

**НАЦІОНАЛЬНА АКЦІОНЕРНА КОМПАНІЯ "НАФТОГАЗ УКРАЇНИ"
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН НАН УКРАЇНИ**

НЕТРАДИЦІЙНІ ДЖЕРЕЛА ВУГЛЕВОДНІВ УКРАЇНИ

Монографія

У восьми книгах

Книга III

ПІВДЕННИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РЕГІОН

УДК 551.7:553.041-032.3(477.7)
ББК 26.34(4Укр)
Н57

Рецензенти:

д-р геол.-мінерал. наук, акад. НАН України П. Ф. Гожик,
д-р геол.-мінерал. наук, акад. НАН України В. І. Старостенко,
д-р геол.-мінерал. наук, чл.-кор. НАН України М. І. Павлюк

Рекомендовано до друку:

*науково-технічною радою НАК "Нафтогаз України"
(протокол № 4 від 26 липня 2013 року);
вченою радою геологічного факультету*

*Київського національного університету імені Тараса Шевченка
(протокол № 10 від 27 лютого 2013 року);*

*вченою радою Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України
(протокол № 2 від 25 березня 2013 року)*

Редакційна колегія:

О. Ю. Зейкан, В. А. Михайлов, І. М. Куровець, П. М. Чепіль

Н57 Нетрадиційні джерела вуглеводнів України : монографія. У 8 кн. Кн. 3. Південний нафтогазоносний регіон / В. А. Михайлов, І. М. Куровець, Ю. М. Сеньковський, С. А. Вижва, К. Г. Григорчук, В. М. Загнітко, В. П. Гнідець, О. М. Карпенко, С. С. Куровець – К. : ВПЦ "Київський університет", 2014. – 222 с.

ISBN

На основі геологічного і літолого-стратиграфічного аналізу потенційних структур і товщ, з урахуванням розробленого комплексу факторів локалізації та критеріїв прогнозу покладів вуглеводнів, пов'язаних із сланцевими і флішовими товщами, визначено перспективні стратиграфічні комплекси та об'єкти зі сприятливими умовами для формування сланцевого газу і сланцевої нафти в межах Південного нафтогазоносного регіону України. До перспективних стратиграфічних комплексів віднесено девон і карбон Переддобрудзького прогину, верхню частину нижньої крейди Рівнинного Криму. До об'єктів з невизначеними перспективами належать таврійська серія Криму та олігоцен-нижньоміоценова майкопська серія.

УДК 551.7:553.041-032.3(477.7)
ББК 26.34(4Укр)

© Михайлов В. А., Куровець І. М., Сеньковський Ю. М., Вижва С. А., Григорчук К. Г.,
Загнітко В. М., Гнідець В. П., Карпенко О. М., Куровець С. С., 2014
© Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ВПЦ "Київський університет", 2014

ISBN

**NATIONAL JOINT-STOCK COMPANY "NAFTOGAZ OF UKRAINE"
TARAS SHEVCHENKO NATIONAL UNIVERSITY OF KYIV
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF COMBUSTIBLE MINERALS
OF NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE**

UNCONVENTIONAL SOURCES OF HYDROCARBONS OF UKRAINE

Monograph

In eight books

Book 3

SOUTH OIL-GAS-BEARING REGION

УДК 551.7:553.041-032.3(477.7)

ББК 26.34(4Укр)

Н57

Рецензенти:

д-р геол.-мінерал. наук, акад. НАН України П. Ф. Гожик,
д-р геол.-мінерал. наук, акад. НАН України В. І. Старостенко,
д-р геол.-мінерал. наук, чл.-кор. НАН України М. І. Павлюк

Рекомендовано до друку:

науково-технічною радою НАК "Нафтогаз України"

(протокол № 4 від 26 липня 2013 року);

вченою радою геологічного факультету

Київського національного університету імені Тараса Шевченка

(протокол № 10 від 27 лютого 2013 року);

вченою радою Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України

(протокол № 2 від 25 березня 2013 року)

Редакційна колегія:

О. Ю. Зейкан, В. А. Михайлов, І. М. Куровець, П. М. Чепіль

Н57 Unconventional sources of hydrocarbons of Ukraine : monograph. In eight books. Book 3. South oil-gas-bearing region / В. А. Михайлов, І. М. Куровець, Ю. М. Сеньковський, С. А. Вижва, К. Г. Григорчук, В. М. Загнітко, В. П. Гнідець, О. М. Карпенко, С. С. Куровець – К. : ВПЦ "Київський університет", 2014. – 222 с.

ISBN

Based on lithological-stratigraphic analysis of potential structures and formations, considering the developed set of localization factors and prediction criteria for hydrocarbons deposits associated with shale and flysch formations, prospective stratigraphic units and objects having favorable conditions for shale gas and oil formation within the South petroleum bearing region of Ukraine are defined. Devon and carbon of the Preddobrudzsky depression and the upper part of the lowland Crimea's lower cretaceous are classified as prospective stratigraphic units. The Tavrian series and the the Maykop oligocene-lower Miocene series are defined as units with uncertain prospects.

УДК 551.7:553.041-032.3(477.7)

ББК 26.34(4Укр)

© Михайлов В. А., Куровець І. М., Сеньковський Ю. М., Вижва С. А., Григорчук К. Г.,
Загнітко В. М., Гнідець В. П., Карпенко О. М., Куровець С. С., 2014

© Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ВПЦ "Київський університет", 2014

ISBN

ЗМІСТ

ВСТУП.....	
1. ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ПІВДЕННОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ	
1.1. Структурні особливості регіону	
1.2. Стратиграфічні комплекси	
1.3. Перспективні геологічні формації.....	
1.4. Нафтогазоносні комплекси	
1.5. Прояви грязьового вулканізму.....	
1.6. Нафтогазоносність Керченського півострова	
2. ПЕРСПЕКТИВНІ ФОРМАЦІЇ ПІВДЕННОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ	
2.1. Нижньодевонська вуглецево-глиниста формація	
2.2. Тріас-юрська вуглецево-глиниста формація (таврійська серія)	
2.2.1. Загальні риси поширення відкладів тріасу–юри	
2.2.2. Гірський Крим	
2.2.3. Рівнинний Крим	
2.2.4. Північно-західний шельф Чорного моря.....	
2.2.5. Перспективи нафтогазоносності таврійської серії	
2.3. Альб-сеноманська вуглецево-глиниста формація.....	
2.4. Олігоцен-нижньоміоценова вуглецево-глиниста формація (майкопська серія)	
2.4.1. Особливості будови майкопської серії	
2.4.2. Літологічні комплекси майкопської серії.....	
2.4.3. Мінералого-петрографічна характеристика майкопської серії.....	
2.4.4. Перспективи нафтогазоносності відкладів майкопської серії	
2.4.5. Порівняльна характеристика відкладів майкопської серії	
2.4.6. Аналіз умов формування майкопської серії.....	
3. ПЕТРОФІЗИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД	
4. ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД І ГАЗІВ	
5. ПРОГНОЗНА ОЦІНКА ТЕРИТОРІЇ ТА ПЕРШОЧЕРГОВІ НАПРЯМКИ ПОДАЛЬШИХ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИХ РОБІТ	
ВИСНОВКИ.....	
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	

CONTENTS

INTRODUCTION	
1. GEOLOGICAL PECULIARITIES OF THE STRUCTURE OF THE SOUTH OIL-GAS-BEARING REGION	
1.1. Structural peculiarities of the region	
1.2. Stratigraphic complexes	
1.3. Prospective geological formations.....	
1.4. Oil-gas-bearing complexes	
1.5. Manifestations of mud volcanos.....	
1.6. Oil-Gas bearing Kerch Peninsula	
2. PERSPECTIVE FORMATION OF THE SOUTH OIL-GAS-BEARING REGION	
2.1. Upper-Devonian carbon-clay formation.....	
2.2. Triassic-Jurassic carbon-clay formations (Tavriyska series)	
2.2.1. Spreading of Triassic–Jurassic deposits	
2.2.2. Mountain Crimea	
2.2.3. Lowland Crimea.....	
2.2.4. North-Western shelf of the Black Sea	
2.2.5. Perspectives of oil and gas presence of Tavriyska series	
2.3. Alb-Cenomanian carbon-clay formations	
2.4. Oligocene-Upper-Miocenian carbon-clay formation (Maykop series).....	
2.4.1. Geological features of Maykop series	
2.4.2. Lithological complexes of Maykop series	
2.4.3. Mineralogy-Petrographic characterization of Maykop series	
2.4.4. Perspectives of oil and gas presence in the Maykop series	
2.4.5. Comparative characterization deposits of Maykop series	
2.4.6. Formation analysis of Maykop series	
3. PETROPHYSICAL PECULIARITIES OF THE ROCKS	
4. GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF THE ROCKS AND GASES.....	
5. PREDICTIVE APPRAISAL OF THE AREA AND DIRECTION OF THE FUTURE GEOLOGICAL INVESTIGATION CONCLUSIONS	
REFERENCES	
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ	

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ

АК – акустичний каротаж
АК – апокатогенез
АКХ – акустичний каротаж хвильовий
АКЦ – акустичний каротаж якості цементування
БК – боковий каротаж
БКЗ – бокове каротажне зондування
БМК – боковий мікрокаротаж
ВВ – вуглеводні
ГГД – геолого-геохімічні дослідження в свердловинах
ГГК-Щ – гамма-гамма каротаж щільнісний
ГДС – геофізичні дослідження свердловин
ГЗН – головна зона нафтоутворення
ГК – гамма-каротаж
ІК – індукційний каротаж
K_{орг.} – об'ємний вміст органічної речовини
МК – мікрокаротаж
МК – метакатагенез
НАК – національна акціонерна компанія
НГБ – нафтогазоносний басейн
НГК – нейтронний гамма-каротаж
НГО – нафтогазова область
НГР – нафтогазоносний регіон
ОР – органічна речовина
ВЦК – відбиття цементного кільця
ПК – протокатагенез
РОР – розсіяна органічна речовина
СЄП – Східноєвропейська платформа
ХБ – хлороформний бітумоїд
C_{орг.} – вміст органічного вуглецю
R₀ – відбивна здатність вітриніту

ВСТУП

Південний нафтогазоносний регіон (НГР) України охоплює Північне Причорномор'я та Приазов'я, Кримський півострів, північно-західний та прикерченський шельф Чорного та Азовського морів [60]. Його площа 290 тис. км² (у тому числі понад 100 тис. км² акваторій).

Природні вуглеводні були відомі на півдні України ще в IV ст. до нашої ери, за часів Боспорського царства. У другій половині XIX ст. на Керченському півострові було створено невеликі нафтопромисли, а в 20–40-х рр. XX ст. почалися систематичні роботи з оцінки нафтогазоносності регіону з вивченням стратиграфії, тектоніки, з комплексним застосуванням геофізичних методів досліджень. Інтенсивний розвиток пошуково-розвідувальних робіт у Криму і Присивашші розпочався в другій половині XX ст. 1960 р. у північній частині Рівнинного Криму було відкрито перше газове родовище (Оленівське), 1961 р. – Октябрське нафтове, пізніше (1960–1970) – низку родовищ газу, пов'язаних з палеоценовими (Задорненське, Глібівське, Карлавське) та олігоценовими (Джанкойське) відкладами; газоконденсатне Західнооктябрське та Тетянівське родовища (нижня крейда), нафтове Серебрянське (верхня крейда), доведено регіональну нафтогазоносність нижньо-верхньокрейдових, палеоценових і олігоценових відкладів.

У 70-х рр. розпочалися пошуково-розвідувальні роботи на шельфі Чорного і Азовського морів, і в 1975 р. на піднятті Голіцина (північно-західний шельф Чорного моря) отримано перший промисловий приплив газу, а в 1976 р. на шельфі Азовського моря одержано приплив газу із св. Північнокерченська-1.

Нині в Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній провінції відкрито 43 родовища вуглеводнів (14 – на акваторії Чорного та Азовського морів) із загальними видобувними запасами понад 53 млрд м³ (табл. 1). Фонд діючих експлуатаційних свердловин налічує 70, у тому числі 15 нафтових і 55 газових.

Таблиця 1. Запаси і видобуток газу в акваторії Чорного та Азовського морів (млрд м³)

Поточні ресурси (категорії С ₃ + Д ₁ + Д ₂)	1817
Попередньо-розвідані запаси (кат. С ₂)	44,3
Поточні розвідані (видобувні) запаси	53,2
Видобуток з початку розробки	17,5
Видобуток у 2004 р.	1,1

Останнім часом розпочалося вивчення можливого потенціалу регіону щодо нетрадиційних покладів вуглеводнів – сланцевого газу і сланцевої нафти. Творчими колективами співробітників вищих навчальних закладів України, академічних і галузевих науково-дослідних інститутів, підприємств геологічної галузі на замовлення НАК "Нафтогаз України" проведено науково-практичні дослідження з оцінки генераційного потенціалу і прогнозних ресурсів сланцевого газу і сланцевої нафти регіону [68, 116]. Ці роботи, а також аналіз літературних і фондових матеріалів і лягли в основу цієї монографії.

1. ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ПІВДЕННОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ

1.1. Структурні особливості регіону

Причорноморсько-Кримська провінція характеризується досить складною геологічною будовою, тривалою історією розвитку і включає чотири основні структурні елементи: Східноєвропейську платформу (СЄП); Скіфську плиту; складчасту споруду Гірського Криму (родовищ нафти і газу не містить, тому будова її не розглядається); Чорноморську глибоководну западину (рис. 1).

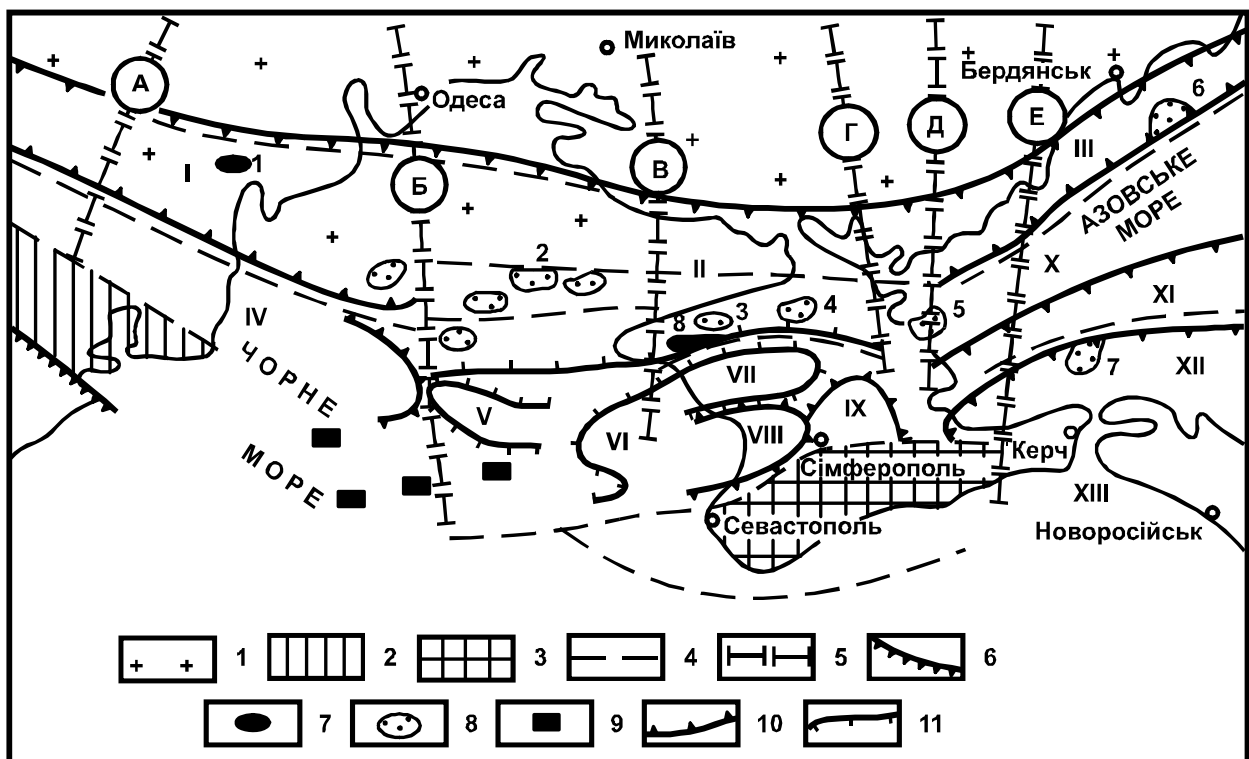


Рис. 1. Тектонічна схема Причорноморсько-Кримської нафтогазоносноної провінції [25]:
 1 – СЄП; 2–3 – складчасті споруди: Добруджа (2), Гірський Крим (3); 4 – основні тектонічні шви; 5 – субмеридіональні глибинні розломи (А – Фрунзенсько-Арцизький, Б – Одеський, В – Корсацько-Феодосійський, Г – Оріхово-Павлоградсько-Новоцарицинський, Д – Криворізько-Євпаторійський, Е – Білозерський); 6 – насуви; 7–9 – родовища нафтові (7), газові (8), виходи природного газу з дна моря (9); 10–11 – межі структур: прогинів (10), підняттяв (11).
 Тектонічні структури: I – Переддобрудзький прогин; II – Каркінітсько-Північно-Кримський прогин; III – Північно-Азовський прогин; IV – Кілійсько-Зміїне підняття; V – Чорноморське підняття; VI – Каламітське підняття; VII – Новоселівське підняття; VIII – Альмінська западина; IX – Симферопольське підняття; X – Азовський вал; XI – Південно-Азовський виступ; XII – Індоло-Кубанський прогин; XIII – Керченсько-Таманський міжпериклінальний прогин.
 Родовища: 1 – Саратське; 2 – Голіцинське; 3 – Задорненське; 4 – Джанкойське; 5 – Стрілкове; 6 – Морське; 7 – Північно-Керченське; 8 – Октябрьське

Південна окраїна Східноєвропейської платформи займає північну частину Причорноморсько-Кримської провінції, моноклінально занурюється на південь від 2–3 до 6–8 км у центральній частині Каркінітського прогину. Ураховуючи будову поверхні кристалічного фундаменту та розрізи осадового чохла, виділяють два райони: західний (Молдавська монокліналь) і східний (Причорноморська монокліналь), межею між якими є Одеський глибинний розлом. Молдавська монокліналь на відміну від Причорноморської по поверхні фундаменту більше занурена; в осадовому чохлі тут фіксуються кембрійські, силурійські, юрські й молодші утворення. У Причорноморській монокліналі фундамент перекритий кайнозойськими відкладами, що свідчить про відсутність осадконагромадження впродовж рифею-палеозою.

Скіфська плита з байкальським фундаментом облямовує з півдня СЄП, обмежена на півдні значним субширотним порушенням, що відділяє Рівнинний Крим від Гірського, на заході – субмеридіональним Одеським розломом; на схід плита простягається до Північного Каспію. На південь від Причорноморської та Молдавської монокліналей фіксується глибока депресія субширотного простягання, приурочена до складно побудованої зони зчленування СЄП і Скіфської плити. Ця протяжна структура складається з декількох прогинів грабеноподібної форми, роз'єднаних субмеридіональними розломами і поперечними перемичками. Прогини виповнені потужною товщею (до 8 тис. м) платформних відкладів різних стратиграфічних діапазонів, переважно мезокайнозойських, місцями і більш давніх товщ [35].

Мезокайнозойська **Чорноморська глибоководна западина** є великою депресійною структурою, північна частина якої розташована в межах економічної зони України. Вона відокремлює складчасті споруди Балканського півострова і Понтійського узбережжя від Гірського Криму та Кавказу. Довжина западини становить понад 1100 км, ширина – від 150 до 300 км. Серед основних структурних елементів западини виділяють: вал Андрусова, який розділяє басейн на Західночорноморську та Східночорноморську улоговини; низку великих структур, зокрема вал Шацького, підняття Архангельського, прогини Сорокіна, Туапсинський, Гудаутський, Синопський та ін. Товщина кайнозойських відкладів, які заповнюють великі депресії Чорноморської западини, становить 10–11 тис. м (Східночорноморська улоговина) та 13–14 тис. м (Західночорноморська улоговина) [56].

За особливостями розподілу потужностей майкопських відкладів у межах Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною провінції виділяються декілька основних морфоструктурних форм [86]: Переддобрудзький прогин, Причорноморський мегапрогин і Чорноморська мегазападина, розділені Нижньопрутсько-Кримським мегапідняттям (рис. 2, 3). У свою чергу, у межах останніх виділяється ціла низка прогинів і підняттяв, структурних форм вищого порядку.

