

П. Ф. Гожик, Н. В. Маслун, З. Я. Войцицький, М. М. Іванік, Г. В. Ключина

СТРАТИГРАФІЧНА БУДОВА КАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПРИКЕРЧЕНСЬКОГО ШЕЛЬФУ ТА СХІДНО-ЧОРНОМОРСЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Разработана модель стратиграфического строения и построена региональная стратиграфическая схема кайнозойских отложений прикерченского шельфа и Восточно-Черноморской впадины. Построения базируются на анализе биостратиграфических, литологических, геоморфологических, структурно-тектонических, формационных, фаціальних, седиментолого-палеогеографических, сейсмостратиграфических данных и тектоно-геодинамических особенностей исследуемого региона. Охарактеризованы закономерности биолитофаціальної просторово-часової зональності кайнозойських комплексів — палеогенового (еоценового, олигоценного), неогенового і четвертинного. На комплексній методичній основі виконана детальна стратифікація кайнозойських відкладів регіону, в частині структури Субботіна. Розглянуті геодинамічні і седиментологічні етапи розвитку кайнозою. Просліджені біолитофаціальні і седиментологічні аналогії, установлені общі риси розвитку Предкарпатського, Каркінітського, Сорокіна, Індоло-Кубанського крайових прогибів. Подібність і циклічність терригенних комплексів чорносланцевих, карбонатно-терригенних фаций на різних стратиграфических рівнях кайнозою (меніліто-віє геосинклінальні породи Предкарпатського прогиба, планорбелловіє, керлеутські і тарханські фации зовнішнього шельфа і континентального схилу впадин) являються важливим стратиграфическим критерієм значительних перспектив нафтогазоносності прикерченського шельфа і континентальних схилів Західно- і Восточно-Черноморської впадин.

The model of stratigraphic structure has been developed and the regional stratigraphic chart of Cenozoic sediments of the Prekerch shelf and East Black Sea Basin has been proposed. It is based on the analysis of the biostratigraphic, lithologic, geomorphologic, structural-tectonic, formation, facial, sediment-paleogeographical, seismographic factors and the tectonic-geodynamic peculiarities of the region. Characteristics were subjected to biolithofacial space-time zonality, cycles of the Cenozoic complexes, in particular to Paleogene (Eocene, Maikop), Neogene and Quaternary complexes. The detailed stratification of the Cenozoic sediments of the Subotin structure and Miocene-Quaternary structure of the East Black Sea Basin based on the complex of methods is presented. Geodynamics and sedimentological stages of the Cenozoic evolution have been described. The existence of the biolithofacial and sedimentological analogy was proved together with similarities in the development of the Carpathian, Karkinit, Sorokin, Indolo-Cuban boundary deeps. The similarity and cycles of the terrigenous complexes of the schists, carbonate-terrigenous facies of the Cenozoic different stratigraphic levels (Menilite geosyncline deposits of the Precarpathian deep, Planorbel, Kerleut and Tarchan thin-layered black-colored facies of the external shelf and continental slope of the Western and Eastern Black Sea basin) are essential features of the hydrocarbon perspectives on the Prekerch shelf and continental slope of the Western and Eastern Black Sea basin.

Вступ

Стратиграфічна будова шельфу та континентального схилу Східно-Чорноморської западини була проаналізована на підставі інформації з біостратиграфічних, літологічних, геоморфологічних, структурно-тектонічних, формаційних, фаціальних, седиментаційно-палеогеографічних та сейсмостратиграфічних даних [1—74]. Такий комплексний підхід до вивчення стратиграфічної будови пов'язаний передусім зі складними тектоно-геодинамічними особ-

ливостями регіону, де кожний з означених факторів, крім інформаційно-стратиграфічного, має ще і прогнозне значення для контролю нафтогазоносності відповідних вікових діапазонів. Узагальнена стратиграфічна будова мезокайнозойських циклічних формаційних комплексів відтворюється за даними регіонального сейсмопрофілювання. Детальну стратифікацію кайнозойських відкладів виконано за результатами буріння свердловин на піднятті Субботіна, що розташоване в центральній частині Керченсько-Таманського прогину. Міоцен-четвертинний розріз охарактеризовано за аналізом ґрунтової інформації про стратиграфічну будову Східно-Чорноморсь-

© П. Ф. Гожик, Н. В. Маслун, З. Я. Войцицький,
М. М. Іванік, Г. В. Ключина, 2010

кої западини, яка отримана за результатами глибоководного буріння "Гломар Челленджер", сейсмостратиграфічних побудов та за даними численних станцій морських геолого-геофізичних експедицій Інституту геологічних наук НАН України та Відділення морського осадконакопичення та рудоутворення НАН України під керівництвом акад. НАН України Є. Ф. Шнюкова, в яких брали безпосередню участь і автори цієї роботи [9—12, 22, 32, 58—67, 76 та ін.].

Загальна структурно-тектонічна, стратиграфічна позиція регіону

Чорноморська акваторія в межах України, зокрема шельф та північний схил Східно-Чорноморської западини, мають достатньо диференційовану структурно-тектонічну будову (рис. 1).

За результатами інтерпретації регіональних сейсмічних профілів, відпрацьованих компаніями Western Geophysical у 1994 р., "Polar" в 2005 р., та іншими геолого-геофізичними даними, основні риси глибинної геологічної будови регіону представляються наступним чином [4, 23, 25, 36, 46, 55, 57, 62, 65].

Північно-східна частина акваторії Чорного моря являє собою складну континентальну окраїну з активною та пасивною частинами. Активна частина — це акваторія, яка суміжна з гірськоскладчастою спорудою Криму, пасивна — Керченсько-Таманська акваторія. Основним геодинамічним процесом, що сформував та формує у теперішній час тектонічний вигляд, є підсув нижньої частини чорноморської субокеанічної плити під Східно-Європейську, перш за все — під Крим, що і зумовило утворення Кримського орогену. На півдні з Гірським Кримом зчленований прогин Сорокіна, який генетично пов'язаний з зоною субдукції. Цей передовий прогин займає значну частину Кримської континентальної окраїни і простежується в південно-західному — північно-східному напрямку паралельно береговій лінії Кримського п-ова на відстань понад 150 км, шириною 50 км і на глибині моря — від 800 до 2100 м.

Прогин Сорокіна, що був закладений на початку олігоцену (рис. 2), складений переважно майкопським формаційним комплексом потужністю понад 5 км. Його перекри-

ває потужна (3,5 км) товща середньоміоценових-четвертинних відкладів. Кайнозойські відклади утворюють систему складок різного генезису — типово діапирові, серед яких і утворення грязьових вулканів, лінійних груп, що являють собою уступи лежачих крил великих лістричних скидів. Складчастість прогину Сорокіна — це результат потужного латерального стиснення на північ-північний захід з боку валу Андрусова і підняття Тетяєва, а також валу Шатського, яке спричинило аномально високі пластові тиски в розрізі майкопу, а відтак, витиснуло флюїдонасичені породні комплекси на поверхню дна. Такий механізм утворення складок, що зумовлений інтенсивними складчастими та розривними деформаціями, спричинив складний розломно-блоковий рисунок, який спостерігається на часових розрізах і відображений в складнобудованій стратиграфічній моделі прогину.

Для прогину Сорокіна, як і для всього Керченсько-Таманського прогину, характерні вулканічні сопкові брекчії з великою кількістю газогідратів [13, 60]. У сопкових брекчіях присутні уламки майкопських порід, що свідчать про цей стратиграфічний рівень грязьових вулканів. Міоцен-четвертинний комплекс має відносно просту складчасту будову. Значні потужності надмайкопських відкладів обумовлені наявністю конусів виносу палео-Дону, палео-Кубані та глибоководними конусами, наприклад на південь від Ялти. За даними сейсмопрофілювання — це переважно турбідитові відклади.

Формування прогину Сорокіна пов'язується з орогенною олігоцен-міоценовою стадією розвитку альпід Чорноморського регіону одночасно з Індоло-Кубанським і Туапсинським прогинами, коли відбулось різке опускання південного морського блока Альпід. Потужність майкопських відкладів збільшується з південного заходу на південний схід (від виклинювання до 5000 м). Міоцен-пліоценова товща має потужність 1500—2000 м, і її підошва занурюється на південь. В південно-західній частині прогину міоценові відклади зрізані допліоценовою поверхнею розмиву і перекриті більш молодими відкладами.

Керченсько-Таманська область відноситься до релікта давньої континентальної

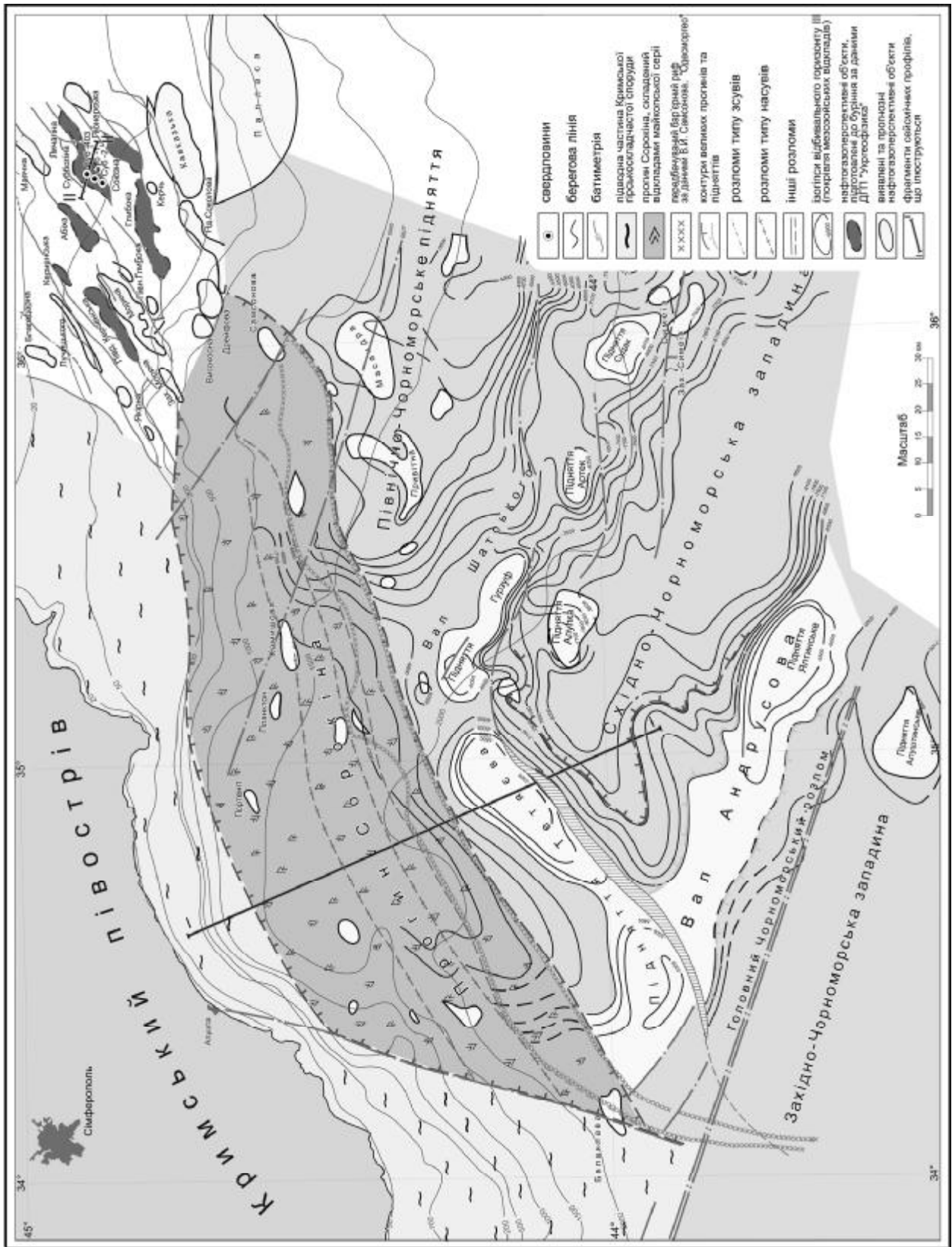


Рис. 1. Структурно-тектонічна схема прикримської частини акваторії Чорного моря

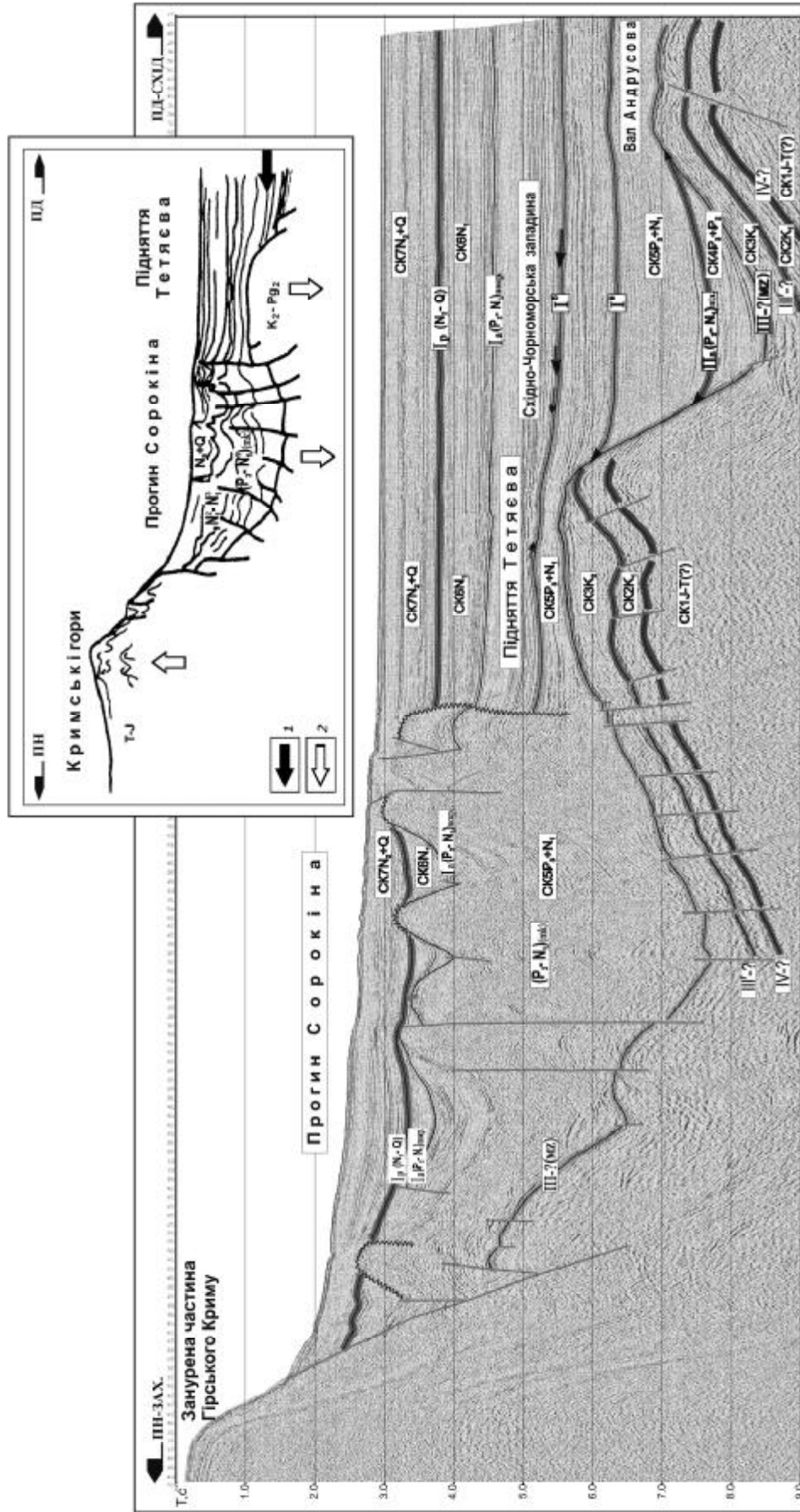


Рис. 2. Фрагмент сейсмостратиграфічного розрізу по профілю І-І (Східно-Чорноморська западина) та модель формування прогину Сорокіна [25]

1 — напрямок латерального тектонічного стиснення; 2 — напрямок вертикальних рухів

окраїни пасивного типу [46]. Тут порівняно широкий шельф та відносно знижена сейсмічна активність, відсутні зона Беньофа та пов'язаний з нею глибоководний жолоб і гірськоскладчаста споруда. На краю шельфу встановлена характерна для пасивних окраїн "бар'ерна" зона, яка виражена типовою "крайовою" аномалією сили тяжіння.

Релікт пасивної континентальної окраїни у зонах, граничних з гірськоскладчастими спорудами, занурюється з утворенням Східно-Кримської грабен-синкліналі та Західно-Анапської синкліналі. Центральна її частина має назву Пантікапейського блокового підняття [36, 46].

Керченсько-Таманський прогин розглядається як південне Південно-Керченське відгалуження західної центрикліналі Індоло-Кубанського прогину, що дискордатно перетинає складчасті структури Північно-Західного Кавказу і через Південно-Карагатську сідловину з'єднується з западиною Сорокіна.

За сейсмічними побудовами [23] складчасті структури картується як лінійні, прирозломні або тектонічно обмежені підняття, що простежуються через увесь прогин, продовжуються у бік Таманського п-ова і об'єднуються в декілька зон. Антиклінальні зони добре виражені в олігоцені, міоцені, пліоцені і розділені вузькими і глибокими синкліналями та розломами. Це переважно асиметричні брахіантикліналі з короткими і відносно крутими південними крилами та пологими північними, ускладнені насувною та підкидо-насувною тектонікою. Амплітуда вказаних структур — 200—600 м (по покрівлі майкопської серії — 250—300 м). З глибиною їх амплітуда збільшується до 1000 м. У бік антиклінальних підняття відбувається виклинювання багатьох шарів, що присутні в синкліналях, які можуть утворювати літологічні нафтогазоперспективні пастки. Склепіння антикліналей часто розмиті, і їх ядра відслонюються на поверхні морського дна або перекриті більш молодими відкладами.

За сейсмостратиграфічними даними осадовий чохол прикерченського шельфу та Східно-Чорноморської западини складений потужною товщею (понад 6—8 км) мезозойських та кайнозойських порід, які ерозійно перекиваються кристалічні породи (рис. 3). Мезозойські породи як на шельфі,

так і у западині представлені теригенно-карбонатним формаційним комплексом. Глибини їх залягання — понад 6000 м. Кайнозойські відклади мають достатньо складну будову, зумовлену складчасто дислокаційною структурою Керченсько-Таманського прогину. Майже третину обсягу кайнозойських відкладів шельфу і континентального схилу Східно-Чорноморської западини складає потужна товща порід майкопських відкладів (олігоцен—нижній міоцен). Потужності товщі майкопу, що вимірюються кілометрами у западинах та прогинах, майже відсутні на склепіннях валів Андрусова та Шатського. Надмайкопські відклади — середній міоцен—антропоген, перекиваються вали, і потужності їх майже постійні. Це свідчить про те, що в післямайкопський час вали зазнали значного занурення.

