної номенклатури і вимог “Стратиграфічного кодексу України” [129], слід було б внести деякі зміни у назви стратонів. Наприклад, молочанський регіоярус північно-західного шельфу за біолітофаціальною характеристикою суттєво відрізняється від відкладів типової молочанської світи, яку виділено у Причорномор’ї та яка має зовсім інший обсяг. Правильніше цю товщу північно-західного шельфу називати глинисто-сидеритовою. Шари зі *Spiroplectamina carinata* на шельфі мають зовсім іншу біолітофаціальну фактологічну структуру і їх доцільніше було б виділяти як шари з *Cyclammina*, *Uvigerinella* — форамініферами, що характеризують більш глибоководні умови седиментації, тощо.

Олігоценові відклади північно-західного шельфу характеризуються відмінними структурно-фаціальними особливостями та розподілом потужностей стратонів (рис. 2.21), регулятивними факторами яких були перш за все седиментологічний, морфоструктурний та тектонічний. Їх стратиграфічну будову наведено нижче.

2.3.1. НИЖНІЙ ОЛІГОЦЕН

2.3.1.1. Планорбеловий регіоярус

Назва походить від характерної групи фауни (*Planorbella*). В ранзі горизонту був запропонований В. Ф. Козиревою у 1948 р. Л. М. Голубнича (1958) у дещо зміненому обсязі використала його для нижньої частини майкопських відкладів Рівнинного Криму. У ранзі горизонту затверджений у стратиграфічних схемах 1984 та 1987 рр. У схемі 1993 р. прийнятий у ранзі регіоярису. Страторегіон — північно-західний шельф Чорного моря, типова світа – планорбелова.

Планорбелова світа. Розкрита свердловинами практично на всіх підняттях північно-західного шельфу. Залягає згідно чи з переривом на мергельно-глинистих відкладах альмінської світи. Представлена глинами, аргілітами з прошарками алевролітів. Загальна потужність — до 640 м. Поділяється на дві підсвіти — нижньо- та верхньопланорбелову.

Нижньопланорбелова підсвіта представлена глинами сірими, зеленувато-сірими з прошарками світло-сірого алевроліту. Найбільшу потужність ця підсвіта має на піднятті Голіцина — до 450 м. На підняттях Південно-Голіцинському, Шмідта, Архангельського, Кримському, Штормовому, Центральному, Сельського потужність становить 200–300 м, поступово зменшується до 100 м у південно-західному напрямку — підняття Десантне, Олімпійське та північно-східному — підняття Каркінітське (рис. 2.20). У західному напрямку — підняття Безіменне, підсвіта виклинюється, і на піднятті Гамбурцева та Одеське вона зовсім відсутня.

Вік, млн років	Загальна стратиграфічна шкала		РЕГІОНАЛЬНІ СТРАТИГРАФІЧНІ ПІДРОЗДІЛИ					РЕГІОНАЛЬНІ СТРАТИГРАФІЧНІ ПІДРОЗДІЛИ											
	Палеомагнітна шкала	Система	Відділ	Підвідділ	Ярус	Горизонт	Характерні комплекси органічних решток					Північне Причорномор'я Східний район	Рівнинний Крим Північно-Східний район	Північно-західний шельф, континентальний схил Чорного моря					
							Молюски	Форамініфери	Остракоди	Коколіти	Губки			Регіонус	Серія	Сайта	Підсайта	Шари з форамініферами (за матеріалами Є. Я. Красаєв, Н. В. Маслун, Т. Є. Улановської)	Літологічна характеристика
23	C6 Bn	НЕОГЕНОВА МІОЦЕН	Нижній	Акаїтан	Чорнобаївський	Лона	Cardium abundans Liv.	Neobulimina elongata (Orb.), Bulimina tumidula Bogd, Haplophragmoides perforoexcavatus Subb.	Род Nemonoceratina			Каржинська пачка. Глини, алеврити сірі з діатомеями До 150 м	Батисифонова світа. П-іє Чонгар-глини, алеврити, піски темно-сірі з Neobulimina elongata До 350 м	Кавказький	Іллічівська	Шари з форамініферами	Літологічна характеристика		
	C6 Br						C6 Cn	C6 Cr	C7 n	C7 r	C8 n	C8 r	C9 n					C9 r	C10 n
24						Горностаївський	Ephidium onerosum; Cibicoides ornatus	Bolivina aff. goudkoffi Rank, Spiroplectammina caucasica Djan, Cibicoides ornatus Bogd, Porosononion dendridicus (Chal.), Elphidium onerosum Bogd.	Pontocypris brevis Lnlk, Cytheridea pernota Oertli et Keij., Pterygocythereis jonesii (Baird.), P. fimbriata (Munst.) limbriata (Munst.)	Sterraster ovalis parvulus, S. Orbicularis nullus, Oxea acuminulata minula, O. Mutica minula, Stronygl intermedius, Plagiotriaena nulla, Plagiodyctiolella minuscula	Горностаївська світа. Глини і алеврити зеленувато-і темно-сірі з Elphidium onerosum, Cibicoides ex gr. ornatus, Cardium abundans	Горностаївська світа. Глини сірі, алевритисті з прошарками і гніздами алевритів, алевролітів з Elphidium onerosum, Porosononion dendridicus, Cibicoides ornatus, рештками риб і діатомеями До 330 м							
25						Асканійський	Sphaeroidina variabilis	Haplophragmoides kjurendagensis kerleuticus Koz. (Msc), Textularia (Spiroplectammina) carinata follis Krajeva, Uvigerinella californica Cushman, Sphaeroidina variabilis Reuss	Cytherella beyrichi (Reuss), C. Gracilis Lnlk., C. Curvata (Lnlk.), H. helvetica Oertli, Krieh papillosa (Bosg.), Loxococoncha carinata Lnlk.		Асканійська світа. Глини алевритисті, алеврити з Textularia (Spiroplectammina) carinata follis, Sphaeroidina variabilis, Chlamys hoffmanni, Chl. bifida, Cardium abundans, Cytherella beyrichi До 240 м	Асканійська світа. Глини сірі алевритисті з присипками тонкозернистого піску по площинах нашарування з Textularia (Spiroplectammina) carinata follis, Uvigerinella californica, Sphaeroidina variabilis До 350 м							
26						Сірогозький	Corbula sokolovi Karl, Lentidium vinogradskii Merkl.	Поодинокі аглютинуючі форми	Candona candidula Lnlk, Pontocypris oligocenica Zal., Cytheridea pernota Oertli et Keij		Сірогозька світа. Алеврити з Cardium serozosium, Lentidium (Janschjoella) vinogradskii До 100 м	Сірогозька світа. Алеврити і глини сірі з рештками скелетів риб і Corbula sokolovi До 130 м							
27						Молочанський	Lentidium garetzkii Merkl, Rzehakia cimlanica (Zhizh.)	Не виявлені	Cytherella beyrichi (Reuss), Candona candidula Lnlk, Pterygocythereis fimbriata fimbriata (Munst.)	Sphenolithus predistentus (Braml. et Wilc.), Sph. distentus (Martini), Reticulofenestra sp.	Молочанська світа. Глини сірі, вапнисті з Candona candidula, Pontocypris oligocenica, Lineocypris majcopiensis, Rzehakia (?) Cimlanica, Lentidium (Janschjoella) vinogradskii, Reticulofenestra, ornata, R. jockeri До 40 м	Молочанська світа. Глини сірі, вапнисті, алевритисті з Ostracoda До 30 м							
28						Планорбеловий	Textularia (Spiroplectammina) carinata oligocenica	Chlamys subdistans ucrainica Korob., Nucula comita Goldf., Astarte kickxi Nyst, Cardita kickxi Nyst	Cytherella beyrichi (Reuss), C. compressa (Munst.), C. transversa (Speyer), Lineocypris majcopiensis Scher., Cuneocythere marginata (Bosg.)	Helicopontosphaera reticulata (Braml. et Wilc.)	Верхня підсвіта (нікопольська). Глини алевритисті без фауни; глини з численними Textularia (Spiroplectammina) carinata oligocenica, Globigerina ouchitaensis ouchitaensis, G. brevivira, G. trefa, G. ex gr. ampliapertura, Cytherella beyrichi, C. gracilis, Pterygocythereis fimbriata fimbriata, Nucula comita, Venericardia tuberculata та ін. До 150 м	Верхня підсвіта. Глини зеленувато-сірі, алевритисті з Textularia (Spiroplectammina) carinata oligocenica, Neogyroidina memoranda, Uvigerinella californica parva, Nucula orbighyi, Lucina bataspaschinica До 270 м							
29						Планорбеловий	Lucina bataspaschinica Korob., Chlamys hauchecomei (Koen.)	Ammomarginulina foliaceus (Brady), Gaudryina gracilis Cushman. et Laim, Lenticulina hermanni (Andr.), Heterolepa almaensis (Saml.)	Pterygocythereis fimbriata Hmbriata (Munst.), P. Cormata (Roem.), Cytherella compressa (Munst.)	Eirsonia subdisticha (Roth et Hay)	Нижня підсвіта (рубанівська) Глини алевритові, алеврити з піщаними форамініферами Lenticulina hermanni, Heterolepa almaensis, Cenosphera almaensis та ін. До 35 м	Дюрменська світа Глини темно-сірі, алевритисті з прошарками алевролітів у верхній частині з Haplophragmoides stavropolensis, Lenticulina hermanni, Heterolepa almaensis До 130 м							
30						Альмінський													
31						Альмінський													
32						Альмінський													
33						Альмінський													
34						Альмінський													
35						Альмінський													

Рис. 2.19. Стратиграфічна схема олігоценів відкладів західної частини Південного нафтогазоносного регіону

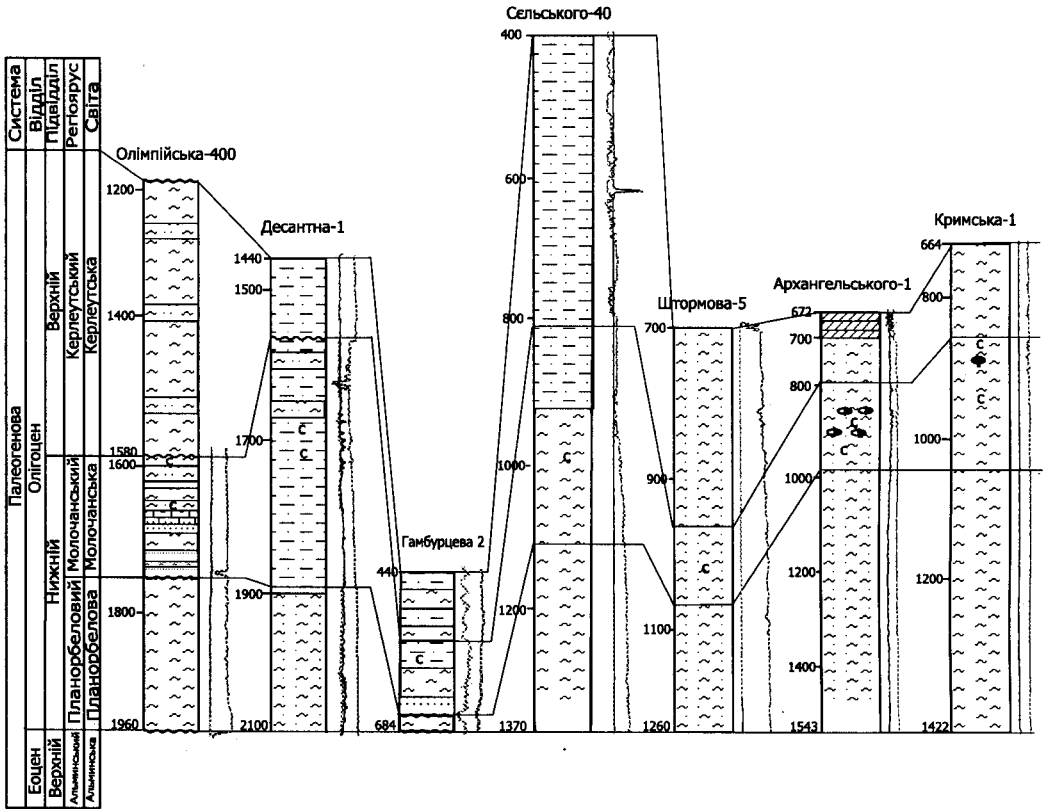


Рис. 2.20. Кореляція олігоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря [82]
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

Чітко простежується двокомпонентна літологічна будова розрізу підсвіти. Нижню частину розрізу складено переважно глинами зеленувато-сірими, алевритистими, слабокарбонатними, слюдистими, плитчастими, щільними з поодинокими прошарками глин алевритистих, безкарбонатних.

Ця глинисто-алевролітова карбонатна пачка має максимальні потужності на піднятті Голіцина, зокрема, у св. Голіцина-9 вона становить 360 м. На піднятті Кримське (св. Кримська-1) потужність пачки сягає тільки 20 м.

Розріз верхньої частини нижньопланорбелової підсвіти складають глини зеленувато-сірі, алевритисті та алевритові, безкарбонатні з численними прошарками алевролітів світло-, темно-сірих, слюдистих.

Загалом, розріз нижньопланорбелової підсвіти характеризується ритмічним розподілом карбонатних і безкарбонатних порід. У підосві, як правило, простежуються карбонатні глинисто-алевролітові породи. Це є характерною відмінною рисою олігоценового розрізу південного регіону. Якщо в північних, північно-східних розрізах Причорноморського прогину і Криму підосва олігоцену ерозійна, то на шельфі і в Західно-Чорноморській западині еоцен-олігоценова межа поступова.

Другий, найбільш потужний ритм — це суттєве зменшення карбонатності порід, навіть її відсутність. Варто відмітити, що така градаційна

ритмічність чітко відображена і в розподілі форамініфер нижньопланорбелової підсвіти.

Для нижньої частини (перший ритм) характерним є різноманітний видовий склад дрібних планктонних і бентосних форамініфер, серед яких багато видів, що репрезентують альминські верхньоеоценові відклади. Крім того, слід зазначити латеральні зміни форамініферових комплексів.

Для цієї частини розрізу характерними є *Subbotina officinalis* (S u b b.), *Globigerina ouchitaensis* H o w. e t W a l., *G. galavesi* B e r m., *Globorotalia denseconnexa* S u b b., *Pseudochastegerina micra* (C o l e), *Eponides stellatus* K r a e v a, *Siphonodosaria spinescens* (R e u s s), *Nodosaria consobrina* (O r b.), *Nonion nizamii* C h a l., *Angulogerina angulosa* (W i l l.), *Heterolepa almaensis* (S a m o i l), *Cibicidoides ekstremus* (S c h u t z.), *Porosonion pseudomartkobi* (C h a l l.), *Haplophragmoides fidelis* T e r - G r i g., *H. rotundidorsatus* (A n d r.), *Ammodiscus tenuiculus* S u b b., *Trochammina cf. caucasica* T e r - G r i g. та ін.

Ця частина розрізу відповідає лоні *Heterolepa almaensis*. Для безкарбонатної частини розрізу характерною є наявність аглютинованих форамініфер *Saccammina barbaria* M j a t l., *Reophax scalaria* G r z y b., *Haplophragmoides deformabilis* S u b b., *H. stavropoliensis* T e r - G r i g. та бентосних секретійних *Lenticulina herrmani* (A n d r.), *Baggina iphigenia* (S a m l.) *Cibicidoides pseudoungerianus* (C u s h m.), *Cibicides oligocenicus* S a m l., *Brizalina mississippiensis* (C u s h m.). В карбонатних глинах є поодинокі планктонні форамініфери *Subbotina officinalis* (S u b b.), *S. turritilina* B l o w e t B a n n e r, *Globorotalia denseconnexa* S u b b., *Turborotalia livevovskyaе* N. В у к. та ін. Зважаючи на мікрофауністичну характеристику, нижньопланорбелова підсвіта відповідає лоні *Heterolepa almaensis* — *Lenticulina herrmani*, корелюється з нижньою частиною планктонної форамініферової зони P 18 — *Turborotalia zerroazulensis*. Загальної шкали і зони NP 22 за нанопланктоном (рис. 2.17).

Зазначене вище дає підставу стверджувати, що відклади нижньопланорбелової підсвіти — це нижня частина рюпелю, вік її ранньоолігоценовий.

Верхньопланорбелова підсвіта представлена переважно глинами зеленувато-темно-сірими з прошарками алевролітів. Розкрита свердловинами на підняттях північно-східної частини шельфу, де спостерігаються значні потужності — до 500 м. На підняттях Шмідта, Південно-Голіцинське, Голіцинське, Архангельського, Кримське вони становлять 300-100 м, в західному напрямку — підняття Штормове пачка виклинюється, і на підняттях Сельського, Десантне, Безіменне та Олімпійське вона зовсім відсутня (рис. 2.18).

Вперше була описана на піднятті Голіцина-1, де М. О. Менкес [86] визначила численні форамініфери. Зокрема, в інтервалі 1200–1205 м присутні численні *Caucasina schischkinskaye* (S a m l.), *Brizalina mississippiensis* (C u s h m.) та лональний вид *Spiroplectammina carinata oligocenicа* N i k. Окрім того, у комплексі є поодинокі *Haplophragmoides cf. fidelis*

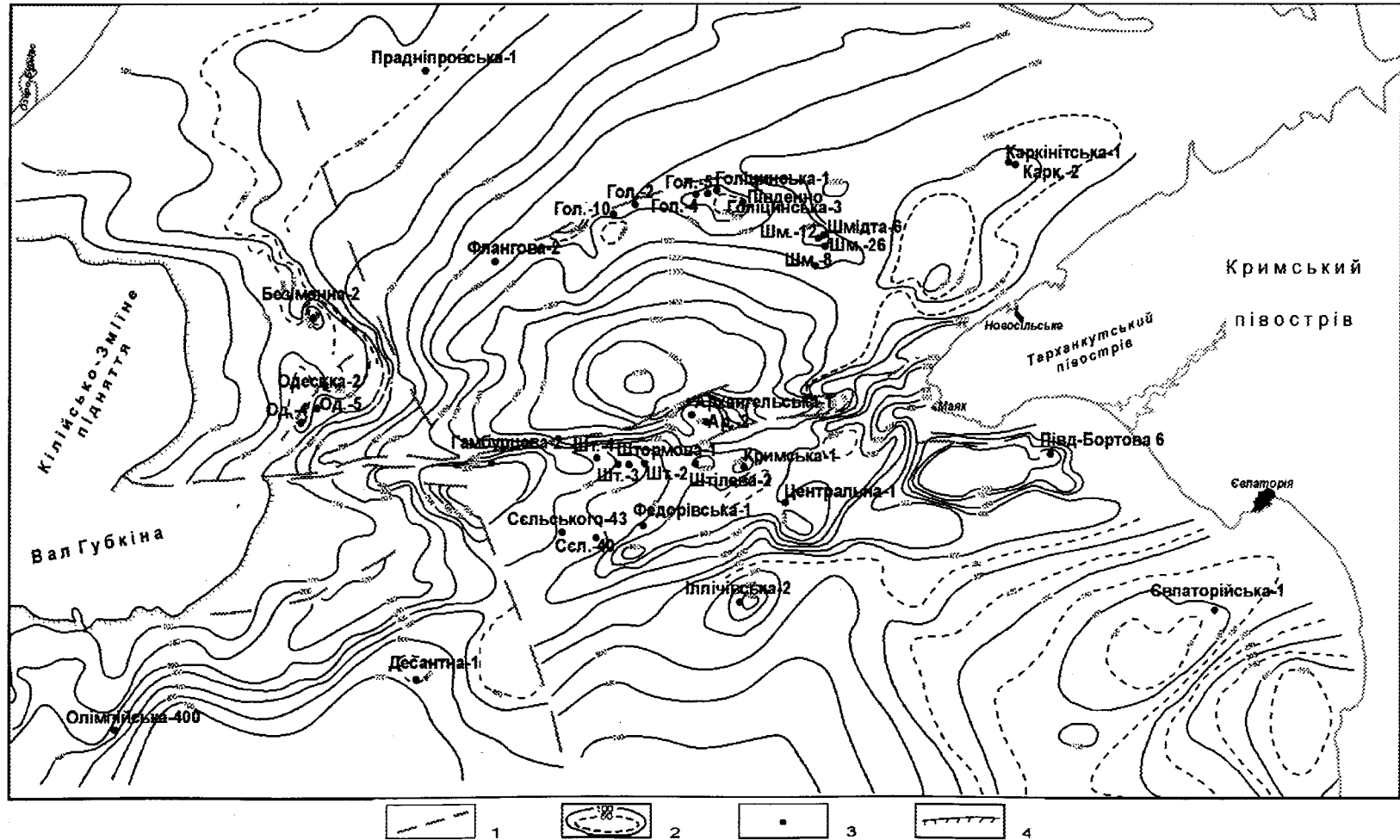


Рис. 2.21. Схема потужностей олігоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря: 1 — розривні порушення; 2 — ізопахіти; 3 — свердловина; 4 — відклади відсутні

Ter-Grig., Gaudruina gracillis Cuschm. et Laïm., Cibicides pseudoungerianus (Cuschm.), Lagena striata (Orb.), рештки скелетів риб та черепашки *Planorbella*.

У свердловинах на підняттях Десантне, Одеське, Каркінітське, Голіцина та інших комплекс характеризує більш глибоководні умови седиментації і містить такі форамініфери: *Cyclammia constructimargo, C. pocorny Ter-Grig., Ammobaculites foliceanus (Brad y), Ammodiscus tenuiculus Subb., Spiroplectammia terekensis Bogd., Nodosaria ewaldi Reuss, Siphonodosaria spinescens Reuss, Uvigerinella majkopica Kraeva, Brizalina mississippiensis (Cuschm.), Heterolepa oligocenica (Saml.), Cibicides amphisyliensis (Andr.), Melonis dosularensis (Chal.), Baggina iphigenia (Saml.), Caucasina schyschkinskaye Buk., Neogaudryina memoranda Subb., Subbotina brevispira (Subb.), S. ampliapertura, S. praebulloides, Globigerina ouchitaensis, Planorbella sp. (піритизовані). Слід зазначити, що форамініфери переважно дрібних розмірів, з прозорою стінкою черепашки. Є також рештки скелету риб, піритизовані діатомові водорості, тонкі спікули губок. У верхньопланорбеловій підсвіті С. А. Люльєва [22] встановила комплекс коколітів, що є характерним для зони NP 22 *Helicorontosphaera reticulata*. Тобто верхньопланорбелова підсвіта відповідає зонам P 19 і NP 22 Загальної стратиграфічної шкали. Однак встановити обсяг форамініферових і нанопланктонних зон, їх межі в літостратонах неможливо через спорадичність зустрітості мікрофауни і відсутність пошарового опробування верхньопланорбелових відкладів. Але отримана інформація дозволяє впевнено стверджувати ранньо-олігоценовий (рюпель) вік підсвіти.*

2.3.1.2. Молочанський регіарус

Назва походить від р. Молочна, виділена як світа М. Ф. Носовським (1963). У ранзі горизонту наводиться у схемах 1984 та 1987 рр., а у стратиграфічній схемі 1993 р. виділена у ранзі регіарусу.

Молочанська світа. Відклади розкрито на всіх підняттях північно-західного шельфу. Залягають згідно та з переривом на алевритистих безкарбонатних глинах планорбелової світи, перекриваються глинисто-алевритовим комплексом керлеутської світи. Максимальна потужність — до 500 м на піднятті Центральне. На підняттях Каркінітське, Шмідта, Південно-Голіцинське, Голіцина, Архангельського, Кримське, Сельського потужності до 300 м. У західному напрямку, на підняттях Штормове, Гамбурцева, Безіменне, Одеське, вони суттєво зменшуються, і на Одеському, наприклад, потужність молочанських відкладів становить лише 28 м.

За літологічним складом молочанські відклади двокомпонентні. Нижня товща представлена тонкошаруватими глинами алевритистими та алевритовими, темно-сірими із зеленуватим відтінком, нерівномірно ущільненими, плитчастими. Інколи вони мають слабо виражену горизонтальну

шаруватість за рахунок прошарків та лінз світло-сірих алевролітів, зеленувато-сірих, глинистих, слюдистих, слабозцементованих.

Виділена в розрізах на підняттях Голіцина, Південно-Голіцинське, Шмідта, Архангельського, Кримське. На підняттях Гамбурцева, Штормове, Безіменне, Каркінітське, Центральне, Сельського, Десантне уламкова формація (пісковики, алевроліти, глини) цієї товщі складає увесь розріз [51, 80–82, 144].

Верхня товща за літологічним складом подібна до нижньої, але відрізняється значною кількістю (до 40 %) сидериту, що трапляється у вигляді поодиноких зерен розміром до 0,05 мм та численних грудкуватих скупчень, ізометричних зростків, центри яких окислені, та суцільних щільних мас. Сидеритові породи сіро-брунатного кольору, міцні, мають вигляд роговиків і утворюють прошарки до 20 см.

Ця верхня товща простежена на підняттях Голіцина, Південно-Голіцинське, Шмідта, Архангельського, Кримське. В західному напрямку — підняття Одеське, особливо Олімпійське, де вона складає практично увесь розріз, літологічний склад порід значно відрізняється. Це глини алевритисті, сидеритові з прошарками глинисто-вапнистих алевролітів, що заміщуються вапняками, вапнистими глауконітовими пісковиками, збагаченими на пірит.

Літологічно породи молочанського регіоярису підняття Голіцина значно відрізняються від порід Олімпійського. На піднятті Голіцина переважають глинисто-аледритові фації. На Олімпійському — це більш карбонатні утворення, зокрема біоморфно-детритові вапняки [49, 80]. Характерним є наявність у молочанських відкладах піриту, сидериту та глауконіту.

Вік молочанського регіоярису визначається за остракодами та форамініферами. В свердловині Голіцина-1 (інт. 1095–1100 м) визначені числені *Pontocypris oligocenica* Z a l., *Cytheridea pernota* O e r t l l e t K e i j, *Loxococoncha favata* K u i p., *L. nystiana* (B o s q.), *Boscuenita dentata* (M u l l.), *Pterygocythereis ceratoptera* (B o s q.), *P. fimbriata fimbriata* (M u n s t.), *P. retinodosa* O e r t l i, *Eocytheropteron steimanni* K u i p та ін.[86].

Крім остракод, у молочанській світі на підняттях Голіцино, Одеське (св. 5, інт. 622–650 м), Каркінітському (інт. 1320–1390 м) та інших визначені числені форамініфери *Nodosaria consobrina* (O r b.), *Eponides granulatus* M j a t l., *Asterigerina rotula* (K a u f.), *Lenticulina obessa* (N a k.), *Cibicides borislavensis* M j a t l., *Globigerina pseudoedita* S u b b., *Gl. praebulloides* S u b b., *Subbotina officinalis* (S u b b.), *Brizallina mississippiensis* C u s h m. У комплексі присутні також уламки скелету риб, спікули губок, діатомеї та радіолярії. Наявність у комплексі деяких видів, що притаманні планорбеловим відкладам, дає підстави глинисто-сидеритовий комплекс молочанського регіоярису північно-західного шельфу Чорного моря датувати раннім олігоценом (рюпель).

Питання про вік молочанського регіоярису є дискусійним. У стратиграфічній схемі 1993 р. межа між нижнім (рюпель) та верхнім (хат) оліго-

ценом проводиться по покрівлі молочанської світи. М. Ф. Носовський [95, 96] на розрізах Причорноморської западини обґрунтовує пізньоолігоценовий (хатський) вік молочанського горизонту і вважає молочансько-сірогозький етап олігоценового морського басейну початком пізньоолігоценової фази його розвитку. Але при аналізі вертикального розподілу фауністичних угруповань планорбелового і молочанського регіярусів, які на північно-західному шельфі представлені алевроліто-глинистою та сидеритовою товщами встановлено, що фауна форамініфер і остракод належить до рюпельського типу і характеризує морський нормально-солоний басейн. У той час як у породах остракодового пласта (аналог молочанської світи) форамініфери переважно відсутні, в їх фаціальних аналогах на шельфі виявлено як бентосні, так і планктонні (нечисленні глобігериніди) форамініфери, що властиві планорбеловій світі. Окрім них, заслуговує на увагу знахідка С. А. Люльєвої [22] *Sphenolithus predistentus*, що відповідає нанопланктонній зоні NP 23 і датується раннім олігоценом. Отже, молочанський час є завершальним етапом ранньоолігоценового розвитку морського басейну, і якщо на північно-західному шельфі Чорного моря відклади молочанського регіярусів мають рюпельський вік (ранній олігоцен), то на північ вони поступово змінюються молочансько-сірогозькою товщею, яка є діахронною кінець рюпелю — початок хатського часу.

2.3.2. ВЕРХНІЙ ОЛІГОЦЕН

2.3.2.1. Керлеутський регіярус

Верхня частина майкопської серії (керлеутська) в межах північно-західного шельфу за літофаціальними ознаками відрізняється від суміжних регіонів. Це потужна трикомпонентна глинисто-алевритово-піщана товща, що чітко виокремлюється від нижчезалягаючих відкладів як за літологічними, так і біостратиграфічними властивостями. Виділяються три пачки: алевроліто-глиниста, глинисто-алевролітова та глиниста з незначною домішкою алевритового матеріалу. Характерною ознакою розрізу є тонка шаруватість відкладів. Якщо у нижній частині розрізу переважає більш піщаниста, безкарбонатна складова, то для верхньої частини характерною є глинисто-карбонатна компонента. У складі керлеутського регіярусів виділяється керлеутська світа з нижньо- та верхньокерлеутською підсвітами.

Згідно або з переривом залягає на відкладах молочанського регіярусів, перекивається іллічівською світою міоцену.

Керлеутська світа. Назва походить від с. Керлеут (зараз — с. Мошкарьовка) у Криму. Виділена у ранзі горизонту В. В. Меннером (1934). Стратотиповий регіон — північно-західний шельф Чорного моря, Керченський район, Чорноморська западина.

Нижньокерлеутська підсвіта. Представлена переважно глинами темно-сірими, майже чорними, інколи зеленувато-сірими, алевритистими, слюди-

стими, щільними, шаруватими. Максимальна потужність до 120 м. Простежена також у розрізах на підняттях Каркінітське, Шмідта, Голицина, Південно-Голицинському, Архангельського, Кримському, Сельського.

Для підсвіти характерною є циклічність у розподілі форамініфер. У нижній частині розрізу форамініфери поодинокі, переважно аглютиновані *Grzybowskiella tenuis* (S u b b.), *Saccamina complanata* (F r a n k e), *Trochminoides concentricus* (S u b b.), *Haplophragmoides deformabilis* S u b b., *Hyperammia* sp. Окрім того, трапляються поодинокі черепашки секретійних форамініфер *Pseudoparella culter* (P. e t J.), *Elphidium macellum* (C z j z.), *Uvigerinella majcopica* K r a e v a. Для нижньої частини притаманні також піритизовані діатомеї, спікули губок, уламки голок морських їжаків, погані збереженості радіолярії, уламки скелета та луска риб. На підняттях Одеському, Голицина, Каркінітському у нижній частині розрізу є поодинокі остракоди *Cytherella compressa* (M u n s t.), *C. beyerichi* (R e u s s), *Cuneocythera marginata* (B o s q.), *Echinocytheris* sp. та ін.

Уверх по розрізу у зеленувато-сірих шаруватих глинах комплекс форамініфер стає більш різноманітним та численним і містить *Haplophragmoides kjeurendanensis* M o r o z., *H. fidelis* T e r-G r i g., *H. rotundidorsatum* (H a n t k.), *Sphaeroidina variabilis* B o g d., *Ammodiscus tenuiculus* S u b b., *Pseudocyclamina insignidentata* S u b b., *Reophax splendidus* G r z y b., *Glomospira charoides* P. e t J., *Ammobaculithes* sp., *Spiroplectamina terekensis* B o g d., *Uvigerinella majcopica* K r a e v a, *U. californica* C u s h m., *Virgulina schreibersiana* C u s c h m., *Eponides stellularis* K r a e v a, *Caucasina schischkynskyae* (S a m l.), *Globigerina ouchitaensis*, *Gl. ciperoensis*, *Subbotina brevispira* (S u b b.). У комплексі багато холодолілюбних видів, поширених у шельфовій зоні. Ця частина розрізу виділяється як шари з *Spiroplectamina terekensis*, *Globigerina* і відповідає шарам *Sphaeroidina variabilis* інших регіонів.

Зважаючи на розподіл форамініфер, нижньокерлеутська підсвіта відповідає нижній частині верхнього олігоцену (хату).

Верхньокерлеутська підсвіта. Представлена у нижній частині перешаруванням брунатно- і темно-сірих глин, алевролітів та пісковиків. У верхній частині — це зеленкувато-сірі глини з невеликим вмістом алевроитових зерен та тонкими поодинокими лінзоподібними прошарками алевролітів. Потужність підсвіти — до 200 м. Крім підняття Олімпійського, виділена у розрізах на всіх досліджуваних підняттях.

Комплекс форамініфер у нижній частині збіднілий. За систематичним складом — це комплекс лони *Cibicodoides ornatus*, *Elphidium onerosum*. У свердловинах Кримська-1, -3, Голицина-20, -21, Штормова-1, Одеська-3, -5 та інших форамініферові комплекси мають такий склад: *Haplophragmoides stavropoliensis* T e r-G r i g., *H. rotundidorsatus* (H a n t k.), *Saccamina grzybowskii* B o g d., *Eponides aculeatus* (O r b.), *E. noniformis* G e r s e, *Elphidium macellum* (F i c h t. e t M o l.), *Uvigerinella californica* C u s h m., *Sphaeroidina* sp., *Bolivina goudkoffi* R a n k., *B. floridana* C u s h m. У комплексі стає менше аглютинованих форамініфер. Уверх по розрізу поступово систе-

матичний склад збагачується, присутні різноманітні як аглютиновані, так і секретійні бентосні і планктонні форамініфери: *Haplophragmoides stavropoliensis* Ter-Grig., *H. rotundidorsatus* (Hantk.), *Saccamina zuramancensis* Bogd., *S. complanata* (Frank), *Pseudocyclammina discamminaeformis* (Brad), *Trochamminoides cocentricus* Subb., *Karrieriella elongata* Subb., *Pseudoparella kiliani* (Andr.), *Caucasina schischkynskyae* (Samoil), *Uvigerinella californica* var. *uruschesis* Bogd., *Elphidium aculeatum* (Orb.), *E. noniformis* Gerke, *Nonion punctatus* Orb., *Porosonion dendridicus* (Chal.), *Chiloguembelina gracillima* (Andr.), *Subbotina brevispira* (Subb.), *Globigerina angustiumbilitata* (Orb.), *Globorotalia tetracammerata* Subb., *Globigerina* sp. дуже дрібних розмірів тощо.

Відклади верхньокерлеутської підсвіти поступово заміщуються вгору по розрізу темно-сірими глинами іллічівської світи, яка майже не містить форамініфер у нижній частині, а значну питому вагу у комплексі мають спікули губок, діатомеї, залишки скелетів та луска риб. Вище з'являються *Porosonion dendridicus* Bogd., *P. polymorphus* Bogd., *Discorbis platyomphalus* (Reus), *Nonion praeivus* Subb., *N. graniferus* Terq., *N. soldanii* (Orb.), *N. bogdanowiczi* Vol., *Eponides fichtellianum* (Orb.), а також *Haplophragmoides*, *Cyclammina*.

Таким чином, спостерігається не тільки літологічна успадкованість, а й біофаціальна. Тому межа між олігоценом і міоценом не чітка. Тут ми маємо приклад так званої об'ємної межі, коли у покрівлі верхньокерлеутської підсвіти з'являються елементи міоценових форамініферових угруповань, що є характерними для іллічівської світи. Отже, верхньокерлеутська світа є діахронною — верхи хату — низи аквітану.