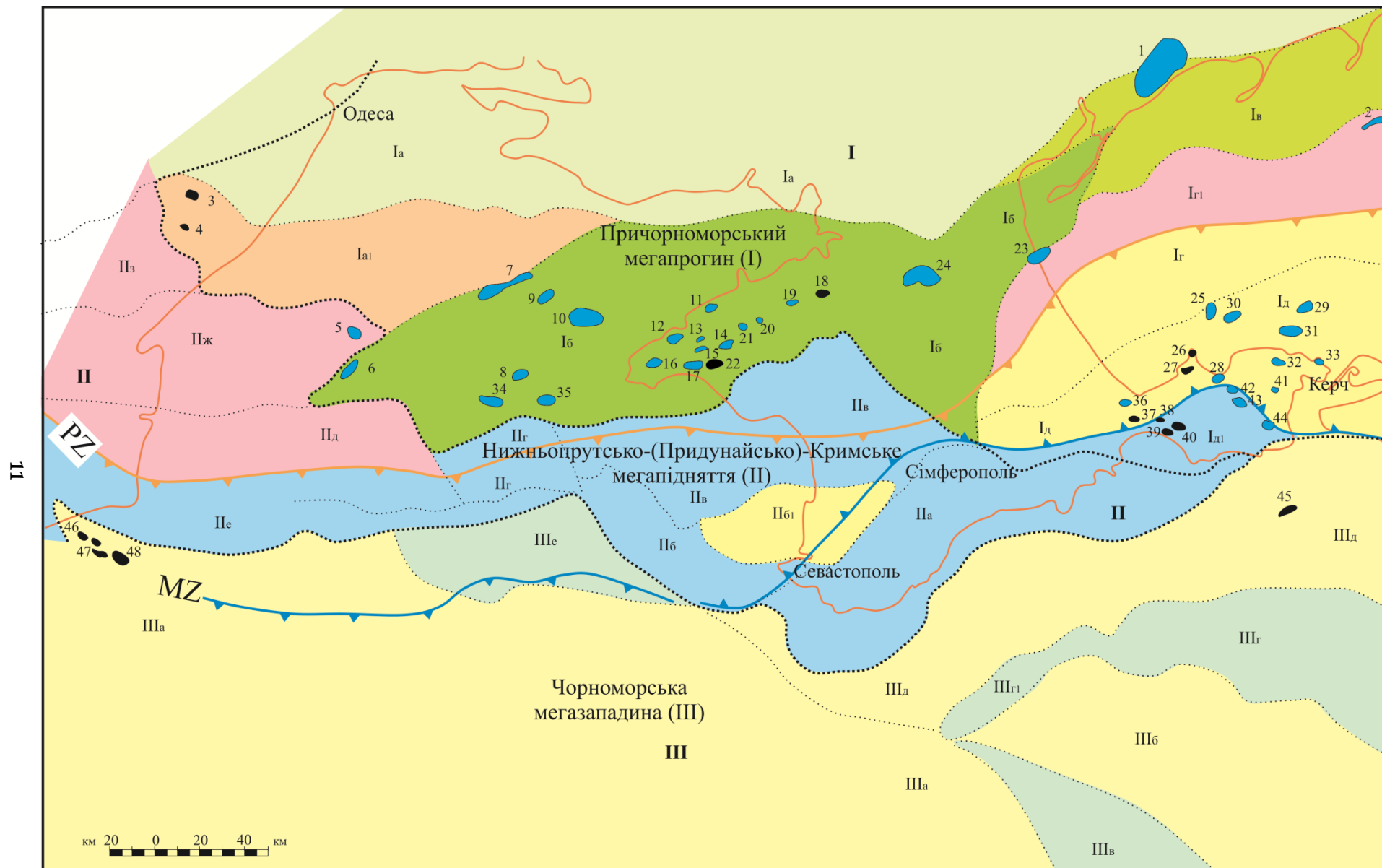


Рис. 2. Тектонічна карта Азово-Чорноморського регіону [86]

- PZ – Пізньопалеозойська сутура (Дунайсько-Терська),
 MZ – Мезозойські сутури (Печеняга-Кам'яна і Кримсько-Кавказька)
 I – Причорноморський мегапрогин: I, а – Південноукраїнська монокліналь;
 I, б – Каркінітсько-Північнокримський рифтогенний прогин; I, в – Північноазовський прогин; I, г – Середньоазовське підняття; I, г1 – Азовський вал; I, д – Індоло-Кубанський рифтогенний прогин; I, д1 – Приморська монокліналь. II – Нижньопрутсько-(Придунайсько)-Кримське мегапідняття: II, а – Гірськокримська складчасто-насувна споруда (за В. В. Юдіним); II, б – Качинський блок ранньомезозойської пасивної окраїни Лавразії з накладеним Альмінським прогином; II, б1 – Альмінський прогин;
 II, в – Центральнокримське підняття; II, г – Іллічівське підняття; II, д – Підняття Губкіна; II, е – Крайовий східець (північна бортова зона Західночорноморського рифтогенного прогину); II, ж – Придунайське підняття; II, з – Болград-Лиманський блок.
 III – Чорноморська мегазападина: III, а – Західночорноморський рифтогенний прогин; III, б – Східночорноморський рифтогенний прогин; III, в – Центральнорноморське залишкове рифтогенне підняття; III, г – Залишкове рифтогенне підняття Шацького; I II, г1 – Підняття Тетяєва; III, д – Прикримсько-Кавказька зона складок;
 III, е – Передмізійський верхньоюрсько-нижньокрейдний крайовий прогин
 Родовища: 1 – Приазовське; 2 – Морське; 3 – Східносаратське; 4 – Жовтоярське; 5 – Безіменне; 6 – Одеське; 7 – Голіцинське; 8 – Архангельське; 9 – Південнохоліцинське; 10 – Шмідтівське; 11 – Ярилгацьке; 12 – Чорноморське; 13 – Карлавське; 14 – Глібівське; 15 – Краснополянське; 16 – Оленівське; 17 – Західнооктябрське; 18 – Тетянівське; 19 – Серебрянське; 20 – Задорненське; 21 – Кіровське; 22 – Октябрське; 23 – Стрілкове; 24 – Джанкойське; 25 – Північноказантипське; 26 – Актаське; 27 – Семенівське; 28 – Поворотне; 29 – Північнокерченське; 30 – Східноказантипське; 31 – Північнобулганацьке; 32 – Войківське; 33 – Борзовське; 34 – Штормове; 35 – Кримське; 36 – Південносиваське; 37 – Владиславівське; 38 – Балочне; 39 – Мошкарівське; 40 – Куйбишевське; 41 – Придорожнє-Олексіївське; 43 – Фонтанівське; 44 – Приозерне; 45 – Суботіна; 46 – Сіноє; 47 – Західна Лебада; 48 – Східна Лебада

Переддобрудзький прогин розташований в західній частині регіону, сильно видовжена в плані, асиметрична в розрізі структуру з похилим північним та крутим південним бортами, виповнена вендськими, палеозойськими і тріасовими відкладами, на яких з розмивом залягають породи юри і крейди. За даними сейсморозвідки, поверхня докембрійського фундаменту в найбільш зануреній частині прогину залягає на глибині 7 тис. м. В осадовому чохла встановлено лінійно видовжені зони, утворені ланцюжками невеликих локальних позитивних структур північно-західного простягання. Аналогічне орієнтування, яке збігається також з простяганням складчастої споруди Добруджі, має накладена на Переддобрудзький прогин Молдавська западина юрського віку.

Причорноморський мегапрогин. Максимальні потужності майкопської серії спостерігаються в трьох основних прогинах: Каркінітсько-Північнокримському та Індоло-Кубанському рифтових і Північноазовському, що різняться інтенсивністю прогинання та історією розвитку.

Каркінітсько-Північнокримський крейда-палеогеновий прогин охоплює значну частину північно-західного шельфу Чорного моря, Присивашся і північні райони Рівнинного Криму. Поверхня фундаменту залягає на глибинах 8–11 тис. м (Михайлівська улоговина, найбільш занурена частина прогину, на захід від Тарханкутського півострова), а товщина осадового чохла сягає 9 тис. м. Це вузька субширотно видовжена накладена структура з асиметричною будо-

вою: південний борт, ускладнений серією субширотних порушень, вужчий і майже втричі крутіший від північного. Прогин виповнений тріас-юрськими, нижньо- та верхньокрейдовими і палеоген-неогеновими відкладами, сумарна товщина яких в його осьовій частині досягає 10000 м і більше, зменшуючись на бортах до 500–1000 м. Товщина майкопських відкладів в його осьовій частині досягає 1600 м і більше, зменшуючись на бортах до 500–600 м, глибина залягання 300–2500 м. У прогині виділяються три депресії, розмежовані ізопахітою 1200 м, на бортах вимальовуються форми типу структурних носів, пережимів, перемичок переважно північно-західного простягання.

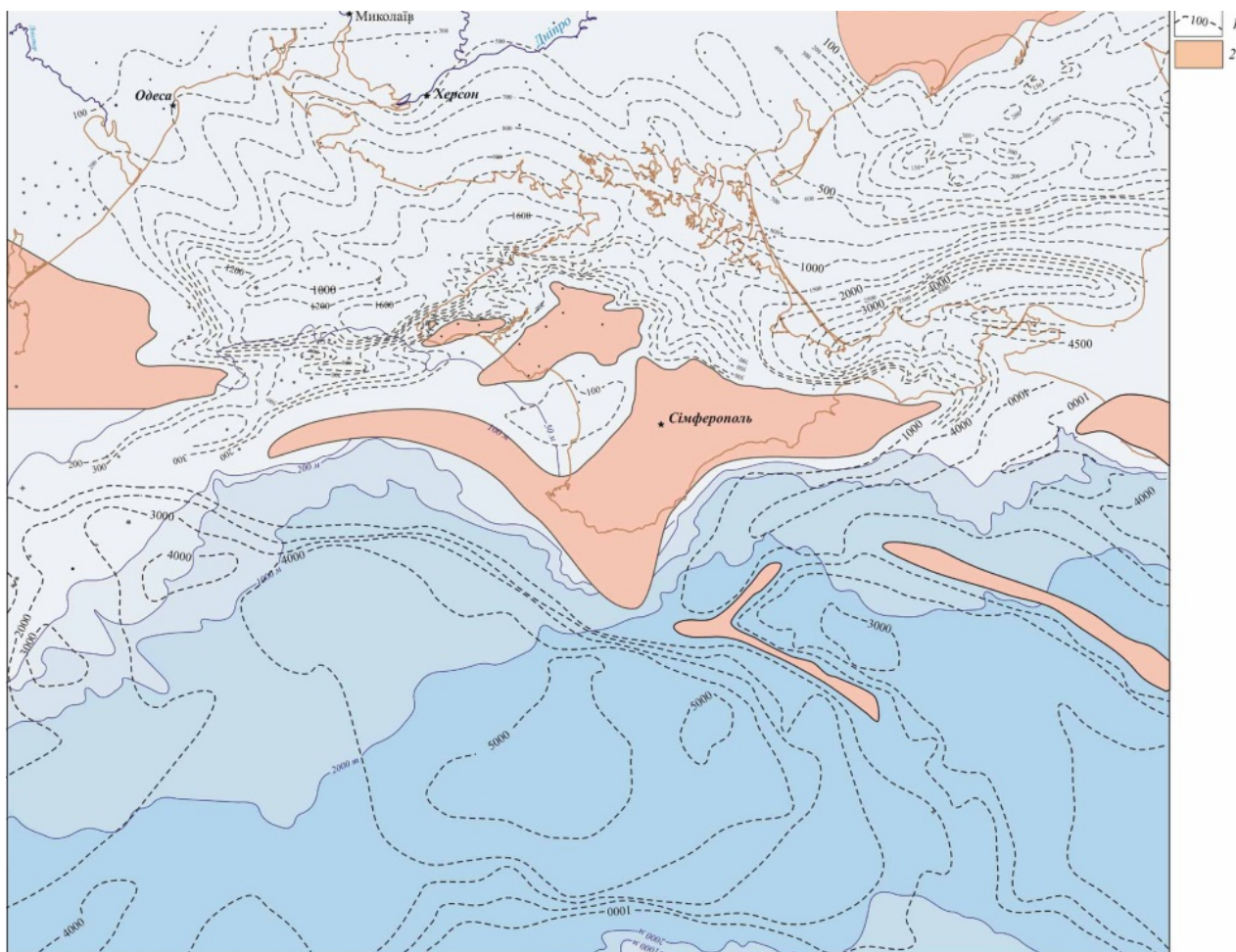


Рис. 3. Схема поширення олігоцен-нижньоміоценових відкладів Азово-Чорноморського регіону [116]:

1 – ізопахіти олігоцен-нижньоміоценових відкладів (м); 2 – область розмиву

Індоло-Кубанський рифтовий прогин займає південну частину Азовського моря від Темрюцької затоки на сході до південної частини Арабатської стрілки на заході. Це також субширотно видовжена асиметрична структура з похилим північним і крутим південним бортами, ускладненими численними скидами та насувами. Від Каркінітсько-Північнокримського прогину він відділений відносно слабозануреним *Південноазовським виступом*. За даними глибинного сейсмічного зондування, ширина найбільш зануреної частини прогину становить приблизно 65–70 км, максимальна товщина осадової товщі – 15 тис. м, причому близько 5 тис. м припадає на відклади майкопської серії. У центральній частині Індоло-Кубанського прогину виявлені декілька невеликих поодиноких піднят-

тів: Північноказантипське, Керченське. Специфічною особливістю прогину є розвиток процесів глиняного діапїризму і грязьового вулканізму. Товщина майкопських нашарувань в його центральній частині перевищує 4000 м, зменшуючись на бортах до 1000 м і повністю виклинюючись у передгірських районах Криму. Максимальна глибина залягання подошви майкопу понад 6000 м. У межах осьової зони прогину наявний ряд депресій вищого порядку, які розмежовані ізопакітою 4000 м.

В обох рифтових прогинах літологічна структура, геохімічні та мінералогічно-петрографічні особливості товщформувань компонентів майкопу вивчені відносно добре, що зумовлено їхньою розкритістю глибокими свердловинами.

Північноазовський прогин є східним продовженням Каркінітсько-Північнокримського, відокремлений від нього перемичкою в районі коси Бірючий острів. Ця структура є неглибокою асиметричною депресією (з похилим північним і крутим південним бортами) завширшки 20–30 км, що розміщена на дорифейській кристалічній основі й заповнена породами середньої юри, крейди і кайнозою. Товщина вивчених утворень тут незначна і ледве досягає 300 м. З півдня прогин обмежений так званім Головним Азовським порушенням амплітудою до 1000 м, в якому північне крило на 300–400 м опущено відносно південного. Осьова зона Північноазовського прогину зміщена до південного борту, найбільша глибина залягання фундаменту – 2000 м. Літолого-фаціальні та мінералогічно-петрографічні особливості нижньомайкопських утворень прогину вивчені слабо, що зумовлено перш за все незначною їхньою розкритістю пошуково-розвідувальними свердловинами.

Чорноморська мегазападина є депресійною структурою, північна частина якої розташована в межах економічної зони України. Довжина западини становить понад 1100 км, ширина – від 150 до 300 км. Осадівні відклади Чорноморської западини вивчені лише геофізичними методами, а основу їх становлять олігоцен-міоценові утворення глибоководних фацій. Це переважно глинисті породи з поодинокими прошарками пісковиків та алевролітів сумарною потужністю понад 5000 м.

Особливо великі потужності олігоцен-нижньоміоценових відкладів простежуються в межах Західно- та Східночорноморського рифтогенних прогинів, розділених Центральнорноморським залишковим рифтогенним підняттям і в Прикерченсько-Таманській зоні складок (прогини Сорокіна та Керченсько-Таманський) [86].

Західночорноморський рифтогенний прогин – видовжена в північно-західному напрямку структура, розміром 600 x 300 км, де товщина кайнозойських відкладів сягає 13–14 км, а майкопських – понад 5 км [85].

Східночорноморський рифтогенний прогин – теж видовжена в північно-західному напрямку структура розміром 600 x 150 км, з потужністю кайнозойських відкладів до 10–11 км, майкопських – до 4 км [56].

Ці рифтогенні прогини розділені *Центральнорноморським залишковим рифтогенним підняттям (вал Андрусова)* – сильно видовженою в північно-західному напрямку структурою, що характеризувалася стійким підняттям про-

тягом усього олігоцен-ранньоміоценового часу. Товщина майкопських відкладів в його осьовій частині змінюється від 0 м (північно-східні райони) до 1,0–1,5 км (південно-західні).

Прикримсько-Кавказька зона складок локалізована в межах глибоководної западини субширотного простягання, об'єднує ряд прогинів більш високого порядку (Сорокіна, Керченсько-Таманський, Туапсинський). У межах останніх товщина майкопської серії перевищує 4000 м, глибина її залягання – понад 6000 м. Структури сильно видовжені в плані, асиметричні в розрізі, з крутим північним і похилим південним бортами, ускладнені скидами та насувами великої амплітуди, з характерним глиняним діапїризмом.

Дві описані вище мегазападини розділені *Нижньопрутсько-Кримським мегапідняттям* – сильно видовженою в плані субширотного простягання структурою, у межах якої відмічається скорочення товщини майкопських відкладів, до їхнього повного виклинювання і виходом складчастої основи рифейського та палеозойського віку на поверхню [86].

Мегапідняття об'єднує ціла низка додатних структур вищого порядку. На південь від системи причорноморських прогинів фіксується зона виступів складчастої основи рифейського та палеозойського віку, які чітко виражені в структурі осадового чохла. Це *Кілійсько-Зміїне підняття*, яке охоплює територію дельти Дунаю і прилеглу частину акваторії Чорного моря з острова Зміїний. На схід структура простежується до Одеського глибинного розлому, поступово занурюючись назустріч західному флангу Чорноморського підняття, яке являє собою велику структуру субширотного простягання, розташовану в зоні переходу від шельфу до континентального схилу. Розміри підняття за ізогіпсою 2250 м – 80 x 30 км.

Далі на схід у зоні виступів фундаменту фіксуються позитивні структури, які об'єднуються в Центральнокримське мегапідняття: Каламітське, Новоселівське, Сімферопольське підняття.

Каламітське підняття поступово занурюється від Криму на захід, де межує з Чорноморським підняттям; на сході структура відокремлена від Новоселівського підняття крутим порушенням північно-західного простягання і приуроченими до нього вузькими синклінальними прогинами. Новоселівське підняття розміщено в Центральному Криму і відокремлено з півдня вузьким субширотним грабеном від Сімферопольського підняття й Альмінської западини, яка складається з крейдових і палеоген-неогенових відкладів (до 2000 м).

Центральнокримське мегапідняття відокремлено на сході неглибокою сидловиною від Азовського валу, який займає всю центральну частину Азовського моря, а його південний борт переходить у Південноазовський виступ – нахилу на південь монокліналь шириною від 18–20 до 40–45 км з інтенсивним зануренням поверхні фундаменту й осадового чохла в південному напрямку.

Слід зазначити також, що серед тектонічних структур регіону важливу роль відіграють розломи, які утворюють субмеридіональну і субширотну системи. Розломи першого типу становлять групу давніх дорифейських диз'юнктивних дислокацій. Вони спрямовані майже перпендикулярно до загального про-

стягання складчастості. Найважливішими серед них є Одеський, Фрунзенсько-Арцизький, Білозерський. Групу молодих диз'юнктивних порушень становлять субширотні розломи, які розділяють блоки земної кори з різною геологічною історією і режимом тектонічних рухів. Це шовні структури, що є границями великих тектонічних елементів регіону, таких як Східноєвропейська платформа, Скіфська плита, складчасті споруди Криму.

Таким чином, підсумовуючи сказане вище, можна стверджувати:

- в олігоцен-ранньоміоценовий час у межах вивченого регіону розвивалися два великі за площею седиментаційні басейни – Північний (Причорноморський) та Південний (Чорноморський), розмежовані Нижньопрутсько-Кримською грядою підводних і надводних височин;
- характерною рисою всіх великих седиментаційних басейнів є практично однакові швидкості прогинання (потужність товщі близько 5000 м), як і однакові їхні структурні співвідношення з підняттями, що їх оточують;
- осадконагромадження відбувалось в умовах відкритого глибоководного шельфу та глибоководного басейну, де накопичувались теригенні глинисті літотипи з підпорядкованими прошарками дрібно-середньозернистих псамітових та алевритових різновидів.

Причорноморсько-Кримська нафтогазоносна провінція складена утвореннями раннього і пізнього докембрію, палеозою, мезозою і кайнозою.

1.2. Стратиграфічні комплекси

Найбільшими тектонічними елементами Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної провінції є південна окраїна Східноєвропейської платформи та Скіфська плита, які відрізняються будовою осадового чохла [73]. Розглянемо особливості їхньої геологічної будови. Зведений літолого-стратиграфічний розріз Переддобрудзького прогину, Рівнинного Криму та Керченського півострова наведено на рис. 4.

Осадове виповнення цих структур включає декілька структурно-літологічних комплексів, сформованих утвореннями раннього і пізнього докембрію, палеозою, мезозою і кайнозою, що характеризуються нерівномірним просторовим поширенням.

Ранній докембрій представлений магматичними та метаморфічними комплексами архею і палеопротерозою, які становлять фундамент південної окраїни СЄП. Це мігматити, гнейси, гранодіорити, кристалічні сланці. Порооди залягають на значних глибинах і перекриті товщею мезозой-кайнозойських (Північне Причорномор'я, Приазов'я) і палеозой-кайнозойських (Західне Причорномор'я) відкладів.

Пізній докембрій чи неопротерозой – найдавніші утворення осадового чохла, які незгідно перекривають породи кристалічного фундаменту і виділені у складі вендської системи Західного Причорномор'я. Представлені теригенною товщею аргілітів, алевролітів, дрібнозернистих пісковиків загальною потужністю до 1500 м.