Континентальний схил Східно-Чорноморської западини, зокрема склепінна частина валу Шатського, за своїм структурним положенням значною мірою відповідає північно-західному шельфу. Кайнозойські відклади мають мінливі потужності і залягають майже горизонтально. Але, на відміну від валу Андрусова, де середньоміоценове прогинання (занурення) охопило весь регіон і було практично миттєвим, Східно-Чорноморська западина і західна частина валу Шатського втягувались у занурення поступово, і тому тут немає різких відмінностей в потужностях міоцену, пліоцену та антропогену. Потужності міоцен-четвертинних відкладів як на валу, континентальному схилі, так і в глибоководній частині западини практично однакові.

В зоні Позапарпацької складчастої морфоструктури характер рельєфу змінюється, що фіксується межею підняття гори Опук та структурою Парпацького гребена, зокрема появою на шельфі островів Парус. До цієї ділянки приурочений Правдинський глибинний розлом, що відіграє значну роль в структурно-фаціальному розподілі осадових утворень та сейсмічності. Шельфову зону та північну частину Східно-Чорноморської западини займають конуси виносів пра-Дону та пра-Кубані, які вплинули на фаціальну структуру кайнозойських відкладів. Так, за сейсмоакустичними даними зона, що пов'язана з Правдинським розломом, ускладнена ще розломом північно-західного

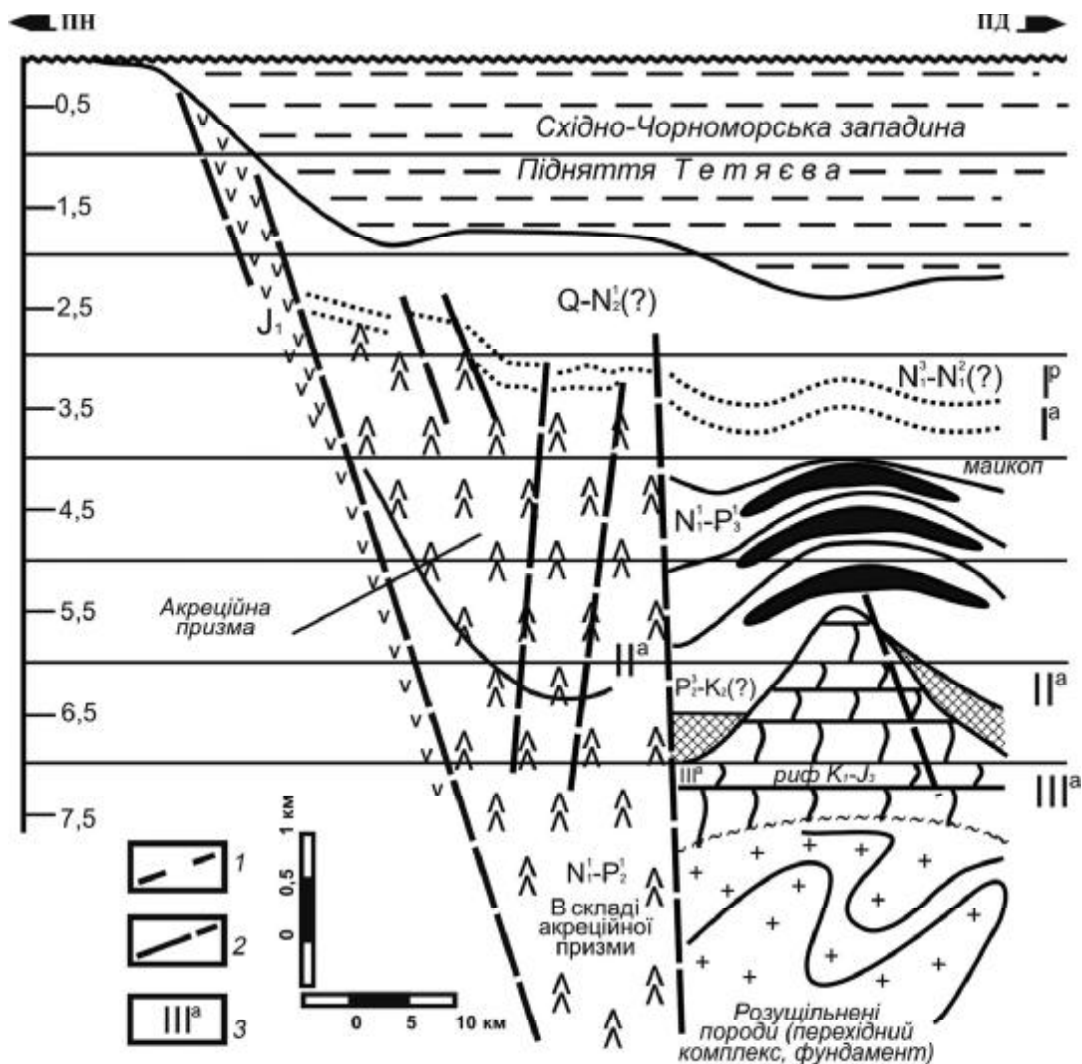


Рис. 3. Профіль 94-135 (за В. Й. Самсоновим, зі змінами та доповненнями О. Ю. Лукіна) [27]:

1 — відбиваючі горизонти; 2 — розривні порушення; 3 — поверхні

II^a — допліоценова ерозійна поверхня, I^a — покрівля майкопських відкладів, II^a — підшва майкопських відкладів, III^a — покрівля мезозойських відкладів

простягання, з яким пов'язані новітні (5—10 тис. років) тектонічні утворення.

На сході шельф стає більш розчленованим, що впливає на розподіл теригенного алеврито-пелітового матеріалу, який надходить з Керченської протоки, а також на утворення відкладів конусів виносу, що поширені як на шельфі, так і на континентальному схилі та в глибоководній частині западини [34]. Загалом, кайнозойський розріз прикерченського шельфу, континентального схилу і глибоководної частини Східно-Чорноморської западини відрізняється від північно-західного шельфу та Західно-Чорноморської западини переважанням циклічних, тонкошаруватих, глинистих флішоїдних порід.

Комплексна стратифікація кайнозою

Стратиграфічна будова мезокайнозойських відкладів прикерченського шельфу Східно-Чорноморської западини відтворюється за результатами сейсмопрофілювання. Складна дислокована тектоно-структурно-морфологічна, циклічна будова кайнозойських формаційних комплексів, їх просторово-часова фаціальна мінливість робить досить проблемною сеймостратиграфічну інтерпретацію розрізів. Зазвичай картуються великі літостратиграфічні формаційні комплекси, в яких зафіксовано складний циклічний спектр еволюції осадового морського седиментогенезу з такими суттєвими різноранго-

вими регулятивними чинниками, як час утворення (вік), геодинамічні, морфоструктурні, тектонічні тощо. Сейсмокомплекси в основному відповідають стратонам високого рангу Загальної стратиграфічної шкали — відділам та підвідділам (рис. 4).

Осадова товща умовно поділяється на низку сейсмокомплексів (рис. 2). В нижній частині осадового чохла в Східно-Чорноморській западині на валах Шатського, Андрусова, Тетяєва виділено такі сейсмокомплекси [17, 18, 42, 52].

Сейсмокомплекс 1 (СК1) охоплює тріас-юрські утворення.

Сейсмокомплекс 2 (СК2) характеризує будову нижньокрейдових відкладів. Він складає апікальні частини валів Тетяєва і Андрусова та нижню частину осадового розрізу Східно-Чорноморської западини, де його потужності значно перевищують потужності Західно-Чорноморської западини.

Сейсмокомплекс 3 (СК3) характеризує верхньокрейдові утворення, відрізняється від нижніх витриманою по латералі шаруватістю, значною потужністю. Виповнює локальні прогини Східно-Чорноморської западини, присхилів ділянки континентального схилу та шельфу. Зокрема, на північному схилі в апікальній частині валу Тетяєва цей сейсмокомплекс перекриває утворення сейсмокомплексу СК1, а в прогині Сорокіна складає нижню частину розрізу.

Сейсмокомплекс (СК4) виділяється в палеоцен-еоценовій частині розрізу, що характеризується, на відміну від Західно-Чорноморської западини, суттєвою однорідністю динаміки амплітуд відбиттів. За характером запису відмічається стрімке прилягання відбиттів на схилах валу Шатського. На самих валах Шатського і Тетяєва комплекс відсутній.

Сейсмокомплекс 5 (СК5) виділяється в майкопській (олігоцен — нижній міоцен) частині розрізу. Характеризується циклічною шаруватістю відбиттів, невитриманістю динамічних характеристик по латералі, відсутністю явних ознак неузгодженостей, значними потужностями, які майже втричі більші за потужності майкопських відкладів в Західно-Чорноморській западині. Виповнює западину Сорокіна, перекриває вал Тетяєва, але відсутній на валу Шатського.

Сейсмокомплекс 6 (СК6) виділено умовно для відкладів середнього — верхнього

міоцену. Цей сейсмокомплекс включає відклади тарханського регіоярису, який має потужності до 250 м, чокрак-караган-конкську карбонатно-теригенну товщу (до 200 м), сарматські глинисто-вапнякові відклади (до 150 м) та меотичні карбонатно-глинисті утворення (до 200 м). Отже, об'єднано різнофаціальні, різновікові седиментаційні циклічні комплекси. Комплекс поширений в глибоководній частині Східно-Чорноморської западини, на її континентальних схилах, де має великі потужності. Значні потужності і в прогині Сорокіна, де цей комплекс характеризується антиклінальними структурами.

Сейсмокомплекс 7 (СК7) об'єднує пліоцен-четвертинні відклади. Його потужність — понад 500 м. Треба зазначити, що потужність цього комплексу значно перевищує потужності Західно-Чорноморської западини і відрізняється переважанням глинистих тонкошаруватих породних комплексів.

Як свідчить аналіз стратиграфічної інформації, при сейсмостратиграфічних побудовах та детальній стратифікації розрізів у Південному нафтогазоносному регіоні найчастіше застосовується 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, а відповідно — їх кореляції при геологічному вивченні нафтогазоперспективних структур сейморозвідкою, складанні проектів пошуків, розвідки, розробки родовищ та підрахунку запасів вуглеводнів.

Зазначимо, що дискусійність деяких питань щодо загальної геологічної будови, зокрема структури Субботіна, значною мірою обумовлена різним трактуванням обсягів і рангів стратонів та номенклатури, що використовуються при регіональних геологічних дослідженнях. Беруться до уваги різні варіанти стратифікації. Так, при інтерпретації сейсмопрофілів, відповідно до сейсмічної характеристики, палеоценовий комплекс обмежений сейсмічними поверхнями III^m (межа крейди — палеоцену), III (палеоцен-еоценова межа). В цьому діапазоні виділяється декілька літокомплексів — біло-

кам'янський, качинський, які мають складну часово-просторову структуру. Сейсмічна поверхня II^b фіксує покрівлю середнього еоцену. Сейсмокомплекс об'єднує утворення бахчисарайського, новопавлівського та кумського регіонарусів, кожний з яких має свою специфічну літофаціальну структуру та історію геологічного розвитку. II^a — це покрівля еоцену — підосва олігоцену, що є, як правило, ерозійною; I^a — підосва міоцену (покрівля майкопу); I^b — допліоценова ерозійна поверхня (рис. 2). Між цими відбиваючими горизонтами в неогені виділяється, принаймні, 10 кореляційних рівнів, що відображають біолітофаціальні просторово-часові етапи розвитку седиментаційного басейну.

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, геодинамічні, тектонічні, морфоструктурні тощо. В той же час сеймостратиграфічні побудови дають можливість фіксувати межі осадових тіл різного рангу, їх просторове положення, геометрію, характер циклічності тощо. Детальна сеймостратифікація, доказова прогнозна інтерпретація даних сейсміки є дуже важливою у зв'язку з нафтогазопозуковими роботами.

Через відсутність свердловин глибокого буріння сеймостратифікація розрізів регіональних профілів загалом має прогнозний, різної роздільної здатності, характер. Особливо це стосується прогину Сорокіна. В той же час слід відмітити, що за результатами буріння першої глибоководної св. 403 на структурі Субботіна підосва відкладів майкопської серії — відбиваючий горизонт II^a (за даними площових досліджень титулу 406 ПричорноморДРГП та ТЦ ДГП "Укргеофізика" в 2001—2003 рр.) підтверджена з точністю до 15 м при глибині залягання горизонту близько 3000 м. І це незважаючи на те, що в радіусі майже 40 км відсутні дані глибокого буріння. Але цього не можна сказати щодо інтерпретації даних сейморозвідки і буріння по відбивальних горизонтах крейди, палеоцену та еоцену, які мають складну геологічну будову та інтенсивне блокування. Достовірність сейсмічних побудов значно знижується з глибиною.

За даними сейморозвідки в межах Пантікапейського мегапідняття очікується значне скорочення товщини верхньої частини розрізу осадового чохла, що дозволяє оцінювати глибоким бурінням перспективні горизонти палеоцену та мезозою. Саме з цих причин підняття Субботіна є однією зі структур, де можлива стратифікація за прямими геологічними методами. За даними сейморозвідувальних досліджень (титул 406), в межах Пантікапейського мегапідняття виявлено та деталізовано ряд нафтогазоперспективних антиклінальних пасток, які є складками загального стиснення, тоді як в межах Індоло-Кубанського прогину переважають діапирові структури. Контурам складок, як правило, відповідають гравітаційні максимуми, що інтерпретуються як відображення локальних горстів фундаменту. Щодо покрівлі майкопських відкладів Пантікапейське підняття гіпсометрично розташоване на 5—8 км вище Індоло-Кубанського прогину та Чорноморської глибоководної западини, а отже, є регіональною зоною нафтогазонакопичення. Це доведено позитивними результатами буріння св. Субботіна-403, -1, -2 та відкриттям одноіменного нафтогазового родовища у відкладах нижнього майкопу. У межах прикерченського шельфу підготовлено до глибокого буріння ще шість структур, приурочених до відкладів мезокайнозою, загальна перспективна площа яких становить близько 200 км², а оціночні ресурси категорії C₃ — майже 90 од. умов. палива. Найбільш перспективні структури за комплексною рейтинговою оцінкою — Абіха, Личагіна, Союзна, Глибока. Слід зазначити, що в межах структури Субботіна значні перспективи нафтогазонасності, окрім нижнього майкопу, пов'язуються з відкладами еоцену, палеоцену та крейди. Цей висновок підтверджується результатами інтерпретації сейморозвідки, проведеною на площі Абіха-Субботіна в 2009 р. технологічним центром ДГП "Укргеофізика" на замовлення НАК "Нафтогаз України". Дослідження виконані на сучасному технологічному та методичному рівнях, що дозволило суттєво деталізувати геологічну будову структур Субботіна, Абіха, Керченської і частково Глибокої та Маячної. За даними інтерпретації даних ГДС (ДП "Науканафтогаз") певні перспективи пов'язані з відкладами верхнього майкопу [18].

Біолітостратиграфічні критерії мають більшу роздільну здатність щодо детальної стратифікації, визначення віку, літологічних, фаціальних, геодинамічних особливостей порід тощо. Зважаючи на зазначене, для ґрунтової детальної стратифікації розрізів, побудови регіональної схеми нами застосовано комплекс методів — сейсмостратиграфічний, біостратиграфічний, літологічний, фаціальний.

При регіональних стратиграфічних побудовах необхідне використання термінології і номенклатури регіональних і місцевих підрозділів (регіоюрисів, 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 аргілітів, глин, алевролітів і пісковиків зі змінним вмістом кожного з них у розрізі), генетично подібні формаційні комплекси є різновіковими, наявні стратиграфічні перериви, тектонічні порушення тощо. Різне розуміння обсягів стратонів і термінів, що застосовуються при розчленуванні св. Субботіна-403, наведено на рис. 5. Тут відображено різні варіанти стратифікації, які в основному виконані в ранзі відділів і підвідділів Міжнародної стратиграфічної шкали (МСШ).

Але нами при складанні деталізованої стратиграфічної схеми було застосовано регіональні, місцеві стратиграфічні підрозділи згідно з вимогами стратиграфічного кодексу [54]. Доцільність використання такої термінології при розчленуванні розрізів полягає в тому, що вони відображають певні формаційні комплекси, які чітко виокремлюються на електрокаротажних діаграмах, корелюються з відповідними стратонами різних структурно-фаціальних зон Кримсько-Кавказької області. Бахчисарайський, сімферопольський, новопавлівський, кумський, планорбеловий, кавказький, сарматський та інші регіоюриси мають відповідний віковий діапазон та корелятивні чинники зі стратонами Міжнародної стратиграфічної шкали і є діах-

ронними. Для середньоміоценових відкладів, наприклад, часто вживається термін Західного Паратетіса — баденій (рис. 5). Але ж неоген прикерченського шельфу — це Східний Паратетіс, для якого існує відповідна регіоюрисна шкала (рис. 4). Проте застосування термінології тільки Міжнародної стратиграфічної шкали, зокрема розчленування св. Субботіна-403 на підвідділи еоцену (нижній, середній та верхній), є узагальнюючим, несе значно менше інформативне навантаження, має обмежені корелятивні можливості, що часто призводить до помилок.

Таким чином, коректна інтерпретація геологічних даних має здійснюватись на єдиній стратиграфічній основі, зокрема регіональній схемі, з відповідною номенклатурою, що затверджені Українським міжвідомчим стратиграфічним комітетом і побудовані згідно з вимогами Стратиграфічного кодексу України [54]. Важливою є проблема використання стратиграфічних схем як підґрунтя просторово-часової моделі будови відповідних геологічних утворень.

Моделювання вуглеводневих систем шельфу та континентального схилу Чорноморського басейну потребує уточненої системної інформації з геологічної будови, еволюції палеогеографії седиментаційних басейнів. В цьому аспекті деталізована стратиграфічна модель як підґрунтя створення прогнозних моделей формування пасток вуглеводнів різного генезису є актуальною, зважаючи на результати, отримані при бурінні структури Субботіна. Опрацювання зразків керна за біостратиграфічними (форамініферовий, нанопланктонний аналізи), літологічним, геофізичним методами, кореляція відкладів з одновіковими утвореннями Кримсько-Кавказького району дозволили запропонувати такий варіант стратифікації кайнозойських відкладів регіону (рис. 4).