У регіоні, як і загалом у Східному Паратетісі, проблема межі олігоцен — міоцен має широку дискусію. М. Ф. Носовський [94–96] вважає, що міоценовий етап розвитку починається з асканію. Підкреслюючи, що пізній олігоцен у хроностратиграфічній шкалі палеогену характеризується як час утворення Східного Паратетіса та формування солонуватоводної товщі, він пропонує виділити верхньоолігоценний (хатський) білозерський регіоярус з молочанським та сірогозьким горизонтами і на розрізах Північного Причорномор'я та їх аналогах у Східному Паратетісі доводить унікальність молочансько-сірогозького етапу розвитку олігоценового мілководного басейну з ендемічною малакофауною. Міоценовий етап — кавказький регіоярус — починається новим трансгресивним етапом (асканій, горностаївка) аквітанського часу. Ця частина зіставляється з керлеутськими відкладами. Але, згідно з наведеними вище даними та їх порівнянням з результатами кореляції за планктонними мікроорганізмами [1], молочанський регіоярус — це завершальний етап рюпельського часу, а керлеутський — початок хатського.

Вік, млн років	Палеомагн. шкала	Загальна стратиграфічна шкала				Регіональні стратиграфічні підрозділи						
		Відділ	Підвідділ	Ярус	Форамініфери (Berggren et al., 1995)	Нано-планктон (Martini, 1971)	Біостратиграфічна характеристика	Регіонар	Серія	Світа	Підсвіта	Літологічна характеристика
2	C2	ПЛОЦЕН	Верхній	PL 6	<i>Gt. truncatulinoides</i>	NN 18	<i>Cytherissa bogatschovi</i> (Lin), <i>Candona donataensis</i> Ros.	Куяльницький			Глини зеленувато-сірі, карбонатні слюдисті, пісковики сидеритові залісти, піски, вапняки органогенно-детритові і вапняки глинисті	
3	PL 5			<i>Gr. tosaensis</i>	NN 17							
3	C2A			PL 4	<i>Gr. miocenica</i>	NN 16	<i>Viviparus conconcinus</i> , <i>Dreissensia angusta</i> Rens., <i>Porosodacna macrodon</i> Desh. NN12 – <i>Ceratolithus acutus</i>	Кімерійський			До 240 м	
4				PL 3								
4	C3			PL 2	<i>Gr. margaritae</i>	NN 15/ NN 13	<i>Ammonia beccarii</i> (El)	Понтичний			Глини світло-зеленувато-сірі, карбонатні, алевритисті, алевроліти сірі, карбонатні, глинисті з детритом і цілими черепашками <i>Congerina</i>	
5				PL 1	NN 12							
6	C3A			M 13b/M 14		<i>N. dutertrei</i> s.l.	NN 11	<i>Congerina novorossica</i> , <i>Paradacna abichi</i>				До 120 м
7	C3B				b							
8	C4				a							
9	C4A			M13a		NN 10	<i>Porosonion aff. martkobi</i> Bogd., <i>Quinqueloculina consobrina</i> (Orb.), <i>Q. meotica</i> Bogd., <i>Cibicides borislavensis</i> Aist., <i>Cibicides</i> sp., <i>Bulimina</i> sp. NN10 – <i>Discoaster neohamatus</i> .	Меотичний			Глинисто-алевролітово-сидеритова товща: глини зеленувато-сірі, алевроліти сірі, піскуваті, слабокарбонатні	
10	C5											
10	C5	M12	<i>N. acostaensis</i>	NN 9	<i>Quinqueloculina reussi</i> (Bogd.), <i>Q. karreri</i> Reuss., <i>Q. consobrina</i> (Orb.), <i>Spiroloculina okrajantzi</i> Bogd., <i>Articulina problema</i> Bogd., <i>A. sarmatica</i> Karr., <i>A. stelligera</i> Didk., <i>Elphidium incertum</i> (Will.), <i>Elph. aculeatum</i> (Orb.), <i>Porosonion martkobi</i> (Bogd.), <i>P. subgranosus</i> (Egg.) <i>Spiroloculina kolesnikovii</i> Bogd., <i>Nonion bogdanowiczi</i> Vol., <i>Uvigerina asperula</i> (Gzj.)	Сарматський			Перешарування глин темно-сірих, карбонатних та безкарбонатних, вапняків органогенно-детритових, крейдоподібних, мергелів, глин зеленувато-сірих, пісковиків світло-сірих			
11		M11		NN 8								
12	C5A	M10	<i>Gr. menardii</i>	NN 7	<i>Ammonia pseudobeccarii</i> Putria, <i>Elphidium hudakoense</i> Bogd., <i>Elph. aculeatum</i> Bogd., <i>Elph. fichtellianum</i> (Orb.), <i>Nonion cf. stremlus</i> Vengl., <i>Globigerinoides bisphaericus</i> , <i>Turborotalia mayeri</i> (Cush. et Ell.), NN5 – <i>Sphenolithus heteromorphus</i>	Конкський Караганський Чокракський			Нижня частина – глинисто-алевролітова			
13	C5A	M9b	<i>Gr. mayeri</i>	NN 6								
13	C5A	M8/M9a	<i>Gr. foysi robusta</i> <i>Gr. foysi lobata</i>	NN 5	<i>Globigerina tarchanensis</i> , <i>Bohaina tarchanensis</i> , <i>Sigmoilina tenuis</i> <i>Quinqueloculina selene</i> , спікули губок, піритизовані радіолярії	Тарханський			Перешарування вапняків органогенно-детритових, світло-сірих, глин сіро-зелених, мергелів темно-сірих, сірих, плямистих, охристо-залістистих, алевролітів, пісковиків світло-сірих з черепашковим детритом			
14	C5A									M7	<i>Gr. foysi foysi</i>	
15	C5A	M6	<i>Præorb. glomerosa</i>	NN 4	<i>Saccamina zuramensis</i> Bogd., <i>Neobulimina elongata</i> , <i>Uvigerinella californica</i> Cushman., <i>Nonion bogdanowiczi</i> Vol., <i>Porosonion dendriticum</i> Bogd., <i>P. polymorphus</i> , <i>Hyperammia caucasica</i> Bogd., <i>Haplophragmoides</i> , <i>Cyclammia</i> , спікули губок, піритизовані залишки риб. NN3 – <i>Sphenolithus belemnus</i> .	Батисифоновий			Глини темно-зеленувато-сірі, слабокарбонатні, шаруваті			
16	C5B											
16	C5C	M5	<i>Git. insueta</i>	NN 3	<i>Haplophragmoides rotundidorsatus</i> (Hantk.), <i>Saccamina grzybowskii</i> Mjatl., <i>Eponides noniformis</i> Nik., <i>Uvigerinella majcopica</i> Kraev., <i>Heterolepa ofyocenicica</i> Mor., <i>Caucasina schischkynskae</i> Saml., <i>Bohaina goudkoffi caucasica</i> Bogd.	Кавказький			Глини сірі, слабоалевритисті, слабокарбонатні			
17	C5D											
18	C5E	M4	<i>Cat. stainforthi</i>	NN 2					До 500 м			
19	C6	M3										
20	C6A	M2	<i>Cat. dissimilis</i>	NN 1					До 120 м			
21	C6AA											
22	C6B	M1	<i>Gr. kugleri</i>	NN 1					До 120 м			
23	C6Bn											
23	C6Bv	M1	<i>Gr. kugleri</i>	NN 1					До 120 м			
23	C6Bv											
23	C6Cn	P22	<i>Gl. ciperoensis</i>	NP25					До 120 м			
24	C6Cr											

Рис. 3.1. Стратиграфічна схема неогенових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

РОЗДІЛ 3

СТРАТИГРАФІЯ НЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ

3.1. МІОЦЕН

3.1.1. НИЖНІЙ МІОЦЕН

На північно-західному шельфі у складі нижнього міоцену виділяються кавказький та батисифоновий регіояруси (рис. 3.1). В регіоні, як уже відмічалось, граничні олігоцен — міоценові стратони не мають чітких реперних рис. Так, у верхній частині майкопської серії виділяються місцеві стратони у ранзі світ — керлеутська й іллічівська. Як діахронна керлеутська світа (олігоценовий керлеутський та олігоцен-міоценовий — кавказький регіояруси), так і іллічівська (кавказький — батисифоновий регіояруси) представлені монотонною піскувато-глинистою шаруватою товщею з перемінним вмістом карбонатів і аутигенних мінералів та збіднілими, спорадичними комплексами форамініфер.

Кавказький регіоярус

Запропонований М. Ф. Носовським та О. К. Богдановичем [96] у якості можливого аналогу аквітанського регіоярусу у Східному Паратетісі у зв'язку з дискусійною проблемою межі палеогену — неогену. Але його виділення не вирішило цієї проблеми через відсутність чітких кореляційних рівнів за бентосними і планктонними групами фауни та реперних літостратиграфічних ознак.

До цього регіоярусу нами умовно віднесено верхню частину розрізу верхньокерлеутської підсвіти та нижню частину іллічівської світи. Верхня частина верхньокерлеутської підсвіти — це глинисто-алевритовий тонкошаруватий комплекс порід, що містить збіднілий

3.1. МІОЦЕН

3.1.1. Нижній міоцен

3.1.2. Середній міоцен

3.1.3. Верхній міоцен

3.2. ПЛІОЦЕН

комплекс форамініфер *Haplophragmoides rotundidorsatus* (Hatk.), *Spiroplectammina caucasica*, *S. terecensis*, *Subbotina brevispira* (Subb.), *Chiloguembelina gracillima* (Andr.).

Розріз поступово заміщується темно-сірими глинами іллічівської світи, яка у нижній частині містить нечисельні бентосні форамініфери, а переважають спікули губок, діатомеї та піритизовані залишки скелетів риб. Тобто умовність міоцен-олігоценової межі в розрізах північно-західного шельфу чітко відображає загальну дискусійність проблеми цієї межі у Східному Паратетісі.

Щодо стратиграфічного положення аналогів кавказького регіоярису на шельфі то цей регіоярус виділений у монотонній шаруватій піщано-глинистій товщі за положенням у розрізі і за фрагментарною біостратиграфічною інформацією. З існуючих точок зору за якими кавказький регіоярус відповідає тільки аквітану або є діахронним — хат-аквітанським, зважаючи на наявний матеріал, вирогіднішою є остання. Але виділення ґрунтовних маркерів, як біо-, так і літостратиграфічних, для встановлення вікових меж регіоярису на північно-західному шельфі потребує детального пошарового опробування розрізу, що неможливе через обмежену кількість кернового матеріалу.

Батисифоновий регіоярус

Цьому регіоярису на північно-західному шельфі відповідає іллічівська світа, що представлена перешаруванням глин зеленувато-сірих, піскуватих, алевролітів безкарбонатних з сидеритом, глин темно-сірих слабокарбонатних і карбонатних. Потужність — до 500 м.

У нижній частині виявлено комплекс *Porosonion dendridicus* Bogd., *P. polymorphus* Bogd., *Discorbis platyomphalus* (Reus), *Nonion praevious* Subb., *N. graniferus* Terq., *N. soldanii* (Orb.), *N. bogdanowiczii* Vol., *Eponides fichtellianum* (Orb.), а також *Haplophragmoides*, *Cyclammina*. Значну питому вагу в комплексі мають спікули губок, рештки рибних скелетів, діатомей, часто піритизованих. У верхній частині світи виявлено *Neobulimina elongata*, *Uvigerinella californica caucasica* Bogd., *Haplophragmoides rotundidorsatus* (Hatk.), *H. deformabilis* Subb., *Saccamina zuratensis* та ін. Зазначимо, що верхня частина розрізу відрізняється більш різноманітним складом фауністичних угруповань. Крім відносно багатого комплексу форамініфер, присутні також діатомеї, остракоди, спікули губок. Фауністичні рештки часто піритизовані. В свердловині Олімпійська-400 у верхній частині іллічівської світи А. В. Шумником визначено нанопланктон зони NN 3 — *Sphenolithus belemnus*, що свідчить про ранньоміоценовий (бурдигальський) вік світи.

Батисифоновому регіоярису в Рівнинному Криму та Причорномор'ї відповідають сакараульський та қазахурський регіояруси з арабатською, корольовською, чорнобаївською світами та камратськими і каржинськи-

Вік, млн років	Палеогеографічна шкала	Загальна стратиграфічна шкала				Регіональні стратиграфічні підрозділи			
		Відріп	Підріп	Ярус	Нано-планстон (Martini, 1971)	Східний Паратетис	Крим, Причорномор'я (І. М. Барг (2003), П. Ф. Голж (1995), В. М. Семенов (1987, 2003))	Північно-західний шельф Чорного моря	
2	C2	Піпюлен	Середній	PL 6	NN 18	Акчагильський	Верхньо-акчагильський Нижньо-акчагильський Куяльницький	Куяльницький	
3	C2A	Піпюлен	Середній	PL 5	NN 17				
				PL 4	NN 16				
4	C3	Піпюлен	Середній	PL 2	NN 15/ NN 13	Кімерійський	Кімерійський	Кімерійський	
5	C3	Піпюлен	Середній	PL 1	NN 12	Понтичний	Понтичний	Босфорський Портафенський Новоросійський	
6	C3A	Піпюлен	Середній	M 13b/M 14	NN 11				b
7	C3B	Піпюлен	Середній		a				
8	C4	Піпюлен	Середній	M 13a	NN 10	Меотичний	Меотичний	Акманайський Багерівський	
9	C4A	Піпюлен	Середній		NN 9				
10	C5	Піпюлен	Середній	M 12	NN 6	Сарматський	Сарматський	Херсонський Бессарабський	
11	C5	Піпюлен	Середній	M 11	NN 7				
12	C5A	Піпюлен	Середній	M 10	NN 6				
13	C5A	Піпюлен	Середній	M 9b	NN 6	Конкський	Конкський	Конкський	
14	C5A	Піпюлен	Середній	M 8/M 9a	NN 5				
15	C5A	Піпюлен	Середній	M 7	NN 5				
16	C5B	Піпюлен	Середній	M 6	NN 4	Чокракський	Чокракський	Чокракський	
17	C5C	Піпюлен	Середній	M 5	NN 4	Тарханський	Тарханський	Тарханський	
18	C5D	Піпюлен	Середній	M 4					
19	C5E	Піпюлен	Середній	M 3	NN 3	Кацахурський	Кацахурський	Арабатська світа	
20	C6	Піпюлен	Середній	M 2	NN 2				
21	C6A	Піпюлен	Середній	M 1	NN 1	Кавказький	Кавказький	Верхньо-керлеутська світа	
22	C6B	Піпюлен	Середній						b
23	C6Bn	Піпюлен	Середній	M 1	NN 1	Кавказький	Кавказький	Верхньо-керлеутська світа	
24	C6Bc	Піпюлен	Середній						a
25	C7	Піпюлен	Середній	P 22	NN 1	Керлеутський	Керлеутський	Керлеутський	
26	C7A	Піпюлен	Середній	P 22	NP 25	Керлеутський	Горностаївський	Верхньо-керлеутська підсвіта	
26	C8	Піпюлен	Середній						

Рис. 3.2. Зіставлення регіоярусів неогену Південного нафтогазоносного регіону України і Східного Паратетиса

ми шарами (рис. 3. 2, 2.19). За віком батисифоновий регіоярус є раннь-оміоценовим.

Отже, за детально простеженою просторово-часовою послідовністю відкладів майкопська серія на північно-західному шельфі Чорного моря поділяється на п'ять регіоярусів з місцевими стратонами у ранзі світ, підсвіт і шарів, що мають відмінні літологічну і фауністичну характеристики. З'ясовано, що відклади майкопської серії, поширені на шельфі, генетично і фаціально відрізняються від відкладів Криму, Причорноморської западини і мають ознаки флішоїдних товщ, що поширені у східних регіонах Кримсько-Кавказької області.

3.1.2. СЕРЕДНІЙ МІОЦЕН

Тарханський регіоярус

Відклади цього регіоярусу встановлено на підняттях Олімпійське, Одеське, Десантне, Іллічівське, Сельського, Голіцинське (рис. 3.3). Аналіз розрізів свідчить про те, що вони з переривом залягають на майкопських відкладах (іллічівська світа) і перекриваються карбонатно-глинистими чокраксько-карагансько-конкськими відкладами. Потужність відкладів — 20–130 м. Вони складені перешаруванням зеленувато-, темно-сірих, листуватих глин, алевролітів, мергелів. Глини, подекуди з домішкою алевроліту, слабокарбонатні чи безкарбонатні. За зовнішнім виглядом вони подібні до майкопських. Шаруватість глин спричинена перемінним вмістом алевритового та псамітового матеріалу. Пірит присутній у вигляді включень на площинах напластування, а також виповнює внутрішні порожнини черепашок форамініфер.

В породах містяться планктонні та бентосні форамініфери: *Globigerina tarchanensis* S u b b., *Gl. bolli* C. e t P r e m. S i l v a, *Gl. brevispira* S u b b., *G. pseudoedita* S u b b., *Paragloborotalia mayeri* (C u s l. e t E l l.), *Globigerinoides bisphaericus* T o d d, *Quinqueloculina* ex gr. *badanensis* d' O r b, *Sigmoilinita* cf. *tschokrakensis* (G e r k e), *Glabratella* ex gr. *tarchanensis* (D j a n), *Florilus boueanus* (d' O r b.), *Ammonia mjatliukae* (P u t r i a).

За віком тарханський регіоярус охоплює кінець раннього — середній міоцен.

Чокракський, караганський та конкський регіояруси

Відклади даних регіоярусів розкрито свердловинами майже на всіх підняттях — Одеському, Іллічівському, Десантному, Голіцина, Сельського, Архангельського.

За біолітостратиграфічними і геофізичними характеристиками, не можливо на данному етапі через обмежену кількість керна матеріалу

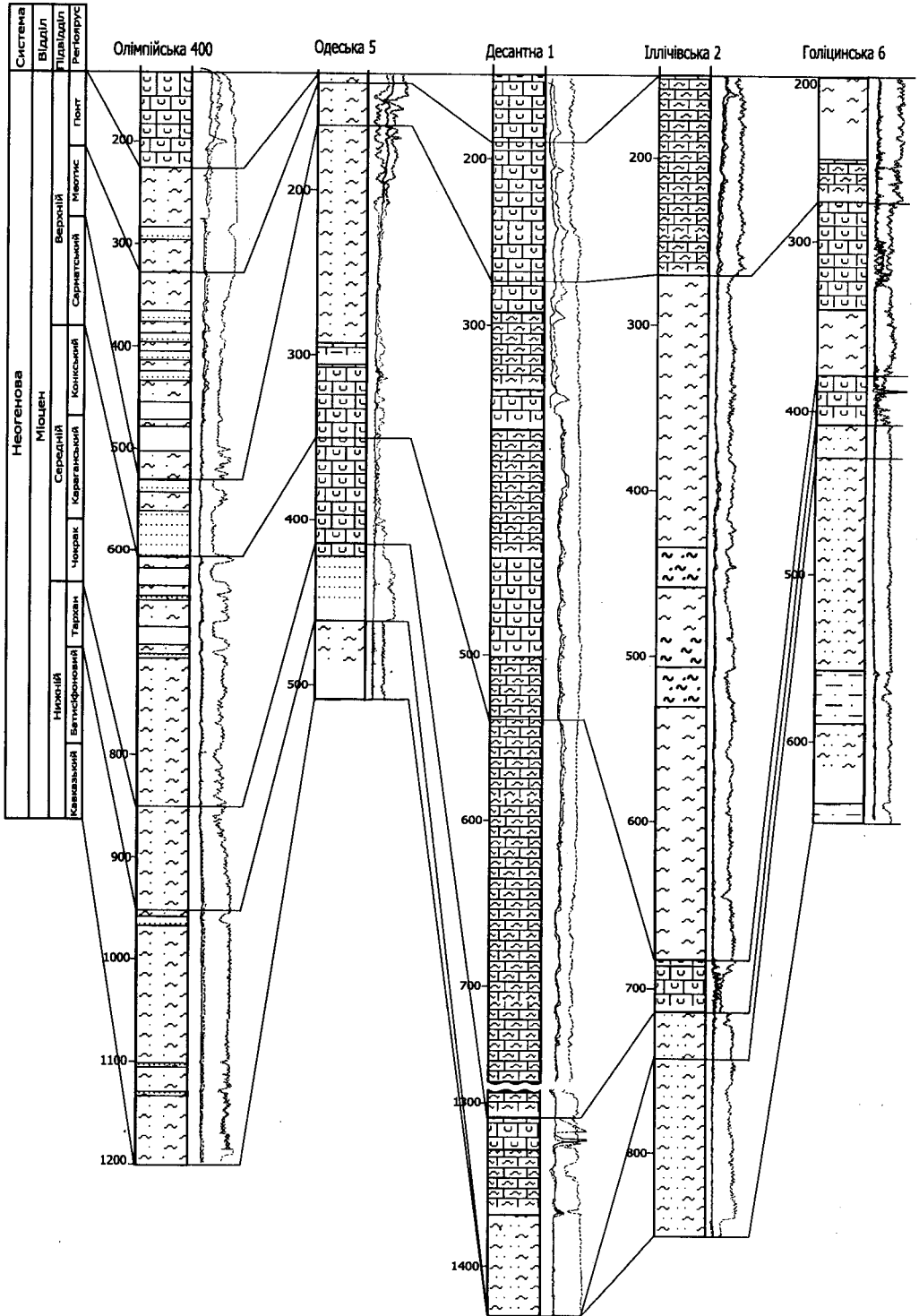


Рис. 3.3. Схема кореляції неогенових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

виокремити кожний з цих регіоярусів на шельфі. Тому в схемі (рис. 3.1) наводиться нерозчленована глинисто-вапниста товща, яка чітко простежується за даними стандартного каратажу і, зважаючи на її літологічний склад, становить прогностичний інтерес. Так, у свердловині Архангельська-2 чокрак-караган-конкська товща представлена вапняками сірими, нещільними, кавернозними з детритом черепашок, з прошарками алевролітів, мергелів темно-сірих, масивних з окремими кавернами. Ця товща є високостійким продуктивним колектором. Потужність чокрак-караган-конкської товщі — до 250 м.

Отримані фрагментарні дані про мікрофауністичну характеристику розрізу, зокрема в свердловинах підняттях Одеське, Олімпійське, Десантне, Голіцина, дозволяють проіндексувати глинисто-вапнякову товщу як середньоміоценову. Це підтверджує форамініферовий комплекс зі свердловин Одеська-2, Олімпійська-400, що представлений *Quinqueloculina bogdanoviczi* (V o l.) *Sigmoilina tschokrakensis* (Bogd.) *Elphidium fichtelianum* (O r b.) *Cibicides* sp., та ін. У свердловині Олімпійська-400, крім форамініфер, А. В. Шумником визначено нанопланктон зони NN 5 — *Sphenolithus heteromorphus*, що свідчить про наявність середньоміоценових відкладів на Крайову уступі північно-західного шельфу Чорного моря.

У стратотиповій свердловині Голіцина-6 відклади цих регіоярусів проіндексовано завдяки детальному відбору керна. Чокракський регіоярус виділено в інт. глибин 400–420 м. В інтервалі глибин 400–407 м — це вапняк світло-сірий, органогенний, перешаровується з темною зеленувато-сірою щільною іноді карбонатною глиною, що містить форамініфери *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Quinqueloculina* sp., *Nonion bogdanowiczi* V o l., *Triloculina inflata* O r b. та остракоди: *Trachyleberis spinulosa* (R e u s s), *T. tschokrakensis* (Sch n.), *T. dentata* (R e u s s), *Leptocythere* sp., *Cytheridea mulleri* (M u n s t.), *Cytherois gracilis* (Sch n.), *C. kalickii* (Sch n.) [22].

В інтервалі 407–413 м глини зелені, карбонатні з прошарком (0,6 м) вапняку світлого сірувато-зеленуватого пухкого. В подошві глина сірувато-зелена, грудкувата з форамініферами *Melonis communis* (O r b.), *M. boueanus* (O r b.), *Polymorphina* sp., *Discorbis* sp., *Ammonia beccarii* (L.), *Quinqueloculina consobrina* Orb., остракодами — *Trachyleberis* cf. *spinulosa* (R e u s s), *T. cf. denudata* (R e u s s), *T. tamaniensis* Sch n., *Loxoconcha* sp., *Leptocythere* sp., *Cytherura complanata* Sch n., *Cytheridea mulleri* (M u n s t.), *Eucytheropteron inflatum* Sch n., *Paracytheridea reussi* Sch n., *Pseudocytheridea* sp., *Cyprideis littoralis* (B r.), *Limnocythere lamellosa* (Sch n.), *Aglajocypris tarchanensis* (S u z.) (визначення Ю. Б. Люльєва).

В інтервалі 413–420 м глина сірувато-зелена, грудкувата з прошарками (до 15 см) вапняку зеленувато-сірого пухкого. Містить форамініфери *Ammonia beccarii* (L.), *Quinqueloculina akneriana* O r b., *Q. consobrina* O r b., *Discorbis* sp., остракоди *Trachyleberis dromas* (Sch n.), *Leptocythere distincta* (Sch n.), *L. comprima* M a n o l., *L.* sp., *Cytherura*

complanata Sch n., *C. insinuata* Sch n., *Cytheridea mulleri* (M u n s t.), *Loxococoncha* sp.

Крім форамініфер і остракод, у чокракських породах С. А. Люльєвою визначено нанофосилії *Sphenolithus* cf. *heteromorphus* D e f l., *S.* cf. *abies* D e f l., *Thoracosphaera albatrosiana* K p t., *T. deflandrei* K p t., *Coccolithus pelagicus* (W a l l.), *Scapholithus* sp., *Discolithus histricus* (K p t.), *Discoaster deflandrei* B r a m l. e t R i e d., *Cyclococcolithus leptoporas* (M u r r. e t B l a c k), *Braarudosphaera bigelowi* (G r a n. e t B r a a r.).

Караганський регіоярус у свердловині Голіцина-6 представлений вапняками світло-сірими, щільними, глинами зеленувато-сірими, які містять *Porosononion subgranosus* (E g g.), *Elphidium macellum* (F. e t M.), *Leptocythere mironovi* (S c h n.), *L.* sp., *Cytherois gracilis* S c h n.

З нанофосилій визначені *Braarudosphaera bigelowi* (G r a n. e t B r a a r.), *Coccolithus pelagicus* (W a l l.), *Discoaster* sp., *Discolithina* sp., *eticulofenestra pseudoumbilica* (G a r t n e r) [22].

Відклади конкського регіоярису у свердловині Голіцина-6 розкрито в інт. глибин 383-390 м. Це перешарування вапняків світло-сірих, іноді жовтуватих, з глинами темно-зеленувато-сірими, трепелоподібними, карбонатними. Порооди містять форамініфери й остракоди *Quinqueloculina* sp., *Elphidium macellum* (F. e t. M.), *Porosononion martkobi* (B o g d.), *Trachyleberis mechesi* (Z a l.), *Xestoleberis* sp., *Cytherois gracilis* Sch n., *Leptocythere mironovi* Sch n. З нанофосилій виявлено *Discoaster deflandrei* B r a m l. e t R i e d., *D.* cf. *tortoniensis* G a r d., *Coccolithus pelagicus* (W a l l.), *Cyclococcolithus leptoporus* (M u r r. e t B l a c k), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (G a r d.), *Thoracosphaera* sp., *Sphenolithus* sp. [22].

У розрізі визначено численні черепашки двостулкових молюсків *Ervilia trigonula* S o k., *Loripes* sp., *Abra* sp., *Cerastoderma* cf. *andrussovi* S o k., що свідчать про конкський вік відкладів, які їх вміщують. Конкські відклади розкрито, також, на підняттях Іллічівське, Сельського, Одеське, Десантне.

За віком чокрак-карагансько-конкські відклади середньоміоценові.

3.1.3. ВЕРХНІЙ МІОЦЕН

Сарматський регіоярус

Відклади сарматського регіоярису широко розвинуті в Південній нафтогазоносній провінції і розкриті майже всіма свердловинами на північно-західному шельфі Чорного моря.

На півдні України сарматський регіоярус поділяється на волинський (нижній сармат), бессарабський (середній сармат) та херсонський (верхній сармат) під'яруси [8]. Але на шельфі, за винятком деяких підняттяв їх виділення є проблематичним.

Хоча за геофізичними даними майже на всіх підняттях можливе виділення трьох літостратонів. Нижній — глинисто-алевролітовий з нечисленними

прошарками вапняків, пісковиків. Ця частина розрізу темноколірна. Середній — вапняково-глинистий, де у розрізі значно збільшується вміст вапняків органогенно-детритових, а глинам притаманний зеленувато-сірий колір. Верхній — глинистий представлений перешаруванням глин темно-сірих, мергелів, алевролітів та вапняків. Потужності сарматських відкладів становлять на підняттях Одеське від 50 м, на Гамбурцева 135 м, на Голіцина (св. 6) - 190 м; на Шмідта, Архангельське - 230 м; Кримське - 290 м, Іллічівське - 325 м, Сельського — понад 440 м.

Детальну літобіостратиграфічну будову цих літостратонів ілюструє розріз свердловини Голіцина-6. У нижній частині розріз представлений темно-сірими, тонкоалевритистими карбонатними глинами з форамініферами *Quinqueloculina consobrina* O r b., *Q. consobrina plana* V o l., *Q. consobrina nitens* R s s., *Elphidium macellum* (F e t M.), *E. georgium* V e n g., *Spiroloculina kolesnikovi* B o g d., *Nonion bogdanowiczi* V o l., *Porosonion subgranosus* (E g g.) і остракодами *Trachyleberis hungarica* (M e h e s), *T. cicatncosa* (R e u s s), *T. angularis* (Sch n.), *Xestoleberis* aff. *lunaris* V o r.; нанофосиліями *Cyclococcolithus leptoporus* (M u r r e t B l a c k), *Braarudosphaera bigelowi* (G r a n e t B r a a r.), *Sphenoliihus* sp.; та моллюсками *Abra* sp. ind., *Cerastoderma obsoletum lithopodolicum* (D u b.), *C. ex gr. obsoletum vindobonense* (L a s k.).

В прошарках вапняків сірих, щільних, оолітових, органогенно-детритових містяться двостулкові молюски: *Ervilia dissita* E i c h w., *Musculus* sp. ind., *Cerastoderma* sp. ind.; форамініфери *Quinqueloculina consobrina* O r b., *Q. consobrina nitens* R s s., *Q. consobrina sarmatica* G e r k e, *Q. reussi* B o g d., *Elphidium macellum* (F e t M.), *E. fichtellianum* (O r b.), *Nonion bogdanowiczi* V o l., *Spiroloculina okrajantzi* B o g d.; остракоди *Trachyleberis kolesnikovii* (S c h n.), *T. notata* (R s s.), *T. similis* (R e u s s), *T. opaka* (R e u s s), *Leptocythere scabrida* S u z., *L. praebosqueti* S u z., *L. cf. distincta* (Sch n.), *L. cf. parvula* (S c h n.), *Xestoleberis lutrae* Sch n., *X. cf. elongata* Sch n., *X. aff. lunaris* V o r.

Середньосарматський літокомплекс у свердловині Голіцина-6 представлений вапняками сірими, органогенно-детритовими, міцними, місцями перекристалізованими. Тут визначені молюски *Modiolus* sp. ind., *Brachidontes* aff. *sarmaticus* G a t., *Paphia* sp. ind., *Donax* sp. ind., *Cerastoderma* cf. *fittoni* (O r b.), *C. ex gr. ustjurtense* A n d r u s., *Gibbula* sp. ind.; остракоди *Trachyleberis sarmatica* (Z a l.), *T. notata* (R e u s s), *T. imp-lumis* (M a n d.), *Loxoconcha pseudoassimulata* V o r., *L. rarapunctillata* V o r., *L. odessansis* I l n., *L. aff. biplicata* Sch n., *L. sp.*, *Leptocythere scabrida* S u z., *L. praebosqueti* S u z., *L. nauiculata* (Sch n.), *L. aff. amabilis* S t a n., *Xestoleberis elongata* Sch n., *X. fuscata* Sch n., *X. castis* M a n d., *X. lutrae* Sch n., *X. pubera* V o r., *Xestoleberis* sp.; форамініфери *Quinqueloculina consobrina* O r b., *Quinqueloculina* sp., *Flintina tutkowskii* B o g d., *Elphidium macellum* (F i c h t. e t M o l l.), *E. reginum* (O r b.), *E. fichtellianum* (O r b.), *Porosonion subgranosus* (E g g.), *P. subgranosus hyalinicus* B o g d., *P. martkobi* (B o g d.), *Nonion bogdanowiczi* V o l.

Крім вапняків, у розрізі присутні глини сірі, ясно-зелені, алевритисті, із детритусовими прошарками, що містять *Cerastoderma pseudofischerianum* (Sinz.), *C. ex gr. obosoletififormis* Koles., *Maetra* sp. ind., а також *Loxoconcha odessaensis* Lin., *L. subcrassula* Sur., *Leptocythere ironovi* Sch n., *L. scabrída* Suz., *L. sp.*, *Xestoleberis castis* Mand. В глинах темно-зеленувато-сірих, алевритистих, слабокарбонатних, міститься остракоди *Xestoleberis lutrae* Sch n., *X. armavirensis* Suz., *X. elongata* Sch n., *X. pubera* Vog., *Trachyleberis infimus* Stan., *T. snbangusta* (Zal.), *T. balatonica* Stan., *Leptocythere praebosqueti* Suz., *L. marginata* Sch n., *L. guttata* Suz., *L. mironovi* (Sch n.), *L. aff. angusta* Suz., *L. scabrída* Suz., *L. schweyeri* (Sch n.), *L. naviculata* (Sch n.), *Loxoconcha odessaensis* Lin., *L. valiente* Stan.

Майже у всіх зразках визначено багатий комплекс форамініфер *Quinqueloculina consobrina* Orb., *Q. costata* Karr., *Q. odessae* Didk., *Q. selene* (Karr.), *Flintina tutkowskii* Bogd., *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *E. fichtellianum* (Orb.), *Porosonion subgranosus hyalinicus* Bogd., *P. martkobi* (Bogd.), *Nonion bogdanowiczi* Vol.

Визначений у свердловині Голіцина-6 комплекс нанопланктону *Thoracosphaera* sp., *Braarudosphaera bigelowi* (Gran. et Braar.), *Sphenolithus* sp., *Coccolithus pelagicus* (Walil.), *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), дозволив С. А. Люльєвій виділити середньосарматські відклади у «верстви із *Thoracosphaera* sp.» [22].

Сарматські відклади, розкриті в свердловині Олімпійська-400, також містять нанопланктон *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, але відсутність зональних видів не дозволяє чітко індексувати розріз.

Верхньосарматська глиниста товща простежується майже на всіх підняттях — Одеському, Олімпійському, Десантному, Шмідта та ін. Треба зазначити, що в деяких свердловинах (Одеська-3, Олімпійська-400, Десантна-1) верхньосарматські відклади перекриваються меотичними з переривом.

Характерною ознакою цієї частини розрізу є домінування глин темно-сірих, алевритистих з прошарками алевролітів та пісковиків. Комплекс форамініфер в цій частині розрізу збіднілий, пригнічений. Переважають *Elphidium fichtellianum* (Orb.), *E. macellum* (Ficht. et Moll.), *E. reginum* (Orb.), *E. aculeatum* (Orb.), *Porosonion subgranosus* (Egg.), *P. subgranosus hyalinicus* Bogd., *P. martkobi* (Bogd.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Cib. badanensis* (Orb.) *Uvigerina asperula* Czjz., *Globigerinoides* sp., спікули губок.

Існують різні погляди щодо віку сарматського регіоярусу. Якщо більшістю геологів приймається пізньоміоценовий вік сармату, то за останніми дослідженнями пропонується його вік як кінець середнього (серавалій) — пізній міоцен (тортон), що охоплює інтервал 9,6–12,8 млн років [91]. Тобто, тривалість сармату складає 3,2 млн років.