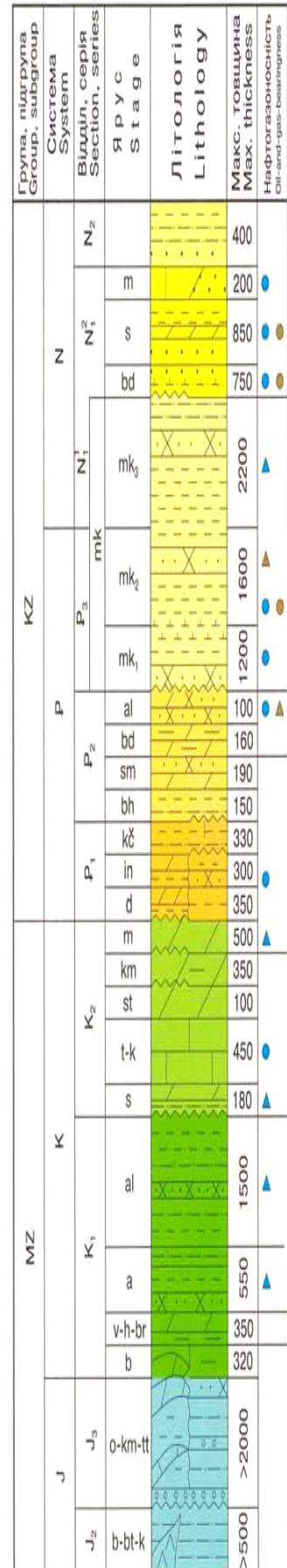
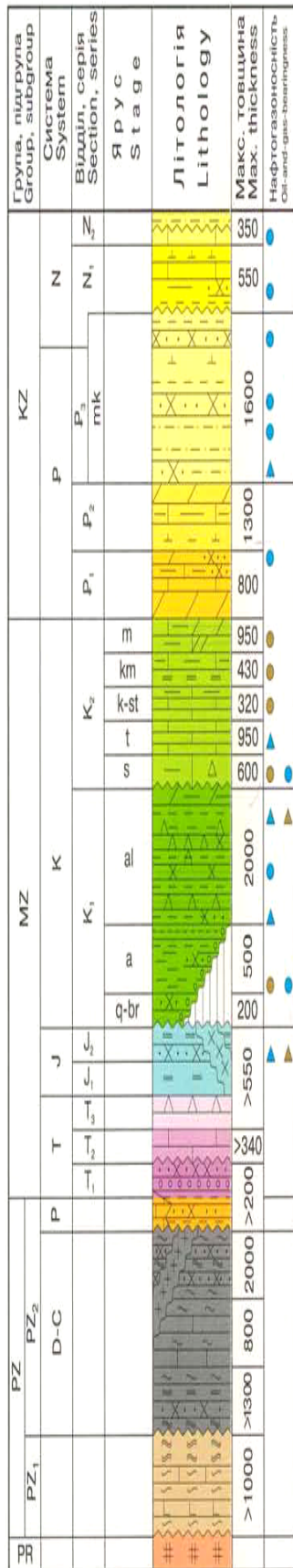
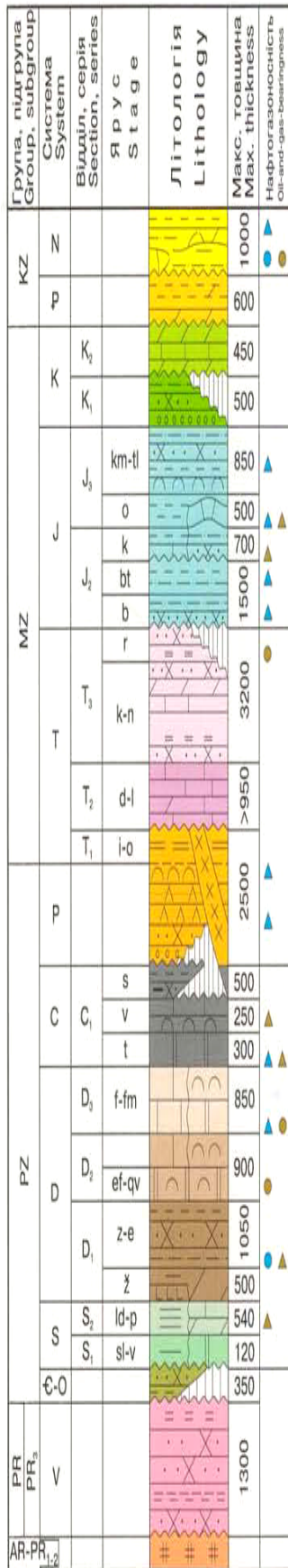


Рис. 4. Літолого-стратиграфічні розрізи Причорноморсько-Кримської нафтогазононої провінції [116]:
 1 – Переддобрудзький прогин; 2 – Рівнинний Крим; 3 – Керченський півострів

Палеозой становить геосинклінальний фундамент Рівнинного Криму, а в Західному Причорномор'ї входять до складу осадового чохла.

Кембрій представлений балтійською серією (нижній кембрій) і простежується лише на обмеженій ділянці молдавської частини Західного Причорномор'я, де він розкритий свердловинами в Переддобрудзькому прогині. Літологічно це різнозернисті пісковики, алевроліти, аргіліти, гравеліти потужністю до 300 м.

Обстановка седиментогенезу і раннього діагенезу, судячи із вмісту сульфідної сірки (0,51–0,75 %) та величини відносин закисного заліза до оксидного (у середньому 5,3), була відновлювальною. Найбільша кількість глинистих пачок зосереджена в нижній частині розрізу товщі. Аргіліти темно-сірі, вапнисті, плитчасті. Товщина глинистих пачок становить 20–60 м. Вміст $C_{\text{орг}}$ – 0,04–0,65 %. Ступінь катагенезу порід – від МК₃ до АК₃ (R_0 – 1,1–4,5).

Ордовик поширений в тому ж районі, що й нижній кембрій і представлений пачкою потужністю близько 500 м перешарування сіроколірних кварцових вапнистих пісковиків і вапняків із прошарками алевролітів і аргілітів потужністю до 30 м. У Тузлівській фаціальній зоні розповсюджені відклади середнього ордовику (гораєвський горизонт) у вигляді окремих останців. Вапняки містять залишки фауни нижньої частини пізнього ордовику. Товщина прошарків пелітоморфних літотипів – 5–10 м, їхня найбільша кількість зосереджена в середній частині ордовицької товщі. Аргіліти сірі, темно-сірі вапнисті, із вмістом $C_{\text{орг}}$ до 0,5 %.

Силур представлений всіма чотирма ярусами нижнього та верхнього відділів: ландоверійським, венлоцьким, лудловським і пржидольським, поширений майже на всій території Західного Причорномор'я, у Переддобрудзькому прогині й на острові Зміїний. Залягають вони незгідно на утвореннях неопротерозою, нижнього кембрію, ордовику і перекриваються девонськими відкладами без слідів перерви. Товщина силурійських відкладів досягає 650 м, а в їхній структурі домінують пачки вапняків із прошарками доломітів, мергелів та аргілітів. Літологічно це товща доломітизованих вапняків, у південних районах – мергелів із прошарками аргілітів загальною потужністю до 650 м.

Ландоверійський ярус залягає трансгресивно зі стратиграфічною незгідністю на нижньокембрійських або ордовицьких відкладах, представлений вапняками. *Венлоцький ярус* (70–80 м) складений вапняками. *Лудловський ярус* (130–300 м) представлений доломітистими мергелями, які вміщують прошарки доломітів, і вапняками з рідкими прошарками мергелів. У районі сіл Сарата і Тузли відклади лудловського ярусу стають більш глинистими і доломітистими. *Пржидольський ярус* (140–200 м) представлений вапняками і доломітами. Глинисті породи у відкладах силурійського комплексу поширені в середніх частинах лудловського і пржидольського ярусів, представлені темно-сірими та сірими, вапнистими аргілітами. Вміст $C_{\text{орг}}$ – 0,27–0,40 %. Товщина глинистих пачок – до 20 м, у середньому – 6 м.

Девон у межах Переддобрудзького прогину без слідів перерви перекриває силур і представлений трьома відділами, розріз яких складений субплатформними, часто лагунними фаціями загальною товщиною до 2000 м.

Нижньому девону відповідають відклади лохковського, празького та емського ярусів, представлені переважно вапнистими аргілітами та алевролітами з

тонкими прошарками мергелів, туфопісковиків, доломітів, вапняків потужністю до 900 м, які в південно-східному напрямку фаціально заміщуються вапняками. Товщина глинистих пачок – до 100 м, у середньому – 30–50 м. У дунайської частині Північної Добруджі на південно-східному березі оз. Кагул (с. Орловка) у кар'єрі відслонюється розріз нижньодевонських зелених сланців (більше 1000 м), представлений строкатоколірними філітами з лінзоподібними прошарками доломіту і пісковіку.

У Переддобрудзькому прогині у складі нижнього відділу виділяються три світи: кочулійська, ларгуцька та енікіойська.

Кочулійська світа розповсюджена в Алуатсько-Чалицькій та Саратській фаціальних зонах. Розкрита св. Сарата-6 в інт. 3870,0–4264,0 м. Залягає згідно на верхньому силурі, перекивається згідно ларгуцькою світою. Світа поділяється на дві підсвіти: нижню та верхню.

Нижньокочулійська підсвіта представлена темно-сірими до чорних аргілітами невапнистими тонкошаруватими тріщинуватими, із дзеркалами ковзання, стяжіннями піриту, з рідкими прошарками мергелів, глинистих вапняків, алевролітів, пісковиків, зрідка керсантитів. Товщина підсвіти досягає 420 м, товщина глинистих пачок – до 100 м, у середньому – 25–60 м.

Верхньокочулійська підсвіта складена подібними аргілітами з тонкорозсіяним піритом, прошарками та лінзами органогенно-детритових, остракодових, пелітоморфних і глинистих вапняків. Товщина відкладів – 120 м, товщина глинистих пачок – до 40 м, у середньому – 15–25 м. У районі св. Лиманська-1 і на о. Зміїний аргіліти фаціально заміщуються мергелями і вапняками, як правило, доломітизованими, місцями алевролитистими, з рідкісними прошарками аргілітів та ефузивних порід. Товщина відкладів – 247 м.

Ларгуцька світа розповсюджена в Саратській, Лиманській та Тузлівській фаціальних зонах. Розкрита св. Тузли-2 (інт. – 423,0–4515,0 – забій), Сарата-6 (3391,0–3870,0), Лиман-1 (1470,0–1957,0) та ін. Світа залягає згідно на кочулійській світі, згідно перекивається енікіойською світою. Вона представлена товщею темно-сірих аргілітів та алевролітів, місцями у верхніх горизонтах розрізу червоно-бурого кольору, з тонкими, часто лінзоподібними прошарками органогенно-детритових, переважно остракодових, іноді доломітизованих вапняків і пісковиків. Зустрічаються ефузивні породи. Вапняки приурочені до нижньої та середньої частин світи. На південному сході розвинуті строкаті глини та голечники. Товщина відкладів світи досягає 670 м. Товщина глинистих пачок – до 100 м, у середньому – 30–50 м.

Енікіойська світа розповсюджена в Саратській, Лиманській та Тузлівській фаціальних зонах. Розкрита св. Тузли-2 (інт. – 4112,0–4268,0 м), Сарата-6 (3267,0–3391,0 м), Лиман-1 (1350,0–1470,0 м). Залягає згідно на ларгуцькій світі, згідно перекивається саратською світою, карбонатною та хемогенно-теригенною товщами. Вона представлена строкатими пісковіками і алевролитами і прошарками аргілітів. Товщина світи становить 180 м. Товщина глинистих пачок – до 50 м, у середньому – 15–35 м.

Середній девон у складі ейфельського та живетського ярусів складений сіроколірною товщею перешарування вапняків і доломітів, ангідритів із прошарками аргілітів і мергелів потужністю 600–850 м.

Верхній девон (франський і фаменський яруси) складений на заході переважно вапняками, а на узбережжі і в акваторії – доломітами, вапняками, ангідритами потужністю до 850 м.

Загальна товщина девону понад 3000 м. У глинистих літотипах девону вміст $C_{орг.}$ становить 0,3–4,5 %. Вміст сульфідної сірки (0,35–0,48 %) і величини співвідношення закисного заліза до оксидного (у середньому 8,5) указують на відновлювальну обстановку седиментогенезу.

Геохімічними методами девонські відклади вивчені недостатньо. Розподіл РОР по розрізах девонських відкладів Переддобрудзького прогину пов'язаний з умовами седиментації та діагенетичним перетворенням осадів. У глинистих відкладах девону вміст $C_{орг.}$ становить 0,3–4,5 %. У девонську епоху значно активувалося занурення дна морського басейну, що призвело до нагромадження осадків потужністю понад 1800 м. Вміст сульфідної сірки (0,35–0,48 %) і величини співвідношення закисного заліза до оксидного (у середньому 8,5) указують на відновлювальну обстановку седиментогенезу.

Ступінь бітумізації органічної речовини (ОР) визначається фаціально-генетичним типом, ступенем катагенетичного перетворення та міграцією відновлених рухливих компонентів. Вміст бітумоїдів у відкладах від 0,06 % середнього девону до 0,3 % верхнього. Вуглеводні в бітумоїді становлять 30–40 %. Серед смол переважають кислі. Частка кислих смол та асфальтенів збільшується вгору по розрізу, що обумовлено зміною ОР від сапропелевого типу до гумово-сапропелевого. У складі хлороформного екстракту переважають нейтральні компоненти, а вміст масел досягає 38,4 %. Це свідчить про наявність алохтонних бітумоїдів, що підтверджується величинами $\beta_{хл}$, які змінюються в межах 21,3–39,5 %, а також даними текстурно-бітумінологічних (макро- і мікроскопічних) досліджень. Перспективною є нижньодевонська товща.

Карбон у Західному Причорномор'ї, у Переддобрудзькому прогині (Саратська і Тузлівська фаціальні зони) представлений лише нижнім відділом, а саме турнейським, візейським і серпуховським ярусами. Відклади турне (500 м) залягають з розмивом на більш давніх утвореннях, представлені доломітами і ангідритами із прошарками доломітизованих вапняків і аргілітів. Відклади візейського ярусу (350 м) представлені вапняками внизу і аргілітами із прошарками алевролітів і пісковиків зверху. Серпуховський ярус (товщина до 650 м) представлений теригенно-глинистою товщею сірих аргілітів, алевролітів і пісковиків із прошарками кам'яного вугілля (0,02–3 м). Товщина глинистих пачок досягає 50 м, у середньому – 20–30 м. Найбільш повні розрізи карбону розкриті в північно-східних районах Переддобруджя та в прилеглий акваторії, де їхня сумарна товщина може сягати 1200 м.

Геохімічними методами кам'яновугільні відклади вивчені дуже слабо. Розподіл розсіяної органічної речовини (РОР) в їхніх розрізах пов'язаний з умовами седиментації та діагенетичним перетворенням осадків. У відкладах карбону вміст ОР становить від 0,8 % до 1,7 % в аргілітах, збільшуючись у вугільних пластах до 20 %. У кам'яновугільну епоху продовжувалося занурення дна морського басейну, що призвело до нагромадження осадків потужністю до 750 м.

Вміст сульфідної сірки (0,35–0,48 %) і величини співвідношення закисного заліза до оксидного (у середньому 8,5) указують на відновлювальну обстановку седиментогенезу.

Вміст бітумоїдів у відкладах карбону становить від 0,08 % до 0,1 %. Відношення кислих до нейтральних складових дорівнює 3. Низький бітумний коефіцієнт, що дорівнює 2, характерний для ОР сапропелево-гумусового типу. Цей фаціальний генетичний тип підтверджується пониженим вмістом вуглеводнів (ВВ) у складі хлороформних бітумоїдів (ХБ) (18 %) і високим вмістом кислих смол та асфальтенів. Дослідження ХБ за профілем Сарата-Білоліська-Лиманська показали максимальний його вміст у районі Білоліської площі з одночасним збільшенням у 1,5 рази частки вуглеводнів, що характерно для алохтонних проявів. Алохтонні бітумоїди відмічаються і на Балабанівській площі.

До перспективних належать верхньовізейсько-серпуховська товща, яка відповідає жовтоярському горизонту і відповідно жовтоярській світі.

Жовтоярська світа розповсюджена в Переддобрудзькому прогині лише в Саратській та Тузлівській фаціальних зонах. Вона залягає згідно на білоліській світі, перекривається строкатокольірною товщею, імовірно пермсько-тріасового віку. Нижня частина представлена аргілітами з прошарками алевролітів, пісковиків, рідше вапняків. Товщина відкладів досягає 175 м, товщина глинистих пачок – до 60 м, у середньому – 25–40 м. Верхню частину становлять переважно аргіліти з прошарками алевролітів, пісковиків і кам'яного вугілля. Місцями присутні малопотужні (до 10–20 см) прошарки доломітів, мергелів, вапняків і сидеритів. Товщина відкладів досягає 500 м. Товщина глинистих пачок – до 50 м, у середньому – 20–30 м.

На території Рівнинного Криму, на Тарханкутському півострові свердловинами розкриті метаморфізовані пісковики, алевроліти, мергелі, вуглисто-глинисті породи карбону, пронизані інтрузіями діабазів і дайками гранодіоритів і граніт-порфірів. Потужність товщі – більше 2000 м.

Перм. У межах південної країни СЕП відклади пермської системи встановлені в Переддобрудзькому прогині та на Присивашші.

У Переддобрудзькому прогині відслонюється товща (до 3000 м) аргілітів, алевролітів і пісковиків червоного кольору з прошарками гравелітів і конгломератів, із шарами ефузивних порід (андезитові й діабазові порфірити та їхні туфи). Відклади містять пермський комплекс спор і форамініфер. У складі конгломератів багато гальок візейсько-башкирського віку, що вказує на розмив кам'яновугільних відкладів гірської споруди Північної Добруджі при формуванні пермської моласи. Товщина глинистих пачок – до 20 м, у середньому – 5–8 м.

Нерозчленовані пізньопалеозойські породи розкриті в районі с. Балашовки (Північне Присивашся) під нижньою крейдою, представлені пісковиками потужністю 350 м, перетвореними на кордієрит-слюдиисто-амфіболітові роговики з прожилками граніту. Одновіковими з виверженими породами Балашовської площі можуть бути андезитові порфірити і габро-порфірити, які виявлені в с. Стрілкове (північна частина Арабатської стрілки) під відкладами нижньої крейди. Їхня розкрита потужність понад 200 м.

У Рівнинному Криму та на Тарханкутському півострові відклади пермської системи представлені темно-сірими, майже чорними сланцями різного складу з прошарками пісковиків, алевролітів і вапняків, туфів і туфітів з дайками ефузивів найімовірніше нижньопермського віку. Стратиграфія цієї товщі на сьогоднішній день розроблена слабо. Геохімічні дослідження не проводились.

Загалом пермські утворення формувалися в континентальних і субконтинентальних умовах, про що свідчать колір і склад порід. Дані з концентрації $C_{орг.}$ у пермських відкладах є лише з Переддобрудзького прогину, вони не перевищують 0,3 %.

Мезозой поширений в Причорномор'ї, Криму, на шельфі Чорного та Азовського морів, представлений тріасом, юрою, крейдою.

Тріас. У Дністровсько-Прутському межиріччі характерний платформний тип відкладів тріасу, які залягають на підстеляючих утвореннях пермі й карбону з кутовою незгідністю. Вони мають тричленну будову. У нижній частині розрізу (оленьоцький ярус) переважають грубоуламкові теригенні породи, у середній (нерозчленованій) – алевроліти, пісковики та аргіліти, а у верхній (карнійський і норійський яруси) – вапняки із прошарками аргілітів та ангідритів. Загальна потужність тріасу – 80–640 м. Товщина глинистих пачок – до 20 м, у середньому – 3–7 м. Тріасові утворення формувалися переважно в континентальних і субконтинентальних умовах. Вміст $C_{орг.}$ у середньому не перевищує 0,2–0,35 %.

На території Рівнинного Криму, на півночі та заході півострова відклади тріасу представлені всіма трьома відділами. Відклади індського ярусу залягають з кутовою і стратиграфічною незгідністю на сланцево-осадово-ефузивному пермському комплексі, представлені товщею пісковиків, брекчій і гравелітів потужністю до 720 м. Вище згідно залягають вапняки з багатою фауною форамініфер (потужність – 220 м) анізійсько-ладинського віку. Верхній тріас представлений теригенною товщею пісковиків, аргілітів, гравелітів карнійського, норійського та ретського ярусів потужністю до 200 м, яка згідно перекриває підстеляючі товщі. Зі стратиграфічною незгідністю вище залягають верхньотоарсько-батська піщано-аргілітова товща (до 2000 м) з лінзами вапняків. Загалом комплекс порід верхнього тріасу і нижньої юри в Рівнинному Криму схожий на відклади таврійської серії Гірського Криму.

У Гірському Криму верхньотріасові утворення разом з нижньоюрськими формують флішоїдну таврійську серію, яка представлена складнодислокованою потужною товщею (1500 м і більше) ритмічного чергування аргілітів, алевролітів, зрідка гравелітів, з локальним розвитком магматичних утворень.

Юра стратиграфічно найбільш повно проявлена в Гірському Криму, широко розвинута також у Західному Причорномор'ї, де представлена середнім і верхнім відділами. Вони заповнюють Молдавську западину, накладену на Переддобрудзький прогин [35]. У північному Присивашші встановлені нижньоюрські (тоарський ярус) і середньоюрські (до бату) відклади.

У Дністровсько-Прутському межиріччі розріз юрських відкладів починається верхнім байосом (середня юра) і закінчується строкатими утвореннями верхньої юри. Відклади залягають трансгресивно на розмитій поверхні тріасу і місцями – верхнього палеозою.

Середня юра встановлена в обсязі байоського, батського і келовейського ярусів, розріз яких складений переважно теригенно-глинистою товщею аргілітів, алевролітів і глин із прошарками дрібнозернистих пісковиків (байос-бат), вапняків і мергелів (келовей). Товщина середньоюрських утворень у найбільш прогнутій частині западини перевищує 3000 м. Аналогічні породи, віднесені до середньої юри, розбурені на акваторії північно-західного шельфу Чорного моря під крейдою (Десантна, Іллічівська площі).

Верхня юра представлена всіма трьома ярусами. Утворення оксфордського віку в Переддобруджі складені переважно карбонатними породами – органічно-уламковими, рифогенними вапняками. Кімеридзький ярус представлений карбонатно-евапоритовим комплексом – доломітами, вапняками, гіпсами та ангідритами. До титонського ярусу належать строкаті глини, пісковики, алевроліти. Сумарна товщина верхньоюрських порід – понад 1500 м.

У межах Південно-Східного Криму верхня юра розкрита глибокими свердловинами і представлена товщею перешарувань карбонатних і теригенних літотипів сумарною потужністю до 1200 м. Зі стратиграфічною незгідністю на верхньотріасових відкладах залягають верхньоотарсько-нижньобайоські пісковики, алевроліти, аргіліти (500 м), які незгідно перекриваються верхньобайосько-нижньобатськими гравелітами, пісковиками, глинами з прошарками туфів (150 м), а вище згідно залягають глини і алевроліти з прошарками пісковиків. Товщина глинистих пачок у розрізі юрської товщі досягає 150 м (у середньому становить 30–80 м). Середньоюрський вік аргілітів з прошарками дрібнозернистих пісковиків доведений фауністично в центральній і південно-східній частинах Рівнинного Криму, а також у північно-західному Присивашші (район м. Генічеськ).

Геохімічними методами юрські відклади вивчалися тільки в Переддобруджі, де вони досліджені детальніше, ніж товщі, що залягають нижче. Особливо детальні відомості є по середньому і верхньому відділах юри. Вміст $C_{орг.}$ у глинах і аргілітах середньої частини середньої юри (байос-бат) змінюється від 0,2 % до 13 %, в алевролітах зменшується до 0,3–0,6 %, а в пісковиках, вапняках і породах змішаного складу – до 0,3–0,2 %. Вміст $C_{орг.}$ у карбонатно-теригенній товщі верхньої частини середньої юри (келовей) становить 0,1–0,7 %, і ще більше зменшується у відкладах верхньої юри, досягаючи в карбонатних породах оксфорду 0,1–0,4 %, а в строкатокольорових відкладах кімериджу-титону – не більше 0,1 %.