ПАЛЕОГЕНОВА СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН. Палеоценові відклади, як правило, трансгресивно перекиваються крейдові. Ці відклади виокремлюються практично на усіх сейсмопрофілях за аналогією з Індоло-Кубанським прогином, де вони розкриті численними свердловинами. Палеоценовий

«Чорноморнафтогаз»		ЛВ УкрДІУ [116]	ДП «Науканафтогаз»	ІІІ НАН України [8]			
Проекційний розріз	Фактич. розріз			Регіональні підрозділи		Загальна стратиграфічна шкала	
		Регіонаруси, світи		Ярус	Підрозділ	Відділ	
Четвертинні + пліоцен 420 м 366,1 м		Антропоген – пліоцен 371 м	Надмайкопський комплекс 868 м	Пліоцен-четвертинні 404 м			
+ сармат 175 м 200 м		Меотис 60 м Сармат 135 м		Понтічний	Месиній	В.	Міоценовий
Тортон 105 м 98 м		Баден 138 м		Меотичний Сарматський 110 м	Тортонський		
Майкоп 2000 м 2095 м		Майкопська серія 1119 м		Майкоп 1931 м	Конкський Караганський Чокракський Гарканський (230 м)	Серавалійський Лангійський	
			Арабатська 540 м		Казахурський Сакараульський	Бурдигальський	
Еоцен 275 м 995 м		Верхній еоцен 292 м Середній еоцен >483 м Нижній еоцен 64 м	Верхній еоцен 425 м Середній еоцен 496 м Нижній еоцен 64 м	Керлеутська 350 м	Кавказький Керлеутський	Аквітанський Хатський	В.
				Молочанська 180 м	Молочанський	Рюпельський	Н.
				Індольська Дорменська	855 м	Планорбеловий	Олігоценовий
				Палеооцен 235 м		Палеооцен 440 м	Бахчисарайський ~500 м
Верхня крейда 345 м		Альпінський ~115 м Кумський ~210 м Новоапалівський ~320 м Сімферопольський ~280 м		Приабонський Бартонський Лютетський	В. С.		

Рис. 5. Варіанти стратифікації розрізу св. Субботіна-403

породний комплекс представлений перешаруванням алевролітів, пісковиків і вапняків.

НИЖНІЙ ЕОЦЕН. Св. Субботіна-403 розкрито еоцен-четвертинні відклади, і це практично єдина інформація про біолітостратиграфічні характеристики еоценового розрізу (рис. 6).

Бахчисарайський регіоарус. Представлений тонкошаруватою товщею, що складена алевролітами, які мають характерний сірий з зеленуватим відтінком колір, аргілітами темно-сірими жирними, часто кременистими, сидеритовими, піритовими, а також вапняками органогенно-детритовими темно-зеленувато-сірими. Для нижньої частини розрізу характерним є градаційна шаруватість і будиначні включення гравійного

матеріалу, а також переважання безкарбонатних або слабокарбонатних різновидів порід (рис. 7).

Верхня частина розрізу бахчисарайського регіоарусу представлена тонкоритмічною пачкою, що складена аргілітами й алевролітами зеленувато-сірими кременистими карбонатними слюдистими міцними. Уверх по розрізу ця пачка набуває чіткої ритмічної шаруватості, що обумовлена тонкоритмічністю зеленуватих світло- і темно-сірих прошарків.

Треба зазначити, що розподіл біогенної складової в розрізі бахчисарайського регіоарусу має чіткий циклічний характер. За форамініферами та нанопланктоном виокремлюються кореляційні рівні, за якими

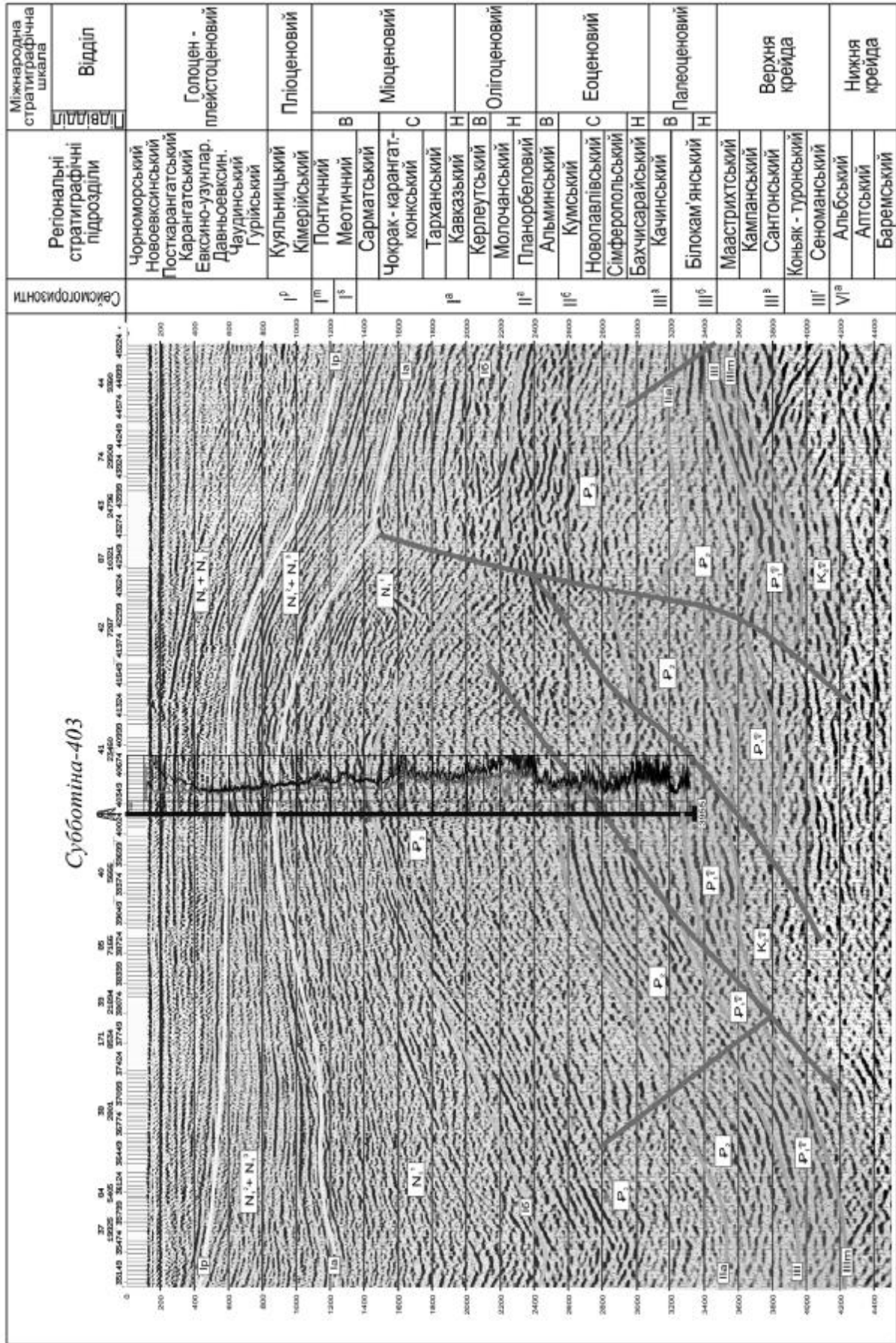


Рис. 6. Стратиграфічний розріз структури Субботіна

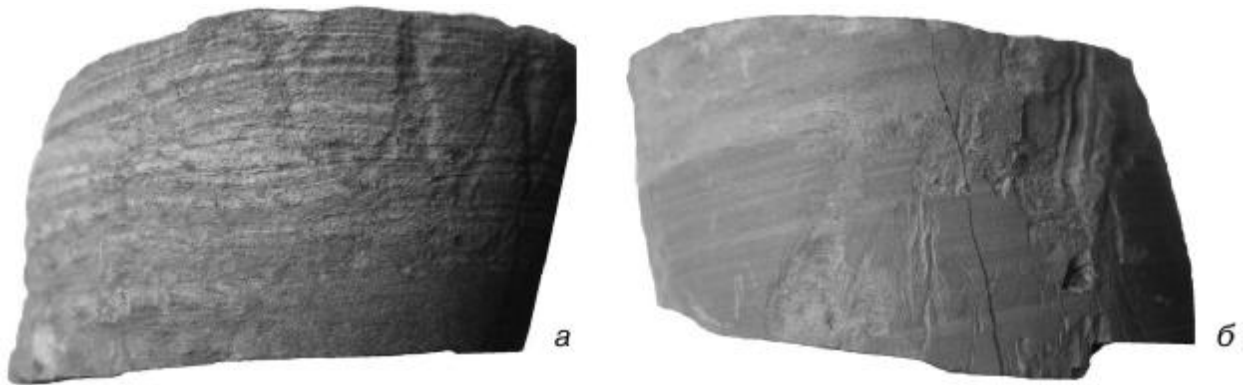


Рис. 7. Тонкошаруваті текстури еоценових порід (св. Субботіна-400, а — інт. 4295–4300 м, б — інт. 3950–3955 м)

дуються відклади. В нижній частині розрізу визначено форамініфери: *Acarinina soldadoensis* (Brot.), *A. pseudotopiliensis* (Subb.), *Morosovella reussi* L. et Tap., *Pseudochastegirina micra* (Cole), *Subbotina varianta* (Subb.), *Gaudryina navarroana* Cushman., *Nodosaria* sp., *Cibicides* cf. *westi* (How. et Wal.), *Glomospira charoides* (P. et J.), дуже багато фрагментів дрібних глобігеринід, що подібні до датських. Присутні також перевідкладені крейдові форми.

Комплекс нанопланктону — *Coccolithus* cf. *cavus* Hay et Mohler, *C.* cf. *pelagicus* (Wallich), *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre, *Fasciculithus* cf. *ulii* Perch-Nielsen, *F.* cf. *magnicordis* Romein, *F.* cf. *bitectus* Romein, *F.* cf. *tympaniformis* Hay et Mohler, *Braarudosphaera* sp., *Sphenolithus* cf. *primus* Perch-Nielsen, *S.* cf. *anarrhopus* Bukry et Bramlette, *S. radians* Defl., містить ранньоеоценові і пізньопалеоценові види, а також перевідкладені крейдові види.

В інтервалах глибин 4200–4205 м породи представлені перешаруванням аргілітів сірувато-зелених сухарних, кременистих і темно-сірих жирних, безкарбонатних, піритових, сидеритових, міцних, прошарками масивних комкуватих, з дзеркалами ковзаня.

В цьому інтервалі визначено форамініфери: *Hyperammia intermedia* Mjatl., *H. elongata* (Brady), *Dendrophrya latissima* (Grzyb.), *Glomospira corona* C. et J., *Saccamina placenta* (Grzyb.), *Reophax duplex* (Grzyb.), *Cystamminella grzybowskii* Mjatl., *Karrerriella aegra* Finlay, *Grzybowskiella subangusta* Mjatl., *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Eponides saginarius* N. Byk., *Acarinina intermedia* Subb., *Acarinina solda-*

doensis (Brotzen), *Asterigerina* sp., *Acarinina wilcoxensis* (C. et P.), *Subbotina varianta* (Subb.), *Morozovella aragonensis* (Nutt.). Це зона *Morozovella subbotinae* (ранній еоцен).

За нанопланктоном — *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *C. formosus* (Kamptner), *Discoastrer lodoensis* Bramlette et Riedel, *D. binodosus* Martini, *D. mediosus* Bramlette et Sullivan, *Chiasmolithus bidens* Bramlette et Sullivan, *Ch. solitus* Bramlette et Sullivan, *Ch.* sp., *Markalius inversus* (Deflandre), *Reticulofenestra dicytyoda* (Deflandre), *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre, *Sphenolithus moriformis* (Bronniman et Stradner), *S. radians* Deflandre, *S.* cf. *spiniger* Bukry, *S. editus* Perch-Nielsen, *Helicosphaera lophota* (Bramlette et Sullivan), *H.* sp., *Pontosphaera pulchra* (Deflandre), *Tribrachiatus orthostylus* Shamrai, *Rhombosphaera* sp., *Toweius* sp. — встановлено зону NP12 *Tribrachiatus orthostylus* [30].

В інтервалі глибин 3950–3955 м породи представлені перешаруванням аргілітів темно-зеленувато-сірих, тонкошаруватих, вапнистих, кременистих, слюнистих, дуже щільних та аргілітів зелених алевритових, листуватої текстури, слабовапнистих, кременистих, слюнистих, міцних. В породах встановлено характерні комплекси форамініфер: *Hyperammia intermedia* Mjatl., *Cystamminella grzybowskii* Mjatl., *Haplophragmoides* sp., *Acarinina* sp. indet., *Hyperammia cylindrica* Gleasner, *Silicobathysiphon dubia dubia* (White), *Glomospira charoides* Parker et Jones, *Ammodiscus incertus* Orb., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Reophax* sp., *Bolivinoidea*

semireticulatus (Le Roy), *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Anomalina discoidea* (Balakhm.), *Nuttaloides trumpyi* (Nutt.), *Morozovella aragonensis* (Nutt.), *M. caucasica* (Glaesner), *Globigerinoides? micra* Schutz., *Acarinina* sp., а також піритизовані утворення. Вік фауни — ранній еоцен. За форамініферами це зона *Morozovella aragonensis* (іпрський ярус, бахчисарайський регіоярус).

За нанопланктоном — *Reticulofenestra dictyoda*, *R.* sp., *Toweius* sp., *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *C. eopelagicus* Braml. et Riedel., *C. formosus* (Kamp.), *Cyclicargolithus luminus* (Sullivan), *Chiasmolithus grandis* Braml. et Riedel, *Ch. solitus* Braml. et Sull., *Ch. cf. bidens* (Bramlette et Sullivan), *Ch. expansus* (Bramlette et Sullivan), *Discoaster barbadiensis* Tan, *D. deflandrei* Braml. et Riedel, *D. binodosus* Martini, *D. cf. lodoensis* Bramlette et Riedel, *D. cf. germanicus* Martini, *D.* sp., *Helicosphaera lophota* Bramlette et Sullivan, *H. seminulum* Bramlette et Sullivan, *H.* sp., *Neococcolithus dubius* (Defl.), *Pemma papillatum* Martini, *P.* sp., *Zygrhablithus bjugatus* Deflandre, *Sphenolithus radians* Deflandre, *S. cf. anarrhopus* Bukry et Bramlette, *S.* sp., *Blackister* cf. *vitreus* (Deflandre), *Toweius* sp. — встановлено зону NP13 *Discoaster lodoensis*.

Відклади бахчисарайського ярусу регіональної стратиграфічної шкали Криму відповідають нанопланктонним зонам: NP10 *Tribrachiatum contortum*, NP11 *Discoaster binodosus* (які у розрізі свердловини не встановлені), NP12 *Tribrachiatum orthostylus* і NP13 *Discoaster lodoensis*, а за форамініферами — зоні *Morozovella subbotinae* (s. l.), нижній підзони *Morozovella aragonensis*.

Така детальна біолітостратиграфічна характеристика розрізу наводиться в зв'язку з дискусійністю його датування (рис. 5). Дані мікропалеонтологічних досліджень доводять, що розкриті свердловиною потужні відклади відносяться до бахчисарайського регіоярусу нижнього еоцену (іпрський ярус МСШ) і за віком є ранньоеоценовими (іпрський час). Слід наголосити, що склад "змішаних" комплексів форамініфер та нанопланктону з інтервалу глибин 4295—4300 м, де, крім палеоценових видів, у комплексах присутні крейдові, дає підставу вважати, що це

найнижча частина нижньоеоценового розрізу, яка зазвичай зі стратиграфічним неузгодженням перекидає відклади палеоцену. Тобто палеоценові відклади можуть бути розкриті свердловинами дещо нижче. Таке припущення ґрунтується ще і на подібності розподілу форамініфер з бахчисарайського розрізу північно-західного шельфу, де також спостерігається аналогічна циклічна зміна планктонних та бентосних (аглютинованих і секретійних) форамініфер відповідного таксономічного складу [11]. Подібні комплекси характерні і для манявської світи Карпат, з якою пов'язані вуглеводневі поклади, особливо з нижньою частиною розрізу [19].

Розкрита потужність бахчисарайського регіоярусу — приблизно 500 м. Треба зазначити, що відклади цього регіоярусу значно потужніші, ніж на північно-західному шельфі Чорного моря [11]. Потужна товща бахчисарайського регіоярусу являє собою флішоїдний седиментаційний комплекс, утворений турбідитними течіями, гравітаційними потоками (зсувами) в зоні "внутрішній шельф — континентальний схил" і має всі ознаки, подібні до аналогічних нижньоеоценових утворень північно-західного шельфу, Індоло-Кубанського прогину, Кавказу, Карпат, який є одним із основних нафтогазоносних об'єктів у Карпатській, Чорноморській, Кавказькій нафтогазоносних провінціях.

СЕРЕДНІЙ ЕОЦЕН. Сімферопольський регіоярус. Представлений шаруватою товщею аргілітів, алевролітів, мергелів та вапняків. У св. Субботіна-403 потужність сімферопольського регіоярусу становить близько 300 м.

У нижній частині розрізу форамініфери поганої збереженості, нечисленні, багато піритизованих форм, але систематичний склад їх досить переконливо свідчить про ранньоеоценовий вік порід: *Subbotina varianta* (Subb.), *S. boweri* (Bollii), *Morozovella* aff. *marginodentata* (Subb.), *Brotzenella acuta acuta* (Plum.), *Cilicidites westi* Howe та ін.

У той же час у нижній частині визначено досить представницький комплекс нанопланктону зони NP13 *Discoaster lodoensis*: *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *C. eopelagicus* Braml. et Riedel., *C. formosus* (Kamptner), *C.* sp., *Chiasmolithus grandis* Braml. et Riedel, *Ch. solitus* Braml. et Sullivan,

Ch. sp., *Discoaster barbadiensis* Tan, *D. deflandrei* Braml. et Riedel, *D. binodosus* Martini, *D. lodoensis* Braml. et Riedel, *D. sp.*, *Neococcolithus dubius* (Deflandre), *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud), *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre), *Toweius sp.*, *Zygrhablithus bijugatus* Deflandre, *Sphenolithus moriformis* (Bronniman et Stradner). Тобто свердловиною розкрито відклади, що за віком відповідають ранньому еоцену (іпрський час).

У верхній частині розрізу визначено представницький комплекс форамініфер зони *Acarinina bullbrooki*: *Dentalina consobrina* Subb., *Nuttaloides trumpyi* (Nutt.), *Cibicides rzehaki* (Grzyb.), *Globanomalina micra* Cole, *Hopkinsina aff. bykovaе* Kraeva, *Subbotina boweri* (Bolli), *Subbotina conglomerata* Schwad, *Subbotina varianta* (Subb.), *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Acarinina sp.*, *Morozowella sp.*, *Nodosaria sp.*, *Haplophragmoides sp.*, *Grgybowskiella sp.*, *Reophax sp.*, *Cystamminella sp.* Форамініфери у комплексі часто погані збереженості, багато піритизованих форм. Нанопланктон з верхньої частини розрізу погані збереженості, тому встановити зону неможливо: *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *C. formosus* (Kamptner), *Toweius sp.*, *Chiasmolithus grandis* Braml. et Riedel, *Reticulofenestra dictyoda* (Deflandre).

Сімферопольський регіоярус за віком є діахронним — кінець раннього еоцену (верхня частина іпрського ярусу) — початок середнього еоцену (нижня частина лютетського ярусу). Зважаючи на розподіл мікрофауни, в свердловині, ймовірно, маємо перерив. **Новопавлівський регіоярус.** Виділено в розрізі св. Субботіна-403. Це шарувата товща мергелів зеленувато-сірих, аргілітів і пісковиків потужністю до 320 м. Вона неузгоджено залягає на відкладах сімферопольського регіоярису і перекривається з переривом мергелями кумського регіоярису.