Меотичний регіоарус

Відклади цього регіоарусу розкрито практично на всіх підняттях північно-західного шельфу. Розріз складений перешаруванням вапняків, глин потужністю від 40 м — на підняттях Одеське, Голіцина, до 100 м — на піднятті Шмідта, 200 м — на піднятті Олімпійське. Відклади меотичного регіоарусу з переривом залягають на різновікових міоценових, олігоценевих породах, перекриваються пліоцен-четвертинними.

В розрізі меотичного регіоарусу — вапняки світло-сірі, щільні, піщанисті, часто з прошарками детриту молюсків. Містять двостулкові молюски: *Mytilaster minor* (A n d r u s.), *Abra* cf. *tellinoides* (S i n z.), *Loripes pseudoniveus* (A n d r u s.), *Hydrobia* sp. (aff. *ossovinarum* A n d r u s.). Глини зеленувато-сірі, сірі, алевритові, карбонатні, сидеритові, грудкуваті, шаруваті, з тонкими прошарками сірих вапняків органогенно-детритових. Вони містять численні молюски *Pirenella disjuncta disjunctoides* (S i n z.), *Abra* cf. *tellinoides* (S i n z.), *Neritina simulans* A n d r u s., а також остракоди — *Xestoleberis lutrae* S c h n., *Leptocythere scabrida* S u z., *L.* sp., *Trachylebelis (Procythereis) bella* S t a n., *Loxococoncha varia* S u z., *L. aucilla* S t a n., *Leptocythere propinqua* (L i v.), *Cyprideis torosa* (J o n e s), *C. littoralis* (B r.), *Candona elongata* (S c h n.), *Candoniella marcida* M a n d., *C. suzini* S c h n.

Комплекс форамініфер складається переважно з *Nonion martkobi* B o g d., *Quinqueloculina concobrina meotica*, *Ammonia beccarii* (L.), *Porosonion martkobi* B o g d., *Elhidium regina* B o g d., *Cibicides borislavensis* A i s. та ін.

У меотичних відкладах свердловини Голіцина-6 С.А. Люльєва визначила нанопланктон *Coccolithus pelagians* (W a l l.), *Sphenolithus* sp., *Helicopontosphaera kamptneri* (W a l l.), *H.* sp., *Discoaster barbadiensis* T a n., *D.* sp., *Reticulofenestra pseudoumbilica* (G a r t n e r), *Thoracosphaera* sp., *Phacolus lenticularis* (E h g e n b.) за якими неможлива кореляція зі стандартною шкалою Martini. Але в свердловині Олімпійська-400 визначено зональний вид NN 10 — *Diccoaster neohamatus*, що дозволяє стверджувати пізньоміоценовий (тортонський) вік меотичних утворень району північно-західного шельфу, які формувались протягом 1,9 млн років.

Понтичний регіоарус

У розрізах майже всіх свердловин північно-західного шельфу фіксується понт-меотична товща. Але стратифікація її, зокрема чітке виділення понтичних відкладів, ускладнюється через практичну відсутність кернавого матеріалу та даних стандартного каротажу. Аналіз потужностей понт-меотичної товщі свідчить, що верхня частина розрізу представлена (за шламом) глинами зеленувато-сірими, карбонатними, алевролітами сірими, карбонатними, глинистими з детритом та цілими черепашками *Congerina novorossica*, *Paradacna abichi*, має товщини 40–60 м (підняття Шмідта, Голіцина, Іллічівське, Олімпійське).

Вапняково-мергельні відклади понту до 10 м потужності зафіксовано на північно-західному шельфі в Бузькому, Дніпровському, Дністровському лиманах, на Одеській банці за результатами буріння НДС „Геохімік” [27, 119].

За ґрунтовними дослідженнями В. М. Семененка, С. А. Люльєвої, М. А. Певзнера та ін. [107, 119, 122] визначено положення понта Східного Паратетиса в магнітохронологічній шкалі, виконано його кореляцію з ярусами Середземномор'я. За цими даними понтичний регіоярус є верхнім підрозділом міоценового відділу, корелюється з верхньою частиною тортону — месинієм і його вік відповідає часовому інтервалу 7,5–6,5 млн років.

3.2. ПЛІОЦЕН

Кімерійський, куяльницький регіояруси

Незважаючи на те, що майже по всіх свердловинах північно-західного шельфу присутня інформація про наявність за геофізичними даними кімерій-куяльницьких відкладів, даних, які б дозволили виконати детальну стратифікацію цієї товщі, зовсім недостатньо. Потужність товщі мінлива. Так, у свердловині Олімпійська-400 вона становить 95 м, на піднятті Шмідта розкрита потужність до 60 м, на піднятті Штормове — 30–40 м. Але визначити істинну потужність практично неможливо через відсутність даних за керновим матеріалом. На піднятті Голіцина розріз представлений глинами зеленувато-сірими, карбонатними з остракодами *Cytherissa bogatschovi* (L i v.), *Cyprideis littoralis* (B r.), *Candona donataensis* R o s. та ін., що засвідчують пліоценовий (кімерій-куяльницький) вік глин. Це підтверджується і визначеними С. А. Люльєвою *Ceratolithus acutus* (зона NN 12). Кімерійсько-куяльницькі відклади, що складаються пісковиками сидеритовими і містять *Dreissensia angusta* R o u s s., *Prosodacna macrodon* D e s h. розрито в північній частині Каркінітського прогину [22].

РОЗДІЛ 4

СТРАТИГРАФІЯ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

Сучасний стан досліджень зі стратиграфії четвертинних відкладів характеризується наявністю досить значної кількості узагальнень щодо їх будови та віку, але це загалом стосується прилеглих до шельфу територій та прибережних акваторій. Стосовно четвертинних відкладів північно-західного шельфу і зокрема його внутрішнього сегмента слід зазначити значно менший ступінь вивченості стратиграфічної будови. Але на підставі бурових робіт на шельфі, численних морських експедицій Інституту геологічних наук та Відділення морської геології та осадового рудоутворення НАН України було отримано інформацію зі стратиграфії, яка доводить гетерогенну просторово мінливу будову плейстоценових та голоценових утворень північно-західного шельфу Чорного моря.

Підґрунтям сучасної четвертинної стратиграфії є розроблена М. І. Андрусовим [2] схема, згідно з якою в післятретинній історії Чорного моря виділено п'ять фаз розвитку басейну: 1) чаудинську, напівморську з *Cardium tschudaе*, *Dreissena rostriformis*; 2) древньо-солонуватоводну (каспійську) з *Didacna crassa*; 3) древньоморську (тирренську) з тропічними елементами *Cardium tuberculatum*; 4) нову прісноводну каспійську з *Micromelania caspia*, *Monodacna pontica*; 5) нову морську чорноморську. Ці положення М. І. Андрусова знайшли подальший розвиток у доповненнях А. Д. Архангельського та М. Н. Страхова [4] в плані уточнення стратиграфічної схеми та означення басейнів, що існували в різні епохи плейстоцен-голоценової історії на території Чорного моря. Подальша деталізація стратиграфічної схеми викладена у працях П. В. Федорова [139], Л. О. Невеської [22, 90].

За останні 30 років з'явилися численні підтвердження наведеної стратифікації четвертинних розрізів [7, 22, 32, 45, 71, 151–154 та ін.], а впровадження методів абсо-

4.1. ПЛЕЙСТОЦЕН

4.2. ГОЛОЦЕН

лютної геохронології, мікропалеонтології, аналізу морських четвертинних терас уможливило створення стратиграфічних та палеогеографічних реконструкцій Чорноморського антропогену. Створено хроностратиграфічну шкалу морських верхньо-, середньочетвертинних відкладів [124–126]. Міжвідомчим стратиграфічним комітетом СРСР затверджено схему розчленування азово-чорноморського плейстоцену на підґрунті клімато-стратиграфічних реконструкцій [14]. Відомі горизонти антропогену запропоновано поділити на ряд більш низьких стратиграфічних одиниць, а також значно збільшити кількість трансгресивно-регресивних циклів. Інша точка зору на поетапну еволюцію Чорного моря, що відображена в послідовній зміні басейнів каспійського типу на морські, висловлена в роботах П. Ф. Федорова, Л. Н. Купріна, Ф. А. Щербакова та ін. [62-64, 139, 149]. Виділяються два трансгресивних цикли в ранньому плейстоцені (ранньо-, пізньочаудинський), в середньому (палеоузунларський, ранньодревньоевксинський та пізньодревньоевксинський-узунларський), а у пізньому плейстоцені — це новоевксинський-древньочорноморський. Висловлюється також припущення, за яким древньоевксинський-карангатський басейни є єдиним басейном, пояснюючи це існуванням у цей час Понто-Каспійської морської водойми.

Дослідженнями І. М. Барга [6,7], П. Ф. Гожики [25-27, 32-34, 88, 157], О. В. Григор'єва [22, 36], В. О. Зубакова [16, 42], Ю. І. Іноземцева [22, 45, 71, 74, 150–153], П. Н. Купріна [62–64], А. Ф. Лимонова [631], Я. К. Луціва [69–71, 153-155], Ю. Б. Люльєва [22, 126], М. А. Маслакова [45, 155–157], В. І. Мельника [22, 83], Л. О. Невеської [17, 90, 91], Н. Н. Палатної [101–105], О. П. Ольштинської [83], Л. І. Пазюка [99, 100], А.А. Світоча [117], В. М. Семененка [119, 120, 123-126], С. М. Фащевського [54, 55, 138], Л. А. Чепалиги [147], Є. Ф. Шнюкова [150–157] та інших дослідників деталізовано закономірності геологічної, стратиграфічної, палеоокеанологічної будови антропогену Південного нафтогазоносного району України і північно-західного шельфу зокрема.

Отримані в останні роки нові дані дозволили внести деякі корективи щодо стратифікації, кореляції та обґрунтування віку антропогенових стратонів.

При розробці стратиграфічної схеми нами застосовано подійний принцип стратифікації плейстоцен-голоценових відкладів, коли виділені регіональні стратони відповідають повному циклу подій і охоплюють трансгресивно-регресивний цикл в цілому. Це, на нашу думку, найбільш доцільний підхід, зважаючи на наявний матеріал. Виділення в розрізах північно-західного шельфу численних локальних горизонтів, які простежуються в прибережних та континентальних відкладах (рис. 4.1), є проблематичним. Тому стратифікація морських плейстоцен-голоценових розрізів наводиться нами в ранзі горизонтів та підгоризонтів.

Особливості будови четвертинних відкладів обумовлені перш за все специфічністю седиментогенезу, пов'язаного зі значними подіями,

зокрема кліматичними прилеглою суходолом та суміжних водойм, а також динамічними умовами середовища (рівнем моря, тектонічними рухами, характером річкового стоку, абразією берегів, еоловим переносом, уздовжбереговими потоками, течіями, біопродуктивністю, морфоструктурними особливостями).

Відповідно виділяються літогенетичні комплекси: алювіальні (а), морські (m), алювіально-морські (am), лиманно-морські (l-m), дельтово-морські (dv-m), прибережно-морські (lt-m), берегові (lt), лагунно-лиманні (l), алювіально-дельтові (a-dv), які характеризують складну геологічну будову плейстоцен-голоценового чохла північно-західного шельфу Чорного моря.

Відклади антропогену з різкою стратиграфічною та кутовою незгідністю залягають на більш давніх утвореннях — від пліоценових до мезозойських. Потужності четвертинних відкладів змінюються залежно

Млн. років	Палеомагнітна шкала	Стратиграфічні схеми											
		П.Ф.Федоров, 1988		І.М.Барг, О.Г.Сіденко, В.А.Петрук та ін., 1992, 2003		В.О.Зубаков, 1998		А.А.Світоч та ін., 1998					
		Відділ	Горизонт	Підгоризонт	Відділ	Горизонт	Підгоризонт	Відділ	Горизонт	Підгоризонт	Відділ	Горизонт	Підгоризонт
0		Верхній	Німфейський фанаторійський	Чорноморський	Древньотимський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський
		Середній	Новочорноморський	Посткарангатський	Кавказський	Посткарангатський	Карангатський	Карангатський	Карангатський	Карангатський	Карангатський	Карангатський	Карангатський
		Нижній	Древньочорноморський	Чорноморський	Бугазський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Верхній	Новоєвксинський	Чорноморський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський	Новоєвксинський
		Середній	Посткарангатський, регресивний	Чорноморський	Тарханкутський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Нижній	Карангатський	Чорноморський	Верхньокарангатський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Верхній	Верхній карангат	Чорноморський	Середньокарангатський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Середній	Нижній карангат	Чорноморський	Нижньокарангатський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Нижній	Передкарангатський, регресивний	Чорноморський	Узуларський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Верхній	Узуларський	Чорноморський	Верньодревньоєвксинський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Середній	Верньодревньоєвксинський	Чорноморський	Верньодревньоєвксинський (морський)	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Нижній	Древньоєвксинський, регресивний	Чорноморський	Нижньодревньоєвксинський (лиманні)	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Верхній	Палеоузуларський	Чорноморський	Нижньодревньоєвксинський (лиманні)	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Середній	Нижньодревньоєвксинський	Чорноморський	Епічаудинський (Караденізька)	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
1		Верхній	Постчаудинський (Венедзький, регресивний)	Чорноморський	Верхньочаудинський (лиманні)	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Середній	Епічаудинський	Чорноморський	Нижньочаудинський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Нижній	Чорноморський	Чорноморський	Нижньочаудинський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Верхній	Пізночаудинський	Чорноморський	Передчаудинський (регресивний)	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Середній	Нижньочаудинський	Чорноморський	Передчаудинський (регресивний)	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
		Нижній	Передчаудинський (регресивний)	Чорноморський	Гурійський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський
2		Верхній	Гурійський	Чорноморський	Гурійський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський	Чорноморський

Рис. 4.1. Зіставлення стратиграфічних схем плейстоцен-голоценових відкладів Азово-Чорноморського регіону

від морфоструктурних особливостей басейну від декількох сот метрів до повної їх відсутності.

В антропогені північно-західного шельфу Чорного моря виділяються плейстоценові (гурійський, чаудинський, давньоевксинський, евксинсько-узунларський, карангатський, посткарангатський, новоевксинський горизонти) та голоценові (чорноморський горизонт) відклади (рис. 4.2). За сейсмічними даними в товщі антропогену виокремлюються сейсмо-стратиграфічні горизонти, що розділяються чітко означеними неузгодженостями. Вони відповідають нижній ланці четвертинної системи (гурійський, чаудинський горизонти), середній ланці (древньоевксинський, евксинсько-узунларський горизонти) та верхній ланці (карангатський та посткарангатський горизонти).

4.1. ПЛЕЙСТОЦЕН

Гурійський горизонт

На північно-західному шельфі Чорного моря гурійські верстви спостерігаються на зовнішньому шельфі та континентальному схилі. Вони описані за даними ґрунтових трубок на ділянках моря району Алушти, глибина 200 м, Гурзуфа, глибина 230 м, 510 м, Ласпінського каньйону, глибина 100–200 м [34, 125]. Представлені глинами та черепашковим літифікованим детритом з фауною молюсків *Didacna guriana* L i v., *Digressodacna digressa* L i v., *Dreissena polymorpha weberi* S e n i n та ін. Крім молюсків у розрізі присутні остракоди *Trachyleberis pontica* (L i v.), *T. cf. truncata* (S c h n e i d.), *Caspiolla acronasuta* (L i v.), *C. lobata* (Z a l.) та ін. Потужність гурійських відкладів у середньому становить 200 м, але на траверзі Судака вона сягає близько 500 м.

Чаудинський горизонт

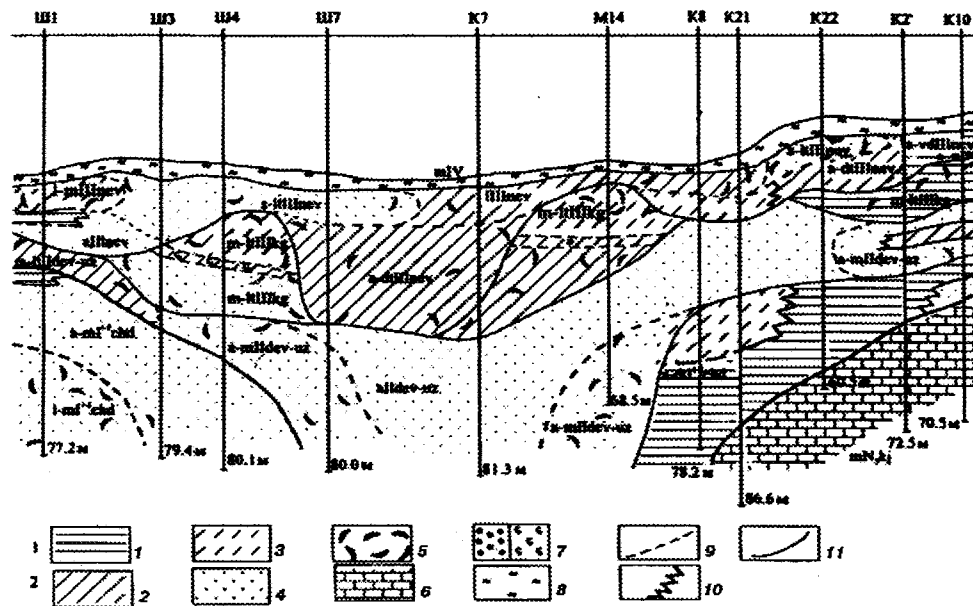
Відклади встановлено на зовнішньому шельфі в Каркінітській затоці, де вони поширені на похованих схилах річок і спостерігаються на відмітках 50–80 м (рис. 4.3). Представлені пісками дрібнозернистими, кварцовими, з прошарками глин темно-сірих з черепашковим детритом. У районі підняття Архангельського, Штормове, Шмідта чаудинські відклади утворюють однорідну товщу, складену пісками голубувато-сірими, кварцовими, з поодинокими лінзами супісків та детриту молюсків. У районі підняття Голіцина чаудинські відклади відображають батиметричну диференційованість басейну (рис. 4.4). На максимальній відстані від берегової лінії (ізобата 60 м) поширені алювіально-морські та морські осадки, які представлені пісками сірими кварцовими, з поодинокими включеннями детриту та лінзами глин. Вони

вивповнюють заглиблену рівнину з незначним нахилом у бік континентального схилу. Вище ізобати 50–65 м простежуються малопотужні субгоризонтальні, прибережно-морські, більш мілководні піщані товщі. На глибинах 42 м у покрівлі пачки відмічено піщані прошарки з опрісненою фауною. Це піски жовтуватого-сірого з включеннями подрібненого черепашику, прошарками суглинків, детриту черепашиків з глинистим цементом, що містять *Dreissena pseudocrassa* P a v l o v, *D. polymorpha* P a l l, *D. baericrassa* (P a v l.), *D. crassa pontocaspia* (E l c h w.), *Tschaudia tschaudae* (A n d r u s.), а у верхній частині розрізу з'являються *Didacna subatillus* A n d r u s, *Monodacna subcolorata*.

Тобто морські чаудинські відклади на північно-західному шельфі літологічно однорідні — переважно це глини, піски та черепашики потужністю до 10 м. У прибережній зоні Каркінітської затоки умовно виділено континентальні піщані та глинисті відклади. А в районі Одесько-Дунайського

Вік, млн років	Загальна шкала				Регіональні стратиграфічні підрозділи	
	Блоха	Полярність	Відаділ	Підвідаділ	Горизонти, підгоризонти	Літологічна та фауністична характеристики
0,01	Брюнес	ГОЛОЦЕН	Чорноморський	Сучасний	Джемтинські верстви	Біогенно-теригенні і кокалітові мули з <i>Emilia huxleyi</i>
				Новочорноморський	Каламітські верстви	Сапрелеві мули
				Давньо-чорноморський	Бугазько-вітязівські верстви	Біогенно-теригенні мули
0,13	Брюнес	ПЛЕЙСТОЦЕН	Іоній	Новоевксинський	Верхньоевксинські верстви: глини, біогенно-теригенні мули з <i>Globorotalia truncatulinoides</i> , <i>Gl. inflata</i> , <i>Dreissena rostriformis</i> , <i>Monodacna caspia</i> , <i>Viviparus viviparus</i> Нижньоевксинські верстви: <i>Dr. polymorpha</i> , <i>Micromelania liata</i> , <i>Monodacna caspia</i>	До 200 м
				Посткарангатський	Піщано-глинисті відклади з <i>Cardium edule</i> , <i>Parha discreans</i> , <i>Brtium reticulatum</i> , з прошарками <i>Didacna ebersini</i> , <i>D. subcatillus</i>	До 30 м
				Карангатський	Глини темно-зелені з прошарками вапняків черепашиків. Верхньокарангатські верстви з <i>Cardium tuberculatum</i> , <i>C. vulgatum</i> , <i>Chlamis glabra</i> . Нижньокарангатські верстви з <i>Cardium tuberculatum</i> , <i>Parha senescens</i> , <i>Nucula nucleus</i> , <i>Spisula subtaucata</i> , <i>Chlamis olabra</i>	До 50 м
				Евксинсько-узунарський	Глини озерно-ліманні, суглинки з <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Viviparus viviparus</i> , <i>Monodacna caspia</i> Морські суглинки, глини темно-сірі з <i>Dreissena polymorpha</i> , <i>Didacna pontocaspia</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Chione gallina</i> , <i>Corbulomys mediterranea</i>	До 15 м
0,78	Матуяма	ПЛЕЙСТОЦЕН	Середній	Древньоевксинський	Глини, піски, черепашики з <i>Didacna pontocaspia</i> , <i>D. pallasi</i> , <i>Monodacna subcolorata</i> , <i>Dreissena caspia</i> , <i>Viviparus diluvianus</i>	До 25 м
				Чаудинський	Верхньочаудинські верстви: піски, вапняки, черепашики, глини з <i>Didacna pseudocrassa</i> , <i>D. baericrassa</i> , <i>Tschaudia tschaudae</i> Нижньочаудинські верстви: піски, гравійні суглинки з <i>Didacna pseudocrassa</i> , <i>D. pontocaspia</i> , <i>Tschaudia tschaudae</i> , <i>Viviparus pseudocastinoides</i>	До 50 м
1	Матуяма	ПЛЕЙСТОЦЕН	Нижній	Гурійський	Глини, черепашики з <i>Didacna guriana</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	До 200 м
1,8	Матуяма	ПЛЕЙСТОЦЕН	Калабрій	Гурійський	Глини, черепашики з <i>Didacna guriana</i> , <i>Dreissena polymorpha</i>	До 200 м

Рис. 4. 2. Схема стратиграфічного поділу четвертинних відкладів північно-західного шельфу Чорного моря



Горизонт, підгоризонт	Підваділ
	Відділ
Сучасний	ГОЛОЦЕН
Новочерноморський	
Давньо-черноморський	
Новоевксинський (III nev)	Верхній
Посткарангатський (III ¹⁻³ pkg)	
Карангатський (III kg)	
Евксинсько-узунарський (II ev-uz)	Середній
Давньоєвксинський (II dev)	
Чаудинський (I ¹⁻² chd)	Нижній
ПЛЕЙСТОЦЕН	

Рис. 4.3. Схематичний розріз плейстоценових відкладів Каркінітського прогину, [32, 54, 55]:

1 — глини; 2 — суглинки; 3 — супіски; 4 — піски; 5 — черепашники; 6 — вапняки; 7 — гравій, галька; 8 — мули; межі: 9 — літогенетичних комплексів, 10 — літологічних, 11 — різновікових шарів

узмор'я ці відклади виповнюють підосви алювіально-делювіальних терас, що свідчить про розвантаження потужних водостоків у чаудинський час.

У Міжнародній стратиграфічній шкалі гурійські і чаудинські відклади відповідають калабрію, пізній частині епохи Матуяма та ранній — Брюнес, час утворення їх становить приблизно 1,3 млн років.

Давньоевксинський горизонт

Відклади горизонту розвинуті переважно на периферичних ділянках акваторії. За біолітофаціальним складом — це алювіально-еолові та мілководні морські відклади. До ізогіпси 30 м поширені субаеральні та субаквальні відклади, а в прибережній частині — це зона алювіальних терас. Виявлені в ерозійних улоговинах шельфу (пра-Дністер, пра-Дунай, пра-Дніпро) в районі підняттяв Одеське, Безіменне, Голіцина, Шмідта (рис. 4.3–4.5).

В районі Голіцинської структури давньоевксинські відклади за особливостями будови поділяються на дві зони. В східній частині розріз, представлений черепашниками сірими з прошарками суглинків світло-коричневих з включеннями гравію, подібний до розрізу Каркінітської затоки. В центральній та західній частинах — це піски дрібнозернисті, кварцово-карбонатні з прошарками черепашнику та глин голубувато-сірих, шаруватих, інколи з детритом. Характерними видами є *Didacna pontocaspia* (E i c h w.), *D. pallasii* (P r a v.), *Dreissena rostriformis tschoudae* (A n d r u s.), *Dr. polymorpha* P a l l., *Dr. caspia* (E s c h w.), *Micromelania caspia* (E i c h w.), *Monodacna subcolorata* A n d r u s. Присутні також остракоди *Loxiconcha gibboida* L i v., *Leptocythere longa* N e g. Потужність давньоевксинських відкладів — від 1,1 до 25 м.

Евксинсько-узунларський горизонт

Представлений у фаціях озерно-лиманних глин і суглинків та морських суглинків і глин переважно темноколірних.

На Одесько-Дунайській ділянці шельфу евксинсько-узунларські відклади спостерігаються у вигляді малопотужних роздрібнених прошарків, які разом з чаудинськими, давньоевксинськими та залягаючими вище карангатськими відкладами складають поховані морські тераси. Тут розвитку набули прибережно- та лиманно-морські фації, представлені сірими черепашниками з прошарками глин, з включеннями гравію, пісковиків.

У західній частині північно-західного шельфу Чорного моря розріз характеризується переважанням алювіально-делювіальних глин, суглинків, гравійних пісковиків, які пов'язані з авандельтами, конусами виносу, похованими схилами річок Каркінітської затоки. Особливістю давньо-узунларських відкладів є значне збільшення потужностей в центральній частині Каркінітської затоки. Тут поширені глини темно-сірі, суглинки з

включеннями карбонатних конкрецій, прошарків кварцових пісків з нечисленним черепашковим детритом. Спорадично в зоні сучасної берегової лінії відклади утворюють поховані схили та вододіли річок. На заглиблених ділянках рельєфу в верхів'ях затоки виповнюють авандельту пра-Дніпра. Алювіально-морські відклади представлені пісками кварцовими з лінзами суглинків, супісків та черепашників з *Dreissena distacta* A n d r., *D. polymorpha* P a l., *Didacna pallasii* P r e v., *D. pontocaspia* P a v l., *D. nalivekini*; мають значний ареал поширення на відкритих ділянках шельфу у субгоризонтально залягаючих відкладах.

У східній частині шельфу для евксинсько-узунларських відкладів характерною є відповідна фаціальна зональність зі сходу на захід — поступове заміщення піщаних алювіально-делювіальних відкладів на глинисті лиманно-морські. Основним чинником такої зональності може бути винос річками в морський басейн значних обсягів теригенного матеріалу. В цих відкладах визначені *Dreissena distancta* A n d r., *D. polymorpha* P a l., *Didacna pallasii* P r e v., *D. pontocaspia* P a v l., *D. nalivekini*, *D. cf. cristata* F e b., *D. baericrassa*, а у верхніх частинах розрізу — ще і *Cardium edule* L., *Corbulomia mediterranea* (C o s t a), *Chione gallina* (L.), *Hydrobia ventrosa* (M o n t.). Відклади, що містять такий комплекс молюсків, утворились під час середземноморської трансгресії, яка є характерною ознакою евксинсько-узунларського часу.

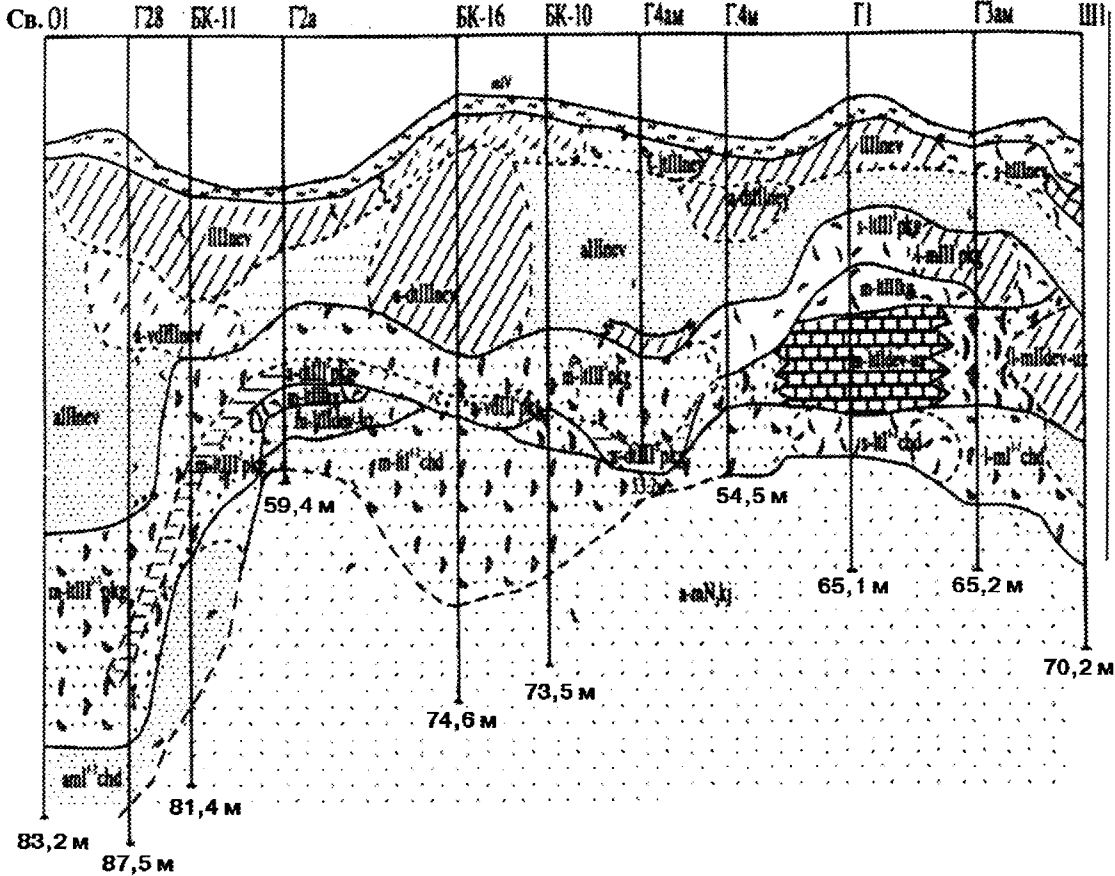
Зазначимо, що, на відміну від Східного Чорномор'я, де давньо-евксинський та узунларський горизонти чітко відокремлюються [16, 70, 103], на північно-західному шельфі Чорного моря таке розчленування є досить проблематичним і, як правило, можливе виділення древньо-евксинсько-евксинсько-узунларської товщі, яка має потужність до 40 м.

Карангатський горизонт

Карангатські відклади суцільно поширені в прибережній зоні північно-західного шельфу і фрагментарно — в центральній його частині.

В Каркінітській затоці карангатські відклади згідно перекривають давньоевксинсько-узунларські. Це переважно прибережно-морські та морські утворення, представлені у прибережній частині затоки такими верствами: нижня частина — це суглинки темно-сірі з черепашниками з прошарками пісків та черепашників з *Chione gallina* (L.), *Cardium terebratulum* L., *poucicostatum* S o w., *Bela costatula* (B l.), *Nassa reticulatum* L., *Chlamis glabra* (L.); верхня — це черепашники з прошарками супісків та пісковиків. У свердловинах біля Кримського узбережжя між цими верствами простежується континентальний прошарок, який, на думку С. М. Фащевського [54, 138], є маркером між двома трансгресивними фазами карангату. В північному напрямку відклади фаціально заміщуються морськими глинами темно-сірими з черепашковим детритом,

Структура Олаквіська Підняття Західно-Голіцинське Підняття Східно-Голіцинське Підняття Шміга



Горизонт, підгоризонт		Глибина	Відділ
Сучасний			ГОЛОЦЕН
Чорноморський (IV)	Новочорноморський		
	Давньочорноморський		
Новоевксинський (III nev)			Верхній ПЛЕЙСТОЦЕН
Посткарангатський (III ¹⁻² pkg)			
Карангатський (III kg)			
Евксинсько-узунарський (II ev-uz)			Середній ПЛЕЙСТОЦЕН
Чудинський (I ¹⁻² chd)			
			Нижній ПЛЕЙСТОЦЕН

Рис. 4.4. Схематичний розріз плейстоценових відкладів району підняття Голіцина [54, 99, 138]
Умовні позначення див. на рис. 4.3

прошарками пісків голубувато-сірих з численними *Cardium tuberculatum* L., *C. edule* L., *C. paucicostatus* S o w., *Pitar rudis* P o l., *Corbula mediterranea* C o s t a, *Paphia senescens* C o s., *Retusa umbilicata* M t g. В районі підняттяв Голіцина, Шмідта карангатські відклади збереглися загалом тільки на підвищених ділянках, представлені піщано-черепашковими верствами з *Theodoxus pallasi* Z i n d., *Cardium edule* L. *C. tuberculatum* L., *Mytilus galloprovincialis* L a m., *Chlamis glabra* L., *Hydrobia ventrosa* M o n t., *Paphia senescens* C o s. Фауна відрізняється малорослістю, однією з причин якої, очевидно, може бути значно більша глибина і нижчі температури її існування, ніж звичайні для цієї групи молюсків.

В Одесько-Дунайському районі карангатські відклади поширені в цокольних частинах морських неоген-четвертинних терас, а також у врізах та зниженнях; вони характеризуються літогенетичним різноманіттям. Найбільш глибоке залягання карангатських відкладів спостерігається в Алібейсько-Будацькій зоні підняттяв. Вони утворюють трикомпонентний розріз. Нижня частина складена пісками та вапняками потужністю до 6 м, вище — тонкий прошарок алювіальних пісків та суглинків. Завершують розріз дисперсні лиманно-морські глини, суглинки темно-зелені з лінзами пісків сірих з *Paphia rugata rugata* (B.D.D.), *Ostrea edulis* L i n., *Spisula subtruncata* C o s t a, *Chione gallina* L., *Cardium edule* L., *C. tuberculatum* L. тощо. Потужність пачки — до 4 м. Подібною є структура карангатських відкладів у прибережній зоні о-ва Шагани [25]. Найбільш крупний останець потужністю до 10 м карангатської тераси зберігся на південному крилі Дніпровської банки. Лиманно-морські карангатські відклади вповнюють днища палеолиманів акваторії придунайських озер. Детально вивчені матеріали [22, 25, 71, 90, 104] засвідчують, що карангатська товща Одесько-Придунайського узбережжя має циклічну будову і охоплює ранньоканангатський трансгресивний цикл, міжстадійний регресивний і потужний пізньоканангатський трансгресивний.

Постканангатський горизонт

Основним чинником розподілу відкладів цього горизонту є батиметрична диференціація північно-західного шельфу Чорного моря. В Одесько-Придунайському районі — це достатньо витримана за потужністю і поширенням пачка трансгресивно-регресивних генетично різноманітних утворень від алювіальних до морських. Алювіальні відклади представлені супісками зеленувато-сірими з лінзами піску сірого з поодиноким детритом черепашок. Виповнюють ерозійні форми тимчасових водостоків вододільних ділянок. На віддалених від берегу ділянках (глибина 30–60 м) поширені прибережно-морські піски сіро-жовті, дрібнозернисті, кварцові з детритом та черепашками *Cardium edule* L., *Dreissena polymorpha* P a l l. Черепашники сірі, слаболітифіковані, з

прошарками кременисто-карбонатних порід, глин сіро-зеленуватих, містять *Cardium edule* L., *Chione gallina* L. На глибинах понад 70 м посткарангатські відклади представлені глинами сірими, шаруватими з включеннями піску мулистого, детриту (до 10 %), *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasi*, *Fagotia esper*.