Що стосується досліджень термальності зрілості, то вони практично не проводились, у зв'язку з чим основні уявлення щодо катагенетичних перетворень ОР цих літотипів дають палеоструктурні реконструкції. Нині глибини залягання покрівлі юрських відкладів у центральній частині прогину перевищують 1800–2000 м, а в минулому їхня покрівля була на глибинах більше 2500 м, а підошва – до 3700 м. Це підтверджується і результатами вуглепетрографічних досліджень, відповідно до яких ступінь перетворення ОР середньоюрських відкладів коливається від стадій $МК_1$ ($R_o - 0,50-0,60$) до $МК_2-МК_3$ ($R_o - 0,8-1,1$). Про це також свідчать і деякі непрямі показники – відсутність гумінових кислот і достатньо висока щільність аргілітів (до 2,54 г/см³). Породи верхньоюрського віку в основному перебувають на стадіях $МК_1-ПК_3$.

Таким чином, середньоюрську товщу Переддобрудзького прогину можна віднести до категорії перспективних. Майже повсюдно вона складена глинистими утвореннями з підпорядкованою кількістю піщано-алевритових порід. Глинисті відклади, як правило, гідрослюдисті, рідше (північно-східні райони межиріччя) – гідрослюдиристо-каолінітові з різною домішкою алевро-псамітового матеріалу. Структури пелітові та алевропелітові; текстури – від масивної до тонкошаруватої. У південно-західних і центральних районах прогину глинисті породи переважно тонкодисперсні та слабоалевритисті. У напрямку північного заходу кількість піщано-алевритової домішки збільшується. У північно-східній частині території поряд з тонкодисперсними і слабоалевритистими глинами шаруватої, лінзоподібно-хвилястої чи горизонтальної текстури розповсюджені невідсортовані безструктурні породи з грудкуватим зламом.

Фізичні властивості глинистих порід вивчені дуже слабо, причому тільки по центральній частині прогину. Щільність аргілітів тут змінюється від 2,48 до 2,54 г/см³, загальна пористість – від 2,5 % до 11,5 % (20 зразків). Проникність зазвичай становить менше 0,1–0,5 мД.

Ступінь дислокованості середньоюрських відкладів майже на всій території їхнього поширення невисока, за винятком вузької смуги, пов'язаної з Кагульсько-Ізмаїльською зоною розломів, де кути падіння порід досягають 45°, а в окремих випадках 90°. Аргіліти тут нерідко роздроблені й перем'яті. Загальна потужність середньоюрської товщі змінюється в широких межах від 100 м у північно-східній частині до 1500 м у центральній. Товщина глинистих пачок – до 150 м, у середньому – 30–80 м.

Крейда є регіонально поширеною і представлена нижнім і верхнім підвідділами. З'ясування особливостей геологічної будови цих відкладів, зокрема в центральній частині Каркінітського прогину, ускладнюється як через значну глибину залягання, так і через незначний вихід кернового матеріалу та його недостатню наукову обробку. У працях [23, 81] на основі перегляду наявних біостратиграфічних матеріалів та аналізу фактологічної палеонтологічної бази уточнено стратифікацію відкладів крейди.

Нижня крейда найчастіше незгідно залягає на різновікових породах (від архею до юри) і перекрита сеноманськими відкладами. Літолого-фаціальний аналіз її відкладів свідчить, що основними джерелами привнесення теригенного матеріалу в цей період були Добруджа, УЩ, Гірський Крим та Азовський вал, а також кілька внутрішніх палеопідняття, які підіймались над рівнем моря і впливали на фаціальний склад порід нижньої крейди [22, 63]. У межах таких підняття у центральній частині Азовського моря та пониззі р. Дунай крейдові відклади відсутні.

Майже в усьому регіоні в підшві нижньокрейдового розрізу залягають строкаті континентальні пісковики, гравеліти і глини готеривського й баремського ярусів потужністю понад 100 м. Вони перекриті лагунно-континентальними та прибережно-морськими алевритистими глинами й аргілітами апту. Альб представлений осадово-вулканогенною товщею, де ефузивні утворення перешаровуються з вапнистими глинами, аргілітами і пісковиками, які містять проверстки туфів і туфітів. Літолого-фаціальний склад відкладів по-

в'язаний з проявами альбського вулканізму в Каркінітсько-Північнокримському прогині. У Північно-західному Приазов'ї в розрізі теригенної товщі істотну роль відіграють кременисті утворення. Загальна товщина нижньокрейдових відкладів у Рівнинному Криму – 200–2500 м, у Північному Причорномор'ї – 100–400 м, у Західному Причорномор'ї – 0–400 м. Максимальні потужності зафіксовано в Каркінітсько-Північнокримському прогині в межах Михайлівської улоговини.

У Переддобрудзькому прогині відклади нижньої крейди залягають на верхньоюрських з розмивом. Вони складені вапняками і пісковиками неокому, глинами і пісковиками апт-альбу загальною потужністю близько 100 м. На заході товщина відкладів нижньої крейди значно скорочується в основному за рахунок зникнення з розрізу відкладів неокому. Вміст $C_{орг.}$ у глинистих і глинисто-карбонатних відкладах (товщина глинистих пачок до – 10 м, у середньому – 3–5 м) аптсько-альбського і валанжинського ярусів у середньому не перевищує 0,5 %, ступінь катагенезу порід – $ПК_1$ – $МК_1$ (R_o – 0,3–0,5).

На території Південноукраїнської монокліналі поширені лише альбські відклади, представлені пісками та пісковиками. Загальна товщина – до 200 м. Геохімічні дослідження відкладів не проводились.

На Керченському півострові нижньокрейдові відклади практично не вивчені внаслідок значної глибини залягання. За наявними даними, на південному заході півострова поширені беріаські й валанжинські утворення. Беріаські відклади разом з верхньоюрськими становлять єдину товщу перешарування мергелів, вапняків, глин і алевролітів, що згідно перекривається пісковиками і алевролітами, а вище – вапняками і мергелями валанжинського ярусу (400 м). У розрізі відсутні відклади готерівського і баремського ярусів.

На території Рівнинного Криму встановлені відклади апт-альбського ярусів, представлені аргілітами з прошарками пісковиків та алевролітів, з домішкою вулканогенного матеріалу (2000 м). Вміст $C_{орг.}$ у відкладах нижньої крейди Рівнинного Криму становить 0,5–1,9 % в аргілітах та 0,015–0,7 % у пісковиках і алевролітах. Найбільші концентрації $C_{орг.}$ характерні для занурених частин Каркінітсько-Північнокримського прогину, які характеризувалися найсприятливішими геохімічними обстановками для нагромадження ОР. Ступінь катагенезу на глибині близько 1,6 км відповідає $МК_1$, а в інт. 2,5–3,5 км – $МК_2$ – $МК_3$.

Що стосується термальної зрілості порід, то аналіз матеріалів вуглепетрографічних досліджень дозволяє встановити певну глибинну зональність катагенезу ОР і палеотемператур. Порівняння цих даних з результатами хіміко-бітумінологічних аналізів порід і визначеннями ступеня катагенезу ОР за забарвленням мікроспор, проведених В. Д. Кіорозом, дозволило орієнтовно намітити глибини поширення окремих стадій катагенезу ОР для нижньокрейдових відкладів Рівнинного Криму. Для вивчення умов катагенезу ОР було простежено також зміну деяких показників її складу і вмісту гомологів метану в газовій фазі в різних літолого-стратиграфічних комплексах з глибиною.

У піщано-глинистій товщі нижньої крейди зміни у складі ОР спостерігаються вже на глибині близько 1,6 км (стадія катагенезу $МК_1$) і особливо помітними стають в інт. 2,5–3,5 км ($МК_2$ – $МК_3$). Відношення кислих фракцій до нейт-

ральних, а також аналіз палеоглибин залягання порід нижньої крейди і відповідних їм стадій катагенезу дозволило Б. А. Шестопалу створити схематичні карти умов катагенетичного перетворення ОР цих відкладів (рис. 5).

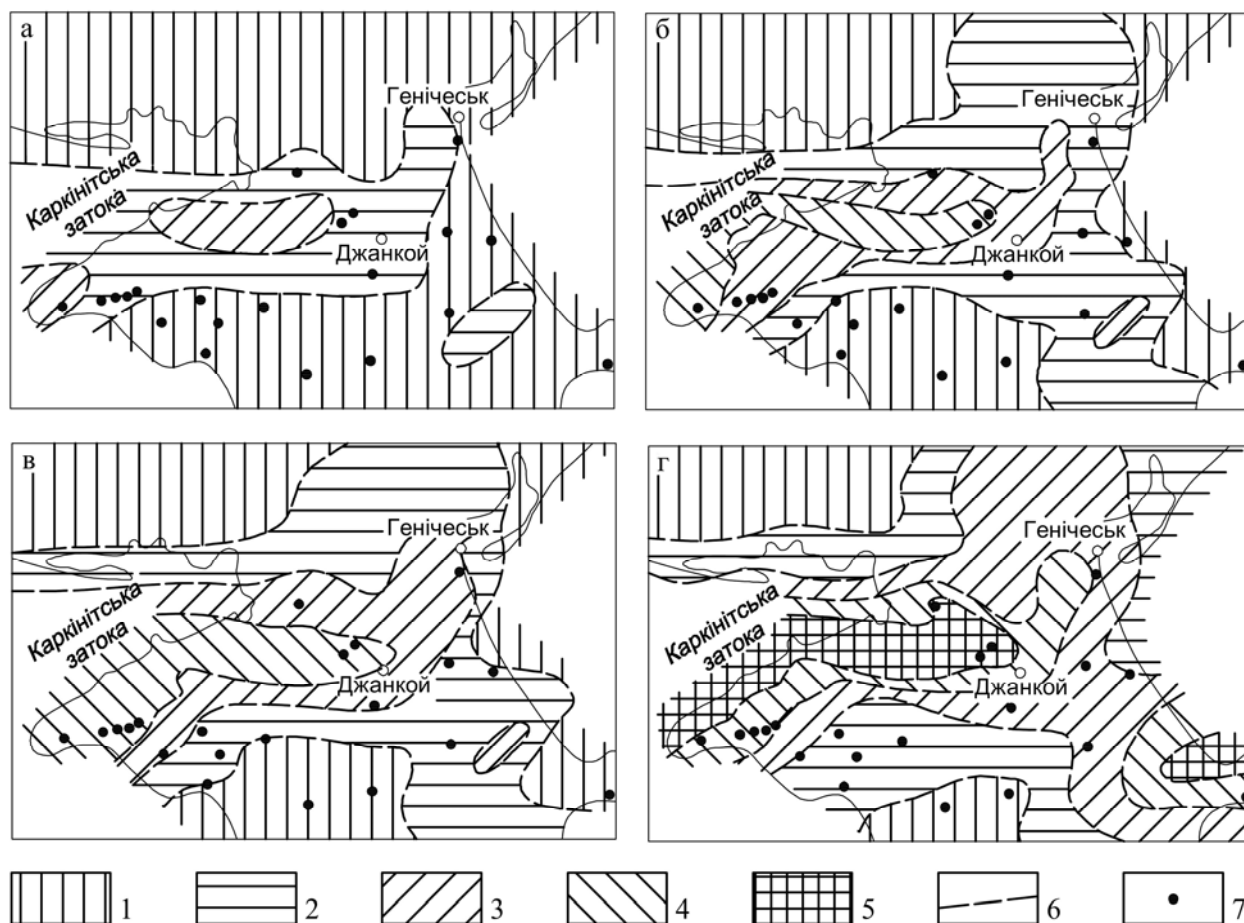


Рис. 5. Схематичні карти умов катагенетичного перетворення ОР нижньокрейдових відкладів Рівнинного Криму (за Б. А. Шестопалом):

до початку: а – пізньої крейди, б – палеогену, в – олігоцену, г – сучасного періоду.
 Стадії катагенезу: 1 – ПК або буровугільна (Б); 2 – МК або довгополуменева (Д); 3 – МК₁₋₂ або довгополуменево-газова (ДГ); 4 – МК₃₋₄ або газова – жирна (ГЖ); 5 – МК₃₋₄ або жирна – коксова (ЖК); 6 – передбачувані межі зон з різними стадіями катагенезу; 7 – свердловини, по ядровому матеріалу яких визначалися стадії катагенезу

Верхня крейда представлена переважно карбонатними породами. Сенюманський ярус складений вапняками й доломітами з прошарками та лінзами пісковиків, алевролітів, вулканогенних порід (від 1–2 см до 5–6 м), у Північному Причорномор'ї – із проверстками кременистих утворень. Туронський, коньяцький, сантонський яруси представлені товщею органогенно-детритових вапняків із включеннями кременів; кампан-маастрихт – білими крейдоподібними вапняками з прошарками органогенно-уламкових, алевритистих вапняків і сірих мергелів. У межах Переддобрудзького та Причорноморського прогинів для розрізу верхньої крейди характерні проверстки глауконітових пісковиків і писальної крейди. Товщина верхньої крейди в Західному та Північному Причорномор'ї, у південній частині Рівнинного Криму, в акваторії Азовського моря становить 0–500 м, а в північно-західному Криму перевищує 2600 м. Вміст $C_{орг}$ у вапняках і мергелях верхньої крейди-еоцену не перевищує 0,1–0,5 %. Можна припус-

тити, що катагенетичне перетворення ОР для верхньокрейдових відкладів відповідає градації МК₁ і лише в найбільш занурених частинах – МК₂.

У Переддобрудзькому прогині відзначається неповний розріз верхньокрейдових відкладів, які представлені крейдоподібними вапняками і мергелями коньяцького, сантонського і нижньої частини кампанського ярусів. Загальна товщина відкладів – до 500 м. Вміст С_{орг.} у вапняках і мергелях верхньої крейди-еоцену зазвичай не перевищує 0,1–0,5 %. Можна припустити, що катагенетичне перетворення органічної речовини для верхньокрейдових відкладів відповідає стадії МК₁ і лише в найбільш занурених частинах – МК₂.

У Південноукраїнській монокліналі розвинуті відклади сеноману, сантону та маастрихту загальною товщиною до 1500 м. Вони представлені карбонатними породами: вапняками, мергелями, писальною крейдою. Геохімічні дослідження відкладів не проводились.

У Рівнинному Криму встановлені три фаціальні зони верхньої крейди. У Прикаркінітському районі її розріз складений вапняками, рідше мергелями (1000 м). У Північнокримському районі розвинені вапнисто-мергельні породи (до 3000 м). У північно-західній частині (південь Тарханкутського п-ва) переважають вапняки, глинисті вапняки і мергелі. Південніше в напрямку Центральнокримського району місцями відсутні відклади туронського, коньяцького і сантонського ярусів (300 м), а відклади представлені мергелями, вапняками і пісковиками.

Керченський півострів загалом характеризується повним розрізом верхньої крейди, хоч на деяких площах відсутні окремі підрозділи за рахунок діастем. Товщина відкладів на таких площах різко скорочується (від 1500 м на південному сході до 300 м на південному заході), місцями до повного виклинювання. Тут розвинена флішоїдна товща мергелів, глинистих вапняків, аргілітів. Місцями в нижній частині розрізу відзначаються включення вулканічних порід, а у верхній – прошарки гравелітів і конгломератів. Вміст С_{орг.} у вапняках і мергелях верхньої крейди зазвичай не перевищує 0,1–0,5 %. Аналіз наявних матеріалів дозволяє припустити, що і тут катагенетичне перетворення ОР верхньокрейдових відкладів відповідає стадії МК₁ і лише в найбільш занурених частинах – МК₂.

Кайнозой представлений палеоценовими вапняками, еоценовими глинами та мергелями, олігоцен-нижньоміоценовими глинистими породами майкопської серії.

Палеоцен складений товщею дрібнозернистих глинистих вапняків і блакитно-сірих мергелів потужністю до 800 м. Палеоценові відклади залягають на підстиляючих породах, іноді з незгідністю. Вони представлені вапняками, мергелями, рідше глинами і пісковиками. Південноукраїнська монокліналь характеризується обмеженим поширенням відкладів палеоцену, який розвинений лише в її центральній частині та на Присивашші. У Прут-Дністровському межиріччі вони відсутні. Загальна товщина відкладів палеоцену не перевищує 100 м.

Відклади палеоцену встановлені в Рівнинному Криму та на Керченському півострові. Нижня межа палеогену проходить по покрівлі маастрихту, місцями вона чітка, а місцями, де відклади маастрихту поступово переходять у датські, межа між ними проводиться за змінами у складі фауни. У Рівнинному Криму палеоценові відклади більш поширені. Нижній палеоцен на Тарханкутському

півострові відповідає громівській світі (450 м) вапняків і мергелів. Верхній палеоцен складений карбонатними породами (до 300 м). На Керченському півострові палеоценові відклади представлені товщею потужністю до 850 м карбонатно-глинистих порід з домішкою теригенних відмін. У зоні Середньоазовського підняття палеоцен відсутній.

Еоцен складений вапнистими глинами, мергелями та глинистими вапняками з прошарками алевро-псамітових різновидів (Північне та Західне Причорномор'я, Керченський п-ів, Східне Присивашся, західні райони північно-західного шельфу Чорного моря). Товщина еоцену змінюється від 0 до 1300 м. У Переддобрудзькому прогині встановлені відклади середнього і верхнього еоцену, які представлені піщанистими вапняками, мергелями, вапнистими глинами, вапнистими алевролітами (до 350 м). У Південноукраїнській монокліналі нижній еоцен відсутній, середній і верхній еоцен представлені піщанистими вапняками, мергелями, вапнистими глинами та алевролітами (до 200 м).

Еоцен установлений в Рівнинному Криму та на Керченському півострові. У Рівнинному Криму еоценові відклади залягають незгідно на палеоцені, вони представлені вапнистими глинами і мергелями бахчисарайського регіоярису. Наступний в розрізі сімферопольський регіоярус складений вапняками, глинами і пісками (200 м), стратиграфічно вище залягає товща перешарування мергелів, вапнистих глин і глинистих алевролітів кумського регіоярису (200 м), завершують еоценовий розріз глини і мергелі альмінського регіоярису (220 м).

На Керченському півострові еоценові відклади представлені товщею глин, мергелів і вапняків (сімферопольський регіоярус) товщиною до 300 м, вище залягає пачка перешарування мергелів, аргілітів і пісковиків новопавлівського регіоярису (40 м), чорні глини кумського регіоярису (до 20 м), завершують еоценовий розріз глини і мергелі альмінського регіоярису (до 130 м).

Нагромадження ОР в еоценовий час відбувалося в перехідних умовах – від слабовідновних до відновних. У балансі аутигенно-мінералогічних форм зазвичай переважає сидеритове та лептохлоритове залізо, а в північно-західній і східній частинах Рівнинного Криму значна роль відводиться і піритному (до 55 %), що вказує на відновну обстановку. Слабовідновні та субоксидні фації відмічаються в районах, прилеглих до Новоселівського підняття і в східній частині Північного Причорномор'я.

Вміст $C_{орг}$ і хлороформного бітумоїду в карбонатно-глинистих породах еоценового віку становить зазвичай 0,2–0,9 % і 0,02–0,06 %, зростаючи у верхній частині розрізу (кумський горизонт) до 1,9–2,9 % і 0,15–0,2% відповідно. Найбільші концентрації ОР відзначаються в північно-західній частині Рівнинного Криму, у районі Джанкоя та на Керченському півострові.

Олігоцен-нижньоміоценові породи утворюють майкопську серію, яка широко розвинена в регіоні. Вона представлена одноманітною товщею сірих і темно-сірих слабовапнистих глин, зрідка з прошарками алевролітів, пісковиків, дрібнозернистих пісків. Відклади серії найбільш поширені в Каркінітсько-Північнокримському прогині (північно-західний Крим, підняття Голіцина) – 900–1100 м і в Індоло-Кубанському прогині (Керченський півострів) – 3000–4000 м, відсутні у Східному Приазов'ї й на Новоселівському піднятті.

Внутрішня структура майкопської серії відрізняється дуже нерівномірним розвитком алевролітових і піщаних горизонтів у розрізі [81], що вказує на періодичність активізації теригенного скиду та існування декількох джерел живлення. Дослідження стратиграфії майкопської серії тривали не одне десятиліття, але дотепер існували певні проблеми у створенні її єдиної уніфікованої кореляційної схеми. Важливим поступальним кроком у вирішенні цих питань стали фундаментальні дослідження [23, 81], які дозволили розробити аргументоване стратиграфічне розчленування відкладів майкопу в межах північно-західного шельфу Чорного моря та суміжних суходолів.

Майже скрізь майкопська серія незгідно залягає на підстеляючих відкладах. У Переддобрудзькому прогині вона представлена піщанистими глинами, алевролітами і пісковиками (до 150 м). У Північноукраїнській монокліналі майкопські відклади значно поширені, залягають з розмивом на відкладах верхнього еоцену. Складені вони піщанистими глинами, алевролітами і пісковиками. Повнота розрізів збільшується в південно-східному напрямку. Загальна потужність відкладів – до 500 м. Товщина глинистих пачок – до 30 м, у середньому – 5–15 м. Геохімічні дослідження відкладів не проводились.

Найбільш повний розріз майкопських відкладів спостерігається на Керченському півострові. Загалом розріз представлений порівняно одноманітною товщею морських глинисто-піщаних порід сумарною потужністю понад 4000 м. Нижньомайкопські відклади майже завжди більш глинисті, середньомайкопські – більш піщанисті, верхньомайкопські – піщано-глинисті.

Для майкопського комплексу на Керченському півострові характерні найбільш повні й потужні розрізи (св. Булганацька-1, товщина – 3724 м). У цьому районі майкопські відклади представлені вапнистими глинами планорбелового регіоярису (до 500 м), що зіставляються з хадумськими відкладами Північного Кавказу. Вище залягають середньомайкопські піщанисті глини з прошарками і пачками пісковиків, кількість яких збільшується догори по розрізу. Верхній майкоп представлений потужною товщею безкарбонатних глин, що частково розмита.

У Рівнинному Криму майкопська серія представлена потужною товщею різного ступеня опіщаних глинистих порід з прошарками і пачками пісковиків. За повнотою розрізу і ступенем піскуватості глин виділяється кілька структурно-фаціальних зон. Загальна товщина відкладів – до 1500 м. У породах майкопської серії на території Рівнинного Криму вміст $C_{орг}$ становить 0,2–1,8 %.

Неоген незгідно (крім складчастої споруди Гірського Криму) перекриває більш давні відклади і представлений теригенно-карбонатною товщею.