Відклади поширені як на шельфі, так і на континентальному схилі та в Східно-Чорноморській западині. За своїми літо- і біогенетичними властивостями вони подібні до таких розрізів Керченського регіону, що розкриті свердловинами в районі Насипкойської балки біля м. Феодосія. У складі новопавлівського регіоярису виділено харак-

терну товщу, що складена глинами вапняковими, сірими, зеленувато-сірими, коричнево-сірими, мергелями зеленувато-жовто-сірими [6]. Але у відслоненнях Чорноморського узбережжя Керченського п-ова новопавлівську товщу не простежено.

Відклади новопавлівського регіоярису продатовано за комплексом планктонних і бентосних форамініфер: *Spiroplectamina sp.*, *Anomalina acuta* Plummer, *Hanzawaia ammophila* (Gumb.), *Globanomalina micra* Cole, *Subbotina boweri* (Bolli), *Acarinina rotundimarginata* Subb., *A. pentacamerata* Subb., *A. bullbrooki* Bolli, *A. triplex* Subb. Це комплекс зони *Acarinina rotundimarginata* (середній еоцен, лютетський ярус).

Нанопланктонні комплекси представлені: *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *C. eopelagicus* Braml. et Riedel, *C. formosus* (Kamp.), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Chiasmolithus grandis* Braml. et Riedel, *Ch. gigas* (Bramlette et Sullivan), *Ch. sp.*, *Discoaster cf. tani nodifer* Bram et Riedel, *D. barbadiensis* Tan, *D. cf. bifax* Bukry, *D. deflandrei* Bram. et Riedel, *D. binodosus* Martini, *D. sp.*, *Pontosphaera discopora* Schiller, *Nannotetrina cristata* (Martini), *Neococcolithus dubius* (Defl.), *Orhozygus aureus* (Stradner), *Reticulofenestra cf. dictyoda* (Deflandre), *Zygrhablithus bijugatus* Defl., *Sphenolithus moriformis* (Bronn. et Str.). В асоціації домінують два види: *Zygrhablithus bijugatus* Defl. і *Discoaster barbadiensis* Tan.

Вік за нанопланктоном на підставі присутності *Nannotetrina spp.*, *Chiasmolithus gigas* і *Discoaster cf. bifax* — середній еоцен, можливо, найвища частина зони NP15 *Nannotetrina fulgens* — нижня частина зони NP16 *Discoaster taninodifer*.

Тобто за біостратиграфічними даними новопавлівський регіоярус відповідає лютетському ярусу середнього еоцену Міжнародної стратиграфічної шкали і за віком є середньооеоценовим (лютетський час).

Кумський регіоярус. На прикерченському шельфі, як і загалом у Кримсько-Кавказькій області, відклади Кумського регіоярису представлені тонкоритмічним перешаруванням мергелів кофейно-сірих, глин темно-сірих до чорних, алевролітів сіро-коричневих, листуватих з характерним комплексом форамініфер з *Globigerina turkmeni-*

са, радіоляріями, діатомеями, спікулами губок, лускою риб. Такий літобіофаціальний склад кумських відкладів свідчить про наявність сірководневого зараження, наявність аноксидних умов у седиментаційному басейні. Потужність регіоярису — понад 200 м.

Зазвичай відклади кумського регіоярису залягають без перериву на мергельно-аргілітовій товщі новопавлівського регіоярису. Щодо верхньої межі, то як і в деяких розрізах північно-західного шельфу Чорного моря, відклади верхньої частини кумського регіоярису розмиті і зі значним стратиграфічним переривом перекриваються альмінськими і навіть майкопськими утвореннями.

Вік кумських відкладів визначено за фауною форамініфер. У комплексах присутні планктонні форамініфери зони *Globigerina turkmenica*, а також бентосні секретійні та аглютиновані: *Ammodiscus incertus* Orb., *A. subangusta* (Mjatl.), *Textularia flexibilis* Kapt., *T. minuta* Kapt., *Recurvoides walteri* (Grzyb.), *Trochamminoides* sp., *Anomalina affinis* (Hantk.), *Eponides praeumbonatus* Mjatl., *E. subumbonatus* Mjatl., *Subbotina corpulenta* (Subb.), *S. conglomerata* Schwad., *S. eocaenica* (Terquem), *Globigerapsis tropicalis* Blow et Banner. Форамініфери деформовані, часто піритизовані.

У розрізі св. Субботіна-403 розкрито тільки нижню частину кумського регіоярису. Це засвідчує нанопланктон, представлений видами: *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *C. eopelagicus* Bramlette et Riedel, *C. formosus* (Kamptner), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Chiasmolithus grandis* Bramlette et Riedel, *Ch.* sp., *Discoaster* cf. *taninodifer* Bram et Riedel, *D.* sp., *Orhtozygus aureus* Deflandre, *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *R. dictyoda* (Deflandre), *Zygrhablitis bijugatus* Deflandre. Вік за нанопланктоном на підставі присутності *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Discoaster taninodifer* Bram et Riedel — середній еоцен, зона NP16 *Discoaster taninodifer* [30]. Нанопланктон зони NP17 і комплекс верхньої частини кумського регіоярису відсутні. Тобто відсутня верхня частина розрізу. Вік кумського регіоярису — пізній лютет — бартон.

ВЕРХНІЙ ЕОЦЕН. Альмінський регіоярус. У Чорноморському регіоні цей регіоя-

рус складений карбонатним породним комплексом, що представлений мергельми світло- та зеленувато-сірими, аргілітами світло-сірими з поодинокими прошарками пісковиків та алевролітів. Потужність товщі — до 200 м. Відклади альмінського регіоярису узгоджено чи з переривом залягають на кумських і зазвичай ерозійно перекриваються майкопськими. Але в св. Субботіна-403 розкрито тільки малопотужний фрагмент альмінських відкладів.

За біостратиграфічними даними мергельно-глинисту пачку проіндексовано як пізньоеоценову. Так, форамініфери в породах незадовільної збереженості, часто деформовані, інколи зустрічаються тільки ядра черепашок, представлені *Haplophragmoides* sp., *Textularia concava* Karrer., *Anomalinoides affinis* (Hantken), *Spiroplectamina azovensis* Nikit., *Valvulina spinosa* Cushman., *Fronicularia budensis* (Hantk.), *Nodosaria* ex gr. *elegans* (Orb.), *Oridorsalis* sp., *Subbotina boweri* Bolli, *Globigerinita martini* Blow et Banner, *Dentoglobigerina corpulenta* (Subb.), *Globigerapsis tropicalis* Banner et Blow, *Globanomalina micra* Cole. Цей комплекс засвідчує пізньоеоценовий (приабон) вік розкритих відкладів.

Крім форамініфер, Н. А. Савицькою визначено нанопланктон зон NP19-20 та NP21. Нанопланктон зон NP19-20 представлений: *Coccolithus eopelagicus* (Braml. et Ried.), *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler et Wade), *Discoaster tanii* Braml. et Ried., *D. taninodifer* Braml. et Ried., *D. saipanensis* Braml. et Ried., *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Helicosphaera compacta* Braml. et Wilc., *H. bramlettei* Muller, *Lanternithus minutus* Stradner та ін. За віком відклади нанопланктонної зони NP19-20 є пізньоеоценовими.

У верхній частині розрізу визначено нанопланктон зони NP21 (*Ericsonia subdisticha*) з *Ericsonia subdisticha* (Roth et Hay), *Helicosphaera bramlettei* Muller, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Lanternithus minutus* Stradner, *Pontosphaera plana* (Braml. et Sull.), *Reticulofenestra hillae* Bukry et Percival, *R.* cf. *umbilica* (Levin), *Sphenolithus radians* Defl., *S.* cf. *conicus* Bukry,

S. predistentus Braml. et Wilc., *S. pseudo-radians* Braml. et Wilc., *Sphenolithus moriformis* (Bronn. et Stradner), *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre). Згідно з нанопланктоном та форамініферами ця частина розрізу за віком є пізньоеоценовою (його кінець) — ранньоолігоценовою. При цьому слід зазначити, що в найнижчій частині дюрменської світи на Керченському п-ові містяться комплекси нанопланктону і форамініфер, що мають ознаки як олігоценових, так і еоценових комплексів. Тому, можливо, виділена альмінська товща є ерозійним олістостромним утворенням, що досить часто відмічається в нижній частині майкопських відкладів у численних розрізах Кримсько-Кавказького регіону, зокрема на північно-західному шельфі, Передкавказзі, Карпатах.

Зазвичай з переривами в палеогеновій частині розрізу на шельфі Чорного моря (св. Безіменна-2, Олімпійська-400 тощо) пов'язані вуглеводневі поклади. І тому за геологічною позицією частина розрізу майкопських відкладів, що залягає на еоценових відкладах зі значним переривом, може вважатися перспективною. Тут слід очікувати значні поклади, які пов'язані зі стратиграфічними неузгодженнями.

ОЛІГОЦЕН. Майкопська серія. Найбільш потужним віковим діапазоном нафтогазонакопичення в Азово-Чорноморському регіоні є діахронний — олігоцен-міоценовий — майкопський теригенно-глинистий формаційний комплекс, який має складну просторово-часову фаціальну структуру.

За даними сейсмопрофілювання, біолітостратиграфічними дослідженнями це потужна (до 3000 м) флішоїдна товща, що складена тонкоритмічним перешаруванням глин темно-сірих, аргілітоподібних, щільних, слабослюдистих, нерівномірноалевритистих, некарбонатних, мергелів, алевролітів сірих, зеленувато-темно-сірих з сидеритом, рибними залишками та пісковиків темно-сірих та світлоколірних. Відклади майкопу, як правило, неузгоджено залягають на більш давніх утвореннях та перекриваються, часто з переривом неогеновими породами. Для майкопського комплексу характерними є неповні розрізи регіональних стратонів.

На структурі Субботіна свердловинами розкрито потужну (понад 1900 м) товщу

майкопських відкладів. Аналіз просторово-часових співвідношень стратонів майкопської серії свідчить, що майкопські відклади в розрізі св. Субботіна-403 є складовою Керченсько-Таманської структурно-фаціальної зони. Тому на структурі Субботіна з метою уніфікації і типізації термінології за основу стратифікації майкопських відкладів обрано схему стратиграфії олігоцен-міоценових відкладів південно-західної частини Керченського п-ова з урахуванням особистих напрацювань авторів зі стратиграфії майкопських відкладів [11, 21, 31].

Майкопська серія як в Керченському, Ідольському районах, так і в прикерченській акваторії Чорного моря, зокрема на структурі Субботіна, відповідно до регіоярусної шкали Східного Паратетиса поділяється на планорбеловий, молочанський, керлеутський, кавказький та батисифоновий регіояруси.

НИЖНІЙ ОЛІГОЦЕН. Планорбеловий регіоярус. Представлений флішоїдною піщано-алеврито-глинистою сірою, темно-сірою товщею. В регіоні виділяються місцеві стратони в ранзі світ — дюрменська та ідольська.

Дюрменська світа. Складена шаруватими глинами сірими, бурувато-сірими, алевролітами та пісковиками алевритовими, плитчастими, турбідитовими. Верхня частина дюрменської світи характеризується переважанням у складі порід алевролітів і пісковиків.

Відклади дюрменської світи в Криму, на Керченському п-ові та прикерченському шельфі фаціально мінливі. В північній частині регіону по лінії Стрілкове—Чонгарський п-ів—Чаплинка—Скадовськ алевроліто-піщані дюрменські відклади виклинюються. В районі Джанкоя верхня частина світи, що складена глинами алевритовими та алевролітами глинистими потужністю до 70 м, є газоносною. У західному напрямку у відкладах світи підвищується вміст глинистої складової. А в східних районах Криму спостерігається збільшення алевритового матеріалу. В ідольській свердловині розріз світи складений алевролітами з прошарками глин потужністю до 170 м. На Фонтанівському газовому родовищі потужність піщано-алевролітової товщі становить близько 250 м. У південному напрямку розріз світи стає більш тонкоритмічним, тонкорозшарованим,

з косошаруватими текстурами. І на структурі Субботіна представлений аргілітами темно-сірими до чорних, щільними, міцними, слюдистими, некарбонатними з прошарками алевролітів сірих, світло-сірих, щільних, некарбонатних, пісковиків зеленувато-сірих кварц-глауконітових тонко-середньозернистих. Причому у верхній частині розрізу дюрменської світи збільшується частка піщано-алевритових прошарків. Потужність світи близько 550 м.

У відкладах дюрменської світи містяться нечисленні мікрофауністичні комплекси. В аргілітових різновидах присутні форамініфери: *Gyroidina* aff. *soldanii* (Orb.), *Bagina iphigenia* (Samoil), *Caucasina schischkinskayae* Saml., *Globigerina ouachitaensis* Hawe et Wallase, *Catapsydrax pera* (Todd), *Cibicides tenellus* (Reuss), *Globorotalia* aff. *bykovae* Aisenstat, *Hielogumbelina gracillima* Andrea, *Subbotina officinalis* Subb., *Globigerinoides* aff. *trilobus* (Reuss), *Bathysiphon* sp., *Cibicides amphisylenis* (Andrea), *Bolivina mississippiensis* Cushm., *Uvigerinella californica* Cushm., а також спікули губок, поодинокі піритизовані діатомеї.

Цей комплекс характеризує нижню частину планорбелового регіоарусу і за віком є ранньоолігоценовим.

Індольська світа. Розріз світи, на відміну від дюрменської, характеризується переважанням глин. Це аргіліти бурувато-темно-сірі і сірі, некарбонатні, слюдисті, алеврито-піщанисті, субгоризонтально-шаруваті, з тонкими проверстками глинистих сиде-

ритів, алевролітів, пісковиків. Залягають узгоджено на відкладах дюрменської світи, пов'язані поступовим переходом з відкладами молочанського регіоарусу. Потужність світи збільшується у південному напрямку. У східних районах Криму товща алевролітів глинистих і глин алевритистих має потужність від 20—30 до 200 м.

На Джанкойському газовому родовищі один із продуктивних горизонтів пов'язаний з відкладами індольської світи. На Керченському п-ові потужності світи сягають понад 500 м. На прикерченському шельфі індольська світа — це глини темно-сірі до чорних, щільні, слюдисті, тонкошаруваті. Відсоток піщано-алевритистого матеріалу в них незначний. Органічна речовина в глинах зазвичай сапропелевого типу. Характерні в розрізі ритміти. Але для нижньої частини розрізу притаманне переважання в розрізі пісковиків і алевролітів. Це майже 150-метрова шарувата товща глин алевролітів і пісковиків з косохвилястошаруватими текстурами, що характерні для схилових підводно-зсувних фацій (рис. 8). Характерним для глинистих різновидів є наявність гнізд, лінз та присипок на поверхні напласкування дрібнозернистого піщаного матеріалу.

В св. Субботіна-403 в інт. 2439—2444 м визначено: *Hyperammia* sp., *Bathysiphon* sp., *Discorbis* sp., *Gyroidina* sp., *Cibicides amphisylenis* (Andrea), *C. almaensis* Saml., *C. oligocenicus* Nikit., *Brizallina mississippiensis* Cushm., *Pseudohastegirina praemicra*, *Uvigerinella californica* Cushm., *Subbotina*

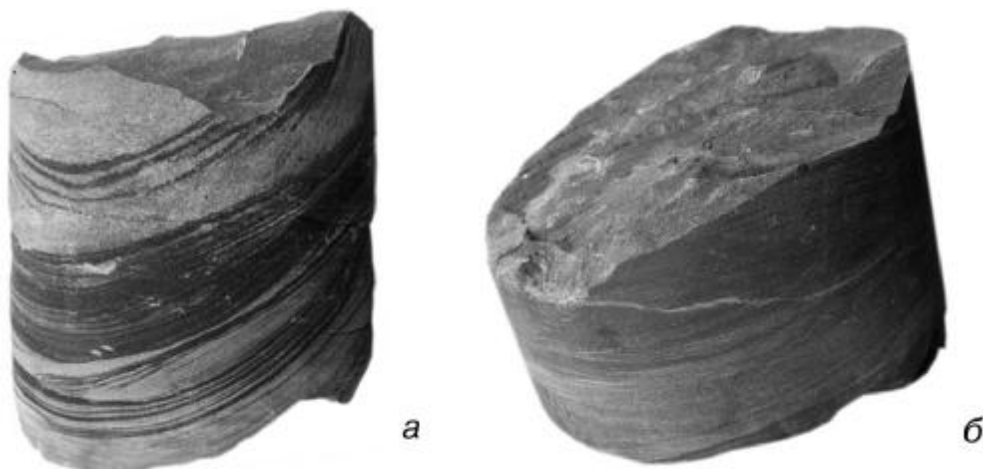


Рис. 8. Текстури ритмітів і алевро-піщанистих контуритів майкопської серії (св. Субботіна-1, а — інт. 2480—2483,6 м, б — 2348,3—2358 м) [27]

officinalis (Subb.), *S. brevispira* (Subb.). Виявлено також перевідкладені еоценові форамініфери *Acarinina primitiva* Finlay, *Globorotalia pseudoscutula* Gleassner.

В інт. 2299—2307, 2279—2288 і 2270—2279 м присутні *Hyperammia* sp., *Cyclammia* sp., *Bathysiphon* sp., *Bolivina* aff. *arta* Macf., *Melonis praeivus* Subb., *Florius polymorphus* Bogd., *Paragloborotalia opima opima* (Bolli), *P. opima nana* (Bolli). В Південному нафтогазоносному регіоні наведений комплекс характерний для верств зони *Spiroplectammia carinata oligocenica* планорбелового регіорусу і за віком є ранньоолігоценовим (рюпельський час).

Наведені вище біолітофаціальні особливості планорбелового регіорусу демонструють різнорангову циклічну будову відкладів. Найнижча частина розрізу — це базальна пачка трансгресивного циклу, що утворена після перериву в осадконакопиченні на межі еоцену—олігоцену. Регресивні цикли характеризуються збільшенням у прошарках теригенної піщано-алевритової складової. На прикерченському шельфі переважають породи, що свідчать про формування в планорбеловому седиментаційному басейні акумулятивних утворень, конусів виносу в зоні внутрішнього шельфу та континентального схилу.

Отже, планорбелові відклади керченського шельфу представлені достатньо повними розрізами дюрменської та індольської світ, мають біолітогеодинамічні ознаки нафтогазоносності нижньомайкопських відкладів Керченського п-ова, північно-західного шельфу Чорного моря, нижньоменілітової світи Передкарпатського прогину.

Молочанський регіорус. Молочанська світа. В Керченсько-Таманському регіоні ця світа представлена глинами зеленувато-темно-сірими, алевритистими, карбонатними, піщанистими, щільними. Поширена повсюдно. Потужність відкладів молочанського регіорусу в Індольському, Керченському районах становить понад 500 м. У південно-східній частині Керченського п-ова виділяється товща глин бурих, жовто-бурих, аргілітоподібних з прошарками алевролітів і сидеритів, тонкошаруватих, тонкоплитчастих. Їх потужність до 260 м.

На структурі Субботіна це глинисто-алевритова піщана товща потужністю до

200 м. Відклади молочанської світи пов'язані поступовим переходом з відкладами індольської світи, перекриваються нижньокерлеутською світою. Границя проводиться за зміною глин карбонатних розущільнених глинами некарбонатними, тонкоплитчастими з поодинокими скелетами риб.