У районі підняттяв Архангельського, Штильове, Штормове на глибинах 70–110 м посткарангатські відклади представлені перешаруванням пісків, глин та черепашко-детритових мулів з *Dreissena polymorpha*, *Didacna* sp., *Cardium edule*, *Loripes lacteus* sp. (рис. 4.5). На підняттях Голіцина посткарангатські відклади складені алювіальними, алювіально-дельтовими, прибережно-морськими та лиманними утвореннями з *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Cardium exigum*, *Micromellania lincta*. Алювіальні відклади на південних схилах західної та східної частин Голіцинської структури виповнюють потужні врізи. Вріз у посткарангатський час у давні відклади сягає відмітки 85 м [138]. На південь від цієї структури алювій виповнює великі ерозійні улоговини, наприклад одне із розгалужень р. пра-Каланчак. У флангових частинах підняття Голіцина, в центральній її частині між західним та східним куполами залягає потужна алювіально-дельтова товща, складена глинами сірими, шаруватими з карбонатними конкреціями, включеннями піску сірого, кварцового, мулистого з детритом черепашок *Viviparus viviparus*, *Dreissena polymorpha*. Ці відклади утворились на підвищених ділянках Голіцинської структури при спокійному гідрологічному режимі, сприятливому для розвитку річкової дельти, і мають відносно невеликі потужності — до 20 м.

Прибережно- та лиманно-морські відклади спостерігаються на периферичних ділянках Голіцинської структури і представлені глинами зеленувато-сірими, пісками сірими, черепашниками з *Cardium exigum*, *Ostrea edulis*, *Dreissena polymorpha* та глинами жовтувато-сірими, черепашниками літифікованими та ін.

Простежується циклічність трансгресивно-регресивних верств. Морські відклади посткарангату є трансгресивною складовою трансгресивно-регресивного горизонту. Особливості їх поширення залежать від структури верств. У крайових частинах шельфу (50–110 м) морські відклади утворюють пологі форми. У напрямку до мілководдя посткарангатські відклади набувають форми видовжених грубозернистих тіл потужністю 25–30 м, що виповнюють улоговини давніх врізів.

Загалом посткарангатські відклади на північно-західному шельфі Чорного моря утворюють складну циклічну структуру ритмічної зміни континентальних і морських обстановок на загальному фоні посткарангатської морської трансгресії. Вони відображають повний трансгресивно-регресивний цикл осадконакопичення та періодичність змін рівня моря залежно від кліматичних, тектонічних, гідрологічних, морфоструктурних факторів. Цілковито ймовірно, що при ретельному обстеженні ці цикли будуть зіставлені з палеоподійними етапами пізнього антропогену

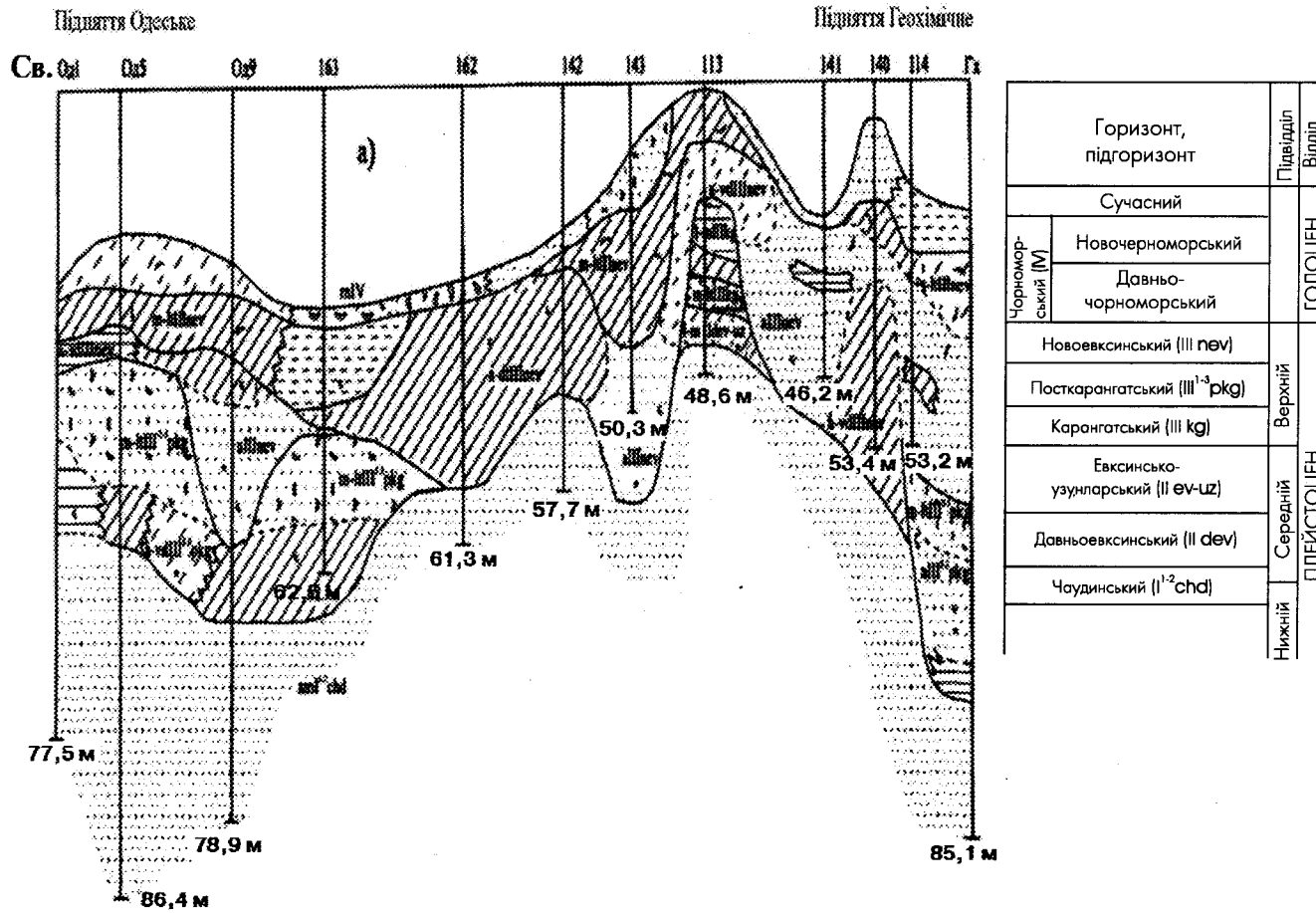


Рис. 4.5. Схематичний розріз плейстоценових відкладів західної частини північно-західного шельфу Чорного моря [32, 54, 55, 138].

Умовні позначення див. на рис. 4.3)

континенту. Зокрема, дуже чітко виділяється цикл, який відповідає середині пізнього плейстоцену.

Аналіз генетичної структури посткарангатських відкладів переконливо демонструє складності виділення сейсмостратиграфічного відбиваючого посткарангатського горизонту, зважаючи на ерозійну його поверхню, літофаціальну та товщинну мінливість.

Новоевксинський горизонт

Відклади поширені на всій території північно-західного шельфу. У складі новоевксинського горизонту виділяється дві пачки. Нижня представлена континентальними відкладами — суглинками, супісками, пісками. Контролюючим фактором їх утворення був перерив морського осадконакопичення на північній ділянці шельфу внаслідок гляціоевстатичної регресії моря. Континентальні відклади виповнюють елементи похованого рельєфу — схили терас, вододіли, жолоби, русла річок тощо. На депресійних ділянках їх потужність сягає до 300, на вододільних — 6–15 м.

Верхня пачка — це напластування морських верств — прошарків глин, пісків кварцово-органогенних, дрібно-, середньозернистих, мулів глинистих з детритом черепашок та черепашників. Основним фактором їх утворення на шельфі було швидке нерівномірне підвищення рівня моря. Відклади мають субгоризонтальне залягання з поступовим нахилом у південно-західному напрямку. Потужність морських новоевксинських відкладів — 0,5–7 м. Залягають на ерозійній поверхні карангату, виповнюють глибокі врізи в породах меотису, понту, сармату тощо.

Найбільша диференціація поліфаціальної трансгресивно-регресивної структури новоевксинських відкладів простежується в Дунайсько-Одеському регіоні. Алювіальні піски сірі з прошарками супісків виповнюють численні водостоки пра-Дніпра, пра-Дністра, пра-Сарати, а також ерозійні жолоби на зовнішньому уступі Одесько-Дунайського узмор'я, де вони сягають потужності до 20 м.

На Одесько-Дунайський розріз припадає значний відсоток у пісках подрібненого пісковика. За межами ерозійних жолобів поширені алювіально-делювіальні суглинки, глини сірі з включеннями гумусу та карбонатними конкреціями, що згідно перекривають посткарангатські відклади. Найбільші їх масиви простежуються на Алібейсько-Дністровському узмор'ї та поширюються на південний схід на відстані 70 км від берега. Крайові фації алювіально-делювіальних новоевксинських відкладів характеризуються переважанням у розрізі грубоуламкового, часто літифікованого матеріалу. Поширені на відмітках 25–30 м у районі оз. Сасик та Дністровської банки і мають потужність до 2–3 м.

Морські новоевксинські утворення спостерігаються в районі Алібейсько-Дністровського узмор'я, тонким шаром перекривають слабороз-

членований бенч алювіально-дельтовіальних відкладів. Виповнюють великі ерозійні улоговини пра-Дніпровського водостоку, що перетинає шельф у меридіональному напрямку і має заглиблений західний та мілкий східний схили. В Каркінітській затоці відклади новоевксинського горизонту поширені нижче відмітки 27 м і представлені повним літогенетичним спектром — від алювіально-дельтових до морських (лиманно-лагунних, прибережно-морських). Вони виповнюють поховане русло р. пра-Каланчак, ерозійні форми.

Нижня регресивна пачка представлена пісками світло-, темно-сірими, дрібнозернистими, суглинками та супісками з галькою та детритом, черепашниками з *Viviparus viviparus* L., *Dreissena polymorpha* L., *Monodacna caspia* (E i c h w.), *Theodoxus pallasi* L i n g., *Micromelania* sp. Вона має потужність до 30 м.

Вище по розрізу на відкритих ділянках затоки поширені субаквальні відклади, що утворилися в трансгресивну фазу внаслідок седиментації черепашникових мулів з *Dreissena rostriformis distancta* (A n d r.), *Monodacna caspia* (E i c h w.), *Clessioniola variabilis* E i c h w. Вони перекривають суцільним шаром залягаючи нижче алювіальні піски.

В районі підняття Голіцина також спостерігається двокомпонентна трансгресивно-регресивна структура новоевксинських відкладів. Нижню частину розрізу південної частини Голіцинської структури утворюють алювіальні та алювіально-дельтові піски сіро-блакитні з черепашками та детритом, гравієм, прошарками суглинків сіро-жовтих з *Dreissena polymorpha* L., *Monodacna caspia* (E i c h w.). Залягаючи вище відклади характеризуються поступовою зміною у північно-східному напрямку лиманно-морських, лагунно-морських глин, суглинків з прошарками сірих мулів, прибережно-береговими черепашниками з подрібненими молюсками, з прошарками пісків та суглинків. Північна межа їх у вигляді черепашкового валу східно-західного напрямку зафіксована вздовж ізогіпси 36 м.

Таким чином, наведене вище засвідчує неоднорідність будови новоевксинського розрізу на північно-західному шельфі Чорного моря. Характерною є як вертикальна, так і латеральна мінливість відкладів. Контролюючим чинником розвитку континентальних відкладів нижньої частини розрізу був перерив морського осадконакопичення на значній ділянці шельфу внаслідок гляціоевстатичної регресії моря. Континентальні відклади утворюють різноманітні елементи похованого рельєфу (схили терас, вододіли, улоговини, гирла річок). На депресійних ділянках превалують піски, дрібноуламкові утворення, потужність яких становить до 30 м. На підвищених формах рельєфу розвинуті суглинки, супіски, продукти лесотворення, давніх вододілів та терасових схилів, потужність яких сягає 15 м.

Морські новоевксинські відклади є носіями подій потужного трансгресивного стрибка та максимального підвищення рівня новоевксинського басейну, коли було затоплено великі зниження пра-Дніпра, пра-Дністра, пра-Сарати, утворились лимани в Каркінітській затоці та в

районі підняття Голіцина. На ділянках відсутності морського осадконакопичення сформувалися гребенеподібні форми рельєфу. Зокрема, біля о-ва Зміїний існувала перемичка з берегом. Північна межа поширення таких відкладів — уздовж ізогіпси 27 м.

У кровлі новоевксинських відкладів на заглиблених ділянках шельфу та континентальному схилі простежується шар чорних гідротроїлітових, сапропелевих мулів. Це витримана пачка мулів темно-сірих до чорних, з тонкими прошарками мулу теригенного сірого з блакитним відтінком та мулу пелітового світло-сірого однорідного. В темно-сірих мулах виявлено форамініфери *Ammonia parasovica* S t s c h e d r., *A. tepida* (C u s h m.), *Ammoniformis* (O r b.), *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l.), *Globorotalia truncatulinoides* (O r b.) тощо. За нашими даними і кореляцією, ця пачка має суцільне поширення на контакті новоевксинського та давньочорноморського горизонтів і є репером плейстоцен-голоценової межі.

Зазначимо, що у Середземномор'ї у відкладах плейстоцену насичені органічною речовиною сапропелеві прошарки простежуються на певних рівнях; для них розроблено єдину номенклатуру, яка використовується для кореляції та розчленування, зокрема за форамініферами, морських відкладів. Ці прошарки утворились в періоди аноксидних умов, стагнації в придонних водах невеликих глибоководних западин, що сприяло захороненню органічної речовини в осадках. Причиною стратифікації могло бути збільшення надходження водних мас Атлантичного океану, субмаринне розвантаження, привнос прісних вод із суходолу чи зміна клімату.

Отже, сапропелі відображають важливі кліматичні або океанологічні умови глобального та субглобального масштабів, і розуміння природи їх утворення сприятиме відтворенню процесів формування нафтогазоматеринських порід.

Донедавна вважалось, що у більш великому аноксидному басейні Чорного моря утворення характерних сапропелів не відбувалось, але дослідженнями останніх років доведено наявність на численних станціях, на певному стратиграфічному рівні сапропелів. На даному етапі ми не маємо можливості детально стратифікувати і дати однозначну вікову інтерпретацію кожного з виявлених на шельфі сапропелевих прошарків. Але відмічені нами в мулах поодинокі *Turborotalia truncatulinoides* (O r b.), *Globorotalia inflata*, *Hastegerina* sp., які присутні в комплексах планктонних форамініфер сапропелів Середземного моря, зокрема в турбідитових плейстоценових осадках Західно-Балеарського басейну [118], дозволяють підтвердити пізньоплейстоценовий вік новоевксинських відкладів північно-західного шельфу. Крім того, можливе припущення існування зв'язків цього басейну з середземноморським, морського режиму осадконакопичення у плейстоценовий час, а також кореляції новоевксинського горизонту зі стратонами Міжнародної стратиграфічної шкали (рис. 4.2).

4.2. ГОЛОЦЕН

Чорноморський горизонт

Голоценові відклади мають суцільне поширення на північно-західному шельфі, представлені різноманітними фаціями залежно від морфоструктурної будови. Вони складають терасові уступи, вододіли, тальвеги каньйонів. У зоні впливу потужних річкових артерій Дніпра, Дністра, Південного Бугу, Дунаю, де інтенсифікуються абразивні берегові процеси і набули розвитку поховані та сучасні акумулятивні форми річкового та морського походження, чорноморські відклади представлені пісками, пісками мулистими та черепашниками. На ділянках зовнішнього шельфу та континентального схилу (ізобати 50–1500 м) поширені мули коколітові, діатомові, гідротроїлітові, теригенні, пелітові, сапропелеві, які утворюють складну фаціальну структуру. Трансгресивно чи згідно перекривають більш давні відклади. Потужність їх — до 10 м. У складі чорноморського горизонту на шельфі виділяються давньо- та новочорноморські підгоризонти.

Давньочорноморський підгоризонт представлений товщею мулів мідієвих, оливково-зелених, темно-сірих, чорних, сапропелевих. На мілководних ділянках, глибина до 60 м, розріз складається переважно мідієвими оливково-зеленими м'якопластичними мулами з численними *Mytilus galloprovincialis* (переважно), *Cardium edule*, *Mytilaster lineatus*, *Abra ovata*, *Hydrobia ventrosa*, *Retusa triangulate* (рис. 4.6). Молюски часто утворюють прошарки, де черепашник не містить мулистої складової і представлений стулками та уламками *Mytilus*. В теригенних, алеврито-пелітових темно-сірих мулах визначено численні форамініфери *Ammonia parasovica* S t s c h e d r. et M a y e r, *Nonion matagornatus* K o r n f., *Porosononin martcobi* (B o g d.), *A. beccari* (L i n.), *Canalifera parkerae* (Y a n k o), *Elphidium ponticum* D o l. et M a y e r, а також остракоди *Trachyliberis edwardsii* (R o e m.), *T. elegantissima* I n k s., *Loxococoncha curiosa* S c h n., *Leptocythere stabilis* S c h n., *Candona* aff. *elongate* (S c h w.), *Cyprideis littoralis* (B r a d y) тощо. У комплексі присутні міоценові

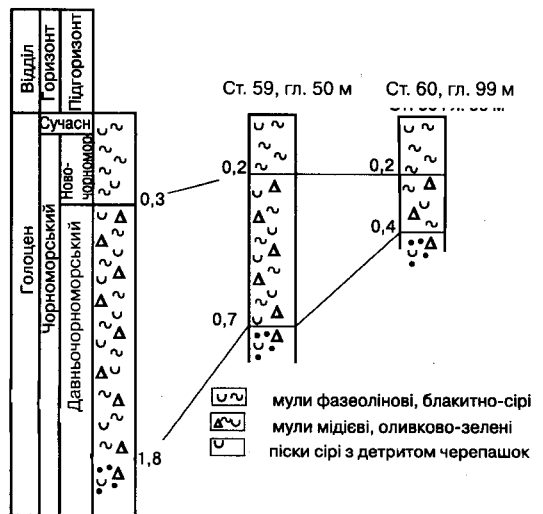


Рис. 4.6. Кореляція четвертинних відкладів (глибина 50–100 м)

форамініфери й остракоди, що свідчить про вплив екзогенних процесів на склад комплексів. Цей висновок підтверджується структурно-текстурними особливостями мулів, в яких виділяються тонко-, мікро-, товсто-, косошаруваті, комковаті та будиначні структури.

На заглиблених ділянках шельфу та континентальному схилі давньо-чорноморські відклади представлені коколітовими, діатомовими, сапропелевими та глинисто-сапропелевими мулами з *Fissurina lucida* Will., *Entosolenia marginata* (W. et E.), *Ammonia tepida* (Cushman.) (рис. 4.7).

Новочорноморський підгоризонт на північно-західному шельфі представлений батиметрично диференційованими фаціями. На прибережно-морських ділянках (глибина до 100 м) переважають фазеолінові бликитно-сірі мули з молюсками (до 20 %) *Modiolus phaseolinus*, *Mytilaster lineatus*. В мулах зеленувато-сірих присутні форамініфери *Cananifera parcarae* (Yankov), *C. nigarensis* (Cushman.), *Fissurina porrecta* (Troits.), *Ammonia tepida* (Cushman.) тощо.

На численних станціях на зовнішньому шельфі та континентальному схилі новочорноморські відклади представлені діатомовими, коколітовими та пелітовими мулами.

Коколітові мули з *Emiliania huxleyi* (зональний вид NN 21) зеленувато-сірі з брунатними плямами, мікрогоризонтально-шаруваті за рахунок сірих, білих та залістистих мікропрошарків (перешарування коколітових і мулистих різновидів), спричинених, вірогідно, сезонними коливаннями. Між давньо- та новочорноморськими відкладами простежується прошарок мулу світло-сірого пелітового, неоднорідного, з хаотичними лусками, що свідчить про наявність турбідитних течій.

Голоценові відклади північно-західного шельфу Чорного моря мають чітку вертикальну зональність та відповідне структурно-фаціальне районування за типом осадконакопичення. В шельфовій зоні розріз представлений черепашниками, пісками, черепашковим детритом та мулами. Розріз починається дрейсеновими мулами з евригалінними *Cardium*, *Abra* та форамініферами, які згідно перекривають давньо-чорноморські мідієві мули з неструктурованими теригенною та біогенною складовими та крупними черепашками *Mytilus*. Завершують новочорноморський

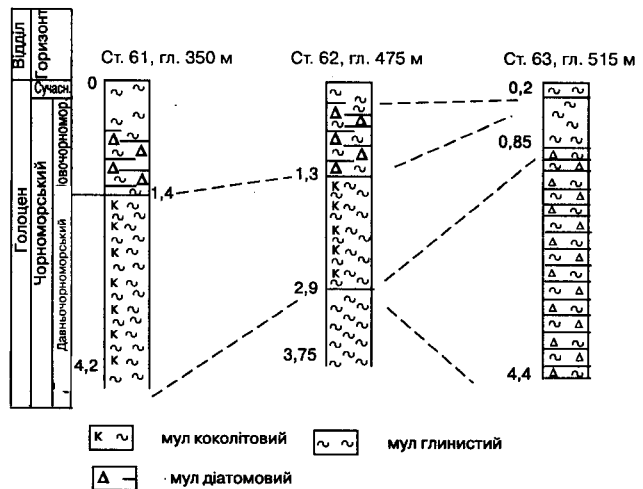


Рис. 4.7. Кореляція четвертинних відкладів (глибина 300–600 м)

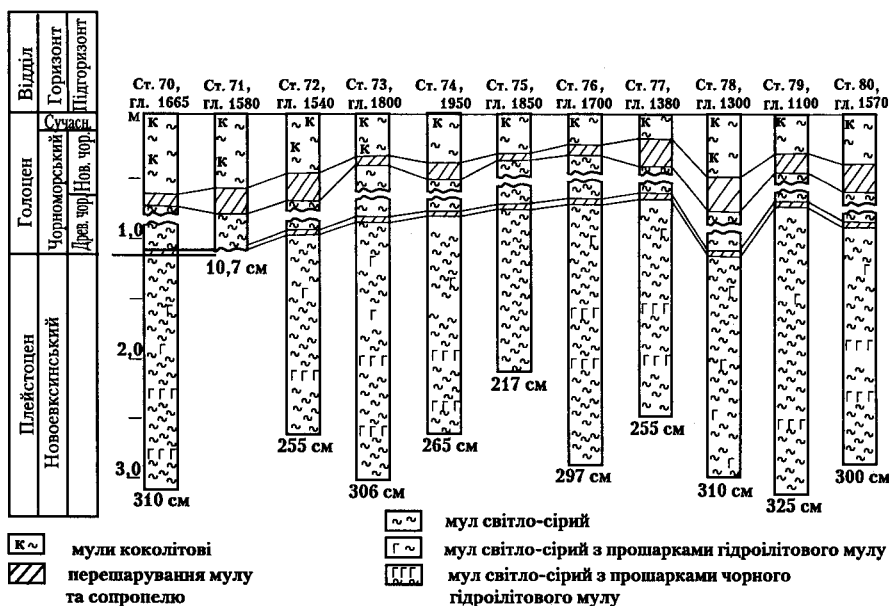


Рис. 4.8. Кореляція четвертинних відкладів (глибини 1000–1900 м)

розріз фазеолінові мули, які заміщуються пелітовими м'яко-пластинчастими мулами з черепашками *Modiola*.

На континентальному схилі чорноморський розріз починається гідротроїтовими мулами пелітовими, алеврито-пелітовими, масивними темно-сірими до чорних з прошарками та плямистими включеннями піриту, марказиту, піротину. Вище по розрізу вони заміщуються теригенними мулами з гідротроїтовими включеннями, пелітовими з прошарками піску та алевриту. Сапропелеві та сапропелоподібні мули є найбільш чітким маркуючим репером у глибоководній частині, чітко виокремлюються від нижніх теригенних та перекриваючих їх мікрошаруватих коколітових мулів (рис. 4.8). Цей прошарок представлений однорідним масивним сапропелем та шаруватими світлими оливково-зеленими глинисто-сапропелевими та сапропелево-глинистими мулами.

На окремих станціях нижня частина коколітових мулів заміщується тонкими прошарками діатомових та сапропелевих мулів.

За даними підводних досліджень з апарату „Браво” [155] встановлена градаційна природа осадового четвертинного розрізу. На глибинах 155–240 м це: світло-сірий мул з включеннями мідій потужністю 7 см; мул чорний плямистий з прошарками жовтувато-сірого теригенного мулу потужністю до 1 м; однорідний чорний пелітовий мул. На поверхні мулу виявлено багато мертвої риби. Ці осадки утворюють лінійні форми рельєфу, які відрізняються за кольором.

Наведені вище дані демонструють складність геологічного розвитку регіону. Для мілководної зони характерною є шельфова формація — послідовне накопичення континентальних, перехідних та морських осадків. У той же час на зовнішньому шельфі та континентальному схилі

відбувалось накопичення морських осадків, збагачених карбонатною та органічною речовиною. Слід зазначити, що в тих випадках, коли відбувалося спокійне осадконакопичення, потужність шарів, зокрема сапропелевого, не перевищувала 50 см. На ділянках лавинної седиментації у підніжжі схилів, каньйонів, де набули розвитку потоки та зсувні процеси, потужності суттєво збільшуються. Значний вплив на характер осадконакопичення мали мутьові потоки. Стратиграфічна послідовність часто порушується турбідитовими прошарками та брекчируваними включеннями грязьових вулканів.

Своєрідність умов осадконакопичення в плейстоцені — голоцені, літо- і біогенетична диференціація розрізів можуть слугувати натурною моделлю для з'ясування і відтворення умов осадконакопичення, наприклад олігоценового часу, де ми спостерігаємо аналогічні доманікоїдні формаційні комплекси.

РОЗДІЛ 5

ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ В МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКИЙ ЧАС

5.1. МЕЗОЗОЙ. КРЕЙДОВИЙ ПЕРІОД

Північно-західний шельф Чорного моря має складну тектонічну будову, яка вплинула на особливості формування, склад і поширення його осадової товщі. Вважається, що сучасний чорноморський шельф утворився в крейдовий час. Стратиграфічна будова крейдових відкладів через значну глибину їх залягання досліджена недостатньо. Найбільш повний розріз крейдових (барем — кампан) відкладів розкрила тільки свердловина Олімпійська-400. Решту свердловин призупинено у верхньоальбських або навіть в більш молодих верхньокрейдових відкладах. Тому для з'ясування особливостей історії розвитку і осадконакопичення на північно-західному шельфі авторами особисто були проведені дослідження, кореляція з одновіковими відкладами оточуючих територій суходолу (Переддобруджям, Рівнинним і Гірським Кримом та Причорномор'ям), а також шельфу і узбережжя Румунії за літературними даними. В цих регіонах проаналізовано склад фауни і літофацій, а також основні етапи розвитку басейнів у крейдовий час.

За особливостями стратиграфічного розрізу та літологічного складу порід на шельфі нами було виділено три структурно-фаціальних райони: Олімпійський, Структур облямування Каркінітського прогину та Каркінітський прогин. Межі районів мають тектонічний характер.

Згідно з теорією тектоніки плит, розвиток регіону мав рифтогенний характер [140, 146 та ін.], що добре узгоджується з результатами наших досліджень і дозволяє виділити в розвитку цих басейнів такі етапи:

5.1. МЕЗОЗОЙ. КРЕЙДОВИЙ ПЕРІОД

5.1.1. Доальбський (дорифтовий) етап

5.1.2. Альб-сеноманський (?) (рифтовий) етап

5.1.3. Пізньокрейдовий (пострифтовий) етап

5.2. КАЙНОЗОЙ

5.2.1. Палеоценовий етап

5.2.2. Еоценовий етап

5.2.3. Олігоценний етап

5.2.4. Міоценовий етап

5.2.5. Пліоцен-четвертинний етап

доальбський (дорифтовий), альб-сеноманський (рифтовий) та верхньокрейдовий (пострифтовий)

5.1.1 Доальбський (дорифтовий) етап

Цей тектонічний етап встановлюється нами для Олімпійського структурно-фаціального району на підставі відомостей про особливості розвитку та осадконакопичення у доальбський час, які отримані нами при дослідженні розрізу свердловини Олімпійська-400 та порівнянні їх з такими суміжних територій румунського шельфу, Переддобруджя, Рівнинного та Гірського Криму.

В Олімпійському структурно-фаціальному районі за особливостями речовинного складу порід і фауни в нижньокрейдовому басейні встановлюються зміни умов їх формування від озерних (або лагунних) з періодичним вторгненням моря на початку пізнього барему до нормально морських мілководних у кінці пізнього барему й апті [109]. Перериви в осадконакопиченні спостерігаються тут в пізньому апті і ранньому альбі (рис. 5.1).

Найближчими до Олімпійського району територіально і за геологічною будовою є румунський шельф Чорного моря, а також прибережні частини суходолу Українського Переддобруджя. Проте, порівняння крейдових відкладів Олімпійського району з одновіковими відкладами шельфу Румунії викликає значні труднощі через різне розуміння румунськими авторами обсягу, номенклатури і поширення окремих формацій. Нижньокрейдові відклади Олімпійського району зіставляються нами з такими Північної Добруджі, зокрема території басейну Істрія [159–161]. За даними румунських фахівців, початок трансгресії моря так само, як і в Олімпійському районі, припадає тут на барем, що представлений озерними (?) відкладами, а поступова заміна їх на мілководні морські відбувається в апті.

Подібна тенденція розвитку спостерігається також на прилеглому суходолі — в Українському Переддобруджі. В нижній частині нижньокрейдового розрізу цієї території умовно виділяються континентальні (?) відклади беріасу—готериву (комратська світа), які представлені безкарбонатними строкатоколірними пісковиками, алевролітами і глинами. Але карбонатні шельфові відклади характерні для верхньобаремської валяпержійської світи [116] та аптської шаганинської товщі, що складена сіроколірними пісковиками, глинами та вапняками з *Chofatella decipiens* (S c h l u m b.), які трансгресивно залягають на підстеляючих утвореннях. Перериви в осадконакопиченні у цьому районі встановлюються в нижньому баремі, а також у подошві верхнього і нижнього апту.

На сусідній з шельфом території Рівнинного Криму доальбські відклади мають більш повний стратиграфічний обсяг [67]. Внаслідок трансгресії моря з півдня на північ тут спостерігається поступове омоло-

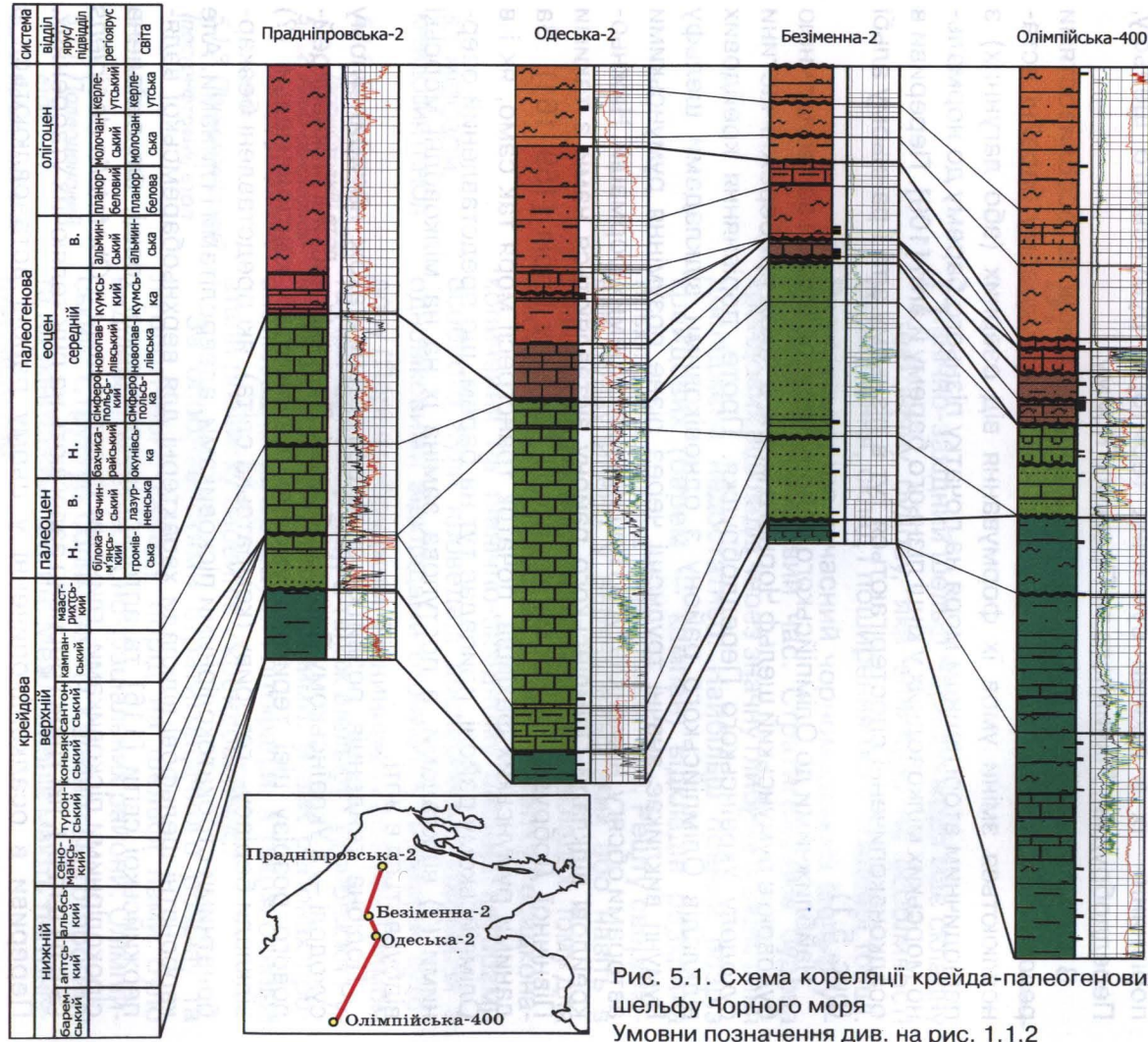


Рис. 5.1. Схема кореляції крейда-палеогенових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

<http://Jurassic.ru>

дження базальних шарів, що маскує дійсні етапи розвитку території [10]. Трансгресивний характер залягання морських баремських (верхньо-баремських) і аптських порід на цій території відмічений лише в окремих розрізах західної, центральної і північної частин Рівнинного Криму і майже повсюдно спостерігається у Гірському Криму.

У чисельних літературних джерелах ця безкиснева подія (ОАЕ-1) трактується як субглобальна, що пов'язана з евстатичним підняттям рівня Світового океану [89].

У Північному Причорномор'ї нижньокрейдові відклади представлені верхньоаптськими породами, які встановлені лише в його південно-східній частині (свердловини Генічеська та Новоолексіївська). На нашу думку, вони належать вже до іншої геологічної структури, можливо до Індоло-Кубанського прогину, який починає розвиватися.

5.1.2. Альб-сеноманський (?) (рифтовий) етап

Альбський етап розвитку північно-західного шельфу Чорного моря мав винятково важливе значення. В цей час на території, що розташована на схід від Одеського розлому, відбувався рифтогенез, який супроводжувався швидким прогинанням території, трансгресією моря, накопиченням потужних осадків, а також андезитовим вулканізмом з наступним підняттям території. Найбільш активна вулканічна діяльність спостерігається на ділянках активного прогинання біля "сутур" (міжплитних тектонічних меж).