Міоцен представлений середнім і верхнім відділами, відклади яких характеризуються строкатістю і мінливістю складу, частими внутрішніми перервами. Вони з регіональною перервою залягають на майкопських відкладах.

Середній міоцен на більшій частині регіону представлений піщанистими глинами, мушлевими вапняками, мергелями, пісковиками у складі тарханського, чокрацького, карганського і конкського ярусів, а також нижньосарматського під'ярусу.

Відклади *тарханського регіоярису* представлені піщано-глинистими відкладами з багатою планктонною мікрофауною і прошарками мергелів. Най-

більш повні розрізи і найбільша потужність відкладів спостерігаються на Керченському півострові (100–120 м).

Відклади *чокрацького регіоярусу* представлені кварцовими пісковиками, піщано-вапняковим черепашником або вапняками з великою кількістю решток викопної фауни; потужність відкладів – 15–45 м. У занурених частинах горизонт складений глинами з прошарками піску і пісковика. У стратотиповій місцевості на Керченському півострові до чокрацького регіоярусу належать черепашко-детритові вапняки з прошарками конгломератів, пухкі піски і пісковики потужністю від 10 м на сході й до 120 м на заході. У північній частині Керченського півострова відомі тільки піщано-глинисті відклади чокраку. На Керченському півострові чокрацькі відклади беруть участь у будові діапірових зон з численними грязьовими вулканами.

Відклади *караганського регіоярусу* генетично пов'язані з чокрацькими породами, що підстилають його, тому часто вони виділяються як єдина чокрак-караганська товща. Регіоярус складений переважно кварцовими, часто піщанистими темно-сірими глинами з прошарками пісковиків, вапняками з прісноводними і наземними молюсками. У Криму караганські відклади простежуються від Тарханкутського півострова на заході до Керченського на сході. Караганські утворення Керченського півострова на заході представлені мілководними мергелями, пісками, глинистими пісковиками, рідше вапняками, конгломератами. У східному напрямку відклади стають більш глибоководними – глини з прошарками вапняку, мергелю, піску. Потужність караганських відкладів у Криму змінюється від 5–6 м на заході до 200 м на Керченському півострові.

Відклади *конкського регіоярусу* представлені глинами з прошарками мергелів, піщано-алевритовими породами і вапняками-черепашниками (15–25 м), поширені на тій же території, що і караган-чокрацькі. Вони складені теригенними й органогенними породами, переважно вапняками-черепашняками з багатою середземноморською фауною, потужність регіоярусу – від 15 м на Тарханкутському півострові до 150 м на Керченському півострові. На Тарханкутському півострові конкський регіоярус складений вапняками з прошарками глин, пісків і пісковиків. На Керченському півострові межу між караганським і конкським регіоярусами провести важко. На сході півострова розріз регіоярусу починається глинами з прошарками мергелів, вище яких залягають глини з прошарками кварцових пісків і пісковиків. На заході півострова спостерігається тонке перешарування пісків і глин.

Нижній сармат широко розповсюджений, складений переважно глинами з прошарками мергелів, піщано-алевритовими породами і вапняками з багатою солонувато-водною фауною потужністю 50–300 м.

До *верхнього міоцену* належать верхи середнього сармату, меотичний і понтичний регіояруси.

Верхній міоцен починається із *сарматського регіоярусу*, до складу якого входять три під'яруси. Середньосарматські відклади дуже різноманітні й представлені як мергельно-глинистими, так і піщано-алевритовими породами та оолітовими вапняками (100–250 м, місцями до 800 м). Відклади верхнього сармату – це

глини, піщані алеврити, піски і конгломерати (50–900 м). У Рівнинному Криму сармат представлений черепашковими, оолітовими і мікрозернистими вапняками та мергелями з прошарками глин і пісковиків. В Індоло-Кубанському прогині поширені переважно глини, у Західному Причорномор'ї – карбонатні породи.

Меотичні відклади на суходолі займають значні площі Криму. Вони характеризуються значною фаціальною мінливістю, представлені органогенно-уламковими вапняками, пісками, глинами та конгломератами. Стратотиповою місцевістю для меотичного регіоюрусу є Керченський півострів, де відклади представлені глинами і моховатковими вапняками, що змінюються вверх по розрізу глинами з прошарками вапняків (до 100 м). У Криму меотичні породи (до 70 м) поширені на Тарханкутському півострові й представлені різними вапняками, зрідка з глинами. Меотичні відклади залягають трансгресивно на верхньосарматських. Для меотису північної частини Керченського півострова характерні моховаткові біогермні й детритові вапняки (до 60 м).

У Дністровсько-Прутському межиріччі відклади середнього міоцену відсутні. Відклади верхнього міоцену представлені сарматським і меотичним регіоюрусами. Сарматські відклади представлені глинами з прошарками пісків загальною потужністю до 140 м. Меотичні відклади представлені глинами з прошарками пісків. У районі м. Одеса в глинах з'являються прошарки вапняків. Загальна потужність відкладів – до 50 м. У Західному Причорномор'ї меотис складений річковими, дельтовими та морськими піщано-глинистими осадками. У Переддобруджі вміст $C_{орг}$ коливається від 0,4 % до 3,5 %. На території Північноукраїнської монокліналі міоценові відклади поширені повсюдно. Але відомості про них фрагментарні. Відклади середнього міоцену (до 20 м) у Присивашші складені вапняками. Меотичні породи в Присивашші представлені органогенними, іноді оолітовими вапняками.

Відклади *понтичного ярусу* незгідно перекривають різні горизонти міоцену і палеогену. У Північному Причорномор'ї понтичні відклади представлені глинами з прошарками пісків, пісковиків і вапняками (до 190 м). У північній частині Керченського півострова вони складені детритовими вапняками і глинами (50 м), а на Таманському півострові розвинуті глини, алевритові, піщано-алевритові породи і черепашкові вапняки.

Пліоцен має значне поширення, у Північному Причорномор'ї виділяються нижній (кімерійський) і верхній (куяльницький) яруси, у межиріччі Дністер–Прут він відсутній.

Нижній пліоцен складений черепашковими та оолітовими вапняками; середній і верхній – вапнистими глинами, пісками і пісковиками. На пліоцені залягають суглинки і супісі четвертинного віку. Товщина неоген-четвертинних порід в Індоло-Кубанському прогині сягає 1100 м, у Каркінітсько-Північнокримському прогині – 200–800 м, у Західному Причорномор'ї – 200–700 м.

Кімерійські породи в Північному і Південному Присивашші без видимої перерви залягають на понті й лише в центральній частині Арабатської стрілки трансгресивно перекривають меотичні вапняки. Нижньокімерійські відклади представлені шаром сірої піщанистої глини (13 м) з прошарками залізистих тонкозе-

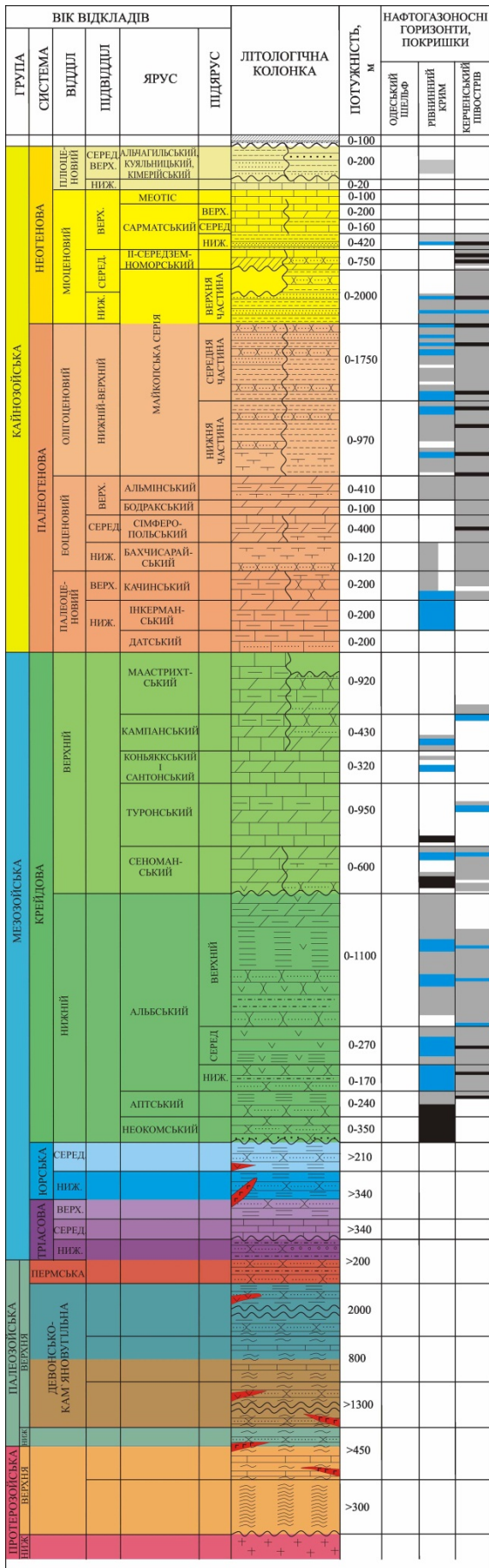
рнистих кварцових пісків; середньокімерійські – залізистими пісковиками, оолітовими рудами, сірими піщанистими глинами з прошарками залізистих глин, глинистого вапняку і черепашкового детриту; верхньокімерійські – сірими піщанистими шаруватими глинами з прожилками сірого кварцового піску.

Куяльницькі відклади представлені в лимано-дельтових фаціях піщано-глинистою товщею (25–126 м) – пісками з прошарками глин, вапняків, грубозернистими пісками. У низинах річок Дунай і Дністер до куяльницьких належать алювіальні й лиманні відклади. У Присивашші вони складені піщаними і вапнистими глинами і пісками (10–20 м).

1.3. Перспективні геологічні формації

Відповідно до найбільших структурно-тектонічних елементів регіону в межах Причорноморсько-Кримської провінції виділено нафтогазоносні області (НГО): Переддобрудзька, Північночорноморсько-Кримська, Азовська, Індоло-Кубанська та Чорноморська перспективна [2, 15, 18, 64, 73, 82, 85, 121 та ін.]. Їхні розрізи суттєво різняться.

У розрізі Південного нафтогазоносного регіону чорносланцеві формації представлені нижньодевонською формацією Переддобрудзького прогину; триас-юрською (таврійський фліш) – Гірського та Рівнинного Криму, північно-західного шельфу Чорного моря; апт-альбською – Каркінітсько-Північнокримського прогину; олігоцен-міоценовою (майкопською) – Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів (рис. 6). Останні характеризуються різноманітними геолого-палеоокеанографічними умовами осадконагромадження, але однаково високим вмістом органічної речовини.



Олігоценова (майкопська) вуглецево-глиниста формація Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів

Апт-альбська вуглецево-глиниста формація північно-західного шельфу Чорного моря та Рівнинного Криму

Тріас-юрська, верхньоярська вуглецево-глиниста формація північно-західного шельфу Чорного моря та Рівнинного Криму

Нижньодевонська вуглецево-глиниста формація Переддобрудзького прогину

Рис. 6. Зведений стратиграфічний розріз (Рівнинний Крим, Західне та Північне Причорномор'я, акваторії Чорного та Азовського морів) [116]

Нижньодевонська формація Переддобрудзького прогину розвинена переважно в межах його східної частини (Білоліський блок): св. Саратська-2, 6; Тузлівська-2, Білоліська-1, Лимарська-1, Морська-1 та ін. У зв'язку з цим географія розвитку відкладів нижнього девону на території прогину поки що детально не з'ясована. Повністю нижній девон пройдений лише св. Саратська-6 та Лиманська-1. Товща в повних розрізах досягає 2000 м. Відклади нижнього девону об'єднуються в яргаринську серію, яка, у свою чергу, поділяється на три світи: кочулійську (жединський ярус); ларгуцьку (зігенський ярус); енікіойську (емський ярус), які відчутно відрізняються літолого-петрографічними особливостями.

Літофаціальна характеристика відкладів нижнього девону висвітлена в працях багатьох дослідників, де наголошується на доволі широкому розвитку в розрізах літотипів апвелінгового седиментогенезу: чорних, збагачених розсіяною органічною речовиною (0,3–0,4 %, в окремих прошарках до 1,9 %) аргілітів, фосфатоносних і глауконітовмісних аргілітів, алевритів і вапняків з рештками конодонтів, сколеконодонтів, лусок і скелетів панцирних риб.

Тріас-юрська формація Гірського та Рівнинного Криму, північно-західного шельфу Чорного моря має найбільше просторове поширення в межах Південного регіону (рис. 7). Поля їхнього розвитку зафіксовані в центральних і південних районах Рівнинного Криму, Присивашші та суміжних ділянках акваторії Чорного моря. Представлені вони глинистими мергелями та карбонатними аргілітами, алевролітами і пісковиками. У підлеглих кількостях простежуються прошарки вуглистих і кременисто-вуглистих сланців. Значним поширенням користуються ефузивні породи, серед яких переважають андезити та андезидацитові порфірити. Товщина тріас-юрської товщі коливається від 1000–2000 м у східній частині Рівнинного Криму до 3000–4000 м – у західній при глибині залягання від перших сотень метрів (центральні передгірські райони регіону) до понад 10000 м (західні).

Апт-альбська формація в Чорноморсько-Кримському регіоні (північно-західний шельф Чорного моря, Північне та Західне Причорномор'я, Рівнинний Крим) формує потужну (до 4000 м) товщу перешарування теригенних, карбонатних, кременистих і вулканітових літотипів, формування яких відбувалось у трансгресивну стадію розвитку регіону в межах палеошельфу з глибинами водоймища до 200–300 м. За палеонтологічними ознаками у складі товщі присутні всі сім ярусів періоду. Літологічна структура товщі на більшій частині регіону одноманітна. Вона складена аргілітами з різним вмістом алевритового, карбонатного чи кременистого компонента. У підпорядкованих кількостях на локальних ділянках спостерігаються прошарки алевролітів і дрібнозернистих пісковиків (північні та південно-західні ділянки регіону). Біля центрів вулканічної діяльності в розрізі товщі простежуються пачки, прошарки та лінзи вулканічних, осадово-вулканогенних і вулканогенно-уламкових порід. Вміст $C_{орг}$ у глинах та аргілітах альбського ярусу становить 0,5–1,5 %, у пісковиках та алевролітах – 0,2–0,8 %. Максимальні значення параметра тяжіють до найбільш занурених частин прогинів.

Олігоцен-міоценова майкопська формація Чорноморсько-Кримського осадово-породного басейну включає літотипи аноксидного седиментогенезу

фази ОАЕ-4. Загалом майкопські утворення в межах південних районів України мають значне просторове поширення і відсутні лише на локальних ділянках на теренах Добруджі, Гірського Криму, Кавказу, у склепінній зоні Нижньопрутсько-Кримського (Центрально-Кримського) мегапідняття, у західних і східних районах Північного Причорномор'я (Болград-Лиманський блок), у Чорноморській глибоководній морській западині. У літологічній структурі майкопської товщі домінують глинисті різновиди з прошарками алевролітів і пісковиків. Вміст S_{org} в аргілітах варіює від 0,08 до 0,63 %, P_2O_5 – від 0,06 до 0,22 %.



Рис. 7. Структурні комплекси складчастого фундаменту Скіфської плити [52]

Найбільш повні розрізи майкопської серії розкриті глибокими свердловинами на Керченському півострові (товщина 4000 м і більше) та в межах північно-західного шельфу Чорного моря (понад 1600 м). У Західному та Північному Причорномор'ї, Рівнинному Криму, центральних і північних частинах Азовського моря розріз майкопу скорочений, його товщина не перевищує 300–400 м. У межах глибоководної частини Чорного моря розріз майкопу вивчений лише геофізичними методами, а його товщина тут понад 5000 м.

На поверхню олігоцен-міоценові утворення виходять субширотною смугою в передгірських районах Криму (м. Білогорськ – с. Насипне) та на Керченському півострові.

Основними товщеформувальними компонентами майкопу регіону є безкарбонатні й слабокарбонатні глини з підпорядкованими прошарками дрібно-середньозернистих пісковиків та алевролітів. Це утворення фацій відкритого шельфу і глибоководних морських западин. Залягають породи зі стратиграфічною і кутовою незгідністю на відкладах від палеозою до еоцену включно, а перекирива-

ються теж незгідно тортонськими карбонатними нашаруваннями. У розрізі товщі за результатами палеонтологічних досліджень виокремлюються: планорбеловий (нижній майкоп); молочанський та керлеутський (середній майкоп); кавказький і батисифоновий регіюруси (верхній майкоп). Усі межі доволі чіткі й відбиваються як за геофізичними, так і літологічними і палеонтологічними ознаками.

1.4. Нафтогазоносні комплекси

Наразі в межах Азово-Чорноморського регіону відкрито 48 родовищ вуглеводнів. Вони розташовані переважно в межах Каркінітсько-Північнокримського газонафтоносного району Причорноморсько-Кримської газонафтоносної області та Індоло-Кубанської газонафтоносної області Причорноморсько-Північнокавказької газонафтоносної провінції, кілька родовищ розвідано в межах Придобрудзького НГР і Таврійського газонафтоносного району Причорноморсько-Кримської газонафтоносної області. Відкриття нафтових покладів у межах Західно- і Східночорноморського газонафтоносних районів Чорноморської газонафтоносної області підтвердило високі перспективи їх у нафтогазопошуковому відношенні.

У Причорноморсько-Кримській та Індоло-Кубанській нафтогазоносних областях за умовами залягання покладів нафти і газу, літолого-фаціальними, структурно-тектонічними особливостями виділяються чотири нафтогазоносні (нижньокрейдовий, верхньокрейдово-еоценовий, олігоцен-нижньоміоценовий, середньоміоценово-пліоценовий) і два перспективні (силурійсько-кам'яновугільний, тріасово-юрський) комплекси. Основними продуктивними горизонтами є нижньокрейдовий і майкопський, з якими пов'язані поклади на Глібівському, Задорненському, Західнооктябрському, Джанкойському, Карлавському, Тетянівському родовищах Рівнинного Криму; Голіцинському, Архангельському, Штормовому, Шмідтівському, Одеському, Безіменному родовищах північно-західного шельфу Чорного моря; Північноказантипському, Актаському, Семенівському, Поворотному, Північнокерченському та інших – Керченського півострова та південних районів шельфу Азовського моря.

Промисловий видобуток нафти в регіоні почався в 1950-х рр. на Мошкарівському, Владиславівському і Куйбишевському родовищах, газу – у 1966 р. на Глібівському родовищі, пізніше – на Задорненському (1967) і Джанкойському (1970) родовищах.

Основні нафтогазові поклади Кримського регіону пов'язують з крейдово-кайнозойськими відкладами рівнинної частини півострова та шельфу (рис. 8). Спостерігається певна зональність у складі як розчинних, так і вільних газів на цій території: максимальний вміст метану фіксується в районі Тарханкутського півострова та в районі Джанкою і Приазовського родовища [65]. Від району Новоселівсько-Сімферопольського підняття в напрямку оз. Донузлав вміст метану різко зменшується (до 60 %) на користь вуглекислого газу та азоту (до 20 %). На підставі детального аналізу гідрогеохімічної зональності на території

Криму зроблено висновок, що більшість покладів вуглеводнів у межах Кримського півострова утворилася за рахунок виділення газів, розчинених у воді, на шляхах далекої латеральної міграції седиментаційних вод [65].

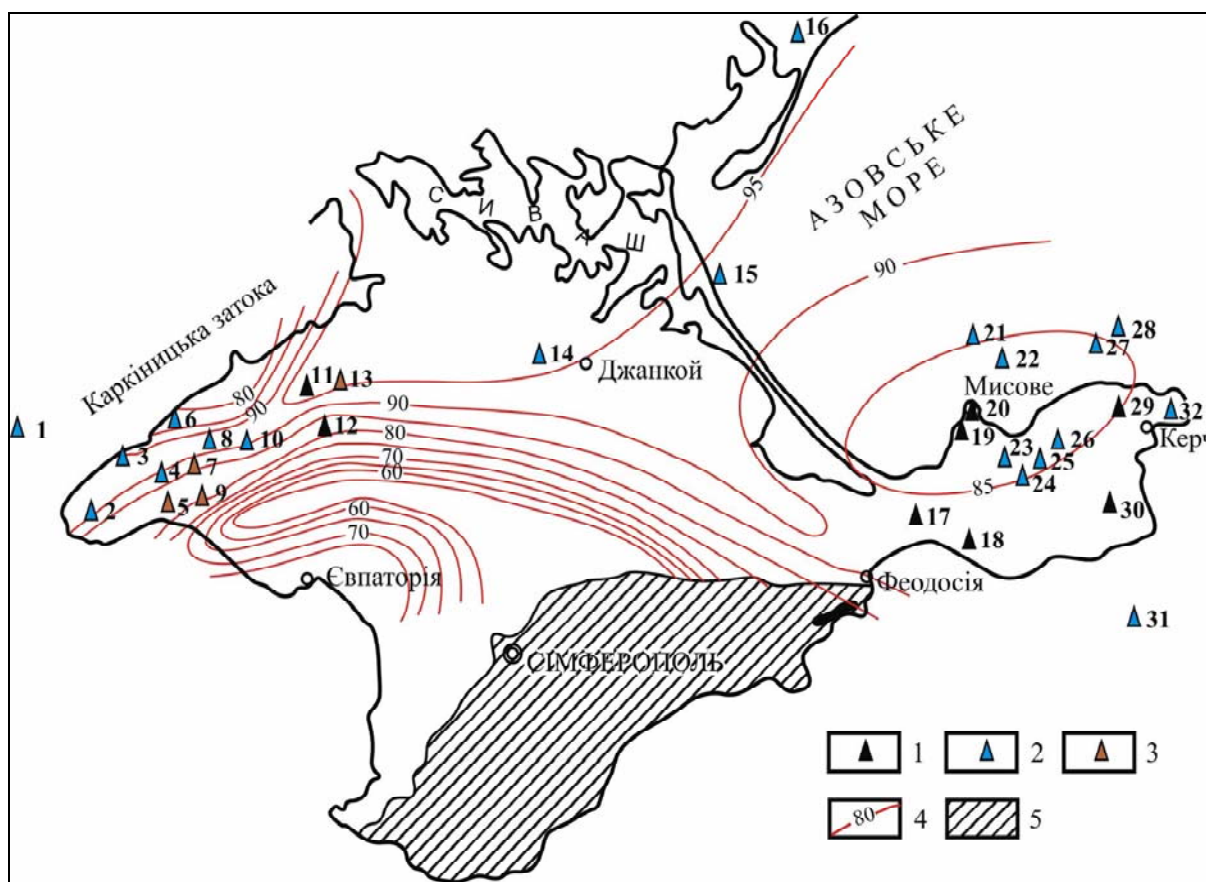


Рис. 8. Родовища вуглеводнів Кримського півострова і прилеглих територій [65]:

1–3 – поклади нафти (1), газу (2), газоконденсату (3);

4 – ізолінії вмісту метану, %; 5 – Гірський Крим.