У відкладах молочанського регіорусу майже відсутні органічні рештки, за винятком Ostracoda — *Cytherella beyrichi* (Reuss), *Candona condidula* Linkl. На північно-західному шельфі Чорного моря С. А. Люльєвою було визначено *Sphenolithus predistentus* Bravt. et Wilcos. Вік молочанських відкладів — ранній олігоцен — рюпель.

Керлеутський регіорус. Керлеутська світа. Нижньокерлеутська підсвіта. Перешарування глин темно-сірих, зеленувато-бурувато-темно-сірих з глинами алевритистими, алевролітами кременистими з сидеритами, збагаченими піритом. При аналізі розподілу і вмісту алеврито-піщаної складової в розрізі нижньокерлеутської підсвіти спостерігається така тенденція. В Причорномор'ї аналоги нижньокерлеутської підсвіти — сірогозькі верстви представлені дрібно- та середньозернистими пісками і алевритами потужністю від 20—30 до 40—60 м. На південь в розрізі, особливо в нижній його частині, з'являються глини. В Криму, зокрема на Джанкойському газовому родовищі, ці відклади є основним газоносним об'єктом і складені алевролітами слабоущільненими з прошарками глин. Пачки алевролітів перешаровуються з малопотужними пачками глин. На південь піщано-алевролітові породи стають поступово більш глинистими, причому вміст глин підвищується в нижній частині розрізу. Збільшується і потужність до 130 м. У південно-східній частині Рівнинного Криму, на Керченському п-ові нижньокерлеутська підсвіта представлена майже повністю шаруватими глинами з тонкими прошарками алевролітів. Потужність — до 630 м. На прикерченському шельфі — це глинисто-алевролітова темноколірна шарувата флішоїдна товща, в якій практично відсутні фауністичні рештки, а спостерігаються тільки уламки скелетів риб, спікули губок. Отже, наведена різнофаціальна зональність відображає морфогенетичні відмінності пасток

вуглеводнів, що контролюються седиментологічними і морфоструктурними факторами, але умови утворення осадків у батиметрично різних зонах (прибережній, авандельтовій, шельфовій, континентального схилу) мають тут значний вплив на розподіл нафтогазогенеруючих фацій.

НЕОГЕНОВА СИСТЕМА

МІОЦЕН. Кавказький регіонарус. Верхньокерлеутська підсвіта. Перешарування глини сірих, бурувато-темно-сірих з прошарками та лінзами пісковиків алевролітів та сидеритів. Від нижньокерлеутської підсвіти розріз верхньої відрізняється збільшенням прошарків пісковиків.

Вміст пісковиків у розрізі зменшується у північно-східному напрямку. У цьому ж напрямку збільшується потужність відкладів, сягаючи 600 м. За літологічними ознаками верхньокерлеутська підсвіта поділяється на дві пачки. Нижня — складена аргілітами із прошарками пісковиків і алевролітів. Верхня — представлена глинами невапнистими, ущільненими, гідрослюдицистими. В самих верхах верхньокерлеутської підсвіти спостерігається пачка порід потужністю 890—150 м, що складена в нижній частині алевролітами слабозцементованими, алевролітами з проверстками глини, а вище — це слабозцементовані пісковики, алеврити, що утворюють піщано-аледритові прошарки потужністю 2—10 м. Ця літолого-фаціальна особливість верхньокерлеутського розрізу властива Кримському району. Зокрема, на Джанкойському газовому родовищі спостерігається 15—17 аледритопіщанистих прошарків зі змінною потужністю від 2 до 13 м. Аналогічний характер розрізу на Мошкарівській, Владиславівській, Південно-Сиваській структурах. У деяких свердловинах (св. Західно-Фонтанівська-1, Південно-Сиваська-1, -3, -6) у покрівлі верхньокерлеутської підсвіти спостерігається анкеритсидеритовий прошарок. У Насипкойській балці відслонюється тільки фрагмент верхньокерлеутських відкладів. На більшій частині Керченського п-ова відклади верхньокерлеутської підсвіти частково або повністю розмиті. На деяких локальних структурах (Мошкарівська, Куйбишевська та ін.) ще відсутня і нижня частина батисифонового регіонарусу (арабатська світа) [3].

На прикерченському шельфі за даними буріння на структурі Субботіна також відмічається збагачення піщаним матеріалом флішодного тонкоритмічного глинистого розрізу керлеутської світи. Такий тип утворення характеризує морські глибоководні умови седиментації.

У керлеутських відкладах визначено, крім залишків риб, комплекс форамініфер, серед яких домінуючими є такі види: *Spiroplectamina terekensis* Bogd., *S. carinata* follis (Krajeva), *Pseudoparella caucasica* Bogd., *Cibicides stavropolensis* Bogd., *Caucasina schischkinskinyae* Seml., *Uvigerinella californica* Cushman, *Haplophragmoides kerleuticus* Koz., *Ammodiscus tenuilicus* Subb. *Sphaeroidina variabilis* (Reuss.) та ін. В зеленувато-сірих глинах на континентальному схилі присутні *Bolivina goudkovii* Rank, а також поодинокі *Turborotalia obessa*, *Globigerinoides primordius*, що дозволяє верхньокерлеутську підсвіту, яка є складовою кавказького регіонарусу Східного Паратетіса, датувати раннім міоценом.

Проблема межі олігоцену та міоцену пов'язана з датуванням та визначенням обсягу у Кримсько-Чорноморському регіоні верхньокерлеутської підсвіти кавказького регіонарусу, що запропонований М. Ф. Носовським та О. К. Богдановичем [40] у якості аналогу аквітанського ярусу МСШ у зв'язку з проблемою межі палеогену і неогену. Але ця пропозиція не була вдалою через відсутність чітких кореляційних рівнів за бентосними і планктонними групами фауни та реперних літологічних ознак.

Аналіз розрізів півдня України, зокрема розрізів численних свердловин північно-західного шельфу Чорного моря, та їх кореляції з розрізами Причорномор'я, Криму, Карпат, Північного Кавказу, свідчить, що кавказькому регіонарусу відповідає верхня частина верхньокерлеутської підсвіти і нижня іллічівської та арабатської світи. Верхня частина верхньокерлеутської підсвіти — це глинисто-аледритова тонкошарувата товща, що містить комплекс нечисленних форамініфер: *Haplophragmoides rotundidorsatus* (Hantk.), *Spiroplectamina caucasica* Dajn, *S. terecensis* Ter-Grig., *Subbotina brevispira* (Subb.), *Globigerina ciperoensis* Bolli, *Chiloguembelina gracillima* (Andr.)

[11, 31, 51]. У верхньокерлеутській підсвіті М. М. Іваніком [21] виявлено комплекс спікул переважно кременеворогових губок, що аналогічний комплексу з верхньоменілітової підсвіті Передкарпатського прогину. Вік останньої за фауною форамініфер і нанопланктоном однозначно трактується як аквітанський.

Поступово розріз заміщується темно-сірими глинами арабатської світи, яка в нижній частині містить нечисленні бентосні форамініфери, а переважають спікули губок, піритизовані діатомеї і залишки скелетів риб. Такий склад біоти характерний для низів флішоїдних розрізів аквітану Кримсько-Кавказької області, тобто кавказький регіоярус є діахронним.

Аналіз розподілу форамініфер у граничних розрізах олігоцен-міоценових відкладів чітко відображає складний циклічно-сидиментаційний характер майкопського формаційного комплексу, в якому відображено трансгресивно-регресивні і кліматичні режими. Як правило, межа палеогену і неогену літологічно проходить у середині майже одноманітної циклічної товщі, де форамініфери, в основному бентосні, поганої збереженості і нечисленні, приурочені до підошви циклу, а їх верхня частина не містить форамініфер взагалі. За інтепретацією розрізів свердловин північно-західного і прикерченського шельфів та зразків порід, що підняті на континентальному схилі Чорного моря, умовна межа проводиться в ритмічній флішоїдній товщі кавказького регіоярису [30—32, 51] за зміною комплексів *Globigerina ciperoensis* Bolli, *Gl. praebuloides* Blow, *Brizalina mississippiensis*, *Sphaeroidina variabilis* (Reuss) комплексом біоти, що майже не містить форамініфер, але зі значною питомою вагою спікул губок і залишків скелетів риб. Вище на рівні зони NN1 з'являються форамініфери *Bolivina goudkovii* та поодинокі *Turborotalia obessa*, *Globigerinoides primordius*.

Тут, напевно, ми спостерігаємо так звану об'ємну межу, коли у верхній частині кавказького регіоярису (верхи верхньокерлеутської підсвіті, арабатська світа) спостерігаються форамініферові комплекси, в яких є як олігоценові, так і нижньоміоценові види. На цьому кореляційному рівні аналогічні форамініферові і нанопланктонні

асоціації характерні для всієї Кримсько-Кавказької області. Саме з цієї причини пропонується виділяти кавказький регіоярус s. l., який поділяється на два під'яруси: нижній — кавказький s. str (олігоцен) та верхньокавказький — (нижній міоцен) в інтервалі від 23,03 МА (нижня межа аквітану) до 20,5 МА (нижня межа сакараульського, еггенбургського і бурдигальського ярусів) [51].

Кореляційний рівень за мікрофосиліями встановлений також в середній частині арабатської та іллічівської світ у свердловинах чорноморського шельфу за присутністю *Globorotalia consina*, *Haplophragmoides* sp., *S. zuramacensis*, *Turborotalia obessa*, *Globigerinoides primordius*, а також нанопланктону зони NN3 *Sphenolithus belemnos*, що дозволяє стверджувати, що середня частина іллічівської та арабатської світ корелюється з верхами сакараульського регіоярису [51].

Таким чином, нижньоміоценові відклади включають верхню частину кавказького s. l. (верхньокавказький підрегіоярус) та батисифоновий регіоярус і корелюються з караджалгінським, сакараульським і коцахурським регіоярусами Росії, верхнім егерієм, еггенбургієм, оттангієм та карпатієм Центрального Паратетиса, аквітанським і бурдигальським ярусами Міжнародної стратиграфічної шкали (рис. 4).

Батисифоновий регіоярус. Арабатська світа. Складена шаруватою товщею глин темно-сірих, некарбонатних, з прошарками глин алевритистих, алевролітів, сидеритів. Піщано-алевритові відклади арабатської світи та її аналогів (горностаївська, чорнобаївська в Причорномор'ї, іллічівська на північно-західному шельфі Чорного моря) мають суттєві відмінності. Якщо в південно-західній частині Північного Причорномор'я розріз складений різнозернистими слабоуцільненими пісками потужністю 15—20 м, то на південь та схід простежується смуга (до 70 км), де верхня частина розрізу представлена дрібнозернистими пісками, а нижня — алевритами з прошарками глин алевритистих. Потужність тут збільшується до 50—100 м. На південь в розрізі, переважно в його нижній частині, збільшується кількість і потужності глинистих прошарків у піщано-алевритовій товщі.

В східній частині Криму — район Арабатської Стрілки до с. Воїнка, розріз складе-

ний пісками і пісковиками, а в нижній частині — алевритами з прошарками глин (з ними пов'язане Стрілкове газове родовище). Далі на південь в південно-східних районах Криму, в західній частині Керченського п-ова піщано-алевритові прошарки стають більш глинистими і утворюють пачки тонкого перешарування з глинами. На сході півострова відбувається майже повне фаціальне заміщення піщано-алевритового розрізу глинистим. Потужності збільшуються до 500 м. На прикерченському шельфі — це тонкоритмічне перешарування глин, алевролітів і пісковиків. Переважають глини темно-сірі до чорних, щільні, слюдисті, некарбонатні, з орієнтованою мікротекстурою. У верхній частині спостерігаються прошарки алевролітів сірих.

В товщі арабатської світи В. Ф. Козирьовою, слідом за Л. М. Голубнічою виділено шість лон: *Harporagmoides periferog excavatus*, *Succamina* і вапнякових форамініфер з *Neobulimina elongata*, що розділені верствами без мікрофауни. За форамініферами *Neobulimina elongata* (Orb.) і *Bulimina tumidula* Bogd. арабатська світа корелюється з ольгинською світою Передкавказзя і чорнобаївською світою Північного Причорномор'я [11], а також з сакараульським регіоярусом (ярусом) Східного Паратетиса. Потужність регіоярису мінлива. Найбільші потужності в центральній частині Керченського п-ова (понад 2000 м).

В керченському регіоні в складі батисифонового регіоярису виділяється королівська світа, що поширена у східній частині і складена одноманітною товщею бузково-сірих сланцеподібних глин з сидеритами [3, 6]. Потужність світи коливається від 300 до 700 м (с. Марфівка) і зменшується у західному напрямку до 0—10 м або відклади повністю відсутні і перекриваються чокракськими утвореннями.

Форамініфери представлені поодинокими видами *Succamina zuramakensis* Bogd., присутні діатомові водорості і залишки риб (*Clupeonella* sp., *Mercuccius* cf. *lednei* Bogd., *Centriscus* sp.). В більш повних розрізах глини королівської світи поступово заміщуються глинами тарханського регіоярису. На решті території Керченського п-ова верхня межа королівської світи має ерозійний характер.

Відклади арабатської світи (верхня частина майкопської серії) в св. Субботіна-403 умовно виділені в інтервалі глибин 1000—1400 м, охарактеризовані фауністично тільки в інтервалі глибин 1381—1386 м. У цьому інтервалі, як і в інших розрізах арабатської світи Керченського району, присутні поодинокі паличкоподібні *Bathysiphon* sp., *Succamina zuramakensis* Bogd., спікули губок, рештки риб (луска, отоліти), що дає змогу зіставляти їх з сакараульським і казахурським регіоярусами Східного Паратетиса і датувати раннім міоценом (бурдигал).

Тарханський регіоярус. Поділяється на три товщі: камишлацьку, тарханську s. str. та юраківську. Юраківські верстви згідно перекриваються детритовими вапняками чокракського регіоярису чи ерозійно — в глинистих розрізах.

Камишлацькі верстви представлені глинами майкопоподібними коричнево-чорними потужністю до 20 м. В них присутні форамініфери як аглютиновані — *Succamina zuramakensis* Bogd., *S. ovalis* (Subb.), *Hyperamina* sp., так і секретійні — *Discordis* sp., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz, *Globigerinoides altiapertura* Boll та ін. Камишлацькі шари мають видиму потужність 10—15 м. У верхній частині пачки, складеної глинами, встановлені такі види нанопланктону: *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth et Hay), *Helicosphaera* sp., *Reticulofenestra* sp., *Braarudosphaera bigelowi* (Gran. et Br.) [24, 51].

Тарханські s. str. верстви представлені мергелями темно-сірими щільними та глинами чорними з *Nucula placentina* Lamk., *Pseudamussium denudatum* (Reuss), *Ostrea cochlear* (Poll), *Globulina gibba* Orb., *G. tarchanensis* Subb. et Chutz. та ін. У розрізі Коп-Такил нанопланктон з'являється у перекриваючих глинах і представлений комплексом, подібним до камишлацького. З нових видів присутній *Cricolithus jonesi* [6]. Молюски представлені детритом з переважанням *Abra parabilis*, *Lentipecten corneus denudatus*.

Юраківські верстви потужністю 95 м складені глинами зеленувато-сірими (спіріалісові глини). В глинах визначені форамініфери *Spiratella tarchanensis* Kittl, *Nuculana subfragilis* Horn, *Musculus conditus* Mayer, *Abra parabilis* Zhizh та ін. В деяких

розрізах юраківські верстви (потужністю 39 м) складені глинами з поодинокими прошарками мергелів (0,3—0,5 м) і перешаруваннями вапнистих глин світло- і темно-сірих кольорів. Комплекс форамініфер подібний до комплексу, що встановлений на прикерченському шельфі [1, 3, 6].

Треба зазначити, що в багатьох розрізах тарханські відклади представлені однотиповими глинами темно-сірими до чорних, тонкошаруватими з проверстками пісковиків та сидеритів, що накопичувалися в глибоководних умовах в аноксидному середовищі. Тому виділення камишлацьких, тарханських, юраківських верств на прикерченському шельфі та континентальному схилі, де розріз представлений більш глибоководними фаціями — глинисто-мергельною товщею, є недоцільним.

Це підтверджується виділеними в св. 403 в інтервалах глибин 859,7—863,1 та 950—959 м форамініфер *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. akneriana longa* Gerke., *Q. consobrina* Orb., *Q. aff. collaris* (G. et Is.), *Q. aff. selene* (Karrer), *Protelphidium martkobi* (Bogd.), *Hyperammia* sp. (піритизовані), а також наявністю в інт. 950—959 м численних черепашок гастропод роду *Limacina* (= *Spiratella*), залишків риб — луски, отолітів. Потужність відкладів — до 150 м.

Дискусійність встановлення обсягу та границь тарханського регіоярису значною мірою обумовлена літобіофаціальною однорідністю майкопських і тарханських відкладів в Азово-Чорноморському регіоні [51]. Але аналіз комплексів форамініфер з тарханських відкладів акваторії Чорного моря, де порівняно з Північним Причорномор'ям, Кримом та Керченським п-овом розкрито найбільш повні глибоководні карбонатно-глинисті відклади, дозволяє виділити тарханський етап розвитку планктонно-бентосної асоціації форамініфер. У розподілі форамініфер відмічається циклічність, що відображає евстатичні коливання на цьому трансгресивному етапі. Для верхньої частини темноколірних тонкошаруватих сидеритових глин характерним є переважання в комплексах форамініфер тонкостінних піритизованих, скелетів риб, кременистих спікул губок, що свідчить про вплив на характер осадконакопичення і розподіл біоти флюїдів в прирозломних глибо-

ководних зонах, а також існування, як і в майкопі, аноксидного епізоду.

Відмінністю комплексу тарханських форамініфер від майкопських є значне видове різноманіття як бентосних (аглотинованих та секретійних) видів, так і планктонних глобігеринід.

Треба зазначити, що в форамініферових асоціаціях тарханських відкладів Чорноморського регіону є елементи як планктонних глобігеринід Центрального Паратетиса, так і численних бентосних форамініфер, характерних для синхронних комплексів Передкавказзя, Грузії тощо, що робить доказовим виділення тарханських відкладів у Східно-Чорноморському регіоні.

Чокракський, караганський і конкський регіояриси. Мають значне поширення на Керченському п-ові та прикерченському шельфі Чорного моря. Якщо на Керченському п-ові ці регіояриси чітко виокремлюються [6], то на шельфі вони представлені перешаруванням глин та алевролітів карбонатних та безкарбонатних.