У Рівнинному Криму прояви вулканізму відбувалися починаючи з раннього альбу. За даними Гнідця В.П., Григорчука К.Г. [24], тут діяло до 13 вулканів, які пов'язані з субмеридіональними та субширотними розломами і утворювали декілька пасм з відстанню між вулканічними апаратами від 5 до 15 км.

На шельфі це були альб-сеноманські Одеський, Балаклавський, Алуштинський та пізньокрейдовий Іллічівський вулкани.

У західній частині шельфу у альбі також відбувались важливі геологічні події. Так, за даними О. Катуняну [159], у ранньоальбський час сформувався Евксинський поріг, який переформував нахил Чорноморського басейну на схід і завершив формування Істрійської западини. Б. М. Полухтович із співавторами [112] вважає, що саме в цей час і на початку середнього альбу в північній частині Чорноморського басейну відбулася широка трансгресія, що охопила Керченський п-ів, Східний і Центральний Гірський Крим, Рівнинний Крим і Північне Причорномор'я, а також з'єднала Датсько-Польський прогин з Тетісом.

Матеріали наших досліджень уточнюють ці дані і дозволяють створити, на нашу думку, більш вірогідний сценарій розвитку цієї території.

Отже, значні прогинання в Рівнинному Криму і різних районах північно-західного шельфу відбувались діахронно. В Рівнинному Криму прогинан-

ня території і трансгресія моря дійсно почалися наприкінці апту і тривали в ранньому, середньому і пізньому альбі. В цей час згадана територія набуває ознак рифтової будови*. Дещо меншими прояви рифтогенезу були на північно-західному шельфі в районі Структур облямування Каркінітського прогину і власне Каркінітському прогині. В першому з них прогинання почалося, як і в південно-західній частині Гірського Криму, наприкінці середнього альбу (зона *Ticinella* ?) і тривали до сантону. Занурення Каркінітського суходолу і утворення власне Каркінітського прогину відбулося дещо пізніше — від пізнього альбу до пізнього сеноману.

У Північному Причорномор'ї, відокремленому від північно-західного шельфу низкою палеозойських островів і Каркінітським суходолом, у ранньому альбі закладається широтний (до Миколаївського розлому) прогин. У середньому і пізньому альбі море перекриває майже весь Український щит.

Характерними для альбських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря, Рівнинного Криму, Причорномор'я є переважання чорносланцевих, іноді значно метаморфізованих порід і особливий склад мікрофауни, представленої здебільшого мілководними форамініферами з родин *Orbitolinidae*, типовими для Середземномор'я, а також планктонними формами [168].

На території Олімпійського структурно-фаціального району у альбський час домінували мілководні (шельфові) відкриті нормальноморські умови осадконакопичення. Це підтверджується особливістю літологічного складу порід та фауною, представленою видами з родини *Orbitolinidae*, а також багатьма формами планктонних і бентосних форамініфер. Ознаки рифтогенезу на даній території не відмічені. Перериви в осадконакопиченні встановлені в ранньому і середньому (?) альбі.

Для альбських відкладів румунського шельфу також характерні мілководні морські умови осадконакопичення. В Істрійській западині нижня частина верхнього альбу представлена вапняками, а верхня, що є основним нафтогазоносним горизонтом Румунії, різноманітними породами — від конгломератів до глин і є турбідитними відкладами морських конусів виносу.

Відклади нижньої крейди району Структур облямування Каркінітського прогину представлені верхньоальбськими алевролітами, аргілітами та флішоїдним перешаруванням цих порід, що за віком належать до мікрофауністичних зон *Rotalipora appenninica*, *R. ticinensis* та *R. subticipensis*, а також *Ticinella*, яка ймовірно, відноситься до середнього альбу. До останнього часу вік цих відкладів залишався остаточно не з'ясованим. Вони датувались як юрські [37] або тріасові [137]. Пізньоальбський вік цих відкладів вперше був встановлений нами на підставі досліджень планктонних форамініфер та нанопланктону [109]. Флішоїдна будова

* Вікові межі рифтового розвитку в окремих структурних районах, що порівнюються, іноді мають дещо інший діапазон (від пізнього апту — до сеноману).

верхньоальбських відкладів простежується нами в ряді свердловин цього району (свердловини Десантна-1, Іллічівська-2, Південно-Бортова-1 (?)). Вони складені флішоїдною товщею чорного забарвлення з тонким (1 см — 20 дм) перешаруванням вулканічних вулканогенно-осадових і осадових порід, серед яких найбільш поширені вулканогенні (туфи і туфіти), а також вулканічні породи. Товща перем'ята з кутами падіння по керну від 15 до 35° та слідами ковзання. Будова відкладів свідчить про формування їх в умовах тектонічно активного басейну, що являв собою район Структур облямування Каркінітського прогину.

Проведенні нами дослідження форамініфер з цих відкладів дозволили виявити багатий комплекс мікрофауни з характерним розподілом її за мікрофаціями, що є типовим для флішоїдних або флішових зон відкладення порід у внутрішньошельфовому басейні. З карбонатними або кременистими прошарками, як правило, пов'язані комплекси планктонних форамініфер, а з уламковими — аглютиновані форамініфери з родин *Orbitolinidae* та їх ювенільні форми.

Згідно з даними літологічних досліджень в межах цього району [3, 127] існував Каламітський острів, або суходіл, складений тріас-юрськими породами. Наприкінці альбу (час *Rotalipora ticinensis*) тут відбулись швидкі занурення (за даними Ю. Сеньковського — до 400 Б) і виник рифтовий трог, в якому сформувались флішоїдні породи. Припинення занурення території, подальше її підняття і утворення вулканічного Іллічівського конусу припадає на пізній сеноман або на межу сеноману і турону. З цією подією, ймовірно, пов'язане випадіння з розрізу сеноман-сантонських відкладів в Олімпійському структурно-фаціальному районі.

Нижньокрейдові відклади Каркінітського структурно-фаціального району за своїм віковим діапазоном подібні до таких структурно-фаціального району Структур облямування Каркінітського прогину та представлені переважно середньою і верхньою частинами верхнього альбу (зони *Rotalipora appenninica* і *R. ticinensis*). Вони складені чорними глинистими вапняками й аргілітами з нечіткими ознаками флішоїдної будови, що свідчить про їх більш глибоководне зовнішньошельфове походження. Формування рифтового трог у Каркінітському прогині, на нашу думку, відбувалось дещо пізніше ніж на Каламітському валу — після занурення Каркінітського суходолу. Рифтогенез і осадконакопичення тривали тут з пізнього альбу до пізнього сеноману (згідно з іншими даними — до сантону [141]). Свідченням цього, як нам здається, може бути присутність у вибійній частині свердловини Каркінітська-2 сильно метаморфізованих, слюдистих сланців, що містять також ядра планктонних форамініфер *Rotalipora cushmani* (M o r r.), які типові для середнього-верхнього сеноману.

У пізньому альбі в західній частині Каркінітського прогину діяв потужний Одеський вулкан. За геофізичними даними, потужна карбонатна товща, що залягає вище вивержених порід, розкритих сверд-

ловиною Одеська-4 свідчить про припинення його діяльності на початку пізньої крейди. Це могло призвести до підняття території і закриття трогоу.

5.1.3. Пізньокрейдовий (пострифтовий) етап

У пізньокрейдовий (турон-маастрихтський) час північно-західний шельф Чорного моря являв собою крайову шельфову частину Тетичного басейну. З цього часу на фоні більш спокійної тектонічної діяльності в геологічній історії басейну основного значення набувають евстатичні коливання рівня вод Світового океану, що позначилося на зміні систематичного складу фауни, а також на літологічних особливостях відкладів. У складі мікрофауністичних угруповань превалюючими стають коколітофориди і дрібні бентосні форамініфери. Значно рідше зустрічаються планктонні форми і крупні форамініфери з родини Orbitoididae. Певного значення в мікрофауністичних комплексах набувають представники кальцисферулід, які є тетичними організмами і пристосовані до існування в тепловодних, нормальносолоних, збагачених CaCO_3 водах. Вони мають епіпелагічний спосіб життя і поширені в зонах зовнішнього шельфу і верхній батіалі, що може свідчити про загальне поглиблення басейну.

Докорінно змінюється літологічний склад осадків. Переважають мікрозернисті, глинисті, фарфороподібні вапняки різного типу (форамініферові, пітонелові та ін.). Відсоток теригенних порід незначний.

В межах трьох виділених нами структурно-фаціальних районів основні відмінності стосуються повноти геологічних розрізів. У Олімпійському структурно-фаціальному районі верхньокрейдові відклади представлені лише утвореннями нижнього і верхнього кампану. Перериви в осадконакопиченні припадають на сеноман—сантон та середній кампан. Відклади маастрихту розмиті внаслідок палеогенової трансгресії. Характерними рисами відкладів цього району є мілководний склад порід. Вони представлені форамініферовими вапняками, пісковиками, гравелітами та глинами у нижній частині розрізу, та вапняками крейдоподібними, біоморфно-детритовими і пісковиками різнозернистими — у верхній.

На сусідній території румунського шельфу в Північній Добруджі, на відміну від Олімпійського району, верхньокрейдові відклади мають майже повний обсяг. В їх складі встановлюються теригенні і теригенно-карбонатні утворення сеноману і турону в обсязі всіх під'ярусів. На коньякський вік припадає основний перерив в осадконакопиченні. Утворення сантону трансгресивно залягають на підстеляючих породах. Відклади цього віку, а також кампанські (і маастрихтські) складені крейдою і мергелем.

В Українському Переддобруджі верхня крейда також має неповний розріз і представлена відкладами коньяку, сантону і нижнього кампану. Утворення сеноману, турону, середнього і верхнього кампану, а також маастрихту в цьому районі не встановлені.

В структурно-фаціальному районі Структур облямування Каркінітського прогину верхньокрейдові утворення представлені породами від нижнього сеноману до маастрихту. Майже весь розріз представлений карбонатними фаціями. Коньяк-сантонські відклади (каламітська світа) складені андезитами, діабазовими порфіритами та їх лавами. Відклади кампану складені головним чином вапняками, зрідка з прошарками пісковиків і мають трансгресивний хакрактер залягання. Маастрихт представлений різноманітними вапняками, рідше мергелями і вапнистими пісковиками або перешаруванням цих порід, які характеризують внутрішній шельф. Перериви в осадконакопиченні типові для турон-сантонського часу. Вони, ймовірно, пов'язані з підняттям району і виверженням Іллічівського вулкану, що припадає на цей час.

Верхньокрейдові відклади Каркінітського структурно-фаціального району представлені вапняками та мергелями, мають майже повний розріз, подібний до такого Рівнинного Криму. Перерив в осадконакопиченні простежується на межі верхнього сеноману і нижнього турону. Це пояснюється тектонічними рухами (підкид) з утворенням досить потужної товщі перевідкладення — до 100 м. На більшості інших територій межа верхнього сеноману—нижнього турону характеризується як час найбільшої трансгресії та аноксидної події (ОАЕ-2).

В потужному верхньокрейдовому розрізі Рівнинного Криму, який за складом порід і фауни подібний до такого в Каркінітському прогині, крім місцевих розмивів, фіксується лише один значний стратиграфічний перерив — на межі коньяку і сантону.

В складі верхньокрейдових відкладів Північного Причорномор'я, представлених переважно вапняками і мергелями, найбільш поширені утворення сеноману і кампану, рідше маастрихту. Відклади турону, коньяку і сантону мають менше поширення і позначаються часто як нерозчленовані.

Порівняння численних геологічних регіонів, прилеглих до шельфу свідчать про те, що вони мають багато як спільних, так і розбіжних рис, пов'язаних із загальними і місцевими або регіональними тектонічними чинниками. Матеріали зіставлення вказують на те, що окремі райони північно-західного шельфу Чорного моря в крейдовий час розвивались як і прилеглий суходіл, а саме: Олімпійський структурно-фаціальний район у ранньокрейдовий час розвивався подібно до Північної Добруджі та Переддобруджя. У альбі він набуває обриси спільні з іншими районами шельфу, а в пізньокрейдовий час, ймовірно, тяжіє до Каламітського підняття (рис. 5.2, 5.3). Структурно-фаціальний район Структур облямування Каркінітського прогину і власно Каркінітський район розвивались під впливом Рівнинного Криму, частково Гірського Криму, а також Українського щита.

Ще одним районом, що міг вплинути на формування північно-західного шельфу був Ломоносовський підводний масив. За даними Є. Ф. Шнюкова та ін. [156] це був острів, що існував на межі шельфу

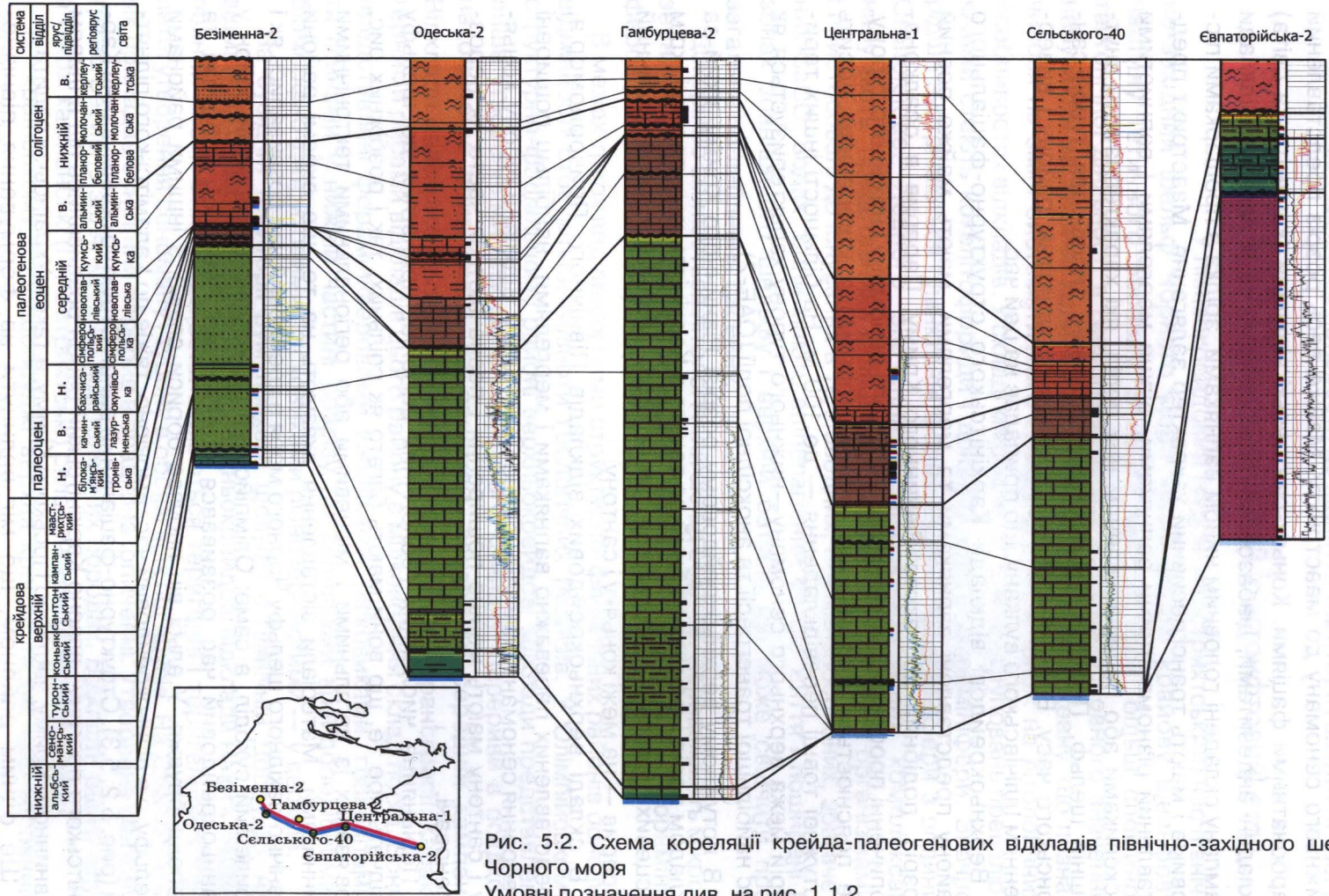


Рис. 5.2. Схема кореляції крейда-палеогенових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря
Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

<http://Jurassic.ru>

і континентального схилу Чорноморської западини. Вважається, що він належав до залишків "нетипової" островодужної системи крейдового віку. Вік вулканічних і вулканогенних порід, знайдених на масиві, визначений за K-Ar методом і становить два максимуми у 125 і 65 млн років, що відповідає ранній крейді і межі крейди-палеогену. Для західної частини масиву автори згаданої роботи вважають можливими коливання цифр 126–103 млн років (середнє значення — 112). Цікавим також, з нашої точки зору, є визначення віку зразків у 138, 125 і 112 млн років, який чітко збігається з встановленими для південно-західної частини Гірського Криму (Чорноріченський район) переривами в осадконакопиченні — в ранньоваланжинський, ранньобаремський, а також ранньоальбський час. Ломоносовський масив в окремі періоди свого існування міг відігравати роль бар'єру між шельфовими зонами і Західно-Чорноморською западиною.

5.2. КАЙНОЗОЙ

Історію розвитку Чорноморського шельфу в кайнозої відображено в гетероморфних фаціальних комплексах. Як показала комплексна інтерпретація численних геологічних даних ці комплекси, з одного боку, утворюють стандартні латеральні ряди — шельфові, континентального схилу та глибоководні, а з іншого — мають чітку тенденцію періодичного повторення у часі. Відповідно виділяються наступні формаційні комплекси: палеогеновий, міоценовий та пліоцен-четвертинний.

Регіон є структурно-геоморфологічним сегментом океану Тетис і має всі елементи морської седиментації, яка обумовлена седиментаційним середовищем, зокрема морфодинамікою, гідродинамікою, батиметрією, структурою водної товщі і пов'язана з коливаннями рівня Світового океану, кліматичними, тектонічними подіями тощо. А це впливає на структуру фаціальних комплексів, контролює співвідношення різних типів осадків, розподіл біоти.

За результатами наших досліджень та інтерпретації наявних матеріалів виділяються такі типи седиментації: теригенна, де простежуються турбідитні комплекси, представлені флішоїдними стратифікованими товщами з асиметричною ритмічністю та глинистими відкладами; карбонатна, де набули розвитку вапняки як мілководні уламкові та черепашкові, так і глибоководні біогенні, зокрема форамініферо-нанофосильні та кременисто-карбонатні комплекси; і кремененакопичення, яке притаманне для всіх седиментаційних комплексів.

Слід відзначити наявність та періодичність в кайнозої таких специфічних фацій, як чорносланцеві (олігоцен, міоцен, антропоген) та апвелінгові (еоцен, олігоцен, тархан, антропоген).

Седиментогенез в палеогені північно-західного шельфу Чорного моря мав складну просторово-часову мінливість, яка відображена у фаціальних

системах різних рівнів. Найвищий рівень контролюється глобальними закономірностями, такими як евстатичні коливання рівня Світового океану, тектонічні, гідрофізичні, гідрохімічні та ін. але значною мірою пов'язаних також з активізацією регіональних тектонічних рухів. На цьому рівні в палеогені виділено два мегацикли: палеоцен-еоценовий (превалює карбонатне осадконакопичення) та олігоценовий (переважає — теригенне).

На макрофаціальному рівні обстановки осадконакопичення контролюються морфоструктурами рельєфу дна, різноманітними придонними умовами, що диференціюють осадовий матеріал. Просторова мінливість придонних умов внаслідок дії гідродинамічних, літодинамічних, фізико-хімічних, біологічних та інших процесів має конкретний вираз безпосередньо у відповідних фаціях та виділених седиментаційних етапах.

5.2.1. Палеоценовий етап

У палеоцені виділяється два седиментаційних макроцикли, стратиграфічними еквівалентами яких є білокам'янський та качинський регіоаруси.

У відкладах білокам'янського регіоарусу, які за віком є діахронними — ранній палеоцен — початок пізнього палеоцену, відображено три етапи розвитку палеоценового басейну: два датських (ранній, пізній), що були достатньо тривалими (приблизно 3,8 млн років) та третій — зеландський, тривалість якого не перевищує 1 млн років.

У період формування білокам'янського макроциклу відбувалось накопичення карбонатних мулів зі змінною домішкою глинистого матеріалу в умовах глибоководного відкритого шельфу. Ранній період 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 періоду притаманне різке збільшення питомої ваги карбонатонакопичення. Породоутворюючими були головним чином форамініфери (планктонні та бентосні) та коколітофори. В районі підняття Голіцина, Сельського, Шмідта, Архангельське відбувалось короточасне формування прошарків кріноїдних вапнистих мулів. У районі Центрального накопичувались водоростеві карбонатні мули. На Кримському піднятті карбонатних осадків було значно менше, і в розрізі, крім мергелів та глинисто-кремнеземистих вапняків, присутні тонкі прошарки сидеритових порід, що свідчить про короточасне існування різко відновних умов осадкоутворення.

Для білокам'янського часу характерне поступове зменшення карбонатонакопичення і циклічне збільшення уламкового матеріалу, тобто періодичні зміни гідродинамічних умов, пов'язаних з впливом геоморфологічного та гравітаційного факторів.

Качинський час за ступенем зменшення карбонатакопичення поділяється на три відрізки. Перший успадкований за умовами осадоутворення від білокам'янського. Присутність таких генетичних типів порід, як органогенно-детритові фораманіферові вапняки, дозволяє припустити, що їх утворення відбувалось на підвищених ділянках, вище лінії лізоклину, 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 у седиментаційному басейні цих регіонів і дає можливість зіставити цю частину розрізу, яка є продуктивною.

Інші два наступних відрізки качинського часу чітко виокремлюються за різким зменшенням карбонатакопичення. Встановлено, що в межах однієї структури товщини циклів не відрізняються, а кореляція по стратиграфічних рівнях різних блоків структур показує, що потужності їх зменшуються, що пов'язано зі зменшенням швидкостей осадоконакопичення протягом палеоцену (рис. 5.1–5.3).

Аналіз потужностей палеоценових відкладів та їх складу свідчить, що осадоконакопичення 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 говорить про мілководний, навіть прибережний режим морського осадоконакопичення. Поступово в південному напрямку на Тарханкутському п-ові відбувається зміна мілководного осадоконакопичення на більш глибоководне (фації зовнішнього шельфу). Переважають мергелі, глинисті вапняки. В форамініферо-кріноїдних, спонголіто-форамініферо-кріноїдних, біоморфно-детритових мікрозернистих вапняках міститься мікрофауна, склад якої свідчить про осадоконакопичення в цьому районі в умовах відкритого моря, зокрема внутрішнього шельфу. Поступово у бік Чорноморської западини відбувається заглиблення морського басейну, де встановлено глибоководні ділянки шельфової зони та материкового схилу. Тут набули розвитку глинисті мергелі, вапняки, карбонатні аргіліти та дрібнозернисті пісковики. В цих фаціях асоціація форамініфер характеризує глибоководне неритичне, навіть батіально-пелагічне осадоконакопичення.

На режим осадоконакопичення значний вплив мав і морфоструктурний план басейну. Тому на північно-західному шельфі (сучасний структурний план) на узагальнюючому фоні відносно глибоководного осадоконакопичення 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 осадоко-

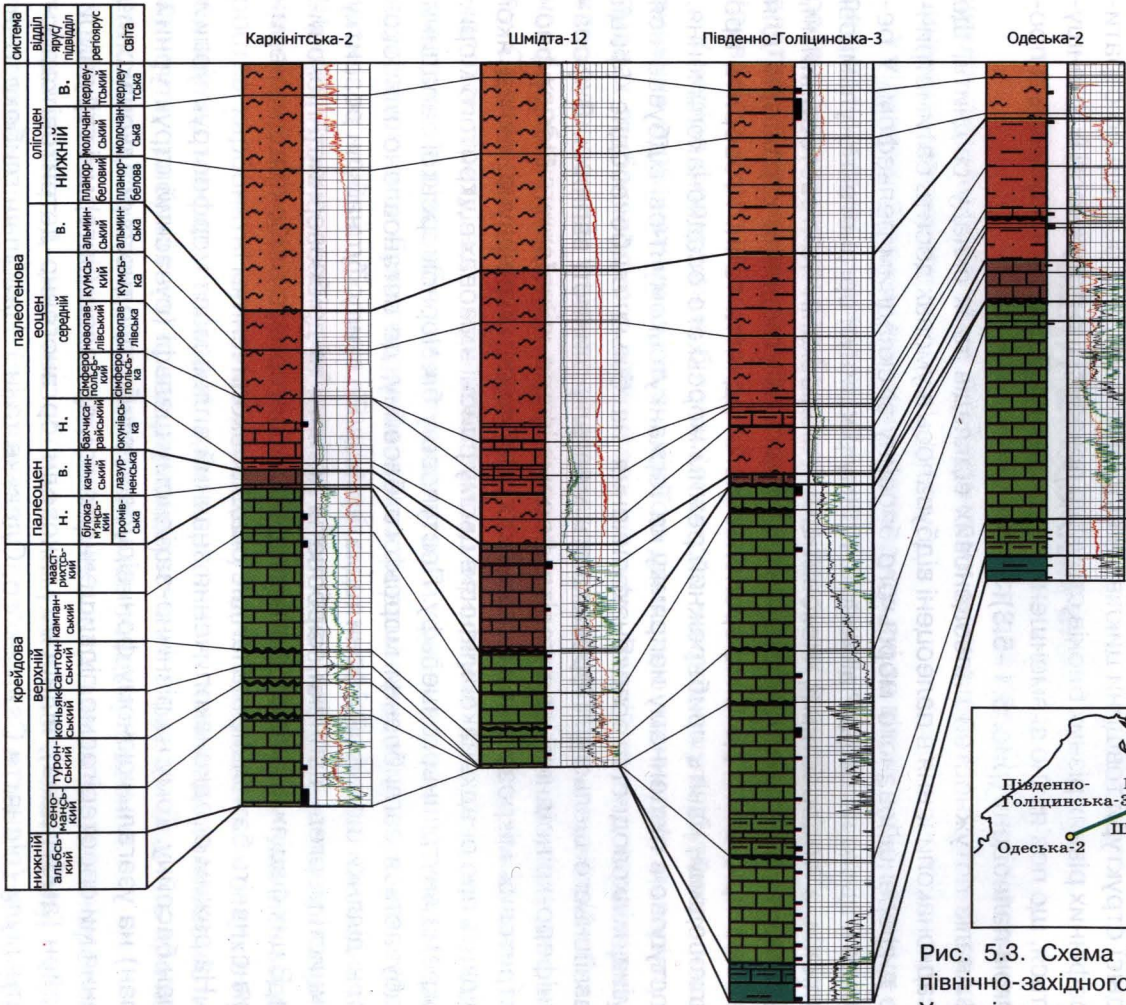


Рис. 5.3. Схема кореляції крейда-палеоєнових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. Одеська-2 Умовні позначення див. на рис. 1.1.2

накопичення в палеоцені західної (до Одеського розлому) і східної частин північно-західного шельфу Чорного моря (рис. 5.2).

Найперспективнішою є західна частина шельфу, яка зі сходу прилягає до зони Кілійсько-Зміїного підняття та валу Губіна. В палеоценовому басейні це була частина відкритого шельфу, де відкладались органогенно-детритові мули зі значним (до 85 %) вмістом детриту (св. 3, 5 Штормове).

На Західно-Оленівському піднятті товщу складають переважно мергелі, менш питома вага — глинистих вапняків, поодинокі прошарки безкарбонатної алевритової глини. Але найбільш відрізняються породи нижньої частини розрізу на піднятті Гамбурцева, де розріз представлений перешаруванням вапняків і кременевих порід. Наявні тонкі поодинокі прошарки кременево-вапнистого спонголіту. Все це є свідченням турбідитного осаждконакопичення з холодними течіями в цій частині північно-західного шельфу Чорного моря [31].

Склад порід та органічних решток на піднятті Олімпійське цієї частини розрізу вказує на те, що осаждконакопичення загалом відбувалось у відносно глибоководних умовах, з низькими швидкостями відкладення слабокарбонатних глинистих мулів, але в той же час на підвищених ділянках формувались органогенно-вапнистої фації.

У бік Чорноморської западини на південь від Каламітського валу як за сейсмічними, так і біолітостратиграфічними даними доведено існування великого конусу виносу, наявність глибоководних фацій. Відклади конусу ідентифікуються і за аналізом біолітостратиграфічних даних на підняттях Безіменне, Одеське, Штормове. Його існування простежується протягом кайнозою. В палеоцені напрямок потоків (пра-Дунай ?) був у бік Чорноморської западини (підняття Олімпійське, Латеральне, Румунський шельф), існував один із його флангів у палеоценовий час і в межах Каламітського валу, але пізніше ці відклади було або розмито, або під дією гравітаційних процесів вони перемістилися у глибоководну Чорноморську западину. В міоцені починається зміщення конусу виносу на північ. Можливо, це був конус виносу пра-Балтської дельти, але це припущення потребує додаткових досліджень.

Батиметрична і морфоструктурна диференційованість палеоценового басейну спричинили наявність неповних розрізів, переривів, мінливість фацій, особливо у північній і західній частинах регіону. Крім того, значний вплив на формування сучасних структур мали постседиментаційні перебудови, що спричинили накладену субширотну тектоно-стратиграфічну зональність палеоценового продуктивного комплексу.

5.2.2. Еоценовий етап

Еоценовий етап включає бахчисарайський, сімферопольський, новопавлівський, кумський та альмінський цикли розвитку. Бахчисарайський (ранньоеоценовий) цикл — накопичення безкарбонат-

них глинисто-кремнеземистих мулів, карбонатність яких поступово збільшується у часі.

Біо- і літофаціальні характеристики розрізу нижнього еоцену свідчать, що в бахчисарайський час почався новий етап трансгресивного циклу осадконакопичення — карбонатно-глинистий, який характеризувався появою та домінуванням таких форамініфер, як шипчасті акариніни, багатокамерні глобороталії, відмінним таксономічним складом бентосних форамініфер, коли зникають палеоценові роди. Значна кількість аглютинованих форамініфер, численні секретійні бентосні форми, серед яких переважають аномалініди, дуже дрібні планктонні форми, пов'язані з існуванням абіотичних умов, зокрема, глибоководних шельфових ділянок морського басейну, відносно спокійних, де геоморфологічні, тектонічні та гідрологічні фактори не мали суттєвого впливу на процеси осадконакопичення. Можна припустити, що в бахчисарайський час трансгресія моря на північ не була значною. Тому на Большеклинівській та Тендрівській площах відклади горизонту відсутні, а на Херсонській, де відклади представлені вапнистими спонголітами та опокоподібними глинами, їх потужність становить до 10 м.

На піднятті Кримське крім тонкостінних форамініфер, зокрема булімінід, в розрізі наявні тонкі спікули губок, радіолярії, поодинокі уламки макрофауни, піритизовані мшанки. Все це є свідченням дії холодних придонних течій в цьому регіоні.

Для сімферопольського циклу характерні карбонатні мули зі значним вмістом уламкового матеріалу, збагачені на органічні рештки форамініфери, уламки криноїдей. Загалом же породи — це пісковики глинисто-карбонатно-кременисті з високим вмістом шабазиту, що свідчить про транспортування осадового матеріалу.

Зважаючи на вертикальний розподіл біолітофацій сімферопольської світи, можна припустити, що на цьому етапі розвитку сімферопольського басейну в районі північно-західного шельфу відбувалися зміни в режимі осадконакопичення, коли накопичувались осадки (спонголіти, опоки) в умовах відносного зниження температур водних мас та трансгресивно-регресивних флуктуацій.

Для новопавлівського циклу характерним є перешаруванням вапняків та вапнисто-глинистих силіцитів. На Одеському піднятті переважають біоморфно-детритові алевритові форамініферові та форамініферо-криноїдні вапняки.

Новопавлівський час характеризувався глибоководними умовами седиментації відкритого моря. Відкладались карбонатно-глинисто-кремнеземисті мули, в яких майже відсутній уламковий матеріал. Літологічний склад та аналіз потужностей свідчить про повільні швидкості осадконакопичення. Карбонатутворення посилилось у другій його половині. Значну породоутворюючу роль відігравали мікрофосилії, зокрема форамініфери. Аналіз останніх вказує на наявність градаційного фактору осадкона-

копичення в новопавлівський час, тому що в нижній частині товщі комплекс органічних решток збіднілий, форамініфери дрібні, нечисленні, переважають бентосні форми, особливо аномалініди, є поганої збереженості радіолярії. Уверх по розрізу поступово комплекс стає більш різноманітним, збільшуються кількість планктонних форамініфер та таксономічна різноманітність бентосних. У верхній пачці черепашки форамініфер як за чисельністю, так і якісно дуже різноманітні — 90 % припадає на планктонні форми, таксономічний склад бентосу найрізноманітніший. Ця закономірність є проявом домінуючої ролі гідрологічного та тектонічного факторів в процесі осадкоформування.

Кумський цикл характеризується двокомпонентною будовою. Для нижньої частини притаманні глинисто-кремнеземисто-карбонатні породи, в яких практично відсутній уламковий матеріал та органічні рештки. В породах багато піриту, наявні текстури змулювання. Все це є свідченням активного гідродинамічного режиму та сірководневого забруднення осадків. Верхня частина розрізу представлена органогенно-детритовими вапняками, алевритистими сидеритовими опоками, карбонатно-глинистими силіцитами. Характерна флішоподібна товща ритміту, що складений кремнеземистими мергелями та кременистими алевролітами.

Так, за мікрофауністичними та петрографічними дослідженнями в верхній пачці кумського регіоярису на піднятті Голіцина розкритий ритміт — мікроперешарування (2,5 мм) мергелів та алевролітів з незначним вмістом карбонатів [142, 164].

Механізм утворення ритміту можа пояснити наявністю у кумському басейні седиментації турбідитів та навіть контуритів, що пов'язано з постійними глибинними придонними течіями, які проходили у підніжжі континентального схилу і швидкість яких є достатньою для транспортування та перерозподілу пелітового та алевритового матеріалу. На підвищених ділянках осадок взмулювався, утворилися косо-шаруваті, горизонтальношаруваті та хвилясті текстури. Тонкий осадковий матеріал, а саме алевропелітовий зі значною часткою планктогенних (форамініферококолітових) вапняків, як правило, був притаманний для маргінальних морфологічних структур зовнішнього шельфу та континентального схилу.

Спостерігаються прошарки алевролітових сидеритових глин. Потужність ритмітів до 370 м на сході та північному сході Михайлівської западини (підняття Каркінітське, Шмідта). На південь та південний захід ритміт виклинюється, і на Кримському піднятті вже поширені звичайні мергелі та вапняки.

Загалом накопичення глинисто-карбонатних та карбонатних мулів протягом середнього еоценового часу мало чітку циклічну тенденцію, коли в кінці кожного із означених вище часових відрізків (сімферопольський, новопавлівський, кумський) карбонатутворення поступово збільшувалося. На окремих ділянках простежуються перериви в осадконакопи-

ченні, які є відображенням переломної стадії у розвитку регіону і завершенням трансгресивно-регресивного циклу.

Утворення альминського циклу припадає на пізньоеоценовий час обширної трансгресії, що чітко фіксується в комплексі порід північно-західного шельфу Чорного моря, представлених повсюдно мергелями та карбонатними глинами з форамініферами, губками, діатомеями, нано-планктоном.

В пізньоеоценовий час на північно-західному шельфі Чорного моря переважало накопичення глибоководних слабокарбонатних глинистих мулів у спокійних гідродинамічних і переважно відновних фізико-хімічних умовах. Характерною в породах є градаційна шаруватість в розподілі аглютинованих та бентосних секреційних форамініфер, що, на нашу думку, є свідченням стратиформності холодних течій.