- Родовища: 1 – Шмідтівське; 2 – Оленівське; 3 – Чорноморське; 4 – Краснополянське; 5 – Західнооктябрське; 6 – Міжводнинське; 7 – Глебівське; 8 – Кіровське; 9 – Октябрське; 10 – Задорненське; 11 – Північносеребрянське; 12 – Серебрянське; 13 – Тетянівське; 14 – Джанкойське; 15 – Стрілкове; 16 – Приазовське; 17 – Владиславівське; 18 – Куйбишевське; 19 – Семенівське; 20 – Актаське (Мисове); 21 – Північноказантипське; 22 – Східноказантипське; 23 – Слюсарівське; 24 – Фонтанівське; 25 – Олексіївське; 26 – Придорожнє; 27 – Північнобулганацьке; 28 – Північнокерченське; 29 – Войківське; 30 – Приозерне; 31 – Суботіна; 32 – Борзовське

Нижньокрейдовий комплекс характеризується регіональною нафтогазоносністю і складений в основному глинами, пісковиками, алевролітами з локально поширеними вулканокластичними та карбонатними літотипами. Товщина комплексу сягає 2500–3000 м, причому лівова частка розрізу належить глинистим нашаруванням альбського віку [62, 22]. Найкращими і найбільш витриманими за площею породами-колекторами нафти і газу є пісковики та алевроліти базальної пачки неокому-апту і теригенно-вулканогенна товща низів верхнього альбу. З цими горизонтами пов'язані поклади нафти і газу з конденсатом і припливи газу на площах, розміщених у Каркінітсько-Північнокримському та Індоло-Кубанському прогинах. До базальних пісковиків нижньої крейди приурочений продуктивний горизонт на Октябрській площі, газоконденсатний поклад

на Тетянівському родовищі. Ємнісні та фільтраційні властивості порідколекторів обумовлені мікро- і макротріщинуватістю. Загальна товщина піщано-алевролітових горизонтів – 50–60 м, ефективна – 10–30 м. Основними субрегіональними покривками порових і тріщинно-порових колекторів цього комплексу є глинисті утворення середньоальбського і верхньої частини верхньоальбського під'ярусів і меншою мірою глинисті пачки верхнього апту.

Верхньокрейдово-еоценовий комплекс представлений переважно карбонатними породами з прошарками глин, пісковиків і алевролітів. З ним пов'язані Серебрянське та Октябрське родовища нафти; Карлавське, Глібівське, Задорненське, Чорноморське та інші родовища газу, численні газопрояви. Породи-колектори, як правило, порового і порово-тріщинного типу розташовані по всьому розрізу. На Октябрській площі отримано приплив нафти (24 м³/добу) з відкладів сеноману. Серед вапняків турон-кампанського ярусу фіксуються порово-кавернозно-тріщинні колектори. Відносно кращі колекторські властивості мають породи коньяк-сантонського віку. Із цих відкладів отримано промислові припливи нафти на Серебрянській площі. Продуктивні горизонти представлені органогенно-детритовими вапняками; ефективна товщина колектора 27 м. Значними газопроявами характеризуються маастрихтські відклади (Північновулканівська структура на Керченському півострові). Нафтогазопрояви фіксуються в Каркінітсько-Північнокримському прогині на Бакальській площі.

З палеоценовими відкладами пов'язана промислова газонасність на Краснополянському, Оленівському, Кіровському, Глібівському, Голіцинському та інших родовищах. Колекторами порового типу є пісковики та алевроліти з глинистим цементом і органогенно-детритові вапняки – колектори тріщинно-порового типу. Товща мергелів і глин еоценового віку, що перекриває палеоценові відклади, служить покривкою.

Олігоцен-нижньоміоценовий (майкопський) комплекс представлений потужною піщано-глинистою товщею, яка в межах провінції поширена практично повсюдно, має одноманітний літологічний склад. Майкопська серія порід регіонально нафтогазонасна. Промислове значення має газонасність Джанкойського, Стрілкового, Мошкарівського, Південносиваського, Міжводненського та інших родовищ. У розрізі майкопської серії переважають глини. Кількість піщано-алевролітового матеріалу не перевищує 20 %, але саме дрібнозернисті пісковики, алевроліти та піски, прошарки яких мають товщину від 10 до 100 м, є породами-колекторами. Пачки щільних глин потужністю 15–100 м, що їх розділяють, відіграють роль покривок. Найбільша кількість пісковиків та алевролітів і максимальна їхня товщина фіксуються в межах Каркінітсько-Північнокримського, Північно-Азовського та Індоло-Кубанського прогинів.

Загалом майкопська піщано-глиниста серія є регіональним екраном для колекторів, які приурочені до утворень, що залягають нижче. З олігоцен-нижньоміоценовим комплексом пов'язана низка нафтогазонасних покладів у Чорному та Азовському морях, Рівнинному Криму, на Керченському півострові.

Середньоміоценово-пліоценовий комплекс представлений теригенно-карбонатною товщею, яка складається з глин, органогенно-детритових, чере-

пашкових, оолітових вапняків, збагачених органічним матеріалом мергелів, зрідка пісковиків, пісків, алевролітів. Товщина її на окремих ділянках сягає 1000 м, вона максимально поширена в Індоло-Кубанському прогині. Породи-колектори залягають малопотужними прошарками серед глин, які домінують у розрізі. Продуктивні горизонти пов'язані з пісковиками, органічно-детритовими вапняками і мергелями чокрацького, караганського, конкського горизонтів середнього міоцену та сарматського ярусу верхнього міоцену. До покришок належать досить потужні пачки глин, які чергуються з колекторами, а також нижньосарматські глини, що є субрегіональним екраном. З цим комплексом пов'язані невеликі за запасами нафтові та нафтогазові родовища Керченського півострова – Приозерне, Борзівське, а також газові поклади в Чорному та Азовському морях і Північному Приазов'ї.

Силурійсько-кам'яновугільний перспективний комплекс поширений в Західному Причорномор'ї й представлений в основному теригенними (глини, пісковики, алевроліти) та карбонатними (вапняки, доломіти, ангідрити) формаціями. У межах Переддобрудзької нафтогазової області (НГО) відкрито два невеликих нафтових родовища: Східносаратське та Жовтоярське. Припливи важкої в'язкої нафти отримані на Білоліській, Саратській, Саріярській та Ярославській площах. Колектори цього комплексу складені в основному органічно-уламковими дрібнозернистими вапняками і доломітами силурійського та середньодевонсько-ранньокам'яновугільного віку і належать до порово-тріщинного та порово-кавернозно-тріщинного типу колекторів невисокої ємності.

Товщина карбонатної товщі середнього і верхнього девону Білоліського блока становить 500–2000 м, що відповідає потужностям палеозойських відкладів, поширених на північно-західному шельфі Чорного моря, де прогнозується розвиток нафтоносних сульфатно-карбонатних відкладів середнього і верхнього девону та нижнього карбону [4].

Тріасово-юрський перспективний комплекс у Переддобрудзькому, Індоло-Кубанському, Північноазовському прогинах, на північному схилі Середньоазовського підняття викликає інтерес. Промислову нафтогазоносність його на півдні України і акваторіях не доведено, але зафіксовано багато газових і нафтових проявів, пов'язаних з породами цього комплексу. Найчастіше останні трапляються на південному схилі Каркінітсько-Північнокримського прогину, зокрема в межах Октябрської, Західнооктябрської та інших структур.

Породи-колектори пермсько-нижньотріасового віку представлені в основному пісковиками та алевролітами з низькою відкритою пористістю. Верхньотріасові пісковики мають кращі колекторські властивості.

Отже, пермсько-тріасова товща порід вміщує колектори порового і тріщинно-порового типу низької та середньої ємності. Пачки аргілітів і щільних мергелів, що залягають у різних частинах розрізу, виконують роль покришок. Товща пермсько-тріасових порід поширена в межах Переддобрудзького прогину.

До порід-колекторів середньоярського віку належать алевроліти і пісковики, приурочені до приосьової зони Переддобрудзького прогину. Вони залягають серед теригенно-глинистої товщі й характеризуються як колектори порового і тріщинно-порового типу малої та середньої ємності.

Серед порід верхньоюрського віку як колектори виділяються органогенно-уламкові вапняки оксфордського ярусу та пісковики, алевроліти і піски в кімеридж-титонських відкладах. Останні можна розглядати як колектори порового типу середньої й високої пористості.

На акваторії Чорного моря в пермсько-тріасових відкладах виявлена одна структура – Безіменна; у породах юрського віку – три структури: Карбишева, Сундучна та Шацького.

Характеристика структур нафтогазових покладів, приклади родовищ. У Причорноморсько-Кримській нафтогазонасній провінції відкрито 48 родовищ, з них у межах акваторій Чорного та Азовського морів розміщуються 14 родовищ, переважно в межах Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів, кілька – на Азовському валу, одне на Приазовській монокліналі Східноєвропейської платформи. Родовища в межах провінції контролюються в основному структурним фактором і пов'язані з брахіантиклінальними складками двох типів: нормальними та такими, що ускладнені грязьовим діапїризмом (діапїрові та криптодіапїрові складки).

Найпоширеніші в провінції складки першого типу, які морфологічно виражені пологими, асиметричними підняттями еліптичного, зрідка куполоподібного обрису, іноді з дуже витягнутими формами. Розміри складок становлять 5–10 км, інколи до 40 км завдовжки, їхні амплітуди – від 50 до 600–700 м. Протягання брахіантикліналей переважно субширотне, іноді північно-західне або північно-східне. Більшість структур характеризується складною будовою завдяки наявності диз'юнктивної тектоніки.

Орієнтація антикліналі часто підпорядкована напрямку великих розломів, з якими вони генетично пов'язані. Кількість і амплітуди другорядних розривів збільшуються з глибиною, що надає окремим структурам блокову будову (Карловська, Тетянівська, Октябрська).

Для деяких підняттях характерне зменшення потужності окремих стратиграфічних горизонтів до їхніх склепінь, в інших випадках з глибиною зростає крутизна крил складок, змінюється їхня конфігурація і розміри. Інколи антиклінальна форма підняття виявляється тільки в нижніх горизонтах осадового чохла, іноді, навпаки, фіксується тільки у верхній частині розрізу. Антиклінальні складки в таких випадках переходять у структурні носи, монокліналі або синкліналі. Але більш поширеними є наскрізні структури, які зберігають форму антикліналі по всіх стратиграфічних комплексах осадового чохла [63].

З нормальними брахіантиклінальними складками пов'язані нафтогазонакопичення в межах Каркінітсько-Північнокримського прогину та Азовського валу, де відомі родовища нафти Октябрське і Серебрянське, газу – Архангельське, Джанкойське, Задорненське, Кіровське; газоконденсату – Західнооктябрське, Голіцинське, Карлавське, Тетянівське, Оленівське, Глібівське, Чорноморське, Краснополянське та ін. Нафтові та газові родовища, пов'язані з брахіантиклінальними складками, що ускладнені грязьовим діапїризмом, поширені тільки в межах Індоло-Кубанського прогину. Серед них трапляються структури діапїрової та криптодіапїрової будови, для яких характерні певні морфологічні ознаки,

зокрема наявність в ядрах складок більш давніх і значною мірою дислокованих порід, ніж в її крилах; зростання потужності відкладів на крилах порівняно зі склепіннями. Останні часто складно побудовані, у них фіксується видавлювання пластичних порід, а також розриви, до яких інколи приурочені грязьові вулкани. Складки переважно асиметричні, кути падіння їхніх крил до склепінних частин різко зростають.

Октябрське нафтове родовище розташовано в 35 км на північний захід від м. Євпаторія на березі оз. Донузлав, приурочено до південного борту Каркінітсько-Північнокримського прогину. Відкрито воно в 1961 р. Усього на родовищі пробурено 16 пошукових і розвідувальних свердловин: 12 – на нижньокрейдові та 6 – на сеноманські перспективні горизонти. Підраховані запаси становлять 0,026 млн т нафти і 15,7 млн м³ газу.

Октябрська структура являє собою асиметричну брахіантикліналь субширотного простягання розміром 5×1,7 км і висотою понад 500 м (по нижньокрейдових відкладах). Кути нахилу верств на північному крилі – 12–15°, на південному – до 35°. Розміри структури по верхньокрейдових (сеноманських) утвореннях збільшуються до 8,8×2,4 км, а висота зменшується до 320 м. Південне крило і склепіння ускладнені сіткою розривних порушень, що зумовило блокову будову антикліналі (рис. 9). Розкритий свердловинами розріз представлений відкладами таких стратиграфічних підрозділів (знизу), як:

- метаморфізовані й дислоковані породи палеозою-тріасу (складчастий фундамент Скіфської плити);
- базальні шари апту-альбу потужністю до 60 м;
- глинисто-карбонатні породи верхньої крейди потужністю 2000–2500 м;
- піщано-глинисті відклади палеогену-неогену.

Сумарна товщина платформного чохла сягає 2800–3200 м [83].

Продуктивний горизонт приурочений до базальних тріщинуватих різнозернистих пісковиків, алевролітів і конгломератів барему – нижнього апту (горизонт А-21). Поклад пластового типу, тектонічно екранований. Нафта легка, метаново-нафтенowego складу; є сумішшю вуглеводнів, яка зберігається в рідкому стані при пластовому тиску понад 22 МПа. В умовах атмосферного тиску 70 % цієї рідини переходить у газову фазу (метан та його гомологи).

Породи-колектори розвинуті спорадично, мають низьку ємність і проникність. Скупчення нафти приурочено до найбільш піднятого блока в склепінній частині брахіантикліналі. Родовище не розробляється через складну геологічну будову і незначні запаси вуглеводнів.

Архангельське газове родовище розташовано на чорноморському шельфі, у 66 км від смт Чорноморське. Продуктивні горизонти виявлено в 1978 р.: М-V і М-III у майкопських відкладах і N-I – у неогенових породах (рис. 10). Усього пробурені три свердловини. Структура являє собою брахіантикліналь субширотного простягання розміром 10 × 15 км, амплітудою 90 м (за ізогіпсою 915 м). Нижче по розрізу будова антикліналі ускладнюється розривними порушеннями.

Породи-колектори представлені переважно алевролітами. Промислова газоносність пов'язана з двома піщано-алевритовими пачками в глинистій товщі майкопу та з карбонатно-теригенними відкладами середнього міоцену. Тип по-

кладів – пластовий склепінний з газовим режимом. Перспективним є палеоценове газоконденсатне скупчення (горизонт П XI), газ якого за фізико-хімічною характеристикою подібний до газу палеогенових покладів на Голіцинському, Штормовому та Південноголіцинському родовищах.

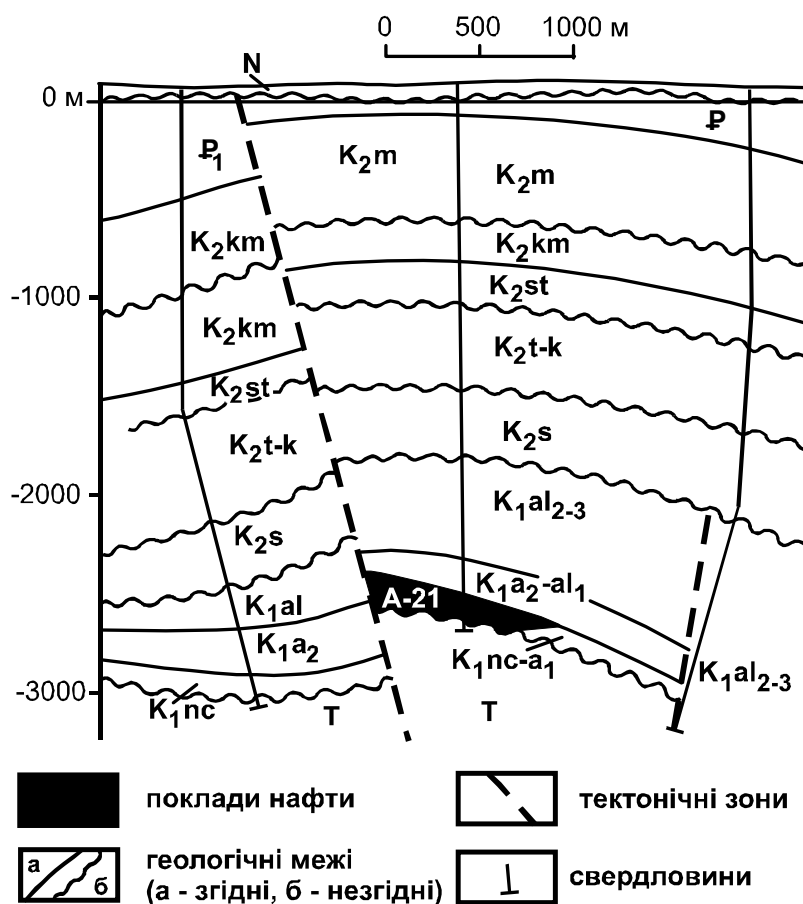


Рис. 9. Родовище Октябрське (геологічний розріз) [25]

Архангельське родовище прийнято на Державний баланс 1987 р., розробляється з 1992 р. Початкові видобувні запаси категорій А + В + С₁ становлять на трьох продуктивних горизонтах 5413 млн м³ газу. На родовищі експлуатуються сім свердловин.

В Індоло-Кубанському прогині до такого типу структур приурочені переважно родовища нафти (Мошкарівське, Приозерне, Владиславівське та ін.), рідше газові (Північнокерченське, Куйбишевське, Олексіївське, Придорожнє) і газоконденсатні (Південносиваське, Фонтанівське).

До покладів такого типу можна віднести Східноказантипське, Актаське, Войківське та інші родовища.

Причорноморсько-Кримська провінція належить до регіонів з відносно слабковивченою нафтогазоносністю. На сучасному етапі основні перспективи провінції на нафту і газ пов'язані з Каркінітсько-Північнокримським, Переддобрудзьким, Індоло-Кубанським прогинами, а також з Азовським валом. Заслужують на особливу увагу нижньокрейдові, дат-палеоценові, майкопські відклади, а також докрейдові комплекси: силурійсько-кам'яновугільний в Західному Причорномор'ї та тріас-юрський – в окремих районах провінції. Розвідку

останнього структурно-тектонічного поверху доцільно проводити разом з розвідкою розташованого вище нижньокрейдового комплексу, оскільки будова їх значною мірою подібна.

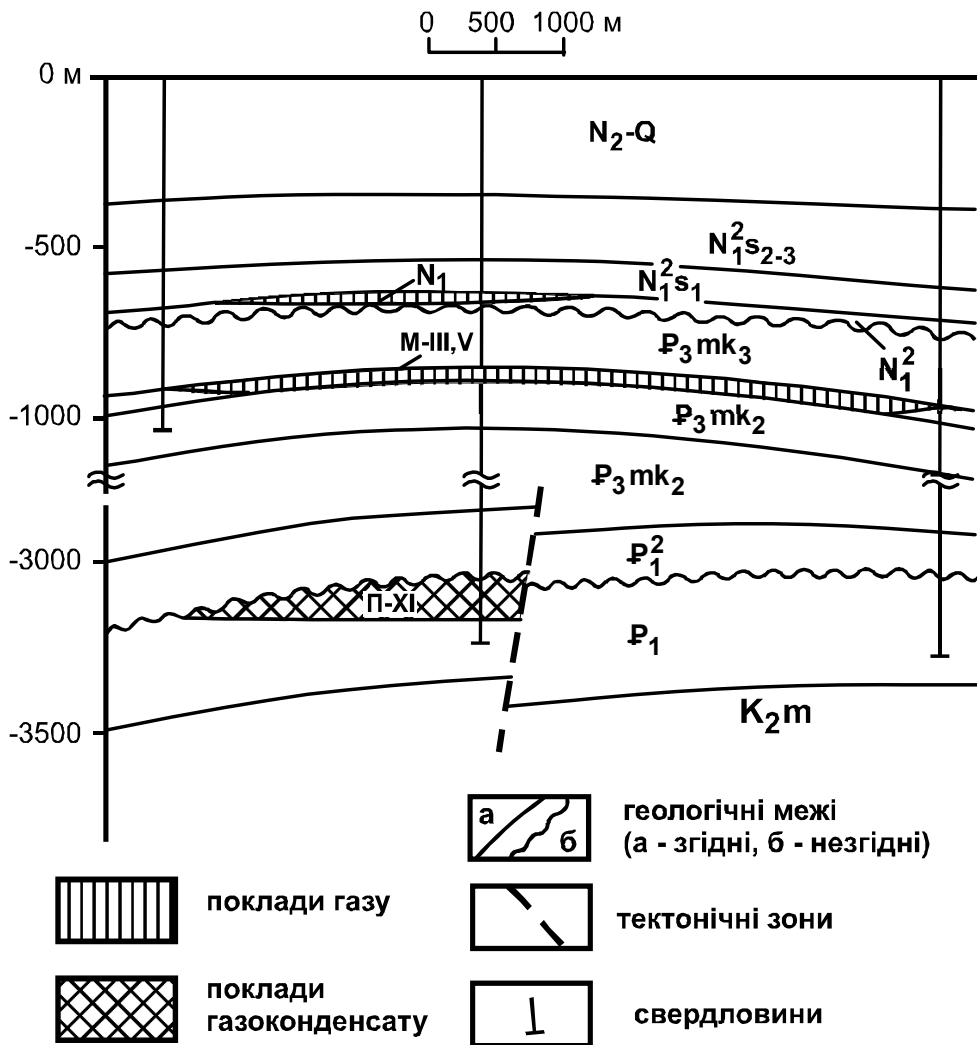


Рис. 10. Родовище Архангельське, геологічний розріз [25]

Однією з важливих пошукових ознак у межах Причорноморсько-Кримського регіону є зони розломів. Першочерговими для нафтогазопозукового буріння є ділянки вздовж зон крайових розломів Каркінітсько-Північнокримського прогину й уздовж Кримського розлому, поблизу яких уже виявлено низку промислових родовищ. Необхідно також звернути увагу на пошукові роботи в межах північних і південних схилів Азовського серединного валу, дослідити вузли перетину регіональних розломів субширотного орієнтування з розривними порушеннями інших напрямків.