На Керченському п-ові **чокракський регіоярус** представлений двома типами розрізів — прибережно-мілководним і глибоководним. На переважній частині півострова чокрак складений вапняками органічно-детритовими з прошарками пісковиків, глинистих пісків з гальками, конгломератів і мергелів. У східній і південно-східній частинах півострова розвинуті глибоководні глини карбонатні тонкошаруваті. Потужність регіоярису становить 100 м. Верхня частина регіоярису на сході півострова представлена малопотужними товщами глин з прошарками мергелів, де визначено двостулкові молюски: *Nuculana fragilis* (Chemn.), *Cerastoderma hispidiforme* (David.), *C. Pseudomulticostatum* (Zhizh.), *Ervilia praepodolica* Andrus., *Donax tarhanensis* Bajar., *Chlamis pertinax* Zhizh., *Modiolus lucidus* Zhizh., *Nassa restitutiana* Font., *Loperis dentatus* Bast. Крім того, в відкладах містяться численні форамініфери: *Sigmoilina tschokrakensis* Gerke, *S. haidingeri haidingeri* Orb., *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Q. Consobrina* Orb., *Q. consobrina nitens* Reuss, *Q. akneriana rotunda* Gerke, *Q. Triangularis* Orb., *Q. Buchiana* Orb., *Articulina tschokrakensis* (Gerke), *Nonion granosus parus* Bogd., *Elphidium rugosum*

atschiensis Suzin, *Triloculina gibba* Orb., *T. inflata* Orb., *Pseudopolymorphina linter* Djan et Kuz., *Discorbis effuses* Krasch. та ін. На Керченському п-ові між чокракськими і підстеляючими тарханськими відкладами маємо значний перерив, і чокрак представлений лише своєю верхньою частиною [3].

Відклади **караганського і конкського регіоярусів** також мають значне поширення і складені мергелями, пісками, глинистими пісковиками, глинами, місцями частково вапняками, конгломератами і галечниками. З заходу на схід відбувається зміна фацій відкладів від прибережно-мілководних до глибоководних. Їх потужність сягає понад 270 м.

Караганський регіоярус. В західній частині Керченського п-ова переважають глинисто-карбонатні породи. Це — глини темно-сірі, мергелі, пісковики глинисті, інколи вапняки сіро-зеленуваті з конгломератами та строматолітами. На схід розріз стає більш глибоководним і представлений глинами темно-сірими до чорних, коричневими з прошарками глинистих пісковиків, вапняків, мергелів. В темно-сірих глинах зустрічаються поодинокі *Spaniodontella pulchella* Bailly, а в вапняках, залізистих глинах та мергелях присутні численні відбитки, ядра, черепашки молюсків *Spaniodontella pulchella*, *Mohrensternia barboti* Andrus., *M. grandis* Andrus. Потужність відкладів на Керченському п-ові сягає понад 200 м і зменшується на захід до 5—6 м [6]. У караганських відкладах форамініфери майже відсутні, і тільки у верхній частині розрізу в темно-сірих глинах рідко зустрічається характерний для карагану Кримсько-Кавказької області вид *Quingueloculina ersaconica* Krasch., а також *Ammonia beccarii* (L.) та крихкі, тонкостінні представники *Nonion*.

Конкський регіоярус. На Керченському п-ові регіоярус поділяється на сартаганські і веселянські верстви. На сході півострова представлений ервілієво-фоладовими верствами, глинами сірими з прошарками мергелів жовтуватих, які вище по розрізу заміщуються глинами з прошарками кварцових пісків і пісковиків, що містять *Corbula gibba* (Ol.), *Cerastoderma andrussovi* (Sok.), *Abra reflexa* (Eichw.). На заході півострова — це тонке перешарування пісків з глинами темно-сірими і зеленуватими з

Ervilia trigonula Sok, *Cerastoderma obsoletum* (Eichw.). В конкських відкладах визначено форамініфери *Quingueloculina reussi sartaganica* Krasch., *Q. ersaconica* Krasch., *Articulina konkensis* Bogd., *Triloculina confirmata* Krasch., *Neobulimina elongate* (Orb.), *Elphidium joukovi* Serov., *Discorbis effusus* Krasch., *Cassidulina bulbiformis* Krasch. Потужність конкських відкладів коливається в межах 120—150 м. Що стосується поширення відкладів конкського регіоярусів, то за даними фауни форамініфер та молюсків у західній частині півострова відклади частково розмиті під час сарматської трансгресії.

На прикерченському шельфі Чорного моря, як і на північно-західному шельфі, можливе виокремлення в розрізі чокрак-караган-конкської товщі, що представлена тонкоритмічним перешаруванням глин, алевролітів та пісковиків. Причому глиниста складова є домінуючою.

Треба зазначити, що нижня межа чокрак-караган-конкської товщі буває як ерозійною, так і пов'язана поступовим переходом з нижчезалягаючими тарханськими відкладами. Тому встановлення межі, особливо за літологічними, сейсмостратиграфічними даними в розрізі свердловин є проблемною. Так, у регіональній стратиграфічній схемі неогенових відкладів південних регіонів європейської частини Росії [44] в Тамансько-Алагумській зоні літологічно подібні до Керченсько-Чорноморських тарханські і чокракські відклади навіть об'єднано в єдину "североширванскую свиту", в якій виділено дві підсвіти.

Теж саме стосується і верхньої межі з сарматськими відкладами, яка встановлюється за біостратиграфічними критеріями в тонкошаруватій глинисто-теригенній товщі.

ВЕРХНІЙ МІОЦЕН. Сарматський регіоярус. Сарматські відклади в Південному нафтогазоносному регіоні поширені в різних структурно-фаціальних зонах — в акваторії Чорного моря, на прилеглих територіях, зокрема на Керченському п-ові. Згідно з сейсмостратиграфічними побудовами та даними буріння спостерігається трикомпонентна біолітогенетична структура сарматського регіоярусів. Виділяються нижній — волинський, середній — бессарабський та верхній — херсонський підрегіоярусів. Зазвичай сар-

матські відклади ерозійно залягають на різних породах нижнього, середнього міоцену, палеогену та перекриваються меотичними чи більш молодшими, серед яких і сучасні, утвореннями.

Нижньосарматські відклади (волинський підрегіоюрс) складені глинами переважно темноколірними, інколи до чорних, бурими, оливково-зеленими загіпсованими з прошарками алевролітів, мергелів, пісковиків. Потужність їх мінлива — від 4,5 м (св. Стрількова-20) до 250 м (св. Північно-Керченська-1). В східній частині Керченського п-ова у волинському підрегіоюрсі, особливо в його нижній частині (симдесмієвий шар), присутні численні *Abra reflexa* (E i s h w.), а у верхній (мактровий шар) переважають *Mastra eichwaldi* L a s k. Для нижньої частини сарматських відкладів характерними є численні форамініфери. Так, в св. Субботіна-403 визначено представницький комплекс форамініфер: *Articulina sarmatica* (K a r r e r), *A. problema* B o g d., *Quinqueloculina akneriana* (O r b.), *Q. consobrina* O r b., *Q. aff. chutziensis* B o g d., *Q. sp. sp.*, *Nodobacularella* sp., *Q. selene* K a r r e r, *Nonion commune* (O r b.), *N. granosus parvus* B o g d., *N. granosus* (O r b.), *N. parvus* B o g d., *N. serenus* V e n g l., *Florilus boueanus* (O r b.), *Protelphidium martkobi* (B o g d.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. echinus* S e r o v a, *E. hauerinum* (O r b.), *E. aculeatum* (O r b.), *E. subumbilicatum* (C z.), *E. elegans* S e r o v a, *E. reginum* (O r b.), *E. josephina* (O r b.), *Discorbis urupensis* K r a s c h e n., *D. kartvelicus* K r a s c h e n., *D. aff. basillicus* (K r a s c h e n.), *Fissurina aff. cubanica* (B o g d.), *F. marginata* (W. et B.), *F. mironovi* (B o g d.). Крім форамініфер, визначені рештки водоростей *Halicoryne morelleti* (P o k o r n y), *Bolboforma badenensis* S z c h e c h., *B. reticulata* D a n. et S p i e g., рештки риб (луска, отоліти, зуби). Ці дані свідчать, що в розрізі присутня тільки нижня частина (волинський підрегіоюрс) сарматських відкладів потужністю близько 110 м.

Середньосарматські відклади (бессарабський підрегіоюрс) складені перешаруванням піщано-вапнякових порід. Це переважно вапняки органогенно-детритові, піщані, глини зеленувато-сірі з прошарками алевролітів. У цих відкладах встановлено комплекс форамініфер, що містить дрібно-

рослі непрозорі крихкі черепашки — *Quinqueloculina consobrina consobrina* (O r b.), *Q. consobrina sarmatica* (G e r k e), *Q. reussi* B o g d., *Q. voloshinae* B o g d., *Q. rotunda* D i d k., *Articulina konkensis* B o g d., *Nonion bogdanowiczii* V o l o s h., *Elphidium macellum* (F i c h t. et M o l.).

Для верхньосарматських відкладів (херсонський регіоюрс) характерною є меридіональна фаціальна мінливість. На Керченському п-ові в його центральній частині це переважно глини світло-сірі і зеленувато-сірі. На заході — вапняки з прошарками глин. Потужність відкладів — до 200 м. На прикерченському шельфі та в глибоководній частині Чорного моря верхній сармат це переважно теригенні відклади — глини, алевроліти та мергелі. В глинах визначено дрібні форамініфери *Guembelina dracillima* (A n d r.), *Cibicides* sp., *Fissurina* sp., *Globigerina* sp. Потужність херсонських відкладів — від 20 до 200 м.

Меотичний регіоюрс. Відклади регіоюрсу значно поширені як на Керченському п-ові, так і на прикерченському шельфі і в Східно-Чорноморській западині. Про це свідчать сейсмостратиграфічні характеристики, дані свердловин та численні знахідки в драгах і трубках морських станцій.

На Керченському п-ові меотис має двочленну будову, виокремлюються два підрегіоюрси — багерівський та акманайський. Для нижньої частини характерним в розрізі є переважання глин зеленувато-сірих піщаних з підпорядкованим вмістом вапняків. У деяких зонах Керченсько-Таманського прогину ця частина розрізу є продуктивною. Для верхньої частини характерними є вапняки, що перешаровуються з глинами, мергелями та пісковиками. Аналогічний розріз меотису і на структурі Субботіна. Відклади меотичного регіоюрсу поступово чи з переривом перекривають сарматські, верхня границя з понтом, як правило, є ерозійною. Загальна потужність меотису — 100 м.

Меотичні відклади — це типово морські утворення з молюсками, форамініферами, діатомеями, нанопланктоном, за якими і обґрунтовано вік порід. Меотичні відклади містять багатий комплекс молюсків: *Congerina modiolopsis* A n d r u s., *C. novorossica* (S i n t z.), *C. oxyrrhincha* A n d r u s., *Abra telli-*

noides (Sintz.) *Cerastoderma arcella mithridatis* (Andrus.), *Dosinia maeotica* Andrus., *Venerupis abichi* Andrus., *Modiola incrassata* (Orb.) тощо. Якщо конгерії є характерними для багерівського регіоярису, то дозінії преважують у акманайському. Прісноводні молюски — *Psilunio novorossicus bugensis* Gozh., *Ps. radiatodentatus* Sintz., *Ps. subrecurvus robustus* Gozh., *Unio ingulesis* Gozh., *Viviparus barboti barboti* Sintz. тощо, як правило, приурочені до ерозійних поверхонь піщано-алевритистих, зі значною домішкою гравійного матеріалу, верств [6, 7, 36].

Характерними є численні остракоди: *Caspioocypris candida* (Liventale), *Loxiconcha potentis* Stan., *Xestoleberis maeotica* Suz., *Leptocythere plana* (Schneider), *L. stabilis* (Schneider), *L. scabria* Schneider. тощо [6, 36].

Діатомові водорості — *Cymatosira bicharensis* Pant., *Denticula hustedtii* Sim. et Kanaya, *Rhabdonema adriaticum* Kutz. — характеризують безкарбонатні глинисто-алевритові різновиди порід [6].

Крім типового для меотису Кримсько-Кавказької області комплексу бентосних форамініфер: *Saccamina* sp., *Quinqueloculina consobrina meotica* Didk., *Q. seminulum meotica* Gerke, *Ammonia beccarii* (Linne), *Porosonion subgranosus* (Gerke), *P. martkobi* (Bogd.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. regina* (Orb.), *Cassidulina* sp. та ін., визначено планктонні: *Globigerina bulloides*, *Sub. brevispira* (Sub.), *Globigerinoides scitula*, *Gl. trilobus*, *Turborotalia mayeri* [11, 32].

За нанопланктоном меотичні відклади відповідають зонам NN 9-10 Discoaster neogamatus, що, як і форамініфери, засвідчують пізньоміоценовий вік меотичних відкладів.

Понтичний регіоярус. У Чорноморському регіоні відклади поширені повсюдно. Поділяється на новоросійський та босфорський підрегіояриси [3, 7, 41, 49, 51]. Найбільш повні розрізи розкрито у синклінальних структурах Керченського п-ова, що, як і у розрізах шельфу та схилу Східно-Чорноморської западини, представлені циклічним перешаруванням піщано-алевритових та алеврито-глинистих порід з поодинокими прошарками органогенних вапняків. Потужність понтичних відкладів — до 150 м. На структурі Субботіна товщини понтичних відкладів становлять до 120 м.

У відкладах новоросійського підрегіоярису переважають вапняки світло-сірі, пелітоморфні, дрібнозернисті з прошарками мергелів та тонкошаруватих глини. Містить черепашки *Dreissena rostriformis* (Desh.), *D. simplex* (Barb.), *D. tenuissimus* Sinz., *Congeria subrhomboidea* Andrus., *C. amigdaloides novorossica* (Sinz.), *Abra tellinoides* (Sinz.), *Parvivenus widhalmi* (Sinz.). Босфорський підрегіоярус складений глинами карбонатними, алевритистими, мергелями, черепашниками міцними з прошарками крихких черепашників, з багатим комплексом молюсків *Didacna planicostata* Desh., *D. ovata* Desh., *D. sulcatina* Desh., *D. paucicostata* Desh., *Paradacna stratonis* Andrus., *P. retowskii* Brus., *Dreissensionya aperta* Desh та ін. [5—7].

В глибоководних глинисто-алевритистих фаціях між нижньо- та верхньопонтичними відкладами часто простежується прошарок детриту з *Congeria subrhomboidea*, *C. subcarinata*, *Dreissena stefanescui*, *D. simplex*, що свідчить про регресивну фазу у трансгресивно-регресивному осадконакопиченні в понтичний час та про активний гідродинамічний режим на ділянках континентального схилу.

Понтичні відклади поступово чи з переривом залягають на меотичних. Розрізи понту, як правило, неповні, інколи відклади босфорського регіоярису відсутні і верхня межа з кімерієм ерозійна. В Керченсько-Таманському регіоні в нижній глинисто-піщано-алевритистій частині понту виділяється низка продуктивних вуглеводневих горизонтів.

За ґрунтовними дослідженнями В. М. Семененка, М. А. Певзнера та інших вчених визначено положення понту Східного Паратетиса в магнітохронологічній шкалі, обґрунтовано його вік за мікрофосиліями, виконано кореляцію з ярусами Середземномор'я [41, 49—51]. За цими даними понтичний регіоярус є верхнім підрозділом міоценового відділу, корелюється з верхньою частиною тортону — месинієм, його вік відповідає часовому інтервалу 7,5—6,3 млн років.

ПЛІОЦЕН. Кімерійський, куяльницький регіояриси. Незважаючи на те, що існує численна інформація про наявність в акваторії Чорного моря за геолого-геофізичними даними кімерій-куяльницьких відкладів,

даних, які б дозволили виконати детальне біолітостратиграфічне розчленування цих відкладів, недостатньо.

Кімерійський регіоярус. Поділяється на азовський, камишбурунський та пантикапейський підрегіояруси. Відклади представлені мілководними залізистими пісками, пісковиками і глинами, а в більш глибоководних частинах — безкарбонатними глинами темно-зеленувато-сірого, оливкового кольору з прошарками діатомових та сидеритових глин. Тобто, на відміну від понтичного етапу, в кімерії переважає глинисто-піщаний тип осадконакопичення. Кімерійські відклади поступово чи зі значним переривом перекривають понтичні. В нижній частині регіоярису присутній базальний горизонт залізистих пісковиків. Відклади мають як незначні потужності, так і відрізняються поширенням значних товщин у синклінальних структурах, зокрема на Пантикапейському піднятті, в Індоло-Кубанському прогині, де потужності сягають 200—600 м.

У карбонатній частині встановлені фації з остракодами: *Caspiocypris filona* (L i v.), *C. aff. orientalis* (K r s t.), *Caspiolla acronasuta* (L i v.), *C. balcanica* (Z a l.), *Bacunella dosoarcuata* (Z a l.) та ін [6]. Містяться молюски: *Dreissensia angusta* R o u s s., *D. iniquivalvis* D e s h., *D. aff. rostriformis* D e s h., *D. huoti* A n d r u s., *D. rostriformis var. akmanaica* A n d r u s., *Pseudocatilus azovicus* E b e r s., *Didacna multistriata* (R o u s s.), *Macrodacna acmanaica* E b e r s. та ін. [7, 36].

Куяльницький регіоярус без ознак незгідності, перекриває відклади кімерійського регіоярису. Складений тонкошаруватими піщано-глинистими відкладами, іноді загіпсованими. Характерною особливістю глин є безкарбонатність і відсутність залізистих утворень. Містить молюски — *Dreissena theodori kubanica* Krest., *Limnocardium* ex gr. *limanicum* Krest., *L. skadovkense* Ebers., *Didacnomya tanaica* Ebers., а також остракоди — *Bairdia* sp., *B. acronasuta* Livent., *Cythereidea torrosa littoralis* Bradi [3, 6, 7, 36].

Пліоценовий вік кімерій-куяльницьких відкладів обґрунтовано за мікрофосиліями, молюсками, остракодами. В азовському підрегіоярусі визначено нанопланктон зони NN 12 *Ceratolithus acutus*. З'являється нанопланктон молодшої зони NN 13 *Cerato-*

lithus rugosus [51]. В МСШ кімерій-куяльницькі відклади відповідають месинію—гелазію (міоцен—пліоцен). Тобто, нижня межа кімерію є діахронною, і на цьому рівні (міоцен—пліоцен) спостерігається циклічне повторення геодинамічних подій, аналогічних олігоцен-міоценовому граничному інтервалу, що і зумовили цю закономірність.

ЧЕТВЕРТИННА СИСТЕМА

Четвертинні відклади суцільним чохлам вкривають прикерченський шельф, континентальний схил та глибоководну Східно-Чорноморську западину. Їх потужність становить понад 1,5 км. Так, св. DSDP-379, вибій якої 624,5 м, не вийшла з плейстоценових відкладів [76].

На прикерченському шельфі простежується біолітофаціальна просторова-часова зональність четвертинного формаційного комплексу, що відображає морфоструктурну диференціацію шельфу. Але, на відміну від північно-західного шельфу Чорного моря, на прикерченському шельфі четвертинні відклади — це переважно тонкоритмічні, тонкомуклісті, глинисті, темноколірні утворення. Прикерченський шельф та континентальний схил Східно-Чорноморської улоговини відрізняються відносно пологими ухілами та віддаленістю від джерел постачання осадового матеріалу. Тому седиментогенез відбувається за рахунок флюїдогенної та еолової зависі, що надходить з різних джерел. Ця речовина по системі підводних долин розноситься по улоговинах, утворюючи конуси виносу. Через такий механізм утворюються теригенні та біогенні мули, сапропелі (рис. 9). Крім ділянок спокійного седиментогенезу, осадовий матеріал перерозподіляється зсувами, турбідитними потоками, глибинними течіями, особливо в зоні континентального схилу. Позитивна роль течій на накопичення осадків особливо чітко простежується на континентальному схилі западини.