Якщо порівняти розріз альминської світи шельфу з прилеглими північними районами Причорномор'я та Криму, то видно, що кожний з цих районів має відмінні біолітофаціальні особливості та достатньо індивідуальну історію свого розвитку.

В західному районі Північного Причорномор'я розрізи складено більш грубими за складом пісковиками, пісками, алевролітами. У східному районі Причорномор'я, Криму, зокрема в стратотиповій свердловині, альминська світа представлена світло-сірими мергелями, алевритистими, місцями кремене-, трепелоподібними та глинами вапнистими. Потужність світи в Північному Причорномор'ї сягає до 200 м., у Бахчисарайському районі — 100–150 м. Форамініферові угруповання в цих районах відрізняються збільшенням у комплексах питомої ваги бентосних форамініфер, присутністю молюсків, остракод. Тобто це регіон поширення більш мілководних фацій (латералі, зовнішнього шельфу).

5.2.3. Олігоценовий етап

На рубежі еоцену й олігоцену відбулись значні кліматичні, структурні зміни та гідродинамічні перебудови. З цією межею збігається зміна карбонатного осадконакопичення на теригенне (глинисте). Відбувається докорінна зміна планктонних груп форамініфер на бентосні, бідні за систематичним складом. Олігоценовий час — це другий палеогеновий майкопський мегацикл, в якому виділено три цикли. Перший — планорбеловий — накопичення безкарбонатних кремнеземистоглинистих мулів, інколи збагачених на уламковий матеріал; другий — молочанський — накопичення глинистих мулів в основному у відновних умовах, про що свідчать сидеритові породи та значна кількість піриту в глинах; третій — керлеутський — перешарування безкарбонатних глин та глинистих алевролітів.

Майкопські відклади в Південному нафтогазоносному регіоні мають строкатий фаціальний склад. Особливістю їх є переважання морських

відносно мілководних відкладів на значній території Причорноморського прогину, строкатих за літологічним складом та генезисом утворень в Рівнинному Криму, де виділено низку структурно-фаціальних районів серед яких Центральнo-Кримський (Сімферопольський), Північно-Кримський (Сиваський), Західно-Індольський, Альмінський і Тарханкутський [95], а також відносно глибоководних теригенно-глинистих відкладів північно-західного шельфу. Тобто в регіоні спостерігаються всі типи розрізів, що відображають подійні аспекти формування седиментосфери Паратетиса в олігоцені. Тут відобразилися події глобального рівня, зокрема Альпійський орогенез, який особливо проявився в Піренейській та Савській фазах, що збігаються з межею еоцену–олігоцену та олігоцену–міоцену. Це також початок на рубежі еоцену–олігоцену кайнозойської ери зледеніння, яке почалось з формування льодового покриву Антарктиди. Вказані процеси мають чітку стадійну градацію: перша — це границя еоцену–олігоцену (37–35 млн років), друга — середина олігоцену (31–28 млн років) і третя — межа олігоцену–міоцену (25–23 млн років). Гороутворення в Альпійському геосинклінальному поясі, і пов'язана з ними активізація тектонічної діяльності в регіоні, евстатичні коливання рівня Світового океану та кліматичні події мали домінуюче значення в циклічному трансгресивно-регресивному розвитку олігоценового басейну, в формуванні палеоседиментаційного середовища. Різке евстатичне падіння рівня океану і підняття в Альпійському поясі в кінці еоцену і на початку олігоцену спричинили утворення в північному сегменті океану Тетис великих водойм, зокрема Східного Паратетиса. Особливістю цих водойм була відносна холодноводність, привнос прісних вод за рахунок підземного та поверхневого стоків, погана їх аерація, стратифікація водної товщі, а відповідно — і несприятливі умови існування і збереження організмів, переважно з карбонатним скелетом. Тому майкопські відклади погано охарактеризовані фауною, особливо такими важливими для детальної стратифікації групами, як форамініфери і нанопланктон.

Стратиграфічна структура олігоцену північно-західного шельфу складається з трьох трансгресивно-регресивних циклів. За біолітостратиграфічними особливостями, що встановлені за аналізом палеонтологічних, літологічних, геофізичних даних по свердловинах, а також результатів, отриманих в рейсах НДС "Академік Вернадський", "Михаїл Ломоносов", "Київ" [79, 80, 150–152] та ін., можна стверджувати, що олігоцен Південної нафтогазоносної провінції є зоною зчленування різних палеоседиментологічних районів. Якщо північно-західний шельф — це типово морський нормально солоний, відносно глибоководний басейн з характерними біоценотичними угрупованнями планктонних і бентосних мікроорганізмів, то в північному напрямку спостерігається їх заміщення на мілководні морські солонуватоводні біоценози, які характеризують морфоструктурно диференційований басейн з різними умовами осади-накопичення і різною історією геологічного розвитку.

Регулятивними факторами розподілу літофацій є седиментологічні, морфоструктурні, тектонічні, за якими чітко виділяються зони валоподібних структур: 1) Шмідта — Південно-Голіцинська — Голіцинська; 2) Архангельське — Штормова — Кримська; 3) Одесько-Осетрова; 4) Крайового уступу (рис. 5.3, та 2.21).

Ці зони характеризуються відмінними структурно-фаціальними особливостями олігоценового комплексу та розподілом потужностей окремих його стратонів. Аналіз потужностей свідчить, що найбільші потужності притаманні для відкладів планорбелової підсвіти, яка складена переважно глинами безкарбонатними, слабоалевритистими з прошарками алевролітів слабокарбонатних. Зміна літофацій відбувається із заходу на схід і контролюється віддаленістю від джерел постачання. Для Одесько-Осетрової зони характерна неоднорідність алеврито-глинистої турбідитової товщі, що складає конус виносу, який простежується на південному схилі Одесько-Осетровського валу. Постседиментаційні перебудови в зоні Одеського порушення відокремили Одеський блок від Осетровського та інверсували депресійні турбідитові відклади вздовж цього порушення. Це створило сприятливі умови для існування комбінованої структурно-літологічної пастки. Планорбелові відклади Одесько-Осетрової зони характеризуються неповними розрізами піщано-алеврито-глинистих відкладів, що складають позитивні морфоструктури. У східному напрямку планорбелові відклади набувають суттєвих відмін. Це витримана потужна (понад 600 м) товща безкарбонатних глин різного ступеня алевритості з прошарками щільних алевролітів. Вони поширені в першій і другій зонах, і складають бортові частини асиметричного прогину, в якому потужність планорбелової світи є максимальною (понад 1000 м). Седиментаційні умови басейну в районі цього прогину відрізняються циклічним глибоководним осадконакопиченням, яке доводиться за біолітостратиграфічними даними і відображається на сейсмічних розрізах, де чітко відокремлюється перешарування сейсмопачок з різними акустичними властивостями. Так, розріз нижньопланорбелової підсвіти характеризується ритмічністю у розподілі карбонатних і безкарбонатних порід. У підшві — карбонатність найвища (CaCO_3 — 44 %). Це перший ритм, що успадкований від пізньо-еоценового седиментаційного циклу. Вказане є характерною відмінною рисою олігоценового розрізу Південного нафтогазоносного регіону — від північних, північно-східних розрізів Причорноморського прогину і Криму, де, як правило, підшва олігоцену ерозійна, до шельфу і Західно-Чорноморської западини, де еоцен-олігенова межа поступова. Другий, найбільш потужний ритм — це суттєве зменшення карбонатності порід, навіть її відсутність. Слід зазначити, що така градаційна ритмічність чітко відображена і в розподілі форамініфер нижньопланорбелової підсвіти.

У свердловинах на підняттях Десантне, Одеське, Каркінітське, Голіцинна виявлено комплекси форамініфер, що характеризують відносно глибоководні умови седиментації.

На відповідну морфоструктурну диференціацію і циклічне осадконакопичення значно впливали придонні течії, що відігравали важливу роль в транспортуванні мілководного теригенного матеріалу і перерозподілі осадків. Цей тип розрізу генетично подібний до продуктивних флішоїдних менілітових розрізів Карпат і хадумських відкладів Кавказу.

Молочанський цикл розвитку олігоценового басейну відрізняється різко відмінними умовами, коли теригенне безкарбонатне осадконакопичення планорбелового часу змінилось теригенно-карбонатним. Розріз молочанського регіоярусу — це глинисто-алевритистий безкарбонатний та слабкарбонатний комплекс з прошарками сидеритових порід потужністю до 300 м. Він характеризується наявністю внутрішньоформаційних сейсмологічних поверхонь, з якими пов'язані стратиграфічно і літологічно екрановані пастки.

Зважаючи на теригенну складову, утворення і розподіл відповідних типів теригенних осадків контролювалися гідродинамікою і топографією дна. Про нормально морські умови осадконакопичення в молочанський час у районі Крайового уступу свідчить те, що уламковий матеріал порід відрізняється від відкладів прилеглої суходолу, і відповідно постачальником теригенного матеріалу могли бути підводні позитивні морфоструктури. Наявні вапняки — це результат біогенно-карбонатного осадконакопичення у шельфових умовах. Характерною ознакою молочанських відкладів є пірит, сидерит та глауконіт у різних відсоткових значеннях, що свідчить про формування породи у різних геохімічних умовах. Масове утворення перших двох вказує на відновні умови, які змінились на окисні, про що говорить утворення відповідних форм глауконіту, а також окислення піриту і сидериту та темнобуруватий колір порід.

Керлеутський регіоярус в значних за потужністю (понад 1000 м) розрізах представлений перешаруванням глин, алевролітів та пісковиків. Виділяються три пачки — глинисто-алевролітова, алевроліто-глиниста та глиниста з незначними домішками алевритового матеріалу.

Характерною ознакою цього розрізу є тонка шаруватість відкладів. Якщо в нижній частині регіоярусу розріз має косошарувату будову, що виявлено за аналізом сейсмофацій і підтверджено петрографічними і мікрофауністичними даними, то в верх по розрізу відбувається поступова зміна співвідношень алевролітової і глинистої компоненти. Верхня частина — це монотонна глиниста пачка, що має покривну будову.

Олігоценовий комплекс у межах Крайового уступу представлений неповними розрізами теригенних відкладів, що утворились на межі шельф — континентальний схил. Вони складають олістолітоstromні лускоподібні структури.

Утворення керлеутського регіоярусу згідно або з переривом залягають на відкладах молочанського регіоярусу і перекриваються іллічівською світою кавказького регіоярусу міоцену. Це новий седиментологічний цикл олігоцену, який в регіоні, на відміну від мілководних крайових фацій

Причорноморського прогину та Рівнинного Криму, має всі ознаки морського шельфового, а ділянками і більш глибоководного осадконакопичення.

Таким чином, вивчення характеру циклічності палеогенових відкладів свідчить, що карбонатонакопичення має чітку тенденцію зменшення його інтенсивності від палеоцену до олігоцену, зі збільшенням теригенно-глинисто — кремнеземистої компоненти на початок неогену. За аналізом характеру розподілу кременистих бентосних форамініфер та кремнеземистих порід встановлено, що розподіл кремнезему в розрізі також має циклічний характер — максимуми в нижньому палеоцені, нижньому, середньому еоцені та нижньому олігоцені.

5.2.4. Міоценовий етап

Міоценовий час, означений частими коливаннями рівня моря, які зіставляються з евстатичною кривою. Значним регулятивним чинником осадконакопичення продовжує бути морфоструктурний та тектонічний. На фоні відносно глибоководної теригенної седиментації відбувалось накопичення осадків турбідитових конусів виносу. Продовжується формування флішоїдної серії. Відклади батисифонового та тарханського регіоюрусів представлені перешаруванням темно-сірих, безкарбонатних глин, алевролітів і пісковиків та своєрідним комплексом форамініфер і молюсків, пригніченість яких свідчить про значну глибину басейну осадконакопичення.

Зважаючи на характер розподілу біоти та літологічних особливостей розрізу тарханського регіоюрусу можна стверджувати, що регіон має ознаки трансгресивного осадконакопичення морських відносно глибоководних фацій і що в тарханський час Чорноморська западина була частиною акваторії, що мала зв'язки, можливо, обмежені із Західним Паратетісом, та широкий водообмін зі східним Середземномор'ям через Туреччину, Егейський басейн [167]. Ці зв'язки збереглися протягом чокракського та конкського часу. Тобто під час тархан-конкської трансгресії басейн в цілому зберігав розміри і конфігурацію, але у зв'язку з тим, що масштаби у відповідні часові проміжки були різними, морфологія дна басейну, його контури змінювались залежно від таких чинників, як підвищення рівня океану, тектонічні рухи та пов'язані з ними гідродинамічні процеси.

Чокракські відклади характеризуються строкатістю літологічного складу, де переважають вапняки, мергелі та глини, а алевроліти і пісковики мають другорядне значення. Для чокракських відкладів характерним є різноманітний таксономічний склад багато орнаментованих, крупних розмірів форамініфер, гастропод, двостулкових та ін., фосилій, спалах розмаїття молюскової фауни, відсутність піритизації черепашок, що розглядається дослідниками як свідчення осадконакопичення в умовах кліматичного оптимуму, зміни газового режиму і обмеження зв'язку з відкритим океаном.

У караганський та конкський час переважало карбонатне осадоконакопичення, але палеогеографічна ситуація в конкський час дещо відмінна — в розрізі з'являються тонкошаруваті глинисто-алевритові безкарбонатні відклади, що мають ознаки підводно-ерозійних, зсувних утворень.

Евстатична сарматська трансгресія чітко відображена у розрізі тонким перешаруванням алеврито-глинистих відкладів з мінливою карбонатністю, яка поступово змінюється мергельно-алевритовими та глинисто-доломітовими верствами. Це свідчить про те, що карбонатна серія сформувалась в шельфовій зоні морського басейну. Пізньоміоценове підняття рівня моря спричинило формування теригенних кременевих (глинисті діатомові відклади меотису) та карбонатних флішоподібних серій (карбонатні пелітові мули понту). Згодом зледеніння Антарктиди обумовило значне падіння рівня океану і відповідно Середземного та Чорного морів. Максимальна стадія регресії Чорного моря (Лаго Маре) зафіксована товщею строматолітових утворень (доломіти, оолітові піски, галечники) припливно-відливної зони серед глибоководних пелагічних, геміпелагічних, турбідитних відкладів.

5.2.5. Пліоцен-четвертинний етап

За даними сейсмічного профілювання пліоцен-четвертинний комплекс має досить просту будову. Це комплекс теригенних шаруватих порід з моноклінальним нахилом у бік Чорноморської западини. Чітко виділяються осади шельфу, континентального схилу та глибоководної западини, в яких спостерігаються внутрішньоформаційні незгідності та перериви, значний відсоток алювіальних та континентальних відкладів. Розріз цього седиментаційного циклу складають такі типи відкладів. Кімерійські — представлені безкарбонатними глинистими мулами темно-зелено-сірого, оливкового кольору з прошарками діатомового та сидеритового мулу. Розріз куюльнику — це також безкарбонатні, глинисті, діатомово-глинисті та діатомові мули, збагачені аморфним кремнеземом. Чаудинським відкладам властиве поширення циклітів, де домінуючими є дрібноалевритові, алеврито-глинисті, глинисті мули з прошарками карбонатних мулів у нижній частині розрізу.

Успадкованість циклічної седиментації простежується і в давньоєвксинський час, коли відкладались глинисті безкарбонатні та слабокарбонатні мули з лінзами піщано-алевритового матеріалу та прошарками турбідитів, тонкошаруватих висококарбонатних коколітових та глинисто-сапропелевих мулів. У карангатський час домінували глинисті та алеврито-глинисті осади, збагачені органічною речовиною, з градаційною текстурою, що є особливістю регресивної фази верхньої частини карангатського розрізу. Безкарбонатні та слабокарбонатні мули з прошарками висококарбонатних мулів характерні для трансгресивного новоевксинського циклу.

Чорноморські відклади представлені тонким перешаруванням теригенних безкарбонатних, слабокарбонатних, пелітових та алевропелітових, бідних на органічну речовину мулів; сапропелеподібними, сапропелево-глинистими та сапропелевими мулами; висококарбонатними, мікрошаруватими нанофосилевими мулами з високим вмістом органічної речовини. У відкладах цього циклу чітко відображено вплив клімату. Починаючи з пізнього пліоцену настав добре знаний період зміни гляціальних та інтергляціальних умов, коли шельф то виходив з-під рівня моря на значній площі, то покривався ним. Така кліматична циклічність чітко відображена у складі та структурі порід, де ми спостерігаємо осциляційну зміну фаціальних комплексів. Значна частина пліоцен-четвертинного комплексу північно-західної частини Чорного моря складається глибоководним конусом виносу Дунаю. За сейсмічними даними та даними б/с "Гломар Челленджер" встановлено більш давні (нижньоплейстоценову та постміоценову) товщі конусів виносу Дунаю та Дніпра. Як відмічалось вище, відклади конусів виносу нами ідентифіковано в палеоцен-еоценових відкладах району підняттяв Одеське — Штормове. Тобто простежується періодичність та успадкованість розвитку конусів виносу протягом кайнозою. Така ж періодичність спостерігається і в дії на процес седиментації гравітаційних потоків, зсувів, а в крайових частинах — турбідитових потоків.

Загалом, як видно з наведеного, для пліоцен-четвертинного седиментогенезу притаманні ті самі чинники седиментаційного середовища та типи седиментаційних комплексів, що і в палеогені та неогені. У фаціальній системі чорноморського горизонту ми спостерігаємо сучасні аналоги систем, які мають ознаки обстановок осадових товщ минулого, наприклад потенційно нафтоматеринських формацій (сапропелеві та теригенні комплекси) тощо. Тобто пліоцен-четвертинний етап, особливо сучасне осадонакопичення, може розглядатись як діючий аналог фаціальних систем минулого і слугувати моделлю для відтворення седиментаційного процесу протягом кайнозою.

На прилеглому до північно-західного шельфу континентальному схилі, в акваторії Кримського мегантиклінорія проіндексовано вік корінних порід, що доводять однотипність стратиграфічної послідовності мезокайнозойського розрізу [45, 74, 151, 152, 155, 157]. Осадові породи представлені відкладами верхнього тріасу, юри, крейди, палеогену, неогену та четвертинними. На південному схилі Кримського континентального схилу встановлено палеоценові, еоценові, олігоценові та міоценові утворення [74, 150]. На крейдових та палеоцен-еоценових відкладах Фороської ділянки трансгресивно залягають відклади олігоценового та ранньоміоценового віку. На юрських утвореннях Ялтинсько-Гурзуфського та Алуштинського блоків також трансгресивно лежать більш молоді міоценові та четвертинні породи. Ці данні дають підставу для нового трактування будови західного та центрального блоків Кримського континентального схилу. Якщо раніше [23] ця частина схилу вважалась маргінальною части-

ною Кримського мегаантиклінорія, то отримані нами біостратиграфічні дані дають можливість розглядати цю частину як зону зчленування периферичних структур Чорноморської западини і Кримського мегаантиклінорія, а виявлені палеогенові утворення — зокрема, як структури північного борту Західно-Чорноморської западини.

Крім того, ці дані підтверджують гіпотезу, за якою в цьому регіоні відбувається підсув тонкої субокеанічної "безгранітної" Чорноморської літосферної мікроплити під Крим. Цим механізмом можна пояснити і підняття Кримських гір, і падіння сейсмофокальної зони під Крим, і наявність глибоководних (континентального схилу) палеоцен-олігоценових відкладів у зоні зчленування Кримського мегаантиклінорія і западини Сорокіна. Вказаний процес супроводжувався андезитовим магматизмом в Каркінітсько-Північно-Кримському прогині — як прояв вулканічного фронту та магмогенеруючої ділянки зони поглинання. Наведений матеріал доводить, що сучасне Чорне море може бути своєрідною базовою моделлю, оскільки являє собою "мікроокеан" з урахуванням наявності майже океанічних глибин, будови кори, зокрема наявності кори океанічного типу глибоководної частини. Варто підкреслити, що континентальний схил, до якого і приурочені епіцентри землетрусів (наприклад, біля південного берегу Криму), є саме тією перехідною зоною, де кора океанічного типу заміщується корою "континентальною".

Таким чином, наведений матеріал доводить, що формування північно-західного шельфу та прилеглого континентального схилу — це процес, який відбувається різночасно, про що свідчать сейсмостратиграфічні побудови, літологічний та мікрофауністичний склад порід. На початку мезозою на континентальному схилі відбувалося накопичення осадків, що утворили дрібноритмічні флішові утворення значної потужності та вулканогенно-теригенний комплекс. Крейдовий етап характеризується розвитком карбонатно-туфових порід та вапняків з вмістом біогенного кремнезему. Для цього періоду притаманна вулканічна діяльність. На початок палеогенової епохи в Чорноморському регіоні відбулась зміна режиму осадконакопичення та зменшення тектонічної активності. Відбувається загальне збільшення глибин осадконакопичення, що доводить систематичний склад планктонних та бентосних форамініфер у корінних породах, які піднято трубками і драгами. Зазначимо, що склад порід та асоціація форамініфер, що міститься в них, подібні до палеоценових, олігоценових біо- та літофацій Керченського п-ова, північно-західного шельфу Чорного моря, Карпат. Широтна кореляція за сукупністю факторів — складу літобіофацій, потужностей — свідчить про наявність генетичного зв'язку палеогенових осадків Криму (Керченський та Тарханкутський п-ови), північно-західного шельфу та континентального схилу Чорного моря і Карпат. Вірогідно, це був єдиний достатньо глибоководний структурно-геоморфологічний сегмент Тетичного басейну, що простягався з Кавказу через Чорноморську западину, Румунію, Карпати.

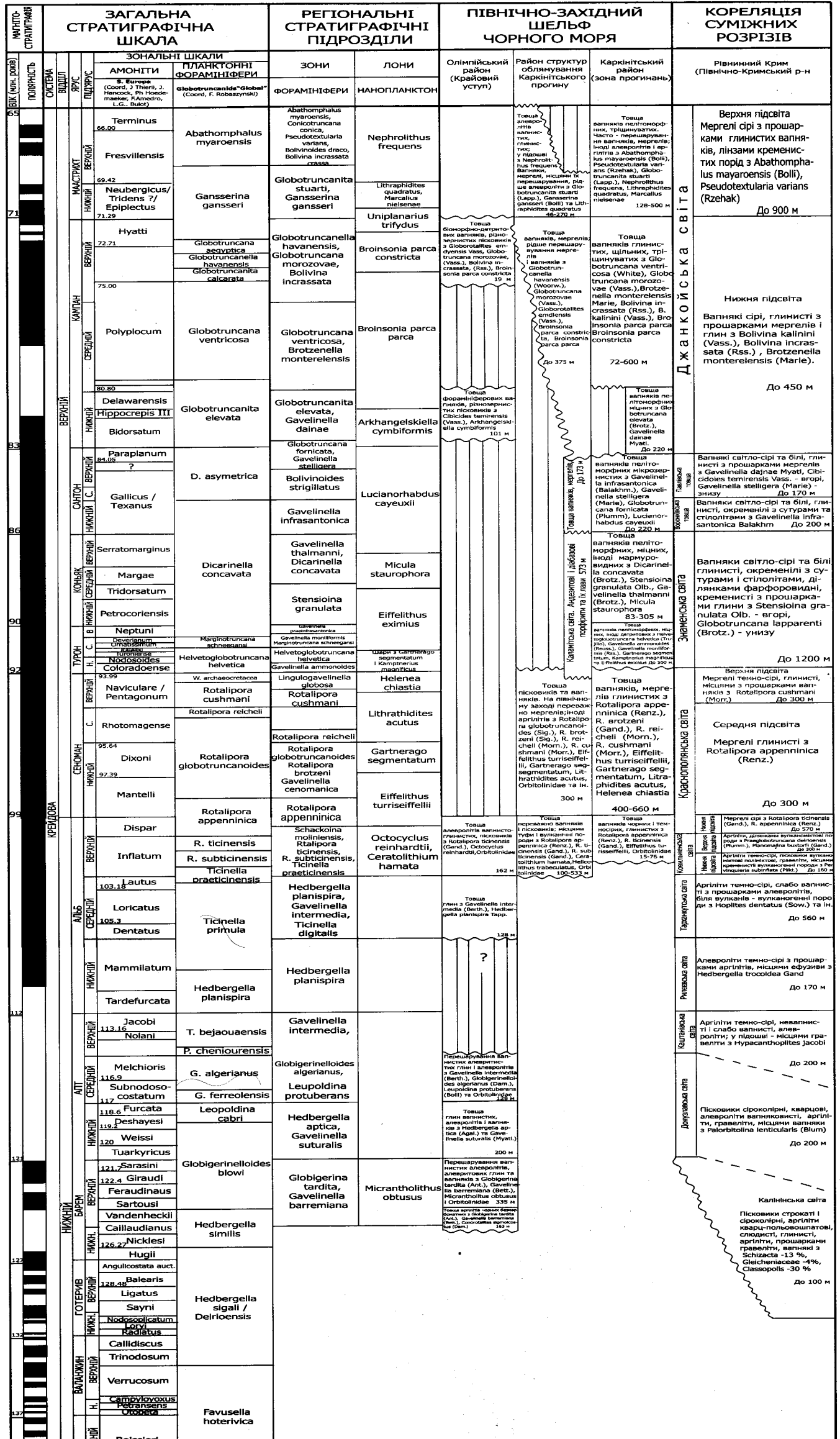


Рис. 1. Регіональна стратиграфічна схема крейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря

http://iara.ucoz.ru

ВИСНОВКИ

Робота є узагальненням результатів комплексних досліджень зі стратиграфії Південного нафтогазонасного регіону України. На підставі опрацювання наявного біостратиграфічного матеріалу по різних групах викопних організмів, переінтерпретації кернавого матеріалу за мікрофауністичними даними, аналізу фактологічної палеонтологічної бази проведено ревізію стратифікації розрізів мезокайнозою по всіх структурах північно-західного шельфу Чорного моря та прилеглих територій. При цьому біостратиграфічні дані скорельовано з літологічними і геофізичними матеріалами. Комплексну обробку геолого-геофізичних матеріалів, ґрунтовний стратиграфічний поділ мезо-кайнозойських відкладів покладено в основу створених регіональних стратиграфічних схем крейдової, палеогенової, неогенової та четвертинної систем і виділених основних етапів розвитку шельфу в мезокайнозої. Кореляція з одновіковими утвореннями прилеглих регіонів виявила ознаки подібності та відмінностей північно-західного шельфу Чорного моря від інших структур Кримсько-Кавказької області.

Стратиграфічні схеми побудовано відповідно до сучасних міжнародних стратиграфічних стандартів з урахуванням специфічних рис кожної з систем. У вирішенні кореляційних аспектів із Загальною (міжнародною) стратиграфічною шкалою чільним чинником виступав біостратиграфічний метод, за яким проведено трактування віку, обсягів окремих стратиграфічних одиниць в створених схемах.

Згідно Міжнародної біостратиграфічної шкали [163] стратифікація крейдових відкладів північно-західного шельфу включає виділення ярусів, під'ярусів, світ, товщ, зон, встановлених нами за форамініферами і нанопланктоном. Результати досліджень покладені в основу вперше створених для шельфу стратиграфічних схем нижньо- і верхньокрейдових відкладів (рис.1).

Найдавнішими, розбуреними на шельфі відкладами є нижньокрейдові. Вони розкриті незначною кількістю свердловин (17). Найповніший розріз нижньокрейдових утворень (барем — альб) розкрито лише в

одній свердловині Олімпійська-400. Решта свердловин, як показано в роботі, призупинена у відкладах верхнього альбу, на відміну від датування цих утворень іншими дослідниками тріасом чи юрою. Верхньокрейдові відклади розкриті майже на всіх структурах шельфу.

За особливостями складу і поширення нижньо- і верхньокрейдових порід на шельфі нами виділено три структурно-фаціальних райони, що тяжіють до окремих тектонічних структур.

Олімпійський структурно-фаціальний район розташований в західній частині шельфу — на Крайовій ступені. В його межах нижньокрейдові відклади представлені верхнім баремом, нижнім і середнім аптом, а також середнім ? і верхнім альбом. Перериви в осадконакопиченні припадають на пізній апт та ранній альб. Верхньокрейдові відклади цього району складені утвореннями нижнього і верхнього кампану, а маастрихтські (верхньомаастрихтські), вірогідно, розмиті під час палеогенової трансгресії.

Район Структур облямування Каркінітського прогину включає Каламітський вал і ряд підняттяв (Одеське, Безіменне та ін.), які характеризуються аналогічною будовою крейдових відкладів. Утворення нижньої крейди представлені в ньому верхнім альбом (мікрофауністичні зони *Rotalipora appenninica*, *R. ticinensis* і *R. subticinensis*) і верхньою частиною середнього альбу ? (верхи мікрофауністичної зони *Ticinella*). Верхньокрейдові відклади складені породами сеноману, турону — коньяку (каламітська світа), а також сантону, кампану і маастрихту, що мають різний обсяг, а інколи відсутні в розрізі.

Каркінітський структурно-фаціальний район — це власне район Каркінітського прогину. Нижньокрейдові відклади, що розкриті тут представлені середньою і верхньою частинами верхнього альбу (мікрофауністичні зони *Rotalipora appenninica* і *R. ticinensis*).

При дослідженні нами крейдових, особливо нижньокрейдових відкладів північно-західного шельфу значна увага була приділена їх кореляції з одновіковими утвореннями прилеглих територій. Це виконувалось з метою порівняння їх вікової ідентифікації, з'ясування умов осадконакопичення, встановлення етапності розвитку басейнів. На нашу думку, для тектонічно активного північно-західного шельфу Чорного моря виділені етапи доцільно розглядати як окремі стадії розвитку рифту в крейдовий час, що узгоджується з уявою прихильників плитної тектоніки.

Доальбський, барем-аптський (дорифтовий) етапи розвитку шельфу встановлюється нами в Олімпійському районі північно-західного шельфу, Істрійській западині Румунського шельфу а також на сучасному суходолі в Передобруджі, західній частині Рівнинного Криму і в Гірському Криму. Повсюдно він характеризується поступовим розвитком умов від континентальних у готериві — ранньому баремі до мілководних шельфових у пізньому баремі і в апті. Це на думку багатьох дослідників, пов'язано з евстатичним підвищенням рівня Світового океану (безкиснева подія — ОАЕ1) і глобальною трансгресією моря.

Млн років	Загальна шкала						Регіональні стратиграфічні підрозділи																									
	Палеомагітна шкала	Система	Виділи	Підвиділи	Ярус	Форамініфери (Berggren et al., 1995)	Нано-планктон (Marini, 1991)	Біостратиграфічна характеристика		Регіонал	Літологічна характеристика																					
								Серія	Світа		Світа	Підсвіта																				
1	C1	ЧЕТВЕРТИННА	ПЛЕЙСТОЦЕНОВИЙ	ГОЛОЦЕН	Ювілейський	Gr. truncatulinoides	NN21	Emilia huxleyi, Porosonion markobi, Ammonia compacta	Сучасний	Джемтинський верстви	коколітові мули	До 15 м																				
2	C2						NN20	Mytilus galloprovincialis, Abra ovata, Hydrobia ventrosa, Canalifera parkerae, Trachylhyber edwardsi	Чорноморський	Каламатський верстви	сапропелеві мули	До 30 м																				
3	C2A						NN19	Globorotalia inflata, Monodacna caspia, Dreissena rostriformis, Dr. polymorpha, Micromellania linca, Monodacna caspia	Новоєвксинський	Глини, сапропелеві мули	До 200 м																					
4	C3						NN19	Cardium edule, Paphia discrepans, Bitum reticulatum, Didacna eberhardi, D. subcattillus	Посткарагатський	Піщано-глинисті відклади	До 30 м																					
5	C3A						NN19	Cardium tuberculatum, Chlamis glabra, Paphia senescens, Sibthia submarginata	Карагатський	Глини темно-зелені з прошарками вапняків-черепашників	До 50 м																					
6	C3B						NN19	Dreissena polymorpha, Cardium edule, Viviparus viviparus, Monodacna caspia, Dreissena polymorpha, Didacna pontica, Sibthia submarginata	Евксинсько-зуларський	Глини озерно-ліманні, суглинки, глини темно-сірі	До 15 м																					
7	C3C						NN19	Didacna pontica, D. paltasi, Monodacna subcolorata, Dreissena caspia, Viviparus viviparus	Др.-евксинський	Глини, черепашники	До 15 м																					
8	C3D						NN19	Tschaudia tschouda, Didacna pseudocrassa, D. baerocrassa	Чаудинський	Піски, гравійні суглинки, вапняки, черепашники, глини	До 50 м																					
9	C3E						NN19	Didacna guriana, Dreissena polymorpha	Гурійський	Глини, черепашники	До 50 м																					
10	C4						НЕОГЕНОВА	МІОЦЕНОВИЙ	Верхній	Тортоський	Gr. saensis, Gr. miconica, Gr. margaritae, Gr. tumida	NN18	Ammonia beccarii, Cytherissa bogatschovi, Candona donataensis, Pachydacna kuyaclicinensis	Куйальницький	Глини зеленувато-сірі карбонатні, слюдисті, пісковики сидеритові, залізисті; піски, вапняки органічно-детритові і вапняки глинисті	До 240 м																
11	C4A											NN14	Viviparus conconcinus, Dreissena angusta, Porosodacna macrodon	Кімерійський																		
12	C4B											NN12	NN12 - Ceratolithus acutus	Понтичний																		
13	C4C											NN11b	Elphidium ponticum, Ammonia beccarii, Congeria novorossica, Paradacna abichi				До 120 м															
14	C4D											NN11a	Porosonion aff. markobi, Quinqueloculina consobrina, Q. meotica, Cibicides borislavensis, Cibicides sp., Bulimina sp.					Глинисто-алевролітово-сидеритова товща: глини зеленувато-сірі, алевроліти сірі піскуваті слабокарбонатні	До 200 м													
15	C4E											NN10	NN10 - Discoaster neohamatus																			
16	C5	NN9b	Quinqueloculina reussi, Q. karrieri, Q. consobrina, Spiroloculina okrajantzi, Articulina problema, A. sarmatica, A. stelligera, Elphidium incertum, Elph. aculeatum, Porosonion markobi, P. subgranosus, Spiroloculina koleznikovi, Nonion bogdanowicz, Uvigerina asperula	Сарматський	Перешарування глин темно-сірих карбонатних та безкарбонатних, вапняків органічно-детритових, крейдоподібних, мергелів, глин зеленувато-сірих, пісковиків світло-сірих																											
17	C5A	NN8a	Ammonia pseudobeccarii, Elphidium hudakoense, Elph. macellum tumidocamerata, Elph. fichtellianum, Nonion cf. stremsi, Globigerinoides bisphaericus, Turborotalia mayeri NN5 - Sphenolithus heteromorphus	Конський	Перешарування вапняків органічно-детритових світло-сірих, глин сіро-зелених, мергелів темно-сірих, сірих, плямистих, христо-залізистих, алевролітів, пісковиків світло-сірих з черепашковим детритом	До 500 м																										
18	C5B	NN6										Caragansький	До 250 м																			
19	C5C	NN5																		Чокракський	До 250 м											
20	C5D	NN4																				Тарханський	До 100 м									
21	C5E	NN3																						Батисифоновий	До 500 м							
22	C6	NN2																								Кавказький	До 250 м					
23	C6A	NN1																										Керлеутський	До 120 м			
24	C6B	NP 25																												Керлеутський	До 250 м	
25	C6C	NP 24					Молчанський	До 700 м																								
26	C6D	NP 23							Планорбеловий	До 300 м																						
27	C6E	NP 22									Альмінський			До 610 м																		
28	C7n	NP 21													Альмінський	До 420 м																
29	C7r	NP 19-20															Кумський	110-400 м														
30	C8n	NP 18																	Кумський													110-400 м
31	C8r	NP 17																														
32	C9n	NP 16	Кумський	110-400 м																												
33	C9r	NP 15			Кумський	110-400 м																										
34	C10n	NP 14										Кумський	110-400 м																			
35	C10r	NP 13																		Кумський	110-400 м											
36	C11n	NP 12																				Кумський	110-400 м									
37	C11r	NP 11																						Кумський	110-400 м							
38	C12n	NP 10																								Кумський	110-400 м					
39	C12r	NP 9																										Кумський	110-400 м			
40	C13n	NP 8					Кумський	110-400 м																								
41	C13r	NP 7							Кумський	110-400 м																						
42	C14n	NP 6									Кумський			110-400 м																		
43	C14r	NP 5													Кумський	110-400 м																
44	C15n	NP 4															Кумський	110-400 м														
45	C15r	NP 3																	Кумський											110-400 м		
46	C16n	NP 2																													Кумський	110-400 м
47	C16r	NP 1	Кумський	110-400 м																												
48	C17n	NP 1			Кумський	110-400 м																										
49	C17r	NP 1										Кумський	110-400 м																			
50	C18n	NP 1																		Кумський	110-400 м											
51	C18r	NP 1																				Кумський	110-400 м									
52	C19n	NP 1																						Кумський	110-400 м							
53	C19r	NP 1																								Кумський	110-400 м					
54	C20n	NP 1																										Кумський	110-400 м			
55	C20r	NP 1					Кумський	110-400 м																								
56	C21n	NP 1							Кумський	110-400 м																						
57	C21r	NP 1									Кумський			110-400 м																		
58	C22n	NP 1													Кумський	110-400 м																
59	C22r	NP 1															Кумський	110-400 м														
60	C23n	NP 1																	Кумський											110-400 м		
61	C23r	NP 1																													Кумський	110-400 м
62	C24n	NP 1	Кумський	110-400 м																												
63	C24r	NP 1			Кумський	110-400 м																										
64	C25n	NP 1										Кумський	110-400 м																			
65	C25r	NP 1																		Кумський	110-400 м											
66	C26n	NP 1																				Кумський	110-400 м									
67	C26r	NP 1																						Кумський	110-400 м							
68	C27n	NP 1																								Кумський	110-400 м					
69	C27r	NP 1																										Кумський	110-400 м			
70	C28n	NP 1					Кумський	110-400 м																								
71	C28r	NP 1							Кумський	110-400 м																						
72	C29n	NP 1									Кумський			110-400 м																		
73	C29r	NP 1													Кумський	110-400 м																
74	C30n	NP 1															Кумський	110-400 м														
75	C30r	NP 1																	Кумський											110-400 м		

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

Альб-сеноманський ? (рифтовий) етап проявився на північно-західному шельфі Чорного моря в районах Структур облямування і власне Каркінітського прогину, розташованих на схід від Одеського розлому, а також у Рівнинному Криму. Характерними ознаками рифту тут були швидке занурення території, великі потужності альбських відкладів і часті прояви вулканізму. Найактивніші прояви рифтогенезу спостерігалися в Рівнинному Криму, де він тривав протягом майже всього альбу. На шельфі розвиток рифту відбувався в основному в пізньому альбі — сеномані і прояви його були менші. Рифтогенез пов'язаний, очевидно, зі значним прогинанням території і зникненням давніх палеозойських ? Каркінітського і Каламітського суходолів, що, за літологічними даними, існували на цій території в неокомі ? й апті. В альбі на території Олімпійського району та прилеглих територій, за даними буріння ознак рифтогенезу не виявлено.