Початкові ресурси вуглеводнів у межах акваторії Чорного і Азовських морів оцінюються високо. На північно-західному шельфі, крім палеогенового і крейдового нафтогазоносних комплексів, перспективними можна вважати палеозойські, тріасові, юрські відклади морського продовження Переддобрудзького прогину. Має пошуковий інтерес Придунайська зона шельфу, Михайлівська депресія.

В акваторії Азовського моря перспективними є пошуки покладів вуглеводнів у крейдових, палеогенових і неогенових відкладах антиклінальних підняттях

в Індоло-Кубанському та Північно-Азовському прогинах. Бажаним є подальше вивчення зон виклинювання крейдових і палеогенових відкладів на схилах Азовського валу, з якими пов'язані Стрількове, Морське та інші газові родовища [80].

За глибиною залягання більша частина прогнозних ресурсів вуглеводнів у межах акваторії приурочена до інт. 2000–5000 м, а за глибиною моря – до 100 м. З урахуванням рифтогенної природи Чорноморської западини, сприятливих термобаричних умов, значного осадового виповнення можна прогнозувати високі перспективи нафтогазоносності не тільки шельфової зони, а й континентального схилу.

Отже, в акваторіях Чорного і Азовського морів є значні ресурси вуглеводнів, які можна виявити, розвідати і добути з надр за умови інтенсифікації робіт з їхнього засвоєння.

1.5. Прояви грязьового вулканізму

Однією з найхарактерніших особливостей Керченського півострова є так званий "грязьовий вулканізм", обумовлений періодичними виверженнями грязьових вулканів, у результаті чого виникають так звані сопкові брекчії. Серед останніх виділяють брекчії жерлові й потокові (пластові). Сопкові відклади представлені брекчієподібними уламковими глинами зеленувато-сірими, які перешаровуються з глинами і вапняками морського походження. Грязьовий вулканізм проявлявся циклічно, максимуми вулканічної активності припадають на чокрак-караганський час, сарматський і кімерійський віки, тарханський час і четвертинний період. Хімічний склад сопкових глин наведено в табл. 2.

Таблиця 2. Хімічний склад сопкових глин (%) [115]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	SO ₃	Впп	Сума
1	44,78	0,80	15,29	6,50	2,29	4,70	0,32	3,28	21,91	99,87
2	48,38	0,75	14,90	6,77	2,10	10,16	0,20	1,87	14,56	99,69
3	24,50	0,20	13,92	8,70	–	14,15	0,32	1,63	39,96	103,38
4	56,60	0,85	14,90	8,27	1,62	0,75	0,20	0,58	16,44	100,21

1 – глини тарханського вулканізму, південне крило Королівської синкліналі, св. 2, глибина 325–371 м; 2 – глини чокрацького вулканізму, св. 2;

3 – глини караганського вулканізму, Королівська антикліналь, глибина 230–260 м;

4 – середньо-сарматський вулканізм, вулкан Джау-Тепе, св. 286.

Найбільшим вулканом на Керченському півострові є Джау-Тепе поблизу селища Вулканівка (рис. 11). Морфологічно вулкан виражений великим пагорбом висотою 60–80 м і нагадує асиметричний конус із сплющеною вершиною у вигляді столоподібної площадки діаметром 50–60 м, складеної сопковою брекчією, розбитою викидами води і газу на окремі блоки висотою 3–4 м діаметром 0,5–2,0 м. У жерловині вулкана зустрічаються поодинокі гнізда округлої форми діаметром до 5–7 см яскраво-жовтого ярозиту, включення марганцю.



Рис. 11. Загальний вигляд сопкового вулкана Джау-Тепе



Рис. 12. Нафтова плівка джерел на північно-східному схилі вулкана Джау-Тепе

Південний схил вулкана складений потоком грязьової лави шириною 150 м, довжиною 400–500 м, полого нахиленою на південь ($5-7^\circ$), з численними промоїнами. Він складений щільними сопковими глинами попільно-сірими, сірими з численними уламками (до 0,5 м) іржаво-червоних, цегляно-червоних залізисто-карбонатних конкрецій, алевролітів, гіпсів, вапняків, пісковиків. Подібні потоки приурочені також до північного і східного схилів вулкана.

Виверження вулкана зафіксовані на початку XVII ст., у березні й у серпні 1909 р., у березні 1914 р., у 1920, 1925, 1927 рр. В останньому випадку воно збіглося з відомим Кримським землетрусом у ніч з 12 на 13 вересня.

На північно-східному схилі вулкана існують джерела, де відбуваються періодичні викиди газу і самовиливи нафти (рис. 12).

1.6. Нафтогазоносність Керченського півострова

У західній частині Керченського півострова відомо декілька десятків об'єктів, перспективних щодо покладів нафти та газу, у тому числі два родовища – Мисове і Білокам'янське [115]. У східній частині Керченського півострова (листи L-53-XIX, XXV) відомо два родовища нафти, пов'язаних з відкладами чокрацько-караганського (Приозерне) і нижньосарматського (Малобабчицьке чи Войківське) горизонтів [11, 12].

Родовище Білокам'янське розміщено в 3–4 км південніше родовища Мисового, на південних околицях селища Щолкіно. Як і Мисове родовище, воно приурочено до брахіформної антиклінальної складки північно-східного протягання довжиною 3,8 км, шириною 1,7 км. Припливи нафти отримані з пісковиково-карбонатної (потужність 2–3 м) пачки чокрацького і караганського горизонтів з глибини 250–380 м. Дебіт свердловин становить 3,3–5,0 т/добу, середній пластовий тиск для покладу дорівнює 2,98 Па. Нафти важкі, питома вага 0,88–0,91, вміст легких фракцій сягає 33–49 %; в'язкість 0,87–2,04° за Енглером. Запаси нафти за категоріями А + В + С₁ підраховані в кількості **597 тис.** т, газу – 18 млн м³.

Крім цих родовищ, у західній частині Керченського півострова відома ціла низка перспективних нафтогазоносних об'єктів, приурочених до майкопської серії, зокрема прояви Куйбишевський, Мошкарівський, Вулканівський, Королівський, Красногорський та ін. [11, 12, 115].

Прояв Куйбишевський розміщений в 15 км на південь від залізничної станції Сім Колодязів, у межах Куйбишевської антиклінали, пов'язаний з верхньокерлеуцьким горизонтом (де відомий нафтовий і газовий **поклади**), частково – з батисфеновим (де спостерігалися незначні припливи нафти). За даними попередньої розвідки, проведеної трестом "Кримнафтогазрозвідка" в 1954 р., площа газової шапки становить 153 км², нафтового покладу – 285 км²; дебіт газу – 10–20 тис. м³/добу, нафти – 0,3–0,5 т/добу. Питома вага нафти – 0,822–0,861, в'язкість – 1,84.

Прояв Мошкарівський розміщений на північному крилі однойменної антикліналі. Нафтовий поклад приурочений до відкладів верхньокерлеутського горизонту, де представлений плямоподібними скупченнями нафти в лінзах пісковиків. Приплив нафти у свердловинах не перевищував 0,1–1,0 т/добу, але у двох свердловинах нафта через штуцер 44 мм фонтанувала протягом 1 місяця із середнім дебітом 7,3–7,8 т/добу. Запаси нафти по верхньокерлеутському горизонту в 1948 р. підраховані в такій кількості: категорія А – 102 тис. т, В – 161 тис. т, С₁ – 122 тис. т), але вважається, що вони сильно перебільшені.

Прояв Вулканівський розміщений в 20 км на південний схід від залізничної станції Сім Колодязів, у 0,5 км від селища Вулканівка. Пошуково-розвідувальне буріння було проведено трестом "Кримнафтогазорозвідка" в 1950 р., установлено вихід газу із свердловин поблизу грязьового вулкана Джау-Тепе, пов'язаний з породами батисифонового горизонту.

Прояв Королівський розміщений в 3 км на південний схід від залізничної станції Сім Колодязів. Пошуково-розвідувальне буріння було проведено трестом "Кримнафтогазорозвідка" в 1950 р., нафтопрояв пов'язаний з глинами батисифонового горизонту, просіченими нафтою.

Прояв Королівський-1 розміщений в 5 км на південний схід від залізничної станції Сім Колодязів. Пошуково-розвідувальне буріння було проведено трестом "Кримнафтогазорозвідка" в 1950 р.; установлено вихід газу із свердловин, пов'язаний з породами батисифонового горизонту.

Прояв Красногорський розміщений у 8 км на південний схід від залізничної станції Сім Колодязів. Пошуково-розвідувальне буріння було проведено трестом "Кримнафтогазорозвідка" в 1950–1951 рр., установлено вихід газу із свердловин, пов'язаний з породами батисифонового горизонту.

Прояв Селезнівський розміщений у 18 км на південний схід від залізничної станції Сім Колодязів. Пошуково-розвідувальне буріння було проведено трестом "Кримнафтогазорозвідка" в 1954 р. установлено вихід газу із свердловин, пов'язаний з породами батисифонового горизонту. Газ метановий, CO₂ + H₂S = 0,5 %; O₂ – 0,2 %; CH₄+вищі вуглеводні – 99,3 %.

Прояв Слюсарівський розміщений в 10 км на схід від залізничної станції Сім Колодязів. Пошуково-розвідувальне буріння було проведено трестом "Кримнафтогазорозвідка" в 1955 р., установлено вихід газу із свердловин, пов'язаний з породами батисифонового горизонту.

Прояв Слюсарівський-1 розміщений в 16 км на схід від залізничної станції Сім Колодязів. Пошуково-розвідувальне буріння було проведено трестом "Кримнафтогазорозвідка" в 1955 р.; глини батисифонового горизонту просічені нафтою.

У східній частині Керченського півострова (листи L-53-XIX, XXV) відомо два родовища нафти, пов'язані з перекривними щодо майкопської серії відкладами чокрацько-караганського (Приозерне) і нижньосарматського (Малобабчицьке чи Войківське) горизонтів [11, 12].

Приозерне родовище розміщено в північно-східній частині Керченського півострова, поблизу озера Тобечицьке, у склепінній частині Приозерної (Чонге-

лецької) антикліналі, де приурочено до продуктивної частини чокрацько-караганської пачки потужністю близько 7 м. Розвідано в 1952–1954 рр. (І. А. Казанцев, 1952; М. Ф. Осипов, 1954). Середній пластовий тиск дорівнює $89,8 \times 10^5$ Па, дебіти свердловин становили 3–25 т/добу, середня величина газового факела – 42,2 м³/добу, кількість розчиненого газу – 39 м³ на 1 м³ нафти, питома вага нафти – 0,89 г/см³, вихід світлих погонів – 39–70 %. Середній фракційний склад нафти такий (%): бензин – 3,1; лігроїн – 6,1; керосин – 26,3; солярове масло – 20,0; мазут – 44,5. У складі газів переважає метан (77,7–92,0 %). Запаси вуглеводнів за категорією В становлять: нафта – 56,3 тис. т, розчинений газ – 2,3 млн м³; за категорією С₁: нафта – 83,8 тис. т, розчинений газ – 3,5 млн м³; за категорією С₂: нафта – 66,8 тис. т, газ – 2,8 млн м³. Забалансові запаси нафти становлять: за категорією В – 84,4 тис. т, С₁ – 125,7 тис. т, С₂ – 100,3 тис. т.

Войківське (Малобабчицьке) родовище розміщено в північно-східній частині Керченського півострова, розвідано в 1948–1953 рр. (П. К. Алейнікова, 1948; Г. А. Лічагов, П. В. Фурасов, 1951; М. Ф. Осипов, Ю. В. Чечелев, 1953). Родовище представлено трьома невеликими покладами нафти і одним – газу, приуроченими до нижньосарматських відкладів у склепінних частинах шарнірних підняттях. Середня ефективна потужність продуктивних горизонтів не перевищує 15 м. Дебіти свердловин незначні (0,3–3,8 т/добу). Питома вага нафти – 0,92–0,93 г/см³, вихід світлих погонів – 26,0–35,2 %, бензино-лігроїнові фракції відсутні. Запаси нафти за категорією В + С₁ становлять 4 тис. т.

Крім родовищ, тут відомі численні прояви нафти, пов'язані як з майкопською серією (Бондаренківське чи Булганацьке, Восходівське, Караларське, Коренківське, Маяцьке, Султанівське чи Михайлівське, Ново-Миколаївське, Новоселівське), так і з перекривними відкладами середнього-верхнього міоцену (Глазівське чи Баксинське, Ала-Гольське, Заозерне, Мар'євське, Соколовське) і газу, які пов'язані з відкладами середнього – верхнього міоцену (Борзовське, Черелецьке чи Пограничне, Реп'євське).

2. ПЕРСПЕКТИВНІ ФОРМАЦІЇ ПІВДЕННОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ

Серед осадових відкладів Південного НГР до рангу "чорносланцевих" віднесено ряд епіпелагічних вуглецево-глинистих формацій різного віку, поширених у певних структурно-тектонічних зонах: нижньодевонську, тріас-юрську, альб-сеноманську, олігоцен-нижньоміоценову. Нижньодевонська формація розкрита виключно в межах Переддобрудзького прогину; тріас-юрська – у межах Рівнинного та Гірського Криму; альб-сеноманська поширена в осьовій зоні Каркінітсько-Північнокримського рифтового прогину; олігоцен-нижньоміоценова (майкопська) – в осьовій зоні Каркінітсько-Північнокримського (північно-західний шельф Чорного моря) та Індоло-Кубанського (Керченський п-ів, Прикерченський шельф) рифтових прогинах. Вони формувалися в різних палеогеографічних умовах, характеризуються певним мінералого-петрографічним складом, підвищеним вмістом органічної речовини.

2.1. Нижньодевонська вуглецево-глиниста формація

Геологія девонських утворень Західного Причорномор'я вивчена доволі детально. Цьому сприяли інтенсивні геологорозвідувальні роботи, спрямовані на пошук родовищ нафти і газу, що проводились у регіоні в 60–70 рр. минулого століття, припинені після відкриття деяких невеликих за запасами родовищ (Саратського, Жовтоярського та ін.). Узагальнення та аналіз отриманих матеріалів викладений в численних звітах і опублікованих працях [21, 107, 108, 110, 117]. На основі цих матеріалів і надається характеристика геологічної будови девонських відкладів Західного Причорномор'я.

У Західному Причорномор'ї девонські відклади мають значне поширення. Вони розкриті в Алуатській (західні ділянки регіону, св. Баймакля-26, Казаклійська-1 та ін.) та Тузлівській (східні ділянки регіону, св. Саратська-6, Тузлівська-2 та ін.) депресіях, Лиманській (св. Лиманська-1) та Суворівсько-Зміїній (св. Морська-1) зонах підняття (рис. 13–16). Розкрита потужність товщі перевищує 3000 м, в її складі за літологічними ознаками виокремлюються три частини – переважно псамітово-глиниста (нижня), сульфатно-карбонатна (середня) і переважно карбонатна (верхня), які відповідають трьом відділам девону: нижньому, середньому та верхньому [73].

Найбільшій потужності (понад 2000 м) нижньодевонські товщі досягають в Алуатській та Саратській западинах, розділених Оріховським виступом, де вони відсутні. Товща складена із пачок перешарування пісковиків, алевролітів, аргілітів, у підпорядкованих кількостях відмічаються прошарки вапняків, мергелів, доломітів, інколи пачки ефузивних порід. Виділяються три світи суттєво

теригенного складу: кочулійська, ларгуцька та енікіюйська, поширені в межах депресійних зон. На схилах та в осьових частинах конседиментаційних піднятів їм відповідають лиманська (нерушайська), зміїноострівна та фідонісійська світи суттєво карбонатного складу. Ці світи об'єднані в яргаринську серію [73].

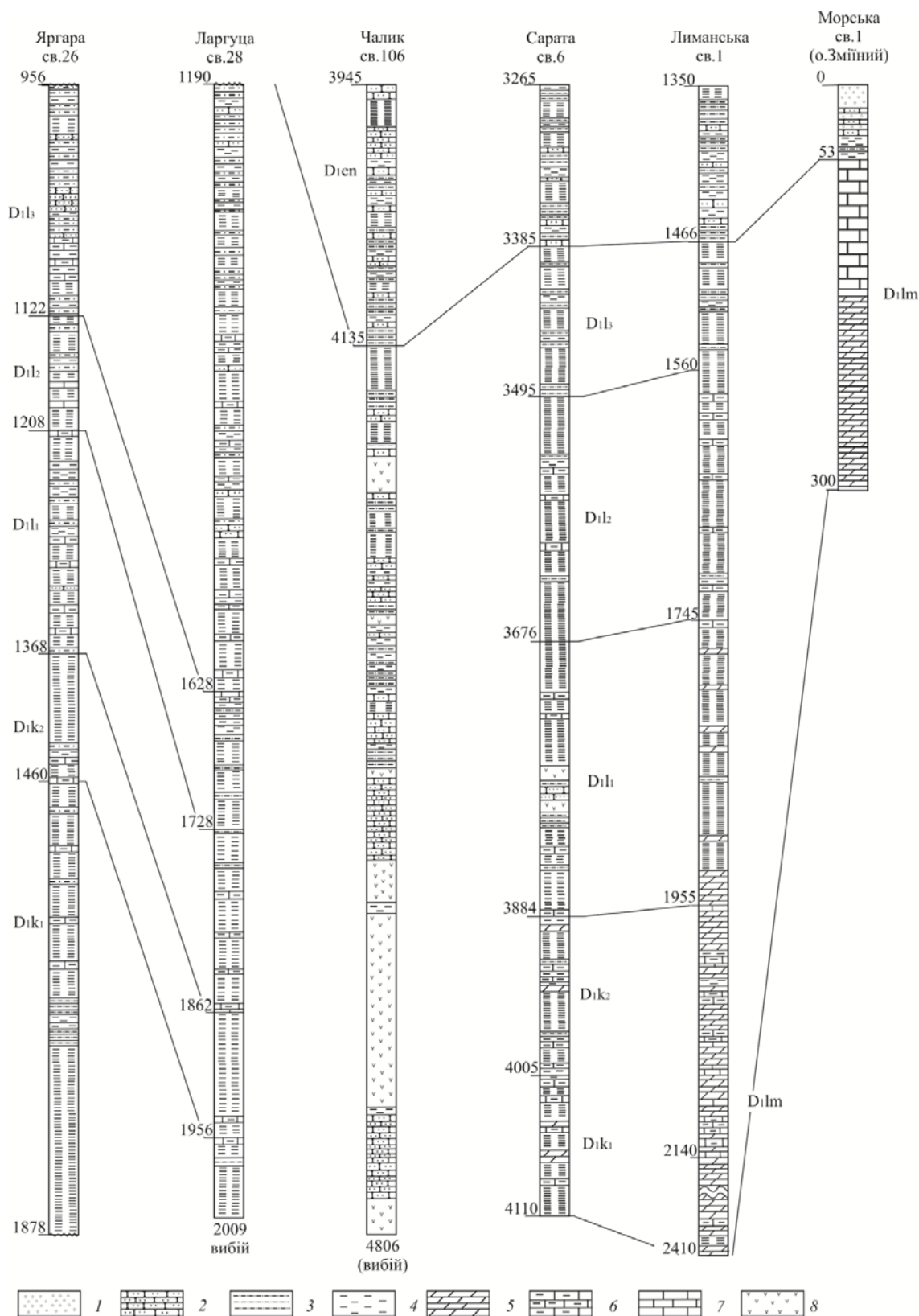


Рис. 13. Схема кореляції нижньодевонських відкладів Передднібрзького прогину [73]:
 1 – конгломератобрекчії; 2 – пісковики; 3 – алевроліти; 4 – аргіліти; 5 – мергелі;
 6 – глинисті вапняки; 7 – вапняки; 8 – вулканіти