В результаті утворились товщі відносно крупнозернистих погано відсортованих осадків, в яких присутні фрагменти мілководних відкладів внутрішнього шельфу, спостерігаються лінзоподібні включення. Останні присутні і в циклічних седиментаційних комплексах палеогену та неогену, утворення яких відбувалося у відповідні часові проміжки на континентальному схилі акваторії.

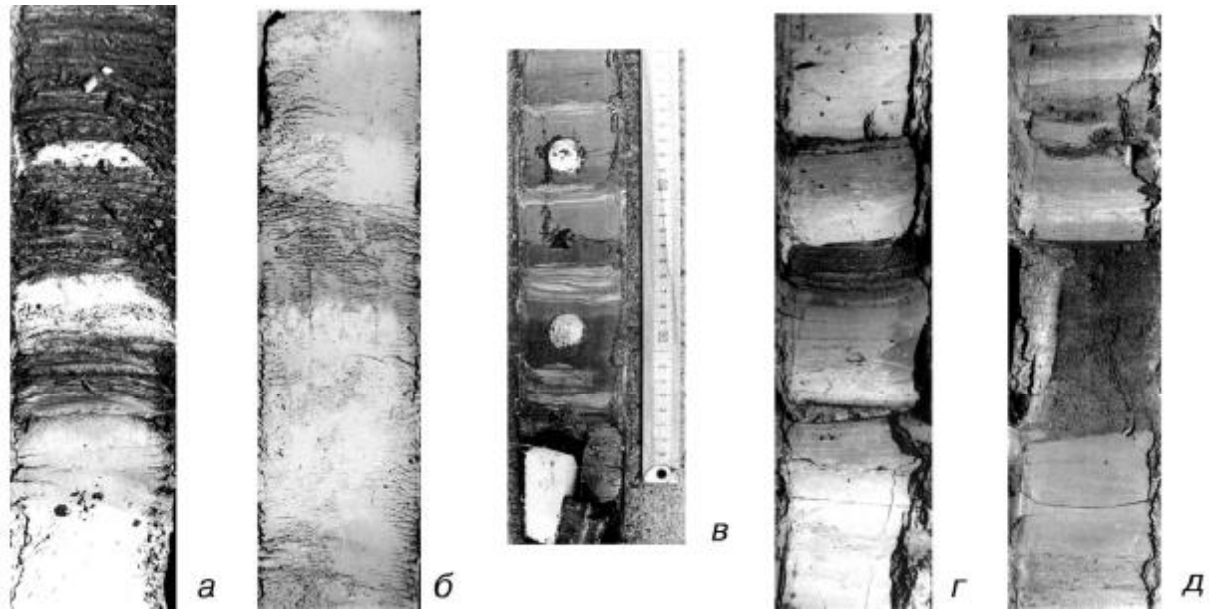


Рис. 9. Речовинний склад, текстурні та структурні особливості четвертинного розрізу Східно-Чорноморської западини (св. 379, "Гломар Челленджер") [76]

а — чорні сапропелеві прошарки в мергелистих осадах; б — мули карбонатні сірі неструктуровані з прошарками мергелів сизо-сірих; в — мули теригенні зеленувато-сірі з прошарками мулів біогенно-теригенних карбонатних піщано-алевритових світло-сірих; г — циклічність карбонатних відкладів; д — мул теригенний з прошарком піску

На відміну від стратотипового Керченського п-ова, де розвинуті фації від мілководно-морських до еолових, стратиграфічна будова четвертинних відкладів прикерченського шельфу відрізняється переважанням тонкоритмічних глинисто-алевритових морських фацій, які генетично пов'язані з зонами осадконакопичення — шельфовими, континентального схилу та глибоководної западини (рис. 10, 11).

Гурійський регіоярус. У мілководній частині представлений глинистими пісками і глинами з прошарками пісків із фауною молюсків: *Dreissensia* cf. *eichwaldii* Issel, *D. polymorpha* Pall., *Didacna digressa* Livert., *Viviparus* sp. та остракод [5, 6]. В глибоководній частині — циклічним перешаруванням теригенних та карбонатних мулів (прошарки — 3, 4, 6 см) з піщано-крупноалевритовим матеріалом (рис. 9, д). В покрівлі прошарків жовтуваті, світло-сірі, мікрозернисті, карбонатні мули (CaCO_3 — до 63%). В підшві гурійських відкладів простежуються прошарки (1—2 мм) темних глин з піритом, які поступово заміщуються сірими глинами зі слідами мулоїдів, виповнених карбонатним мулом (вміст CaCO_3 не перевищує 10%). Потужність гурійських відкладів — до 170 м.

Чаудинський регіоярус. Представлений переважно мулами алеврито-пелітовими, алевропелітовими, пелітовими зеленувато-і темно-сірими з градаційною текстурою. Градаційні ритми — 7—10 см, в підшві — піщано-алевритові й алевритові прошарки потужністю 0,2—3 см з ознаками косої шаруватості. Переважають утворення турбидитових потоків. Потужність чаудинських відкладів — 15—180 м.

Давньоєвксинський регіоярус. На шельфі представлений піщано-глинистими відкладами з нечисленною дрібнорослою фауною молюсків — *Dreissena rostriformis*, *Monodacna caspia* та форамініферами *Ammonia tepida*, *A. parasovica*. В Східно-Чорноморській западині — це перешарування карбонатних голубувато-сірих алеврито-пелітових, пелітових, діатомових чи коколітових мулів, гідротроїлітів. Потужність давньоєвксинських відкладів — до 100 м (рис. 9, б).

Євксинсько-узунларський регіоярус. На шельфі представлений піщано-глинистими відкладами з нечисленною дрібнорослою фауною — *Didacna* cf. *cristata*, *Dreissena distanta*, *D. ponticaspia*. В глибоководній частині — це мули теригенні, темноколірні, мікрешаруваті. Потужність євксинсько-узунларських відкладів — до 50 м.

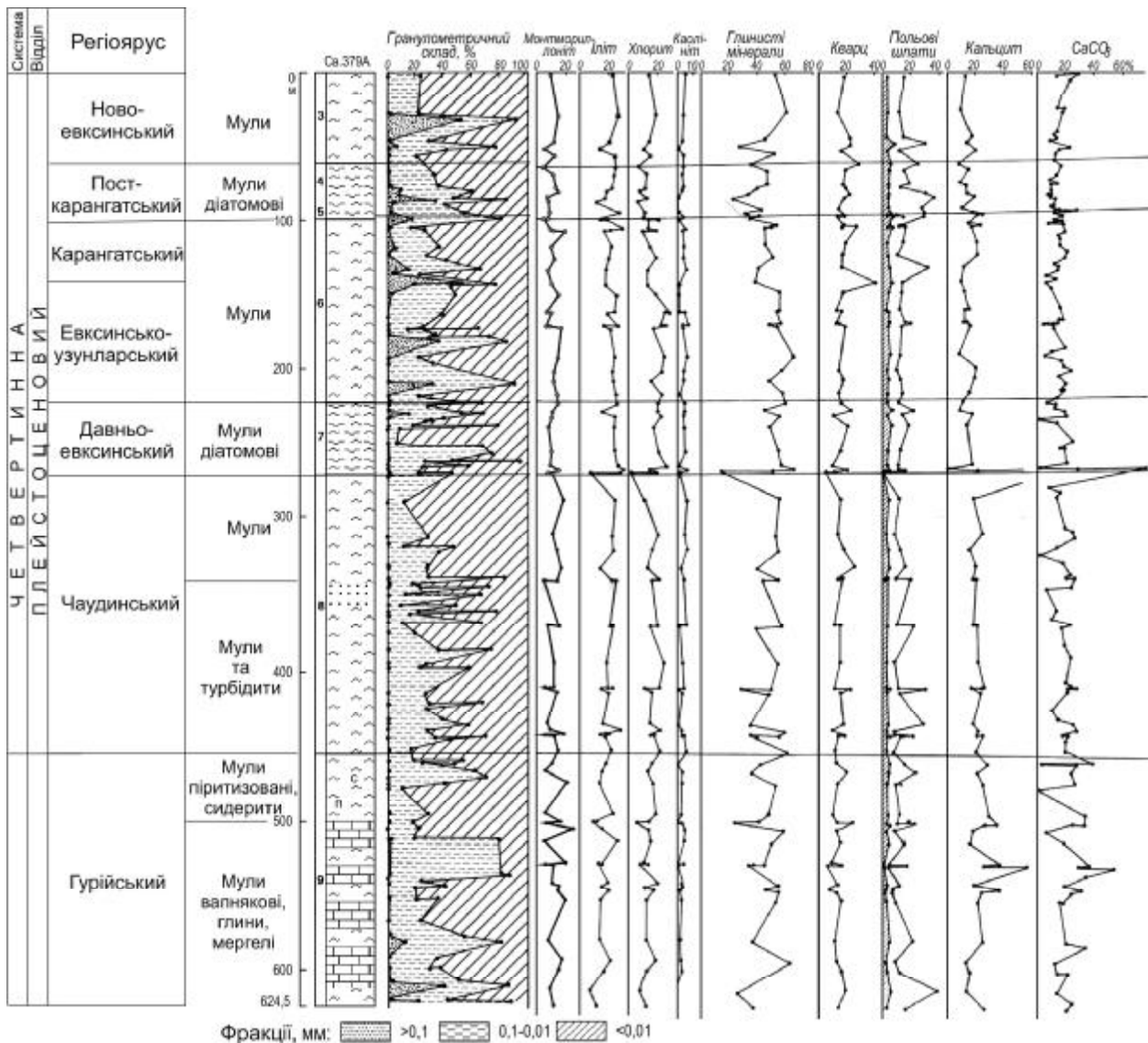


Рис. 10. Стратифікація четвертинних відкладів глибоководної частини Східно-Чорноморської западини [76]

Карангатський регіоярус. У прибережній частині складений черепашниками та органічно-детритовими пісками з молюсками *Cardium tuberculatum*, *Paphia senescens*, *Mastra subtruncata*. В нижній частині розрізу — глини з численними черепашками *Paphia*, у верхній — піски, мули, черепашники. В западині — це градаційне ритмічне перешарування мулів теригенних, темно-зеленувато-сірих, чорних сапропелевих щільних і пісків дрібнозернистих. Це переважно утворення суспензійних потоків. Потужність карангатських відкладів — до 40 м.

Посткарангатський регіоярус. На шельфі — глини з молюсками *Paphia*, піски, алеврити органічно-детритові з багатою фауною

молюсків — *Didacna ebersini*, *D. subcatillus*, *Viviparus viviparus* та форамініферами — *Ammonia tepida*, *Porosonion subgranosus mediterranicus*, *Haynesina anglica*. Глибоководні фації — це перешарування мулів діатомових, алеврито-пелітових, пелітових з прошарками мулів коколітових. У підшві посткарангатських відкладів — мули сапропелеві чорні з мікропрошарками арагоніту та мулу коколітового з *Braarudosphaera bigelowi*, *Syracosphaera pirus*. Потужність — до 35 м.

Новоевксинський регіоярус. На шельфі представлений мулами теригенними темно-сірими до чорних, масивними, однорідними, щільними з поодинокими прошарками

Система	Епоха	Час Age (Ma)	Палеомагнітна шкала Subchrons, Excursion events	Регіонарус	Літологічна характеристика	Трансгресивно- регресивні фази	
Ч е т в е р т и н н а	Голоцен Q ₄	10		Чорноморський	с к	Трансгресія	
	Верхній Q ₃	120	Brunhes	Ново- евксинський			Регресія
				Пост- карангатський	с		Трансгресія
				Карангатський		Трансгресія	
	Середній Q ₂	420	Emperor	Евксинсько- узунларський		Регресія	
				Давньо- евксинський		Трансгресія	
				Чаудинський		Регресія	
	Нижній Q ₁	780	Matuyama		Гурийський	с	Трансгресія
				990 Jaramillo 1070		Регресія	
	1240	124	Olduvai	122 Cobb Mountain	с	Трансгресія	
				1800		Регресія	

Рис. 11. Стратиграфічна схема четвертинних відкладів прикерченського шельфу і Східно-Чорноморської западини

гідротроїлітів. У нижній частині розрізу — тонкоритмічне перешарування мулів теригенних темно-сірих, голубуватих, масивних, нешаруватих та гідротроїлітів. Присутні в розрізі мули грязевулканічні сірі з жовтуватим відтінком, масивні, щільні. В розрізі св. 379 новоевксинські відклади представлені турбідитовими відкладами — це мули темні та зеленувато-сірі, теригенні алеврито-пелітові та пелітові з градаційною текстурою з прошарками алевритів, пісків та коколітових мулів з *Braarudosphaera bigelowi*, *Calcidiscus leptoporus*, *Gephyrocapsa* sp. Потужність новоевксинських відкладів — до 60 м.

Давньочорноморський регіоарус. Виокремлюються бугазько-вітязевські та каламітські верстви. Представлені на шельфових ділянках мулами зеленувато-сірими, щільними, пластичними, в верхній і нижній частинах з прошарками черепашників, замулених з молюсками *Mytilus* і *Cardium*. На глибоководних ділянках в нижній частині це переважно мули сірі турбідитоподібні з прошарками сапропелів, уверху — мули сірі з голубуватим відтінком, сапропелеподібні з зернистою текстурою і прошарками сапропелю. В підшві давньочорноморського регіоарусу, як правило, присутня пачка мулів мікрошаруватих коколітових алеврито-глинистих з зеленуватим відтінком та сапропелів темно-сірих до чорних, тонкодисперсних, мікрошаруватих. Потужність — до 65 м.

Новочорноморський регіоарус. Простежується чітка батиметрична зональність в розподілі фаціальних типів порід. У шельфовій зоні на мілководних ділянках в нижній частині розрізу це перешарування мулів сірих, темно-сірих до чорного, пластичних з черепашниками, що містять *Cardium edule*, *Chione gallina*, *Paphia discrepans*. В верхній частині розрізу — мул сірий з голубуватим відтінком з *Modiola phaseolina*, *Cardium edule*. Схиліві фації представлені перешаруванням мулів коричнюватого-сірих, турбідитових, сірих коколітових і сапропелеподібних, що містять включення карбонатної речовини. Сопкові фації — це перешарування мулів грязевулканічних, світло-сірих глинистих, темно-сірих з зеленуватим відтінком, нешаруватих, інколи зі слабо вираженою шаруватістю, брекчіюваними з численними *Micromelania lincta*. В підшві

новочорноморського регіоарусу — мули коколітові, алеврито-глинисті, шаруваті, потужністю до 20—30 см.

Загалом, давньо- та новочорноморські відклади представлені тонкоритмічними циклічними фаціями теригенних, біогенних та хемогенних мулів.

Висновки

Опрацювання значної фактологічної бази за різними методами дозволило представити модель стратиграфічної будови та запропонувати регіональну стратиграфічну схему кайнозойських відкладів прикерченського шельфу та Східно-Чорноморської западини. Розглянуто геодинамічні, седиментологічні етапи розвитку кайнозою.

Проведені дослідження стратиграфічної будови прикерченського шельфу та Східно-Чорноморської западини за комплексом методів демонструють велике значення для прогнозу вуглеводнів таких критеріїв, як структурно-тектонічні, геоморфологічні, біостратиграфічні, літологічні, біолітофаціальні, формаційні, геодинамічні, циклічні, седиментологічні тощо.

Прямими геологічними методами за результатами опрацювання кернового матеріалу зі свердловин, що пробурені на структурі Субботіна, уточнено та деталізовано розріз, проіндексовано вік порід, з'ясовано їх хроностратиграфічну будову. Доведено, що св. Субботіна-403 не розкрила проектних відкладів (крейда—палеоцен, як вважалося за сейсмостратиграфічними побудовами), а була призупинена в нижній частині еоценового розрізу (бахчисарайський регіоарус).

Характерною особливістю розрізу, розкритого свердловиною, є значне збільшення (понад 1200 м) потужностей еоценових відкладів, зокрема бахчисарайського, новопавлівського та кумського регіоарусів, порівняно з керченськими одновіковими відкладами (наприклад, потужність еоцену в св. Мошкарівська-1 — близько 100 м, у св. Фонтанівська-8 — майже 200 м).

Отримані нами результати по св. Субботіна-403, незважаючи на дискусійність багатьох питань геологічної будови керченського шельфу, дозволяють зробити певні уточнення щодо оцінки його потенційної нафтогазоносності. Як відомо, перспективи

керченського шельфу Чорного моря раніше оцінювалися неоднозначно. Зокрема, віднесення структури Субботіна до слабо перспективної обґрунтовувалося її розташуванням в центрі Керченсько-Таманського блока, де "глибинні передумови синтезу та міграції ВВ ... дуже обмежені" [17]. Територія Пантикапейського підняття розглядається [36 та ін.] як регіональна зона нафтогазонакопичення, доступна для виявлення покладів як у породах кайнозою, так і крейди. В палеоцен-еоценових відкладах продуктивні колектори прогнозуються в теригенних і карбонатно-теригенних породах, у майкопській серії — в зонах виклинювання на схилах палеопідняття, ділянках зрізу передміоценовим розмивом та постседиментаційного зсуву осадків, де очікується поява піщано-алевритових літофацій. На сучасному етапі найбільш обґрунтованою є прогнозна оцінка нафтогазонасності комплексів неогену, майкопської серії, еоцену, палеоцену і частково крейди.

Розкритий свердловиною палеоцен-неогеновий розріз дозволяє визначити додаткові стратиграфічні, літолого-фаціальні та седиментологічні критерії оцінки вуглеводневої перспективності як структури Субботіна, так і прикерченського шельфу. Оскільки свердловини призупинено у відкладах еоцену, лишився нерозкритим один із основних продуктивних горизонтів — палеоценовий. В нижній (привибійній) частині св. Субботіна-403 розкрито тонкошарувату товщу аргілітів, алевролітів та органічно-детритусових вапняків, яка, на нашу думку, є граничним нижньоєоцен-палеоценовим інтервалом, що, як і на північно-західному шельфі Чорного моря, вниз по розрізу замінюється в основному продуктивними відкладами качинського регіоярису.

За літобіостратиграфічними критеріями перспективними, на наш погляд, є альмінські відклади та неузгоджено перекриваючі їх нижньомайкопські (планорбеловий регіоярус).

Щодо перспективності особливу увагу слід звернути на літобіогенетичну подібність майкопу, зокрема відкладів планорбелового регіоярису, а також кумського та бахчисарайського (еоцен) з одноковими продуктивними товщами північно-західного шельфу Чорного моря, Карпат (вигодська,

попельська, бистрицька світи еоцену, мінілітова серія олігоцену — міоцену) та відповідних палеогенових стратонів Кавказу. Тут особливого значення як критерій прогнозу вуглеводнів набуває седиментологічний чинник. Існує уявлення, що основні поклади вуглеводнів пов'язані з мілководними теригенними фаціями. Але, як свідчить біолітофаціальний аналіз, продуктивні палеоценові відклади Азово-Чорноморського регіону, зокрема верхньопалеоценові, еоценові, майкопські, часто приурочені до фацій глибоководних (зовнішнього шельфу, континентального схилу), з якими пов'язані значні вуглеводневі поклади в багатьох нафтогазонасних басейнах.