Пізнюкрейдовий (пострифтовий) етап розвитку у межах північно-західного шельфу Чорного моря охоплює віковий діапазон від турону (або сантону ?) до маастрихту. Початок турону на шельфі характеризується підняттям території і розмивом порід, а в окремих випадках навіть проявами в них тектонічних порушень (підкиди) значної амплітуди, що спостерігаються на підняттях Гамбурцева і Південне-Голіцинське. На відміну від нього на більшості інших територій (Кавказ, Східно-Європейська платформа) в цей час відбувається одна з найбільших евстатичних трансгресій і безкиснева подія ОАЕ2. Для шельфової зони характерні періодичні зміни занурень і підняття окремих частин територій, а також вулканізм, який тривав майже до сантону. Це дозволяє розглядати турон-сантионську частину верхньокрейдового етапу як перехідну від рифтової до пострифтової. Крейдовий етап завершується потужною трансгресією середньокампанського моря, яка найбільше проявилась у південних районах України та маастрихтською регресією.

У побудованих стратиграфічних схемах палеогенових і неогенових відкладів (рис. 2) деталізація стратиграфічної будови відкладів відбувалась шляхом виділення основної таксономічної одиниці місцевих стратиграфічних підрозділів — світи, а також пачок, шарів, які є реальними геологічними тілами і складають осадовий палеоген-неогеновий комплекс відповідних структурно-фаціальних зон шельфу. Визначено їх місце в конкретних розрізах, з'ясовано послідовність напластування, взаємозв'язок та просторово-часові співвідношення. За біостратиграфічними даними доведено, що світи, як правило, є діахронними літологічними тілами. Тому основним підрозділом для практичної стратиграфії в регіоні слугує регіоярус. Регіояруси виділяються за двома принципами: основному — біостратиграфічному, та допоміжному — літостратиграфічному. Регіоярус — це цілісна за часом формування породно-шарувата система в якій відображено відповідні просторово-часові генетичні закономірності і тому вони несуть значну кореляційну функцію у якості

хроностратиграфічного підрозділу. Регіоляриси значною мірою відповідають крупним седиментаційним циклам, в яких відображено не тільки регіональні, але й глобальні події. Детальна стратифікація розрізів свердловин за комплексом методів уможливила у кайнозойському розрізі північно-західного шельфу Чорного моря виявлення численних переривів. Простежено стратиграфічні перериви за порушенням вікової послідовності шарів, з випадінням частини розрізу внаслідок невідкладання чи розмиву осадків, а також хроностратиграфічні перериви — за випадінням вікового інтервалу. Виокремлюються глобальні хроностратиграфічні перериви, зокрема на межі крейда — палеоген, палеоцен — еоцен, еоцен — олігоцен, у неогеновому та четвертинному розрізах, регіональні стратиграфічні незгідності, внутрішньоформаційні перериви. До речі, поклади вуглеводнів на деяких родовищах (Олімпійське, Одеське, Безіменне та ін.) пов'язані з цими переривами. Вони знайшли відображення на стратиграфічних розрізах.

У палеоцені охарактеризовано білокам'янський регіолярис (нижній палеоцен) у складі громівської світи з двома підсвітами: нижньо- та верхньогромівською. За планктонними форамініферами та нанопланктоном обґрунтовано вік стратонів та проведено кореляцію з підрозділами Міжнародної стратиграфічної шкали. Доведено, що білокам'янський регіолярис за віком є діахронним — ранній палеоцен — початок пізнього. У ньому відображено три періоди розвитку палеоценового басейну — датський: (ранній–пізній), який був достатньо тривалим (~ 3,8 млн років) та зеландський, тривалість якого не перевищує ~ 1 млн років. У качинському регіолярисі верхнього палеоцену охарактеризовано лазурненську світу потужністю до 200 м, що має трикомпонентну будову.

Палеоценова формація має складну просторово-часову структуру, що відображає різні етапи осадконакопичення при різних режимах залежно від морфології і рухомості дна басейну та його елементів (зона шельфу, континентальний схил), а також циклічність осадконакопичення з різноранговими седиментаційними циклами відповідних стратонів.

За біолітостратиграфічними даними доведено, що на північно-західному шельфі (сучасний структурний план) на узагальнюючому фоні відносно глибоководного осадконакопичення виокремлюються 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 встановлені у палеоцені західної (до Одеського розлому) і східної частин північно-західного шельфу Чорного моря. У бік Західно-Чорноморської западини на південь від Каламітського валу, як за сейсмічними, так і за біолітостратиграфічними даними доведено існування крупного підводного конусу виносу та глибоководних фацій. Батиметрична і морфоструктурна диференційованість палеоценового басейну спричинила наявність

неповних розрізів, переривів, мінливість фацій особливо у північній і західній частинах регіону. Крім того, значний вплив на формування сучасних структур мали постседиментаційні перебудови, що зумовили накладену субширотну тектоно-стратиграфічну зональність палеоценового продуктивного комплексу. Чітко простежується меридіональна батиметрична зональність палеоценового басейну — від мілководного морського осадконакопичення Рівнинного Криму, районів, прилеглих до Сімферопольського підняття, з поступовою зміною в південному напрямку на Тарханкутському п-ові на більш глибоководне (фації зовнішнього шельфу). У бік Західно-Чорноморської западини відбувається заглиблення морського басейну, де встановлено глибоководні ділянки шельфової зони та материкового схилу.

Ознакою нижньоеоценового бахчисарайського регіоярису (окунівська світа) є переважання в розрізі глин зеленувато-сірих, мергелів та вапняків сірих, потужністю до 170 м. Бахчисарайський час — це початок нового етапу трансгресивного циклу осадконакопичення — карбонатно-глинистого на глибоководних шельфових ділянках морського басейну, відносно спокійних, де геоморфологічні, тектонічні та гідрологічні фактори не мали дискретного впливу на процеси осадконакопичення. Трансгресія моря на північ була незначною, про що свідчить відсутність відкладів наприклад на Великоклінівській та Тендрівській площах та вапняково-спонголітовий склад малопотужних (до 10 м) відкладів на Херсонській площі.

Сімферопольський регіоярус (середній еоцен, лютет) складений двома літокомплексами. Нижній — мергельно-вапнисто-глинистий та верхній — алеврито-сидерито-глинистий. На цьому етапі розвитку еоценового басейну на північно-західному шельфі відбувалися зміни в режимі осадконакопичення, коли накопичувались осадки (спонголіти, опоки) в умовах відносного зниження температур водних мас та трансгресивно - регресивних флуктуацій.

Для новопавлівського регіоярису притаманним є переважання кремнеземисто - карбонатно - глинистих з сидеритом порід у нижній частині розрізу і вапнисто-мергельно-глинистих — у верхній.

Кумський регіоярус (середній еоцен, бартон) є своєрідним потужним формаційним комплексом верхньої частини середнього еоцену, що поширений у Кримсько-Кавказькій області, і досить характерним стратоном у межах північно-західного шельфу, складеного мергелями зеленувато-сірими, сіро-коричневими з прошарками карбонатних глин та алевролітів. Характерна ознака кумського регіоярису — наявність ритмітів. Накопичення глинисто-карбонатних та карбонатних мулів протягом середньоеоценового часу мало чітку циклічну тенденцію, коли в кінці кожного з означених вище часових проміжків (сімферопольський, новопавлівський, кумський) карбонатутворення поступово збільшувалося. Виявлено перериви в осадконакопиченні, які є відображенням

переломної стадії у розвитку регіону і завершенням трансгресивно-регресивного циклу.

Альминський регіоярус верхнього еоцену — це мергельно-глиниста формація, ознакою якої є градаційна шаруватість як порід, так і біосу. Їх склад свідчить, що в пізньоеоценовий (приабонський) час на північно-західному шельфі Чорного моря переважало накопичення глибоководних малокарбонатних глинистих мулів у спокійних гідродинамічних і здебільшого відновних фізико-хімічних умовах. Порівняння розрізів альминської світи шельфу з прилеглими північними районами Причорномор'я та Криму демонструють відмінні біолітофаціальні особливості та достатньо індивідуальну історію розвитку цих регіонів. У той же час, як показав аналіз таксономічного складу форамініфер та закономірностей їх розподілу в розрізі альминської світи північно-західного шельфу, вони мають багато спільного з комплексами форамініфер з відкладів попельської та бистрицької світ Українських Карпат, з якими, як відомо, пов'язані значні вуглеводневі поклади.

Це дає підставу вважати середньо-верхньоеоценову частину розрізу на північно-західному шельфі Чорного моря перспективною для пошуків родовищ нафти і особливо газу.

Стратиграфічна структура олігоцену північно-західного шельфу складається з трьох трансгресивно-регресивних циклів. У стратиграфічній схемі це регіояруси — планорбеловий, молочанський, керлеутський та частково кавказький. Доведено рупельський вік планорбелового та молочанського регіоярусів та хатський-керлеутського. З'ясовано віковий діапазон та співвідношення майкопського породного комплексу з виділеними стратонами, скорельовано зі стратонами прилеглих регіонів та Міжнародної стратиграфічної шкали. Встановлено етапи розвитку олігоценового басейну. Доведено, що олігоцені відклади південної нафтогазоносної провінції є зоною зчленування різних палеоседиментологічних районів. Якщо північно-західний шельф це типово морський нормально солоний, відносно глибоководний басейн з характерними біоценотичними угрупованнями планктонних і бентосних мікроорганізмів, то в північному напрямку спостерігається їх заміщення на мілководні морські солонуватоводні біоценози, які характеризують морфоструктурно-диференційований басейн з різними умовами осадконакопичення і різною історією геологічного розвитку.

Наведено характеристику неогенового розрізу північно-західного шельфу Чорного моря та його кореляцію з розрізами прилеглих територій. Це перше узагальнююче зведення стратиграфічних матеріалів по неогеновому розрізу шельфу. Зроблено спробу деталізації стратиграфічної будови та охарактеризовано кавказький, батисифоновий регіояруси нижнього міоцену, тарханський, чокракський, караганський, конкський середнього міоцену та сарматський — середнього-верхнього міоцену, меотичний, понтичний, кімерійський та куюльницький — верхнього міо-

цену — пліоцену. З'ясовано фаціальні, просторово-часові зміни хроностратиграфічних підрозділів у межах північно-західного шельфу та Східного Паратетіса. У запропонованій стратиграфічній схемі (рис. 3.1, 2) для неогену у якості міжнародної застосовано Середземноморську неогенову шкалу, враховано аспекти обґрунтування стратиграфічного поділу Східного Паратетіса та його складової — неогену Південної України (М. Ф. Носовський, В. М. Семененко).

На засадах подійного принципу стратифіковано плейстоцен-голоценові відклади північно-західного шельфу Чорного моря. Виділені регіональні стратони (рис. 4.2, 2) відповідають певним етапам клімато-евстатичних подій і охоплюють трансгресивно-регресивні цикли в цілому. На відміну від прилеглих прибережних територій, де в схемах виділяються численні локальні горизонти, на шельфі стратиграфічний поділ четвертинних відкладів приведений у ранзі регіональних горизонтів. У плейстоцені — голоцені виокремлюються гурійський, чаудинський, давньоєвксинський, євксинсько-узунларський, карангатський, посткарангатський, новоевксинський та чорноморський горизонти. У кожному з цих горизонтів виділяються трансгресивно-регресивні цикли, співвідношення яких у розрізі відображають відповідні етапи розвитку басейну. Кореляція розрізів шельфу з береговими показала, що на шельфі протягом антропогену відбувалось морське, батиметрично диференційоване осадконакопичення. Загалом, плейстоцен-голоценова історія шельфу має ознаки циклічного розвитку морського басейну, що повторюється з різними часовими інтервалами, змінами рівня моря, які обумовлені періодичним зв'язком зі Середземномор'ям, кліматичними і тектонічними факторами. Значний вплив має гідрологічний чинник залежно від коливань рівня моря та річкового стоку.

Для четвертинного розрізу характерним є переважання відкладів трансгресивної (чаудинська, карангатська, новоевксинська) та регресивної (постчаудинська, посткарангатська, ранньоєвксинська) фаз. Чітко простежується успадкований характер розвитку основних структурно-геоморфологічних елементів і циклічність седиментації.

Пліоцен-четвертинний етап, особливо сучасне осадконакопичення має подібні до палеогенових і неогенових чинники седиментаційного середовища та типи седиментаційних комплексів. Успадкованість циклічного морського седиментогенезу простежується протягом кайнозою. У фаціальній структурі чорноморського горизонту ми спостерігаємо сучасні аналоги систем, які мають ознаки обстановок минулого, наприклад потенційно нафтогазоматеринських формацій (сапропелеві, карбонатно-теригенні комплекси).

Сучасний седиментогенез на шельфі і континентальному схилі Чорного моря — це діючий аналог фаціальних систем палеогену, неогену, зокрема олігоценового доманікоїдного комплексу, який може слугувати моделлю для відтворення седиментогенезу впродовж мезокайнозою.

CONCLUSIONS

The monograph generalizes the results of integral stratigraphic studies of the Southern Petroleum-Bearing Region of Ukraine. For all the structures of the northwestern Black Sea shelf and adjacent regions, stratification of the Mesozoic and Cenozoic sections is revised using the available biostratigraphic data on various groups of fossil organisms, re-interpretation of core samples on microfaunal evidences, analysis of actual paleontological base. At this, the biostratigraphic data are correlated with lithological and geophysical evidences. Integral processing of geological and geophysical materials, thorough stratigraphic division of the Mesozoic and Cenozoic sediments is a basis of the developed regional stratigraphic schemes for the Cretaceous, Paleogene, Neogene, and Quaternary systems and recognized development stages of the shelf during Mesozoic and Cenozoic. Correlation with coeval formations of the adjacent regions demonstrated similar and different features between the northwestern Black Sea shelf and other structures of the Crimean-Caucasian Region.

The stratigraphic schemes is based on the modern international stratigraphic standards with due account of the each system's specific features. To solve the correlation aspects with the International Stratigraphic Scheme the biostratigraphic method was decisive through which the age and volumes of some stratigraphic units of the new schemes were considered.

Being based on the International Biostratigraphic Scheme (Hardenbol, 1998), stratification of the Cretaceous sediments of the northwestern shelf includes division of stages, substages, zones (we recognized them from foraminifers and nannoplankton) as well as suites and sequences. The investigation results are the grounds of the firstly created for the shelf stratigraphic schemes - Lower and Upper Cretaceous sediments (Fig. 1).

The Lower Cretaceous sediments are the oldest formations drilled at the shelf. A small number of boreholes (17) penetrates them. The most complete Lower Cretaceous section (Barremian - Albian) is known only in one borehole, Olympic-400. All other boreholes, as it was shown in the monograph, were stopped in the Upper

Albian sediments in difference with their Triassic or Jurassic dating by another investigators. The Upper Cretaceous sediments were penetrated almost at all shelf structures.

From the composition and occurrence features of the Lower and Upper Cretaceous rocks on the shelf, we have recognized the structural-facial districts, which are related to individual tectonic structures.

The Olympic Structural-Facial District is situated in the western part of the shelf, at the Marginal Step. In its margins, the Lower Cretaceous rocks are represented by the Upper Barremian, Lower and Middle Aptian, and Middle (?) and Upper Albian. Sedimentation breaks are related to the Upper Aptian and Lower Albian. The Upper Cretaceous sediments of this district consist of the Lower and Upper Campanian formations, and Maastrichtian (Upper Maastrichtian) sediments, probably, were eroded by the Paleogene transgression.

The District of Framing Structures of the Karkinit Trough includes the Kalamit Rampart and some uplifts (Odessa, Bezimenne etc.) with analogous structure of the Cretaceous sediments. The Lower Cretaceous formations are represented by the Upper Albian (microfaunal zone *Rotalipora appenninica*, *R. ticinensis* and *R. subticinensis*) and the upper portion of the Middle Albian (? - top of the microfaunal zone *Ticinella*). The Upper Cretaceous sediments are rocks of the Cenomanian, Turonian-Coniacian (Kalamit Suite) as well as the Santonian, Campanian, and Maastrichtian ones, which are of various volumes or absent in the section completely.

The Karkinit Structural-Facial District is, in fact, the zone of the Karkinit Trough. The Lower Cretaceous sediments that was drilled in this district consist of the middle and upper portions of the Upper Albian (microfaunal zones *Rotalipora appenninica* and *R. ticinensis*).

Investigating the Cretaceous sediments of the northwestern shelf (especially Lower Cretaceous ones), we gave prominence to their correlation with coeval formations of the adjacent territories. It was made with the aim to compare their age identification, bring to light the sedimentation conditions and development stages of the basins. Our opinion is that for the tectonically active northwestern shelf of the Black Sea it would be appropriate to consider the recognized development stages as individual stages of the rift development in the Cretaceous time. This corresponds with the notions of plate tectonics advocates.

The pre-Albian, Barremian-Aptian (prerift) shelf development stage is recognized by us in the Olympic District of the northwestern shelf, Istrian Depression of the Romanian shelf, and on the recent dry land in the Fore-Dobrogea, Mountain Crimea and western Plain Crimea. Its overall characteristic was the gradual development of conditions from the continental ones (in the Hauterivian - Early Barremian) to a shallow shelf in the Late Barremian and Aptian. As numerous scientists suggest, it was related to the eustatic rise of the World Ocean's level (Oceanic Anoxic Event - OAE1) and global marine transgression.

The Albian-Cenomanian ? (rift) stage manifested within the northwestern shelf of the Black Sea at the Framing Structures and Karkinit Trough itself, which are situated eastward of the Odessa fault, and also in Plain Crimea. The quick subsidence of the territory, high thickness of the Albian formations and frequent volcanic events were distinguishing features of the rift. The riftogenesis manifestations were most active in Plain Crimea. There, riftogenesis continued during almost the whole Albian. On the shelf, the rift developments went mainly in the Late Albian - Cenomanian with less strong manifestations. Evidently, it corresponded to the significant subsidence of the territory and disappearance of old Paleozoic (?) Karkinit and Kalamit dry lands that existed there in the Neocomian (?) and Aptian as lithological evidences it demonstrated. The drilling data did not find the riftogenesis evidences in the Albian within the Olympic District and adjacent territories.

The Upper Cretaceous (postrift) development stage in the boundaries of the Black Sea northwestern shelf covers the time interval from the Turonian (or Santonian ?) to Maastrichtian. The beginning of the Turonian on the shelf was characterized by the rising territory, erosion of rocks and in some cases even manifestations of tectonic dislocations (upthrows) with significant amplitudes on the Gamburtsev and Southern Golitsin Uplifts. As distinct from that, on the most other territories (Caucasus, East European Platform) the one of the largest eustatic transgressions and Oceanic Anoxic Event OAE2 took place. The shelf zone development in that time was characterized by periodic alternation of subsidence and rise of individual parts of the territory as well as volcanism that persisted almost till the Santonian. It enables to consider that the Turonian-Santonian part of the Upper Cretaceous stage was transitional from the rift to postrift one. The Cretaceous stage completed with the powerful Middle Campanian marine transgression, which was most widespread in the recent Southern Ukraine, and Maastrichtian regression.

In the created by us schemes of Paleogene and Neogene stratigraphy (Fig. 2), specification of stratigraphic structure was made through recognition of the main taxonomic unit of the local stratigraphic divisions, i.e. suite, and also formation members, layers - those actual geological bodies, which form the sedimentary Paleogene-Neogene complex of corresponding structural-facial zones of the shelf. Their place in individual sections was determined, and bedding sequence, interrelations, and spatial-temporal correlation were studied out. Proceeding from biostratigraphic evidences, it was proved that the suites, as a rule, are diachronous lithological bodies. Therefore, the regional stage comes to be the principal division for the purposes of practical stratigraphy in the region. Two principles exist to discriminate regional stages: biostratigraphic (principal) and lithostratigraphic (accessory). A regional stage is an integrated in forming time rock-layer system that reflects the corresponding spatial-temporal genetic regularities; therefore it bears the significant correlation function as a chronostratigraphic division. Regional stages significantly correspond to large sedimentation cycles, which reflects both regional and

global events. Detailed stratification of borehole sections by set of methods enabled to find numerous breaks in the Cenozoic section of the northwestern shelf of the Black Sea. The stratigraphic breaks are traced through disturbance of the age sequence of layers, with partial fallout of the section due to non-deposition or erosion, as well as chronostratigraphic breaks with fallout of age interval. The global chronostratigraphic breaks (in parts, at the Cretaceous-Paleogene and Paleocene-Eocene boundaries, in the Neogene and Quaternary sections), regional stratigraphic non-conformities, intraformational breaks are recognized. Appositely, hydrocarbon accumulations of some fields (Olympic, Odeske, Bezimenne etc.) correspond to those breaks. They are shown on stratigraphic sections.

The Belokamensian Regional Stage is described in the Lower Paleocene. It consists of the Gromovo Suite with two subsuites (Lower and Upper ones). The age of the strata is validated from planktonic foraminifers and nannoplankton and correlated with divisions of the International Stratigraphic Scale. It is proved that the Belokamensian Regional Stage is diachronous - Early Paleocene - beginning of the Late Paleocene. It reflects three development stages of the Paleocene basin - Danian (Early - Late) that was rather long (~ 3.8 Ma) and Zelandian (its duration was not over ~ 1 Ma). In the Kachian Regional Stage (Upper Paleocene), the Lazurnoye Suite up to 200 m thick. is characterized. It is of three-member structure.

The Paleocene formation has a complex spatial-temporal structure that reflects various sedimentation stages under various conditions depending of morphology and mobility of the basin bottom and its constituents (shelf zone, continental slope) as well as sedimentation cyclicity with various in rank cycles of corresponding strata.

Proceeding from the lithostratigraphic evidences, it is proved that at the northwestern shelf (recent structural plan), on the generalizing background in relation to abyssal sedimentation, some uplifts exist. Bioherm structures (Gamburtsev area), relatively shallow-water organogenic-detrital carbonate muds (uplifts Selskogo, Odessa etc) occur there. The most abyssal facies are near the Golitsin Uplift. Rather significant differences of sedimentation conditions were recognized in the Paleocene of the western (from the Odessa Fault) and eastern parts of the northwestern shelf. Towards the Western Black Sea Depression (and southward of the Kalamit Rampart), all seismic, bio- and lithostratigraphic data testify to a presence of the large submarine fan and abyssal facies. Bathymetric and morphostructural differentiation of the Paleocene basin resulted in an existence of incomplete section, breaks, variability of facies, especially in the northern and western parts of the region. Beside this, postsedimentation rebuilding significantly influenced over formation processes of the recent structures that caused superimposed sublatitudinal tectonic and stratigraphic zonation of the Paleocene producing complex. Bathymetric meridional zonality of the Paleocene basin is traced clearly from shallow-water marine sedimentation in Plain Crimea, adjacent areas of the

Simferopol Uplift, with gradual transformation southward on the Tarkhankut Peninsula to more abyssal one (outer shelf facies). In the direction of the Western Black Sea Depression, the marine basin deepened, and abyssal localities of the shelf zone and continental slope were found there.

A feature of the Lower Eocene Bakhchisaraian Regional Stage (Okunevka Suite) is prevailing in the section greenish-grey clays, marls, and grey limestones, up to 170 m thick. The Bakhchisaraian time inaugurated a new stage of transgression cycle of sedimentation; it was carbonate-clayey on the abyssal shelf areas of the marine basin, relatively steady, where geomorphologic, tectonic and hydrological factors had no discrete influence over sedimentation processes. The marine transgression northward was insignificant that was proved by the absence of sediments, e.g. at the Veliky Klin and Tendra areas and limestone-spongolite composition of thin (up to 10 m) sediments at the Kherson area.

The Simferopolian Regional Stage (Middle Eocene, Lutetian) consists of two lithocomplexes. The lower one is marl-limy clayey, and upper one is mudstone-siderite-clayey. During this stage of the Eocene basin's development, some changes took place at the northwestern shelf, where sediments (spongolites, opokas) accumulated under conditions of relatively cooler water masses and transgression-regression fluctuations.

For the Novopavlovkian Regional Stage, dominance of silica-carbonate-clayey rocks with siderite (in the lower part of the section) and limy-marl clayey rocks (in the upper one) is appropriate.

The Kumian Regional Stage (Middle Eocene, Bartonian) is a peculiar thick formational complex in the upper portion of the Middle Eocene sequence, which spreads in the Crimean-Caucasian Region, and rather characteristic straton within the northwestern shelf. It is composed by greenish-grey, grey-brown marls with sublayers of carbonate clays and mudstones. A feature of this regional stage is a presence of rhythms. Accumulation of clayey-carbonate and carbonate muds during the Middle Eocene was of a clear cyclic trend, when in the end of the each time intervals mentioned above (Simferopolian, Novopavlovkian, Kumian) accumulation of carbonates gradually increased. The recognized sedimentation breaks reflected the critical stage of the region development and completion of the transgression-regression cycle.

The Upper Miocene Almiian Regional Stage is a marl-clayey formation, which feature is gradation stratification both of rocks and bios. Their composition evidences that accumulation of abyssal low-carbonate clayey muds prevailed on the northwestern shelf in the Late Eocene (Priabonian) time under steady hydrodynamic and mainly reductional physical and chemical conditions. Comparisons of the Almiian shelf suite sections with adjacent Black Sea's northern coastal regions and Crimea demonstrate different biolithofacial features and rather individual development history of those regions. In the same time, an analysis of the taxonomic composition of foraminifers and their distribution in the Almiian Suite section shows, they have many common with

foraminifer complexes from sediments of the Bystritsia and Popele Suites, with which large hydrocarbon accumulations are related.

It is possible to suppose that special attention should be given to the Middle and Upper Eocene portion of the northwestern shelf section as promising for oil and especially gas prospecting.

The Oligocene sequences of the northwestern shelf stratigraphically consist of three transgression-regression cycles. In the stratigraphic scheme they are Planorbelian, Molochnian, Kerleutian, and (in part) Caucasian regional stages. The Rupelian age is proved for the Planorbelian and the Chattian age for the Kerleutian. The age diapason and relation of the Maikopian rock complex with newly recognized strata has been specified and correlated with the strata of the adjacent regions and International Stratigraphic Scale. The development stages of the Oligocene basin are determined. It is proved that the Oligocene sediments of the Southern Petroleum-Bearing Province are a joint zone of different paleosedimentological districts. If the northwestern shelf is a typical relatively deep marine basin, with normal salinity and characteristic biological communities of plankton and benthic microorganisms, that northward those are substituted by shallow-water marine brackish biocoenoses, which characterize a morphostructurally differentiated basin with various sedimentation conditions and different history of geological evolution.

The Neogene section of the Black Sea northwestern shelf is considered and correlated with the sections of adjacent territories. It is first generalizing summary on this subject. An attempt is made to detail the stratigraphic structure, and some regional stages are characterized: Caucasian and Batysiphonian (Lower Miocene); Tarkhanian, Chokrakian, Karaganian, Konkian (Middle Miocene); Sarmatian (Middle-Upper Miocene); Meotian, Pontian, Kimmerian, and Kuyalnikian (Upper Miocene-Pliocene). Facial, spatial and temporal changes of the chronostratigraphic divisions within the northwestern shelf and Eastern Paratethys are specified. In the suggested Neogene stratigraphic scheme (Fig. 3.1, 2), the Mediterranean Neogene Scale is used as international, and substantiation aspects are accounted for stratigraphic division of the Eastern Paratethys and its constituents - the Neogene of Southern Ukraine (M.F. Nosovsky, V.N. Semenenko).

The Pleistocene-Holocene sediments of the region in consideration are stratified applying the eventual principle. The determined regional strata (Fig. 4.2) correspond to certain stages of climatic-eustatic events and embraces transgression-regression cycles in the whole. In difference from adjacent coastal territories, which schemes have numerous local horizons, stratigraphic division for the shelf is given in the rank of regional horizons. The Gurian, Chaudian, Old Euxinian, Euxinian-Uzunlarian, Karangatian, Postkarangatian, New Euxinian, and Chernomorlian horizons are individualized. In each of those horizons transgression-regression cycles occur, which relations in the section reflect the corresponding basin development stages. Correlation of shelf and coastal sections demonstrates that during the

Anthropogene shelf sedimentation was marine and bathymetrically differentiated. Generally, the Pleistocene-Holocene history of the shelf has signs of the marine basin cyclic development, which repeats with various temporal intervals, level fluctuations (caused by periodical connection with the Mediterranean), climatic and tectonic factors. The hydrological factor is of significant importance depending with sea level fluctuations and river drainage.

Characteristics of the Quaternary section are prevailing sediments of the transgression (Chaudian, Karangatian, New Euxinian) and regression (Postchaudian, Postkarangatian, Early Euxinian) phases. The inherited development of the principal structural-geomorphologic units and sedimentation cyclicity are followed up clearly.

The Pliocene-Quaternary stage, especially recent sedimentation, has the factor of sedimentation environment and types of sedimentation complexes similar to the Paleogene and Neogene ones. The inherited nature of cyclic marine sedimentogenesis is observed through the Cenozoic. And in facial structure of the Chernomorian horizon we observe recent analogs of the systems with features of the past environments, for example, potentially petroleum source formations (sapropelic, carbonate-terrigenous complexes).

Recent sedimentogenesis on the shelf and continental slope of the Black Sea is an operating analog of the Paleogene facial systems, in part, Oligocene domanikoid complex, which can be a model to reconstruct sedimentogenesis through the Cenozoic.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Андреева-Григорович А.С. Обґрунтування нижньої границі неогенової системи Паратетиса та її кореляція за планктонними мікроорганізмами // Геол. журн. — 2004. № 2. — С. 53–59.
2. Андрусов Н.И. Избранные труды: В 4 т. — М.: Наука, 1965. — С. 79–127.
3. Апостолова М.Я. Богаец А.Г., Бондаренко В.Г и др. Об источниках терригенного материала некомских и аптских отложений Равнинного Крыма и Присивашья // Геология и геохимия горючих ископаемых — 1974. — Вып. 37. — С. 71–78.
4. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. — 206 с.
5. Атлас родовищ нафти і газу України. Т. 6. Південний нафтогазоносний регіон. — Львів: Вид-во УНГА, 1998. — 224 с.
6. Барг И.М. Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. — Днепропетровск. — ДГУ, 1993. — 196 с.
7. Барг И.М., Сиденко О.Г. и др. Стратиграфия и история геологического развития Азово-Черноморского бассейна в антропогене // Отч. геология. — 1992. — № 9. — С. 35–39.
8. Барг И.М., Степаняк Ю.Д. Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма и Керченского полуострова в миоценовую эпоху. — Днепропетровск: Монолит, 2003. — 168 с.
9. 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.
10. Богаец А.Т., Плахотный Л.Г., Самарський А.Д., та ін. О возрасте базальных слоёв нижнего мела равнинного Крыма и Центрального Причерноморья // Бюл. МОИП. — Отд. Геол. — 1974. — Вып. 59. — С. 37–44.
11. Боков П., Огнянов Р., Шиманов Ю. Соотношения верхнеэоценовых и олигоценных отложений в Черноморском регионе // Geol. Balcanica. 1979. Vol. 9. P. 3–34.
12. Будкевич О.М., Недосекова І.В. Прогнозування органогенних споруд крейдяно-палеоценового віку на північно-західному шельфі Чорного моря. // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско — Каспийского региона: Тез. III Междунар. конф. "Крым — 2001". — Симферополь, 2001 — С. 24–25.
13. Вдовенко М.В. К фаунистической характеристике терригенной толщи нижнего карбона в Предобруджинском прогибе // Геол. журн. — 1980. — Т. 40, — № 1. — С. 127–130.
14. Веклич М.Ф. Этапы развития Черного и Азовского морей в четвертичное время и их корреляция с континентальными обстановками. Четвертичный период. Литология и палеогеография. — М.: Наука, 1989. — С. 102–117.
15. Веселов А.А. Биостратиграфия олигоценных отложений Южной Украины: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.09. — Львов, 1965. — 24 с.
16. Власов В.К., Волкова Н.С., Зубаков В.А. и др. Новые данные по стратиграфии и хронологии карангата и эвксино-узунлара // Вестн. МГУ. Сер. География. — 1983. — № 5. — С. 56.
17. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения / Под ред. Ю.Л. Непрочнова. — М.: Наука, 1980. — 212 с.
18. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей / В.В. Бобылев, В.Е. Железняк, Ю.В. Шиманов и др. — М.: Недра, 1979. — 184 с.
19. Геология побережья дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. — Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1969 — Вып. 3. — 248 с.
20. Геология шельфа УССР. Литология. — Киев: Наук. думка, 1985. — 189 с.
21. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность. — Киев: Наук. думка, 1986. — 152 с.
22. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. — Киев: Наук. думка, 1984. — 184 с.
23. Геология шельфа УССР. Тектоника. — Киев: Наук. думка, 1987. — 150 с.
24. Гнідець В.П., Григорчук К.Г. Нижньокрейдові вулканіти Чорноморсько-Кримського регіону (поширення, петрографія, петрохімія) // Геодинамика, сейсмичність и нефте-

- газоносность Черноморско-Каспийского региона : Тез. докл. VI Междунар. конф. — Гурзуф, — 2005. — Симферополь — С. 84–86.
25. *Гожик П.Ф.* О формировании аллювия террас в устьевой зоне рек Причерноморья // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 15–19.
26. *Гожик П.Ф.* Изменение климата и уровневый режим Черного моря в прошлом, настоящем и будущем // Геологические проблемы Черного моря. — Киев, 2001. — С. 231–237.
27. *Гожик П.Ф.* Понтичні прісноводні молюски півдня України і Молдови. — К., 2002. — 98 с.
28. *Гожик П.Ф., Митропольський О.Ю., Багрий І.Д. та ін.* Подальший розвиток інфраструктури о. Зміїний та роль Інституту геологічних наук НАН України в геолого-екологічних дослідженнях континентального шельфу Чорного моря // Про здійснення комплексу наукових досліджень на о. Зміїний і прилеглому шельфі: Матеріали. наук.-практ. конф. — К., 2003. — С. 30–42.
29. *Гожик П.Ф., Маслун Н.В.* Методичні аспекти стратиграфічних досліджень в нафтогазоносних регіонах // Теоретичні та прикладні аспекти сучасної біостратиграфії фанерозою України. — К., 2003. — С. 51–55.
30. *Гожик П.Ф., Митропольський О.Ю., Маслун Н.В., Цихоцька Н.Н.* Літолого-фаціальна модель осадоної кайнозойської формації як засада для пізнання процесів літогенезу та факторів формування продуктивних товщ в зонах нафтогазонакопичення Чорноморського басейну // Тектоника и нефтегазоносность Азово-Черноморского региона в связи с нефтегазоносностью пассивных окраин континентов: Тез. Междунар. конф. — Симферополь, 2000. — С. 45–47.
31. *Гожик П.Ф., Митропольський О.Ю., Маслун Н.В., Цихоцька Н.Н.* Особливості седиментогенезу в Чорноморській западині в кайнозої // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — Киев, 1999. — С. 210–214.
32. *Гожик П.Ф., Карпов В.Г.* Голоцен северо-западной части Черного моря. — Киев, 1987. — 45 с. — (Препр. / АН Украины. Ин-т геол. наук; 87–42).
33. *Гожик П.Ф., Кочубей Н.И.* О выделении нового стратиграфического горизонта в верхнем плейстоцене Причерноморья // Строение и вопросы корреляции четвертичных отложений Украины. — Киев: Наук. думка, 1981. — С. 124–129.
34. *Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Байсарович И.М.* Геологическая модель Ласпинского каньона Крымского континентального склона // Докл. АН УССР. Сер. Б. № 7. 1990. — С. 88–97.
35. *Гордиевич В.А., Бондаренко В.А., Плотникова Л.Ф., Назаров Н.В.* Новые данные о геологическом строении шельфа Черного моря по результатам бурения скважины на Ильичёвской структуре // Тектоника и стратиграфия. — 1984. — Вып. 25. — С. 60–65.
36. *Григорьев А.В., Шевченко А.И.* К методике палеогеографического изучения плейстоценовых бассейнов // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. — Киев: Наук. думка, 1984. — Ч. 1. — С. 52–58.
37. *Дулуб В.Г., Лещук Р.Й., Мельничук П.М. та ін.* Нові матеріали про юрські утворення в акваторії Чорного моря // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий (Нефть и газ). — Симферополь: Таврия — Плюс, 2001. — С. 35–43.
38. *Дякович П.І., Захарчук С.М., Полухтович Б.М. та ін.* Літолого-стратиграфічна характеристика осадового чохла Крайового уступу // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона : Тез. докл. IV Междунар. Конф, — Симферополь — 2002 — С. 62–63.
39. *Емельянов Е.М., Шимкус К.М.* К вопросу об изучении изменчивости глубоководных осадков Черного моря // Океанология. — 1962. — Т. 2, № 6. — С. 1040–1049.
40. *Есипович С.М.* Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Черноморского шельфа Альпийско-Гималайского пояса. — Одесса — Астропринт, 2000. — 170 с.
41. *Захарчук С.М.* История тектонического развития Северного Причерноморья в акватории Каркинитского залива в меловом, палеогеновом и неогеновом периодах // Геология и геохимия горючих ископаемых. — 1990. — № 75. — С. 67–76.

42. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 287 с.
43. *Иваник М.М., Маслун Н.В.* Палеогеографические условия образования палеоценовых отложений в нефтегазоносных областях Украины // Литология осад. чехла УССР (палеогеогр. аспект): Материалы. 1V Респуб. литолог. совещ. — Киев: Наук. думка, 1991. — С. 264–267.
44. *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.
45. *Иванников В.А., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. и др.* Стратиграфические исследования шельфа и континентального склона Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — Киев, 1999. — С. 245–254.
46. *Иванова Т.А.* Стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в миоценовых отложениях Равнинного Крыма и их палеогеографическое значение // Палеогеографічні дослідження та проблеми створення регіональних стратиграфічних шкал: 36. наук. пр. ІГН НАН України. — К; 1998. — С. 62–63.
47. *Иванова Т.А.* К стратиграфии майкопских отложений южных районов Равнинного Крыма по фораминиферам // Сучасні проблеми геологічної науки: 36. наук. пр. ІГН НАН України. — К: 2003. — С. 304–307.
48. *История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря /* Под ред. П.Н. Куприна. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. — 308 с.
49. *Ищенко Л.В.* Закономерность распределения донных отложений в прибрежной части северо-запада Черного моря // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей. — Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1970. — № 4. — С. 58–63.
50. *Казанцев Р.А., Шайнуров Р.В.* Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона // Геоморфология. — 1978. — № 3. — С. 79–82.
51. *Клюшина А.В.* Сравнительная литологическая характеристика олигоценых отложений поднятий Голицына и Олимпийское // Сучасні проблеми геологічної науки: 36. наук. пр. ІГН НАН України. — К., 2003. — С. 101–104.
52. *Коморный А.Ф.* Региональные сейсморазведочные работы МОВ ОГТ в районе острова Змеиного. — Одесса, Отчет 1/96. 2002.
53. *Конигов Е.Г., Митропольский Ю.А., Фащевский С.Н., Шипилов А.Л.* Оценка изменчивости средне-верхнеплейстоценовых отложений Каркинитского залива Черного моря в свете его геологического строения // Геол. журн. — 1999. — № 1. — С. 53–62.
54. *Конигов Е.Г., Фащевский С.Н.* Литология и палеогеография средне-верхнеплейстоценовых отложений Каркинитского залива // Докл. НАН Украины. — 1999. — № 7. — С. 121–125.
55. *Конигов Е.Г., Фащевский С.Н., Главацкий А.Б.* Реконструкция колебаний уровня Черного моря в среднем и позднем плейстоцене и голоцене по материалам бурения на северо-западном шельфе // Геологические проблемы Черного моря. — Киев, 2001. — С. 271–277.
56. *Краєва Є.Я., Зелінська В.О., Чеханська Г.М.* Про верхню межу олігоцену та його фауністичну характеристику в Північному Причорномор'ї // Доп. АН УРСР. — 1966. — № 3. — С. 383–386.
57. *Краєва С.Я., Ярцева М.В.* Характеристика планктонних форамініфер олігоцену Північного Причорномор'я // Доп. АН УРСР. — 1973. — № 8. — С. 693–697.
58. *Краєва Е.Я., Люльева С.А.* Фораминиферы и зоны известковистого нанопланктона палеогеновых отложений шельфа северо-западной части Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1976. — № 10. — С. 133–139.
59. *Краєва Е.Я., Люльева С.А.* Биозонация палеоценовых отложений шельфа Черного моря по фораминиферам и нанопланктону // Геол. журн. — 1984. — № 6. — С. 62–70.
60. *Краєва Е.Я., Люльева С.А.* История геологического развития территории северо-западного шельфа Черного моря в палеогеновое время в свете данных микропалеонтологических исследований // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. — Киев: Наук. думка. — Ч.1. — С. 51– 56.

61. Крашенинников В.А., Басов И.А., Головина Л.А. Восточный Паратетис: тарханский, конкский региоярусы (стратиграфия, микропалеонтология, бионотия, палеогеографические связи). — М.: Науч. мир, 2003. — 190 с.
62. Куприн П.Н., Сорокин В.М. Отражение в разрезе четвертичных осадков изменений уровня Черного моря // Изменение уровня моря. — М.: Изд-во МГУ, 1982. — С. 221–226.
63. Куприн П.Н., Лимонов А.Ф., Сорокин В.М. Соотношение планов распределения осадков различных этапов четвертичной истории Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. — Киев: Наук. думка, 1984. — Ч. 1. — С. 83–89.
64. Куприн П.Н., Росляков А.Т. Плейстоценовый структурный план северо-западного шельфа Черного моря // Геол. бюл. МГУ. — 1988. — Т. 43(5). — С. 13–18.
65. Лазарук Я.Г. Наибольшее родовище черноморского шельфу: модель, формування, запаси // Сб. док. IV Междунар. конф. "Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско — Каспийского региона". — Симферополь — 2002. — С. 132–138.
66. Леонов Г.П. К вопросу о соотношении и типе геологического развития Аджаро-Триалетской и Восточно-Понтийской тектонических единиц // Вестн. МГУ. Сер. геол. — № 3. — 1971. — С. 27–45.
67. Лещух Р.Й. Моллюски и биостратиграфия нижнего мела юга и запада Украины (Равнинный Крым, Причерноморье, Карпаты) : Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук, 04.00.09. — СПб; 1991. — 30 с.
68. Лещух Р.Й. Пермьков В.В., Чайковский Б.П. Юрські відклади півдня України. — Львів: Євровіт, 1999. — 336 с.
69. Луцив Я.К., Карпов В.А. Литология карангатских отложений северо-западной части Черного моря // Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. — Киев: Наук. думка, 1982. — С. 223–231.
70. Луцив Я.К., Княжевский Г.Е. Находки древнеэвксинских отложений на шельфе северо-западной части Черного моря // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1983. — Т. 11. — С. 22–27.
71. Луцив Я.К., Иванов В.Г., Иноземцев Ю.И. и др. Геологическое строение четвертичных отложений северо-западной части Черного моря (по данным бурения) // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 111–117.
72. Майстренко Ю.П., Стомба С.Н., Сович Т.А. Некоторые данные о строении Змеино-Восточно-Вилковской зоны поднятий по данным интерпретации региональных профилей МОГТ // Сырьевые ресурсы Крыма и прилегающих акваторий. — Симферополь, 2001. — С. 108–113.
73. Макаренко Д.Е., Зелинская В.Н., Зернецкий Б.Д. и др. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). — Киев: Наук. думка, 1987. — 116 с.
74. Маслун Н.В., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю. Нижнекайнозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (результаты 37 рейса НИС "Академик Вернадский"). — Киев, 1989. — 35 с. — (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 89–13).
75. Маслун Н.В. Детальная стратиграфия, корреляция и условия образования палеоценовых отложений в нефтегазоносных областях Украины. // Палеонтологические и биостратиграфические исследования при геологической съемке на Украине. — Киев, 1990. — С. 101 — 103.
76. Маслун Н.В., Цихоцкая Н.Н. К палеогеографии палеоцена северо-западной части шельфа Черного моря // Стратиграфічні та палеонтологічні дослідження в Україні. Препр. 94, Киев, ИГН НАН Украины, 1994. — С. 59–61.
77. 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: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — К; 1996. — С. 38–40.
78. Маслун Н.В., Недосекова І.В., Цихоцька Н.Н. Стратиграфія нафтогазоносних палеоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря і Тарханкутського півострова // Геол. журн. — 2004. — № 2. — С. 40–52.

79. Маслун Н.В., Недосекова І.В., Цихоцька Н.Н., Ключина Г.В., Будкевич О.М. Літолого-фаціальна модель олігоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Нафта і газ України: Матеріали 8-ї Між нар. наук.-практ. конф. "Нафта і газ України — 2004" (Судак, 29 верес. — 1 жовт. 2004 р.). — Львів: Центр Європи, 2004. — Т. 1. — С. 192–193.
80. Маслун Н.В., Іванік М.М., Цихоцька Н.Н., Ключина Г.В. Детальна стратифікація майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — К; 2005. — С. 153–159.
81. Маслун Н.В., Ключина Г.В. Особливості стратиграфічної будови майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Геодинаміка, сейсмичність і нафтегазоносність Черноморско-Каспійського регіона: Тез. докл. VI Междунар. конф. "Крым-2005", (Гурзуф, 12–16 сент. 2005 г.). — Симферополь, 2005. — С. 117–120.
82. Маслун Н.В., Цихоцька Н.Н., Ключина Г.В. Стратиграфія олігоценових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря // Геол. журн. — 2004. — № 4. — С. 16–27.
83. Мельник В.И., Ольштынская А.П. Особенности биостратиграфической корреляции позднечетвертичных осадков глубоководной части Черного моря по диатомовым водорослям // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 117–123.
84. Мельничук П.М. Особливості геологічної будови і перспективи нафтогазоносності нижньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. 01.04.17. — Івано-Франківськ, 2005. — 22 с.
85. Мельничук П.М., Маєвський Б.Й. Основні напрямки нафтогазопошукових робіт у Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній провінції // Нафта і газ України. — Івано-Франківськ: Факел, 2000. — Т. 1. — С. 220–223.
86. Менкес М.А., Шеремета В.Г. О палеонтологической характеристике олигоценовых отложений Голицынского поднятия в Черном море // Палеонтол. сб. 1974. № 10, вып. 1. — С. 79–80.
87. Менкес М.О., Волошина Г.М. Мікропалеонтологічна характеристика еоценових, палеоценових та верхньокрейдяних відкладів морської Голіцинської свердловини // Докл. АН УССР. Сер. Б, — № 10. — 1975. — С. 888–891.
88. Мороз С.А., Сулимов І.Н., Гожик П.Ф. Геологическое строение Северного Черноморья. — Киев: Наук. думка, 1995. — 184 с.
89. Найдин Д.П., Похилайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период, палеогеография и палеоэкология. — М. Наука. — 1986 — 261 с.
90. Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря // Докл. АН СССР. — 1961. — Т. 136, № 5. — С. 256–261.
91. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., и др О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2003. — Т. 11, № 2. — С. 3–26.
92. Недосекова И.В., Карпенко И.В., Будкевич О.М., Кичка А.А. Основные черты строения и перспективы нефтегазоносности Краевого уступа // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона : Тез. IV междунар. конф. — Симферополь, 2002. — С. 140–141.
93. Никонов А.А., Васильев Ю.М., Молодьков А.Н., Накамура Т. Об абсолютном возрасте карангатских отложений в бассейнах Черного и Азовского морей // Докл. НАН Украины. — 1999. — Т. 364, № 5. — С. 662–664.
94. Носовский М.Ф. Региональная стратиграфическая шкала майкопских отложений Равнинного Крыма // Геол. журн. — 2003. № 3. — С. 137–145.
95. Носовский М.Ф. Верхний олигоцен Южной Украины // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 2003. — Т. 78, вып. 1. — С. 49–53.
96. Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский регион юрсу нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. — Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1980. — С. 3–8.
97. Окуловский С.И. Майкопские отложения северо-западного шельфа Черного моря. // Геология нефти и газа. — 1987. — № 10. — С. 36 — 40.

98. Орлов А.А., Жученко Г.А., Найденов В.Н., Фролова В.Д. Выявление зон с повышенной пористостью в разрезе верхнемеловых и третичных отложений на шельфе Черного моря // Разведка и разработка морских месторождений, нефтепром. дело. — 1989. — № 1. — С. 1–4.
99. Пазюк Л.И., Пустыльник И.Б., Рычковская Н.И. Новые данные о стратиграфии и литологии отложений дна Черного моря в восточной части поднятия Голицына // Геология побережья и дна Черного и Азовского моря в пределах УССР. — Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1972. — Вып. 5. — С. 61–73.
100. Пазюк Л.И., Рычковская Н.И., Самсонов А.И. и др. История северо-западной окраины Черного моря в свете новых данных по стратиграфии и литологии плио-плейстоценовых пород дна района Каркинитского залива. — Л.: Балтика, 1974. — Вып. 5. — С. 235–239.
101. Палатная Н.Н. Карангатские отложения северо-западной части Черного моря // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1984. — № 12. — С. 19–21.
102. Палатная Н.Н. Новые данные о карангатских отложениях шельфа западной части Черного моря // Там же. — 1991. — № 7. — С. 28.
103. Палатная Н.Н. Геологическое строение донных отложений лимана Сасык // Антропогеновые (четвертичные) формации Украины. — Киев, 1991. — С. 127–130.
104. Палатная Н.Н., Карпов В.А. Карангатские отложения района Тендровской косы // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. — Киев: Наук. думка, 1987. — С. 73–78.
105. Палатная Н.Н., Чаус И.В. Комплексы моллюсков позднечетвертичных отложений шельфа северо-западной части Черного моря. — Киев, 1987. — 34 с. — (Препр. / АН Украины. Ин-т геол. наук; 88-4).
106. Пащенко Я.Є. Геологічна історія майкопського басейну Причорномор'я і Криму // Питання геології та фізико-хімії мінеральної сировини Криму. — К.: Вид-во АН УРСР, 1959. — С. 7–15.
107. Левзнер М.А., Семенов В.Н., Вангенгейм Э.А. Положение понта Восточного Паратетиса в магнитохронологической шкале // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2003. — Т. 11, № 5. — С. 72–81.
108. Плотнікова Л.Ф., Іванік М.М., Шумник А.В. Стратиграфічне розчленування і історія розвитку морського басейну західної частини північно-західного шельфу Чорного моря в ранньокрейдовий час // Теоретичні та прикладні аспекти сучасної біостратиграфії фанерозою України. — К., 2003. — С. 165–168.
109. Плотнікова Л.Ф., Маслун Н.В., Іванік М.М., Цихоцька Н.Н., Шумник А.В. Стратиграфія крейдово-палеоценових відкладів та особливості геологічного розвитку західної частини північно-західного шельфу Чорного моря. // Геол. журн. — 2003. — № 2. — С. 27–38.
110. Плотнікова Л.Ф., Якушин Л.М., Іщенко І.І. Детальна стратифікація нижньокрейдових відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України : Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — К; — 2005. — С. 75–79.
111. Плотнікова Л.Ф., Якушин Л.М., Іщенко І.І. Нові дані про стратиграфію сеноманських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / Сучасні напрямки української геологічної науки: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. К; 2006. — С.249–255.
112. Полухтович Б.М., Самарська О.В., Тарковський В.Ю. Еволюція Чорноморського перикратону в крейдовому періоді // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско — Каспийского региона: Тез. III Междунар. конф. "Крым — 2001". — Симферополь, 2001 — С. 298–302.
113. Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. История Восточного Паратетиса в эоцене — раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 1993. — Т. 1, № 6. — С. 10–39.
114. Пустыльников М.Р., Шиманский А.А. Геолого-структурная характеристика осадочно-го чехла черноморского шельфа и прилегающих районов // Строение и нефтегазоносность северной части Черного моря и сопредельных территорий. — Киев: Наук. думка, 1978. — С. 91 — 109.

115. *Пяткова Д.М., Иноземцев Ю.И., Оровецкий Ю.Ю. и др.* Мезозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (результаты 37 рейса НИС "Академик Вернадский"). — Киев, 1989. — 40 с. (Препринт / АН УССР, Ин-т геол. наук, 89–15).
116. *Романов Л.Ф.* Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. — Кишинев: Штиница, 1976. — 207 с.
117. *Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А.* Палеогеографические события Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). — М.: Изд-во МГУ, 1998. — 292 с.
118. *Седаков А.Ю., Алексеев А.С., Мартинез-Руиз Ф. и др.* Сапропелевый прослой в четвертичных осадках Западно-Болеарского бассейна (Средиземное море) и условия его формирования по планктонным фораминиферам // Стратиграфия. Геол. Корреляция. — 2005. — Т. 13, № 2. — С.103–112
119. *Семененко В.Н.* Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. — Киев: Наук. думка, 1987. — 230 с.
120. *Семененко В.Н.* Морские четвертичные отложения Азово-Черноморского бассейна // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке: Тез. докл. Всерос. совещ. — СПб; 1998. — С. 208.
121. *Семененко В.Н.* Неогеновые террасы Причерноморья и континентального склона Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. — Киев, 2001. — С. 245–252.
122. *Семененко В.Н.* Верхнемиоценовые молассы Альминского прогиба // Геол. журн. — 2003. — № 2. — С. 39–57.
123. *Семененко В.Н.* Гурийский этап развития Азово-Черноморского бассейна // Там же. — 2005. — № 2. — С. 7–22.
124. *Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н.* Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна // Там же. — 1973. — Т. 33, вып. 6. — С. 89-95.
125. *Семененко В.Н., Лупаренко А.В.* О присутствии гурийских отложений на континентальном склоне Черного моря и южного берега Крыма // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 283, № 1. — С. 193-195.
126. *Семененко В.Н., Лупаренко А.В., Люльев Ю.Б., Абашин А.А.* О наличии морских плиоценовых и плейстоценовых отложений на континентальном склоне Черного моря // Геол. журн. — 1982. — Т. 42, вып. 4. — С. 116–120.
127. *Сеньковський Ю., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю.* Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс (Карпато-Чорноморський сегмент). — К.: Наук. думка, 2004. — 171 с.
128. *Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения.* Графические приложения — Киев, 1993.
129. *Стратиграфічний кодекс України.* — К., 1997. — 39 с.
130. Стрoение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, — 1989. — 208 с.
131. *Сулимов И.Н.* Геология Украинского Черноморья. — Одеса: Вища школа, 1984. — 127 с.
132. *Сулимов И.Н., Благодаров М.И. и др.* О сейсмографическом расчленении разрезов осадочного чехла (на примере Северо-западного Черноморья). Палеонтология и корреляция разнопров. и полифациал. // Тез. докл. 38-й Сес. Всес. палеонт. об-ва, Новосиб., 28.01 — 02.02. 1992г. Новосиб-к, 1992. — С. 29–32.
133. *Тектоника* и история развития северо-западного шельфа Черного моря. — М.: Наука, 1981а. — 244 с.
134. *Ткаченко Г.Г.* Об отражении глубинного строения поднятия Голицына и сопряженного прогиба в четвертичных донных отложениях (Черное море) // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев. 1972. — С. 74 — 79.
135. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Опыт изучения стратиграфии кайнозойских отложений Черного моря // Сов. геология. — 1983. — № 6. — С. 73– 82.
136. *Улановская Т.Е., Неваленный Ю.В.* Верхний эоцен и его граница с олигоценом в Азово-Причерноморском регионе // Изв. вузов. Геология и разведка. — 2000. — № 5. — С. 3–12.

137. Улановская Т.Е., Шевченко Т.В. О возрасте флишоидной вулканогенной толщи вскрытой бурением на Десантной площади Черного моря // Геология и разведка недр. — Вып. 1. — 1992. — С. 50–57.
138. Фашевський С.М. Умови формування верхньоплейстоценової товщі на південь від підняття Голіцина // Вісн. Одес. ун-ту. — 1999. — Т. 4, вип. 5. — С. 28–33.
139. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. — М.: Наука, 1978. — 166 с.
140. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника и основная геодинамика. — М.: Изд-во МГУ, 1995 — 478 с.
141. Хряцевская О.И., Стомба С.Н. Особенности тектонического погружения северо-западного шельфа Черного моря в мезо-кайнозойское время на основе одномерного моделирования // Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона: Тез. докл. VI Междунар. конф. — Симферополь, 2005 — С. 195–198.
142. Цихоцька Н.Н. Осадконакопление в палеогеновую эпоху в северо-западной части шельфа Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. — Киев: Наук. думка, 1983. — Ч.1. — С. 56–62.
143. Цихоцька Н.Н. Литолого-фаціальні дослідження палеогена северо-западного шельфа Черного моря в світє поїсков скоплєній углеводородов. — Киев, 1990, — 44 с. — (Препр. АН УССР. Ін-т геол. Наук; 90–5).
144. Цихоцька Н.Н., Пустовойт І.І., Крочак М.Д. Літолого-фаціальна характеристика порід майкопської серії північно-західного шельфу Черного моря // Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1986. № 12. — С. 21–24.
145. Цихоцька Н.Н., Крочак М.Д. Карбонатні породи мєла і палеогєна северо-западного шельфа Черного моря. — Киев., 1987. .56 с. Препринт АН УССР, Ін-т геол. наук, с.87 — 91.
146. Чекунов А.В. Проблемы геологии Черноморской впадины // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, 1989. — С. 145–162.
147. Чєпальга Л.А., Макова А.Х., Михайлеску К.Д. Стратиграфія і фауна стратотипа узунларського горизонту Черноморського плейстоцєна // Докл. АН СССР. — 1986. — Т. 290, вип. 2. — С. 433–437.
148. Черняк Н.И., Овчаренко Ю.Х., Плахотный Л.Г. и др. Новые данные о разрезе антропоген-олигоценовых отложений северо-западного шельфа Черного моря // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 213, № 3. — С. 681–684.
149. Щєрбаков Ф.А., Купрін П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. — М.: Наука, 1978. — С. 15–132.
150. Шнюков Е.Ф. и др. Новые данные о геологическом строении континентального склона Южного Крыма // Геол. журн. — 1990. — № 3. — С. 88–98.
151. Шнюков Е.Ф. и др. Стратиграфические, литолого-петрографические и гидрогеохимические исследования 51 рейса в Черное море НИС "Михаил Ломоносов". — К., 1990. — 51 с. — (Препр. / АН УССР. Ін-т геол. наук; 90–9).
152. Шнюков Е.Ф. и др. Геологические исследования 44 рейса НИС "Академик Вернадский" в Черном море. Киев, 1993. — 75 с.
153. Шнюков Е.Ф., Луцив Я.К., Иноземцев Ю.И. Геологическое строение четвертичных отложений Одесско-Днестровского района Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. - Киев: Наук. думка, 1984. — Ч. 2. — С. 54–60.
154. Шнюков Е.Ф., Луцив Я.К. Плейстоцєновєе отложєния шельфа і континентального склона Турції // Докл. НАН України. — 1993. — № 12. — С. 101–105.
155. Шнюков Е.Ф., Коболєв В.П., Стажилов О.Г. и др. Геологические исследования НИС "Киев" в Черном море (4-й рейс). — Киев — 1996. — 234 с.
156. Шнюков Е.Ф., Щєрбаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. — Киев, — 1997. — 288 с.
157. Шнюков Е.Ф., Довгий С.А., Старостенко В.И., Гожик П.Ф. и др. Геологическая оценка трассы подводного кабеля связи Севастополь — Затока. - Киев, 2002. — 120 с.
158. Шумник А. В. Вапняковий нанопланктон верхньої крейди південної України. Авторєф. дис. ... канд. геол. наук. 04.00.09. — К. 2002. — 19 с.

159. *Catuneanu O.* Geology of the Black sea Romanian Shelf of North-Dobrugean type // Useful resources Revue Roumaine de Geologie. — Bucuresti, 1994. — Vol. 38. — P. 53–65.
160. *Dinu C., Wong H.K. and Tambrea D.* Stratigraphic and Tectonic Syntheses of the Romanian Black Sea Shelf and Correlation with Major Land Structures // Dinu C. and Mocanu V. (Eds). Geology and Tectonics of the Romanian Black Sea Shelf and its Hydrocarbon Potential: — Bucuresti: B.C.F, Spec. Vol. № 2. — 2002. — P. 101–112.
161. *Georgescu M.D.* Upper Jurassic-Cretaceous planctonic biofacies succession and the evolution of the Western Black Sea Basin // A.G. Robinson ed., Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. 1997. AAPG Memoir 68.. — P. 169–182.
162. *Gozhyk P.F., Mitropolsky O.Yu., Maslun N.V.* Geology and stratigraphy of Oil-and-Gas Structures of the Black Sea Northwestern shelf // Матеріали 30-й междунар. конф. "Мир на морях" (27-30 окт. 2003 г., Киев, Украина). — Севастополь: НПЦ "Екоси-Гідрофізика", 2004. — С. 404–414.
163. *Hardenbol J., Thierry J., Farley M., et al.* Cretaceous biochronostratigraphy // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins (En De Gracianski, P.-C., Handenbol, J., Jacquin at al.) / SEPM Spec. Publ. 60. — Oklahoma, 1998. — 786 p.
164. *Maslun N.V., Tsyhotskaya N.N.* Sedimentation cyclicity of the Paleogene deposits of north-western shelf of the Blach sea // Геол. журн. — 2001. — № 12. — С. 125–129.
165. *Maslun N.V., Stupina L.V.* Biofacial characteristics of the Qvaternary deposits of the northern part of the Black Sea // Application of Micropaleontology in Environmental sciences. — Tel Aviv (Israel), 1997. — P. 83–84.
166. *Robinson A.G.* Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding region. — 1997. — AAPG Memoir — № 68. — 385 p.
167. *Rogl F.* Paleogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene) // Ann. Naturhist. Mus. Wien. — 1998 — Vol. 99. P. 279–310.
168. *Sartoria D., Venturini S.* Southern Tethys biofacies. — Agip. 1988. — 235 p.
169. *Shackleton N. et. al.* Plio-Pleistocene palaeotemperatures from the oxygen isotope record of benthic foraminifera // Paleooceanography [GEOREF]. — 1995. — Vol. 10. — 347 p.
170. *Tambrea D., Dinu C., Sampetrean E.* Characteristics of the Tectonics and Lithostratigraphy of the Black Sea Shelf, Offshore Romania // Dinu C. and Mocanu V. (Eds) Geology and Tectonics of the Romania Black Sea Shelf and its Hydrocarbon Potential. — Bucuresti/ — B.G.F. — 2002. — Spec. Vol. № 2. — P. 29–42.

ЗМІСТ

ПРОБЛЕМИ СТРАТИГРАФІЇ ПІВДЕННОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ	5
РОЗДІЛ 1. СТРАТИГРАФІЯ КРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ	14
1.1. НИЖНЯ КРЕЙДА	15
1.1.1. Баремський ярус	15
1.1.2. Аптський ярус	18
1.1.3. Альбський ярус	20
1.2. ВЕРХНЯ КРЕЙДА	30
1.2.1. Сеноманський ярус	31
1.2.2. Туронський і коньякський яруси	37
1.2.3. Сантонський ярус	41
1.2.4. Кампанський ярус	44
1.2.5. Маастрихтський ярус	50
РОЗДІЛ 2. СТРАТИГРАФІЯ ПАЛЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ	54
2.1. ПАЛЕОЦЕН	54
2.1.1. Нижній палеоцен	54
2.1.2. Верхній палеоцен	63
2.2. ЕОЦЕН	71
2.2.1. Нижній еоцен	71
2.2.2. Середній еоцен	73
2.2.3. Верхній еоцен	78
2.3. ОЛІГОЦЕН	80
2.3.1. Нижній олігоцен	83
2.3.2. Верхній олігоцен	89
РОЗДІЛ 3. СТРАТИГРАФІЯ НЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ	92
3.1. МІОЦЕН	92
3.1.1. Нижній міоцен	92
3.1.2. Середній міоцен	95
3.1.3. Верхній міоцен	98
3.2. ПЛІОЦЕН	102
РОЗДІЛ 4. СТРАТИГРАФІЯ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ	103
4.1. ПЛЕЙСТОЦЕН	106
4.2. ГОЛОЦЕН	118
РОЗДІЛ 5. ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ В МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКИЙ ЧАС	122
5.1. МЕЗОЗОЙ. Крейдовий період	122
5.1.1. Доальбський (дорифтовий) етап	123
5.1.2. Альб-сеноманський (рифтовий) етап	125
5.1.3. Пізньокрейдний (пострифтовий) етап	128
5.2. КАЙНОЗОЙ	131
5.2.1. Палеоценовий етап	132
5.2.2. Еоценовий етап	135
5.2.3. Олігоценовий етап	138
5.2.4. Міоценовий етап	142
5.2.5. Пліоцен-четвертинний етап	143
ВИСНОВКИ, CONCLUSIONS	146
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	160

CONTENS

PROBLEMS OF STRATIGRAPHY OF THE SOUTHERN OIL-GASFIELD REGION OF UKRAINE	5
PART 1. STRATIGRAPHY OF THE CRETACEOUS DEPOSITS	14
1.1. LOWER CRETACEOUS	15
1.1.1. Barremian stage	15
1.1.2. Aptian stage	18
1.1.3. Albian stage	20
1.2. UPPER CRETACEOUS	30
1.2.1. Cenomanian stage	31
1.2.2. Turonian and Coniacian stages	37
1.2.3. Santonian stage	41
1.2.4. Campanian stage	44
1.2.5. Maastrichtian stage	50
PART 2. STRATIGRAPHY OF THE PALAEOGENE DEPOSITS	54
2.1. PALEOCENE	54
2.1.1. Lower Paleocene	54
2.1.2. Upper Paleocene	63
2.2. EOCENE	71
2.2.1. Lower Eocene	71
2.2.2. Middle Eocene	73
2.2.3. Upper Eocene	78
2.3. OLIGOCENE	80
2.3.1. Lower Oligocene	83
2.3.2. Upper Oligocene	89
PART 3. STRATIGRAPHY OF THE NEOGENE DEPOSITS	92
3.1. MIOCENE	92
3.1.1. Lower Miocene	92
3.1.2. Middle Miocene	95
3.1.3. Upper Miocene	98
3.2. PLIOCENE	102
PART 4. STRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY DEPOSITS	103
4.1. PLEISTOCENE	106
4.2. HOLOCENE	118
PART 5. THE EVOLUTION OF THE NORTHERN-EASTERN SHELF IN MESOCENOSOIC AGE	122
5.1. MESOSOIC. Cretaceous period	122
5.1.1. Prealbian (prerift) stage	123
5.1.2. Albian-Cenomanian (?) (rift) stage	125
5.1.3. Late Cretaceous (postrift) stage	128
5.2. CENOSOIC	131
5.2.1. Paleocene stage	132
5.2.2. Eocene stage	135
5.2.3. Oligocene stage	138
5.2.4. Miocene stage	142
5.2.5. Pliocene-Quaternary stage	143
CONCLUSIONS	146
REFERENCES	160

Наукове видання

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК

ГОЖИК Петро Феодосійович
МАСЛУН Нінель Володимирівна
ПЛОТНІКОВА Людмила Федорівна
ІВАНІК Михайло Михайлович
ЯКУШИН Леонід Миколайович
ІЩЕНКО Ігор Іванович

СТРАТИГРАФІЯ
МЕЗОКАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ
ЧОРНОГО МОРЯ

Редактори:

Н.І. Дугіна, Н.К. Пишненко

Перекладач, редактор англійського тексту

Ю.О. Черненко

Комп'ютерна верстка та художнє оформлення

Т.П. Замай

Підп. до друку 10.11.2006.

Формат 70/108 ¹/₁₆.

Папір офс. Друк офс. Ум. друк арк. 15,75.

Обл.-вид. арк. 14,8.

Наклад 300 прим. Зам. №

Видавництво "ЛОГОС"

Свідоцтво ДК № 201 від 27.01.2000 р.

01030, Київ-30, вул. Богдана Хмельницького, 10,

тел. 235-60-03.