З огляду на літологічну характеристику, вапняково-алевроліто-глиниста чокрак-караганська товща, що перекривається глинистими сарматськими відкладами, також може бути потенційно продуктивною.

Кайнозойський формаційний комплекс прикерченського шельфу та континентального схилу Східно-Чорноморської западини, зокрема олігоцен-міоценовий (майкопський), та вперше детально охарактеризований в роботі четвертинний комплекс можуть слугувати натурним полігоном для прогнозування покладів у різних морфогенетичних та седиментаційних типах теригенних тіл.

Загалом, спостерігається різнорангова циклічність теригенного, карбонатно-теригенного, карбонатного седиментогенезу, прояву аноксидних умов, пірито- та сидеритоутворення.

В майкопському, четвертинному комплексі присутні прибережно мілководно-морські, руслові, акумулятивно підводно-дельтові (за морфогенетичною класифікацією О. Ю. Лукіна [27]) виноси морських течій у холістази (превалюючий тип на континентальному схилі в майкопських і четвертинних відкладах), конуси виносу, алювіальні виноси у морські депресії. Всі вони утворюють акумулятивні тіла відповідного генезису. Поширені, особливо на континентальному схилі, депресивно-циклічні відклади утворені підводними зсувами і морськими течіями, турбідитно-каньйонні, контуритові (контурні морські течії). Ареали їх поширення на прикерченському шельфі та схилах Західно- та Східно-Чорноморської западин свідчать про перспективність пошуку вуглеводнів, пов'я-

заних з зонами розвитку контуритів, турбідитів та фенів турбідитних потоків у глибоководних акваторіях.

Заслужують на увагу в прогнозованому аспекті отримані дані про наявність переривів у розрізі свердловини. Перерив на межі еоцену — олігоцену (який, до речі, має різний хіатус у розрізах Південного нафтогазоносного регіону) простежується також майже на всіх структурах північно-західного шельфу, на Керченському п-ові тощо. Він відображає загальні регіональні перебудови, що відбулись на межі еоцену та олігоцену. Фіксується також перерив між відкладами альмінського та кумського регіонарусів. Можна говорити про перерив між сімферопольським та бахчисарайським регіонарусами. Внутрішньоформаційні перериви, які є загальною ознакою майкопської серії, знайшли своє відображення і в розрізі свердловини.

Треба зазначити, що майкопські відклади шельфу та континентального схилу Східно-Чорноморської западини, прогину Сорокіна мають літо- і біостратиграфічні ознаки, що подібні до менілітових відкладів Передкарпатського прогину. Крім седиментологічних і біолітофаціальних особливостей, аналогії спостерігаються в структурно-морфологічній моделі структури Субботіна з насувними структурами Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину, зокрема Долинського, Спаського родовищ [2, 19, 20]. Тобто це суттєві критерійні стратиграфічні, седиментологічні, формаційні ознаки, що засвідчують вуглеводневу перспективність прикерченського шельфу та континентального схилу Східно-Чорноморської западини і прогину Сорокіна, зокрема.

Кайнозойський етап прикерченського шельфу і Східно-Чорноморської западини є складовою, одним із структурних блоків альпійського нафтогазоносного поясу, який простягається на території України від Карпат, Причорномор'я, Криму, Чорного і Азовського морів і далі на Кавказ і Каспій, що доведено за аналізом стратиграфічної будови. Особливо ця літоральна, літологофаціальна аналогія проявляється в літолого-стратиграфічних розрізах, специфіці седиментогенезу, еволюції крайових прогинів. Передкарпатський, Каркінітський, Сорокіна, Індоло-Кубанський прогини мають подібні

рисі розвитку (геосинклінальний та орогенний, відповідно до циклу Вільсона) [40]. Для них характерною є однотиповість, циклічність теригенних комплексів чорносланцевих, карбонатно-теригенних фацій на різних стратиграфічних рівнях кайнозою (менілітові темно-сірі до чорних геосинклінальні породи Передкарпатського прогину, планорбелові, керлеутські та тарханські тонкошаруваті чорноколірні фації на зовнішньому шельфі та континентальному схилі Західно- та Східно-Чорноморської западин). Ця геодинамічна ідентифікація таких великих вуглеводневих басейнів є суттєвою критерійною ознакою значних перспектив на прикерченському шельфі та континентальному схилі Східно-Чорноморської западини.

1. Андрусов Н. И. Избранные труды: В 4 т. — М.: Наука, 1965. — Т. 1. — 701 с.
2. Атлас родовищ нафти і газу України. Південний нафтогазоносний регіон. Т. 6. — Львів, 1998. — 224 с.
3. Барг И. М., Степаняк Ю. Д. Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма и Керченского полуострова в миоценовую эпоху. — Днепропетровск: Монолит, 2003. — 168 с.
4. Бобылев В. В., Пишванова Л. С., Яценко Т. В., Шиманов Ю. В. К тектонике Керченско-Таманской зоны // Геология нефти и газа. — 1981. — № 7. — С. 36—41.
5. Геология СССР / Гл. ред. В. А. Сидоренко. — М.: Недра, 1969. — Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое строение. — 572 с.
6. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. — Киев: Наук. думка, 1984. — 184 с.
7. Гожик П. Ф. Понтичні прісноводні молюски півдня України і Молдови. — К., 2002. — 98 с.
8. Гожик П. Ф., Гладун В. В., Багрій І. Д. та ін. Результати буріння першої глибокої свердловини на керченському шельфі Чорного моря (структура Субботіна) та їх значення для планування подальших пошуково-розвідувальних робіт // Геол. журн. — 2006. — № 2-3. — С. 103—114.
9. Гожик П. Ф., Краюшкін В. О., Ключко В. П. Гігантські ресурси нафти і газу континентального схилу Євразії // Там же. — 2004. — № 1. — С. 9—20.
10. Гожик П. Ф., Маслун Н. В., Байсарович И. М. Геологическая модель Ласпинского каньона Крымского континентального склона // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1990. — № 7. — С. 88—97.

11. *Гожик П. Ф., Маслун Н. В., Плотнікова Л. Ф., Іванік М. М., Якушин Л. М., Іщенко І. І.* Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. — К., 2006. — 171 с.
12. *Гожик П. Ф., Шелкопляс В. Н.* Рельєф шельфа Горного Крима і Керченського півострова // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 28—33.
13. *Гожик П. Ф., Шнюков Е. Ф., Краюшкин В. А., Ключко В. П.* В трех шагах от субмаринной добычи газогидратов // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. — 2007. — № 1. — С. 32—51.
14. *Дидковский В. Я.* Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Киев, 1964. — 40 с.
15. *Довжок Є. М., Бялюк Б. О., Ільницький П. М. та ін.* Нафтогазоносний потенціал Керченсько-Таманського шельфу Чорного моря, континентального схилу і глибоководної западини Чорного моря. — К., 1996. — 175 с.
16. *Дякович П., Колодій Е., Мінтузова Л. та ін.* Перші результати буріння на прикерченському шельфі Чорного моря // Тез. докл. на VI Міжнарод. конф. "Крим-2005" (п.г.т. Гурзуф, 12—16 сент. 2005 г.). — Симферополь, 2005. — С. 23—24.
17. *Єсіпович С. М.* Щодо перспектив нафтогазоносності структури Субботіна на Керченсько-Таманському шельфі // Геодинаміка, сейсмічність і нафтегазоносність Чорноморсько-Каспійського регіону: Тез. докл. на VI Міжнарод. конф. "Крим-2005". — Симферополь, 2005. — С. 93—95.
18. *Єгер Д. О., Попадюк І. В., Стовба С. М. та ін.* Ефективність застосування нової методики комплексного аналізу геолого-геофізичних даних для прогнозування нафтогазоносності (на прикладі структури Суботіна в Чорному морі) // Нафтова і газова промисловість. — 2008. — № 2. — С. 4—7.
19. *Іванік М. М., Сельський В. К., Маслун Н. В.* О стратиграфическом расчленении палеогеновых отложений юго-восточной части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба // Доп. АН УРСР. Сер. Б. — 1970. — № 10. — С. 894—896.
20. *Іванік М. М., Григорчак Л. В., Маслун Н. В.* К вопросу о расчленении менилитовой свиты Предкарпатского прогиба // Геол. журн. — 1971. — Т. 31, № 3. — С. 137—142.
21. *Іванік М. М., Краєва Е. Я.* Фораминиферы и спонгиофауна палеогеновых отложений Черноморского побережья Керченского полуострова // Ископаемая фауна и флора Украины. — Киев: Наук. думка, 1983. — С. 65—70.
22. *Іванников А. В., Иноземцев Ю. И., Маслаков Н. А., Маслун Н. В., Пяткова Д. М., Ступина Л. В.* Стратиграфические исследования шельфа и континентального склона Черного моря // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — К., 1999. — 245—253.
23. *Коморний Ф. Ф., Войцицкий З. Я., Герасимов М. Е.* О геологическом строении северного борта Западно-Черноморской впадины // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона: Тез. докл. на IV Междунар. конф. "Крым-2002", Крым, Гурзуф, 9—14 сент. 2002 г. — Симферополь: Форма, 2002. — С. 94—96.
24. *Крашенинников В. А., Басов И. А., Головина Л. А.* Восточный Паратетис: тарханский, конкский региорусы (стратиграфия, микропалеонтология, бионимия, палеогеографические связи). — М.: Науч. мир, 2003. — 190 с.
25. *Лимонов А. Ф., Козлова Е. В., Мейснер Л. Б.* Структура верхней части осадочного чехла в прогибе Сорокина (Крымская континентальная окраина) и механизм формирования его складчатости // Геология и полезные ископаемые Черного моря. — К., 1999. — С. 167—172.
26. *Лукин А. Е.* Литогеодинимические факторы нефтегазонакопления в авлакогенных бассейнах. — Киев: Наук. думка, 1997. — 224 с.
27. *Лукин А. Е.* О перспективах нефтегазоносности прикерченского шельфа // Геол. журн. — 2008. — № 2. — С. 7—20.
28. *Лукин А. Е.* Основные закономерности формирования залежей нефти и газа в Черноморском регионе // Геология и полез. ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 3. — С. 10—21.
29. *Маймин З. Л.* Третичные отложения Крыма. — М.; Л., 1951. — 232 с.
30. *Маслун Н. В., Андреева-Григорович А. С., Іванік М. М., Мінтузова Л. Г., Трохимович Н. А.* Біостратиграфічне обґрунтування розчленування кайнозойських відкладів прикерченського шельфу Чорного моря // Проблеми палеонтології та біостратиграфії протерозою і фанерозою України: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — К., 2006. — С. 172—179.
31. *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.
32. Маслун Н. В., Иноземцев Ю. И., Оровецкий Ю. Ю. Нижнекайнозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (результаты 37-го рейса НИС "Академик Вернадский"). — Киев, 1989. — 36 с. — (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 89-13).
 33. Маслун Н. В., Іванік М. М., Шумник А. В., Цихоцька Н. Н., Ключина Г. В. Біолітостратиграфічна будова підняття Олімпійське — складова геологічної моделі Крайового уступу північно-західного шельфу Чорного моря // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: Зб. наук. пр. ІГН НАН України. — К., 2007. — С. 206—210.
 34. Мельник В. И. Подводные каньоны Черного моря // Геол. журн. — 1986. — Т. 46, № 6. — С. 72—79.
 35. 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.
 36. Мороз С. А., Сулимов И. Н., Гожик П. Ф. Геологическое строение Северного Черноморья. — Киев: Наук. думка, 1995. — 182 с.
 37. Носовский М. Ф. Майкопские отложения зоны сочленения Равнинного Крыма и Керченского полуострова // Геол. журн. — 1993. — № 4. — С. 88—96.
 38. Носовский М. Ф. Региональная стратиграфическая шкала майкопских отложений Равнинного Крыма // Там же. — 2003. — № 3. — С. 137—145.
 39. Носовский М. Ф., Богданович А. К. Кавказский регионрус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. — Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1980. — С. 3—8.
 40. Паталаха Е. И., Трофименко Г. Л., Трегубенко В. И., Лебедь Н. И. Проблема краевых прогибов и прогноз углеводородов. — Киев: ЭКМО, 2002. — 251 с.
 41. 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.
 42. Пейтон Ч. Сейсмическая стратиграфия — М.: Мир, 1982. — Ч. 1. — 190 с.
 43. 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.
 44. Региональная стратиграфическая схема неогеновых отложений южных регионов европейской части России: Графические приложения. — М., 2002.
 45. Самарська О. В., Полухтович Б. М., Тарковський В. Ю. Палеорусла — основний тип пасток вуглеводнів у майкопській товщі Керченського півострова та прилеглих акваторій // Нафта і газ України-2000: Матеріали 6-ї Міжнарод. конф. — Івано-Франківськ, 2000. — С. 321—332.
 46. Самсонов В. И., Луцкий С. С. Геодинамические и тектонические предпосылки нефтегазоносности Черноморской акватории Украины с позиций концепции тектоники плит // Нафта і газ України: Зб. наук. пр. — Полтава, 1998. С. 304—305.
 47. Семенов В. Н. Гурийский этап развития Азово-Черноморского бассейна // Геол. журн. — 2003. — № 2. — С. 7—22.
 48. Семенов В. Н. Неогеновые террасы Причерноморья и континентального склона Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. — Киев, 2001. — С. 245—252.
 49. Семенов В. Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. — Киев: Наук. думка, 1987. — 230 с.
 50. Семенов В. Н. Цикличная ритмичность в понтических и киммерийских осадках Причерноморья как проявление астрономических факторов // Геол. журн. — 2007. — № 3. — С. 7—18.
 51. Семенов В. Н., Андреева-Григорович А. С., Маслун Н. В., Люльева С. А. Прямая корреляция неогена Восточного Паратетиса с международной океанической шкалой по планктонным микрофоссилиям // Там же. — 2009. — № 4. — С. 9—27.
 52. Слишинський С. Б., Жадан А. М., Пападюк І. В. Попередні результати регіональних сейсморозвідувальних досліджень МСГТ в межах Українського сектора акваторії Чорного моря // Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. пр. НАК "Нафтогаз України". — К., 2007. — С. 140—148.
 53. Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения: Графические приложения. — К., 1993.

54. Стратиграфічний кодекс України. — К., 1997. — 39 с.
55. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. — М.: Наука, 1985. — 215 с.
56. Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Историческая геотектоника: мезозой, кайнозой. — М.: Недра, 1993. — 451 с.
57. Чебаненко И. И., Гожик П. Ф., Евдощук Н. И., Клочко В. П. Схема глубинных разломов на участках Крымского и Кавказского побережий Черного моря // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 54—58.
58. Шнюков Е. Ф., Иванников А. В., Безбородов А. А. и др. Геологические исследования 51-го рейса в Черное море НИС "Михаил Ломоносов". — Киев, 1990. — 49 с. — (Препр. / ИГН НАН Украины; № 90-90).
59. Шнюков Е. Ф., Иванников А. В., Григорьев А. В. и др. Геологические исследования 44-го рейса НИС "Академик Вернадский" в Черном море. — Киев, 1993. — 75 с.
60. Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А. и др. Газовые факелы на дне Черного моря. — К., 1999. — 133 с.
61. Шнюков Е. Ф., Григорьев А. В., Маслун Н. В., Соболевский Ю. В., Дезбастилар М. Л., Пяткова Д. М., Оровецкий Ю. Ю. Мезозойские и кайнозойские отложения южного континентального склона Черного моря // Геол. журн. — 1991. — № 2. — С. 123—129.
62. Шнюков Е. Ф., Зиборов А. П. Минеральные богатства Черного моря. — К., 2004. — 277 с.
63. Шнюков Е. Ф., Иванников А. В., Иноземцев Ю. И., Орловский Г. Н., Маслаков Н. А. и др. Литолого-стратиграфическая характеристика донных отложений Крымского шельфа и глубоководной части Черного моря // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 9—23.
64. Шнюков Е. Ф., Маслун Н. В., Иноземцев Ю. И., Оровецкий Ю. Ю. Новые данные о геологическом строении континентального склона Южного Крыма // Там же. — 1990. — № 3. — С. 88—98.
65. Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. — Киев, 1997. — 288 с.
66. Шнюков Е. Ф., Маслаков Н. А. Киммерийские отложения на континентальном склоне Крыма // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 24—27.
67. Шнюков Е. Ф., Старостенко В. І., Гожик П. Ф. 57-й рейс НДС "Професор Водяницький" // Там же. — 2003. — № 1. — С. 7—9.
68. Шрейдер А. А., Бульчев А. Л., Шрейдер Ал. А., Мелихов В. Р. Особенности кайнозойской седиментации в глубоководной котловине Черного моря // Океанология. — 2003. — Т. 43, № 5. — С. 770—782.
69. Янко В. В., Громова Л. В. Стратиграфия четвертичных отложений кавказского шельфа // Сов. геология. — 1990. — № 2. — С. 70—72.
70. A. *Geologic Time Scale 2004. The Neogene Period* // Publ. Cambridge Univer. — 2004. — P. 409—440.
71. *Andreyeva-Grigorovich A., Savitskaya N. Nannoplankton of the tarchanian deposits of the Kerch peninsula* // *Geologica Carpathica*. — 2000. — Vol. 51, № 6. — P. 399—406.
72. *Gozhyk P. F., Maslun N. V., Ivanik M. M., Ivanik O. M., Kliushyna G. V. Stratigraphical Model of Cenozoic of the Black Sea Gas and Oil-Bearing Province of Ukraine* // 2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region: Congress Center of MTA. — Ankara, Turkey, 2009. — P. 76—77.
73. *Gozhyk P. F., Mitropolsky O. Yu., Maslun N. V. Geology and stratigraphy of Oil-and-Gas Structures of the Black Sea Northwestern shelf* // Материалы 30-й междунар. конф. "Мир на морях" (27—30 окт. 2003 г., Киев, Украина). — Севастополь: НПЦ "ЭКОСИ-Гидрофизика", 2004. — С. 404—414.
74. *Marunteanu M. Die Entwicklung der Sarmatischen nannoflora imm pannonicen und Dazischen becken — Rumanien* // *Rom. J. Paleontology*. — 1997a. — Bukuresti. — P. 43—52.
75. *Nikishin A. M., Korotaev M. V., Ershow A. V., Brunet M. F. The Black Sea basin, history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling* // *Sediment. Geol.* — 2003. — Vol. 156. — P. 149—168.
76. *Ross D. A., Neprochnov Yu. P., Kenneth J. Hsü et al. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 42, pt. 2.* — Washington: U.S. Government Printing Office, 1978. — 1147 p.

Ін-т геол. наук НАН України,
Київ
E-mail: klushina_av@mail.ru
ДП "Укргеофізика"
Київ

Стаття надійшла
23.12.09