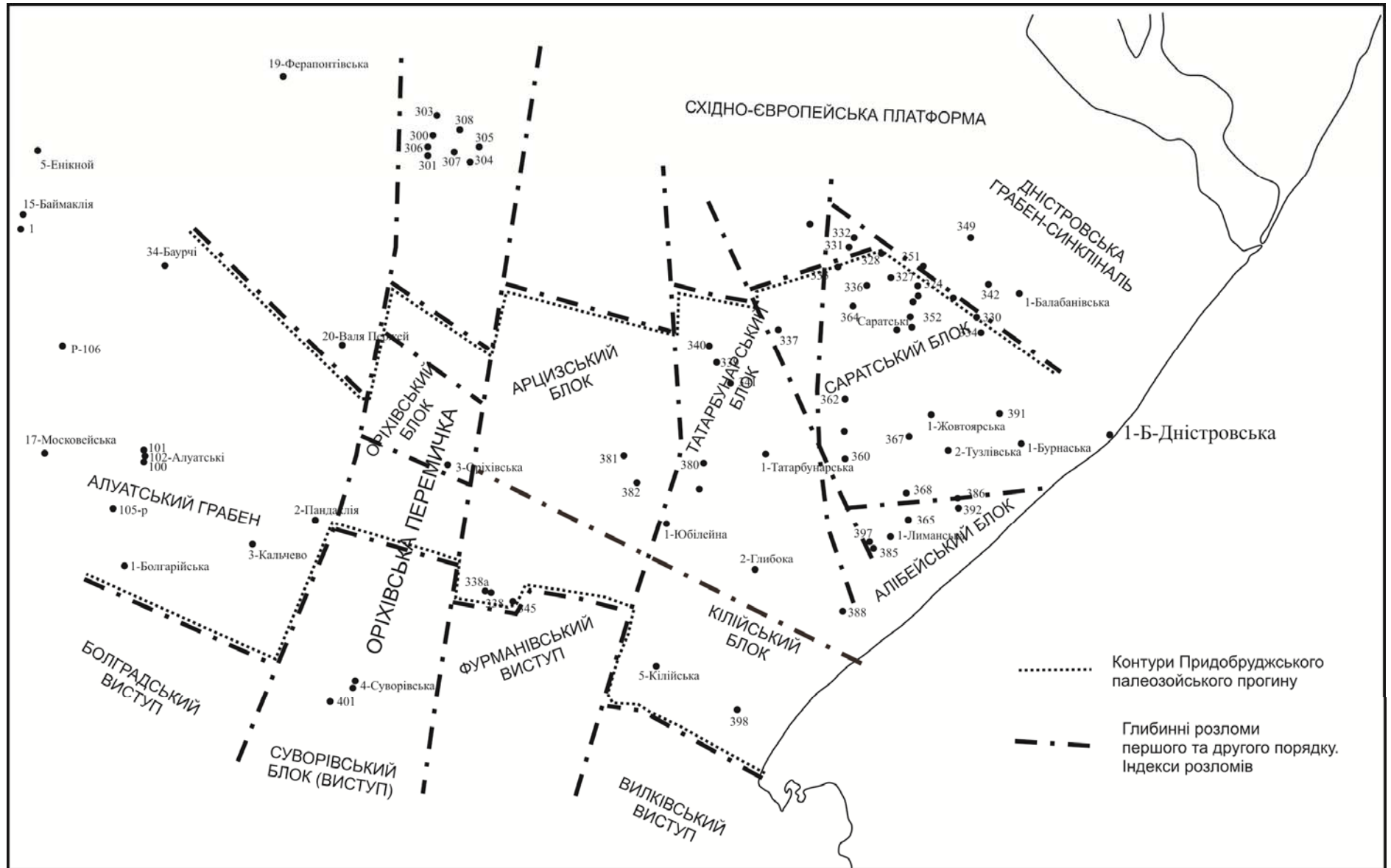
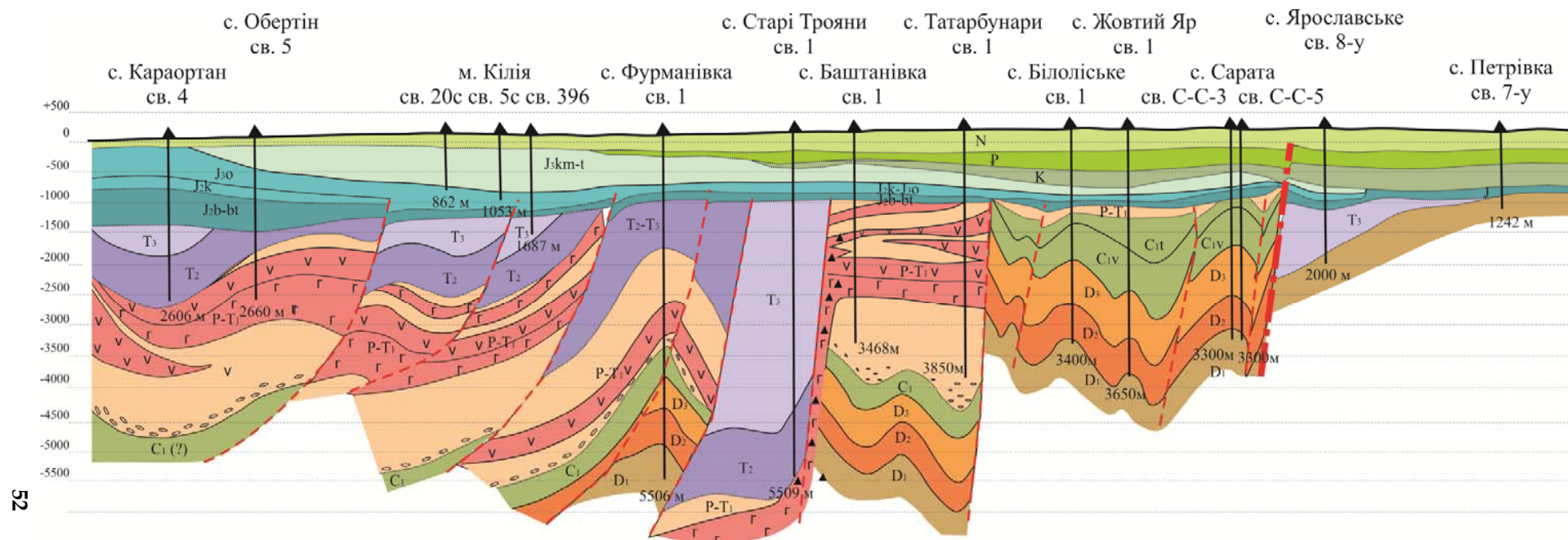


Рис. 14. Схема тектонічного районування Західного Причорномор'я [109]



52

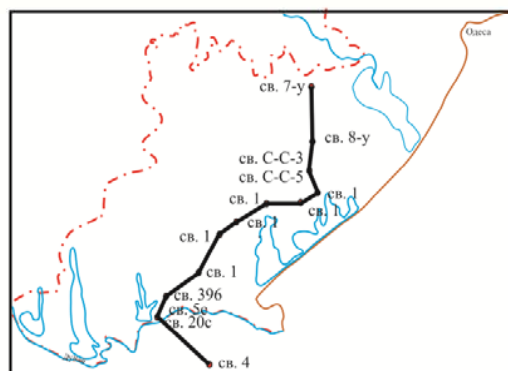


Рис. 15. Геологічний профіль по лінії сіл Караортан – Петрівка [107]

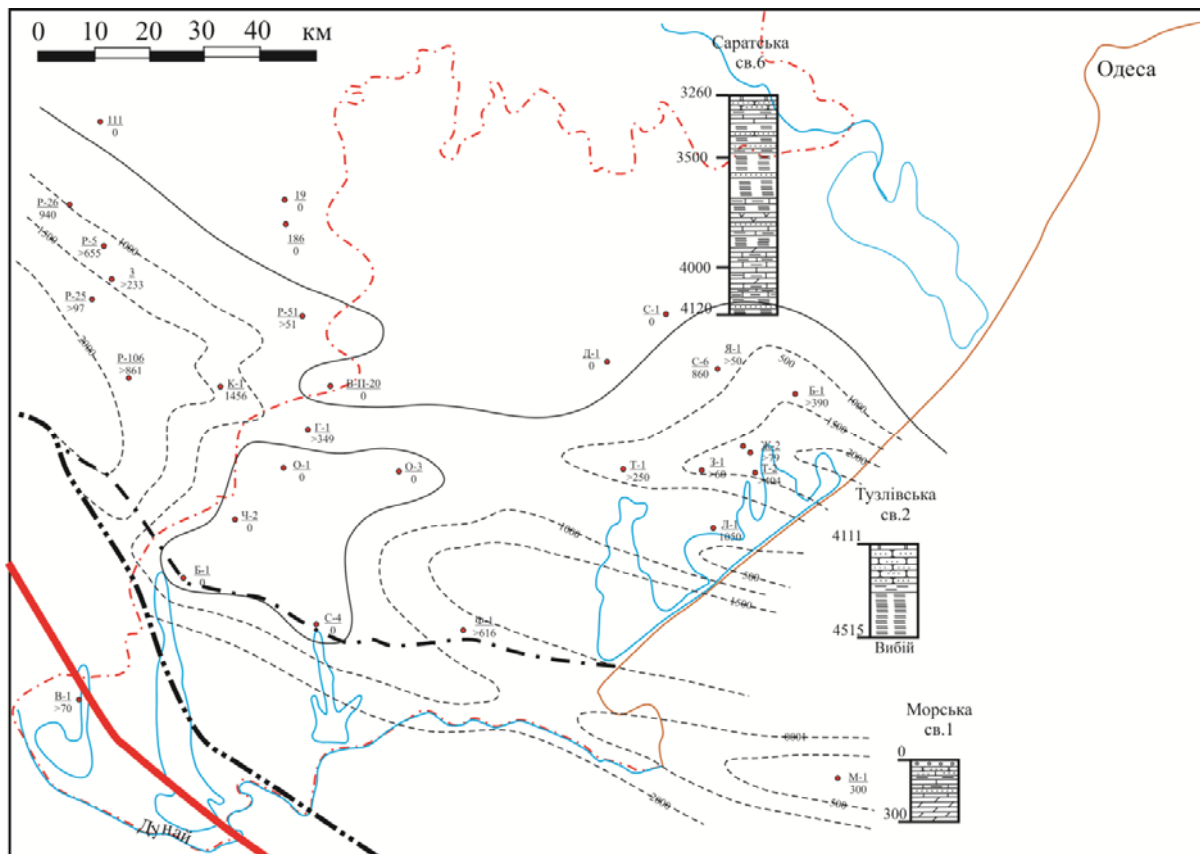


Рис. 16. Карти потужностей та типи розрізу нижньодевонської товщі Передбрудзького осадово-порідного басейну [107]

Кочулійська світа (св. Яргарська-26, Саратська-6) характеризується переважанням аргілітів з поодинокими малопотужними прошарками карбонатних порід: вапняків і мергелів, зрідка доломітів. Товщина світи варіює в межах 200–400 м.

Лиманська світа (св. Лиманська-1, Морська-1) представлена товщею перешарувань вапняків і мергелів з підпорядкованими прошарками аргілітів потужністю 300–500 м.

Ларгуцька світа (св. Тузлівська-2, Саратська-6, Лиманська-1) складена товщею аргілітів потужністю до 800 м з підпорядкованими прошарками пісковиків, алевролітів, вапняків, мергелів і доломітів.

Зміноострівна світа (св. Морська-1) – це малопотужна товща (16 м) строкатоколірних аргілітів та алевролітів.

Енікіювська світа (св. Енікіювська-5, Тузлівська-2, Саратська-6) – товща строкатоколірних теригенних порід: пісковиків та алевролітів з підпорядкованими прошарками аргілітів, мергелів, вапняків і доломітів потужністю 75–160 м.

Фідонісійська світа (о-в Зміїний) – це товща грубозернистих теригенних порід: конгломератів, брекчій, пісковиків із прошарками та лінзами алевролітів і аргілітів, потужність – 160 м.

Мінералого-петрографічна характеристика

Аргіліти – домінуючий компонент розрізу нижньодевонської товщі Західного Причорномор'я – формують як малопотужні (2–5 мм до 10–15 см) прошарки в пачках теригенних і карбонатних порід, так і потужні (до 20 м) монолітні горизонти.

Макроскопічно породи темно-сірі, сірі, у верхній частині розрізу прошарками зеленувато- або голубувато-сірі, бурі, у нижній частині розрізу чорні. Ар-

гіліти масивні або тонкошаруваті за рахунок нерівномірного розподілу кластичного матеріалу, вуглефікованого рослинного, інколи органогенного детриту, сланцюваті, у верхніх частинах розрізу невапнисті (CaCO_3 – 0–1,5 %), у нижніх – вапнисті (CaCO_3 – 5–27 %), ділянками мергелеподібні з поступовим переходом у глинисті вапняки, як правило, сильно піритизовані. Характерні численні відбитки тентакулітів, пеліципод, остракод та інших форм. Спостерігаються горизонтальні дзеркала ковзання, виповнені темно-сірим, глинистим матеріалом і тонкі тріщинки, заліковані кальцитом або ангідритом.

Під мікроскопом основна пелітова маса аргілітів гідрослюдистого, гідрослюдисто-хлоритового складу з домішкою пелітоморфного карбонату (доломіт) та псамоалевритового матеріалу (рис. 17–20).

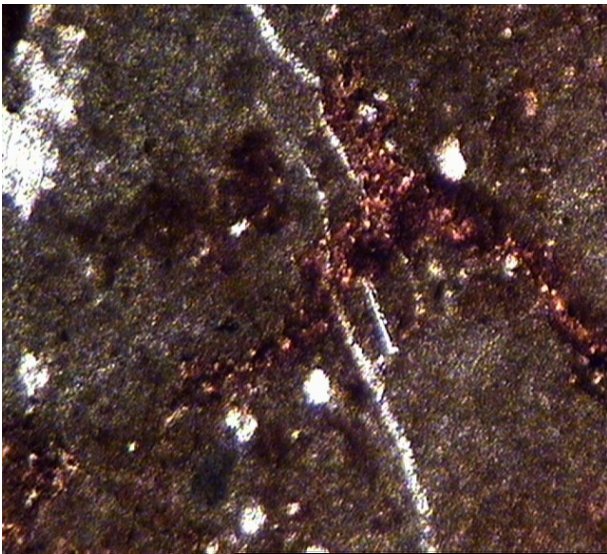


Рис. 17. Мергель з прожилками кальциту та бітумів
Свердловина Східно-Саратська-5, інтервал 3233–3240 м D₁. Ніколі II. 60^x

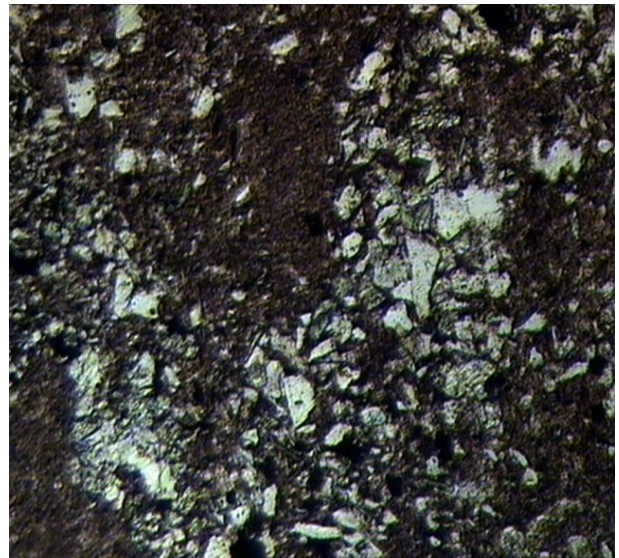


Рис. 18. Аргіліт алевритистий з плямватою текстурою
Свердловина Лиманська, інтервал 1479–1481 м. D₁. Ніколі II. 50^x

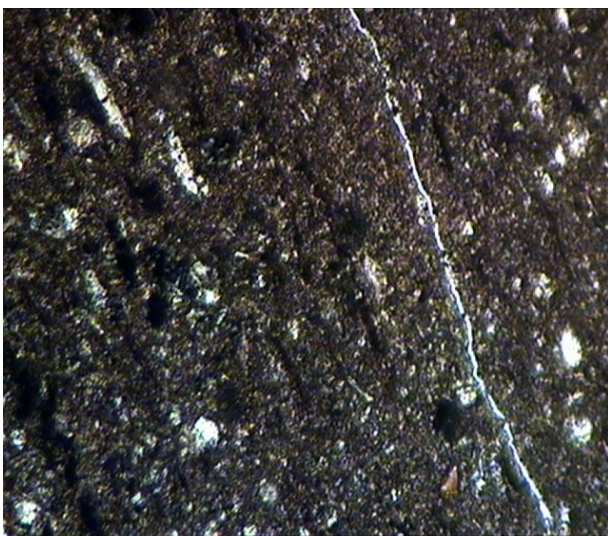


Рис. 19. Мергель з видовженими скупченнями ОР і мікротріщинами
Свердловина Лиманська-1, інтервал 1979–1981 м. D₁. Ніколі X, 60^x

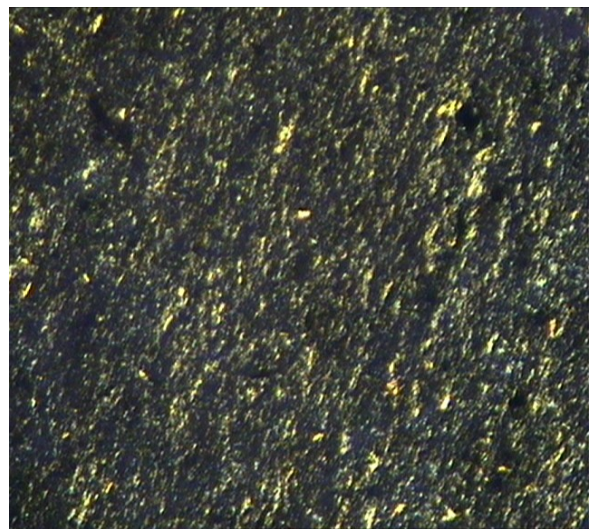


Рис. 20. Аргіліт з орієнтованою текстурою
Свердловина Сариярська-1, інтервал 4349–4353 м. D₁. Ніколі X, 80^x

Кластичний матеріал в аргілітах розподілений вкрай нерівномірно, а його вміст варіює від 10–15 % до 25–35 %, досягаючи 85–90 % у малопотужних (до 10 см) прошарках і лінзах алевролітів і пісковиків. Представлений він в основному зернами кварцу розміром 0,04–0,4 мм, середнього ступеня обкатаності, несортваного, часто кородованого. Поодинокі зерна польових шпатів, луска слюди, рудні (пірит до 3 %) та акцесорні мінерали присутні в незначних кількостях. Епізодично відмічаються фрагменти мікрофауни карбонатного складу. Спостерігається тонкорозсіяна вкрапленість піриту, дрібні (0,01–0,02 мм) зерна сидериту та ромбедри доломіту, фрагменти вуглефікованого рослинного детриту ($C_{org} = 0,4–1,9 \%$).

Пісковики та алевроліти в розрізі нижньодевонської товщі формують прошарки потужністю від 1–3 см до 60–80 см. Породи темно-сірого, сірого, блакитно-сірого, сіро-бурого кольору із слабким зеленкуватим відтінком, місцями окременілі, лінзоподібно-шаруватої текстури за рахунок нерівномірного розподілу темно-сірого глинистого матеріалу, часом брекчійовані. Відмічаються численні дзеркала ковзання, дрібні виділення кальциту або ангідриту, вертикальні прожилки кальциту, відбитки фрагментів фауни, примазками чорного вуглефікованого рослинного детриту. Вміст карбонату кальцію, як правило, не перевищує 1–2 %, зростаючи в окремих прошарках до 36,8 %.

Кластичний матеріал пісковиків (85–95 %) розподілений нерівномірно, погано відсортований, середнього ступеня обкатаності, розміром 0,08–0,6 мм (домінує фракція 0,2–0,3 мм). Представлений він зернами кварцу (75–90 %) з хвилястим погасанням, кородованими цементом, поодинокими зернами польових шпатів (плагіоклази пелітизовані, серицитизовані, мікроклін – порівняно свіжий), уламками кварцитів, філітів, кременистих порід, хлорит-кварцових сланців, лусками біотиту (часто дуже зміненого) та мусковіту. Акцесорні мінерали – сфен, циркон, турмалін. Рудні – пірит (крім пилюватих зерен, рівномірно розсіяний по породі, часто формує мікроскупчення розміром 0,3 x 0,4 мм), локальними ділянками порода насичена гідроксидами заліза. В окремих прошарках відмічаються поодинокі черепашки форамініфер і фосфатизовані уламки кісток.

Цемент пісковиків та алевролітів (3–5 до 8–10 %) плівкового, базального типу, карбонатно-глинистого (гідрослюда, хлорит, кальцит, доломіт, сидерит) складу, інколи регенераційний кварцовий. Часто зерна щільно прилягають одне до одного, формуючи конформні та інкорпораційні контакти, інколи з гідрослюдисто-хлоритовою плівкою.

Вапняки темно-сірого, сірого кольору, пелітоморфні, органічно-детритові, глинисті доломітизовані, з тонкими прошарками чорних аргілітів, у результаті чого формується неясношарувата текстура, інколи алевритисті, слабослюдисті, з численними відбитками черепашок, включеннями піриту. Вміст $CaCO_3$ варіює від 64,3 до 92,5 %. Відмічаються тонкі різноспрямовані прожилки кальциту або ангідриту, дзеркала ковзання.

Структура вапняків крупндетритова, серед уламків визначаються рештки брахіопод, голкошкірих, остракод. Основна маса порід пелітоморфна, інколи перекристалізована тонкозерниста, спостерігаються ділянки і міліметрові прошарки глинисто-карбонатного та глинистого матеріалу. Кластична домішка,

вміст якої не перевищує 15 %, представлена напівобкатаними зернами кварцу розміром до 0,1 мм і лусками слюди. Характерна пилювата вкрапленість піриту, поодинокі уривки вуглефікованого рослинного детриту, в окремих зразках спостерігаються ромбоєдри доломіту. Нечисленні практично ізометричні пустоти виповнені хлоритом радіальної текстури та кальцитом.

Мергелі тонкозернисті, щільні, масивні, міцні, зеленувато-сірі, як правило, лінзоподібно-шаруватої текстури за рахунок нерівномірного розподілу кластичного матеріалу та органічного детриту, з прожилками кальциту товщиною до 1–2 мм. Вміст карбонату кальцію змінюється в межах 34,6–56,5 %

Під мікроскопом основна маса мергелів пелітоморфна, глинисто-карбонатного складу. Характерна домішка кластичного матеріалу дрібноалевритової розмірності, яка представлена обкатаними зернами кварцу та лусками слюди. Останні більш поширені в глинистих різновидах, формуючи разом з видовженими фрагментами вуглефікованого і піритизованого рослинного детриту тонкошарувату мікротекстуру (часом оптично орієнтовану). Вміст дрібних (до 0,02 мм) ромбоєдрів доломіту прошарками досягає 5 %. Відмічаються лінзоподібні скупчення фрагментів черепашок пеліципод, остракод та інших форм. Звивисті тонкі тріщини виповнені халцедоном і кальцитом з домішкою бурих бітумів.

2.2. Тріас-юрська вуглецево-глиниста формація (таврійська серія)

2.2.1. Загальні риси поширення відкладів тріасу–юри

Утворення тріас-юрської та юрської вуглецево-глинистих формацій добре вивчені в розрізах Гірського Криму, натомість у межах Рівнинного Криму та акваторії Чорного та Азовського морів, Керченського півострова їхня геологія вивчена фрагментарно, що зумовлено перш за все значними глибинами (понад 4000 м) залягання. Формація складена глинистими мергелями та вапнистими аргілітами з прошарками алевролітів і пісковиків. У підпорядкованих кількостях простежуються прошарки вуглистих і кременисто-вуглистих сланців. Значне поширення мають ефузивні породи, серед яких переважають андезити та андезидацитові порфірити. Товщина тріас-юрської товщі коливається від 1000–2000 м у східній частині Рівнинного Криму до 3000–4000 м у західній при глибині залягання від перших сотень метрів (центральні передгірські райони регіону) до 10000 м і більше (західні).

Поширення тріас-юрських відкладів зумовлено морфоструктурними особливостями початкових стадій формування океану Мезотетис, зокрема розвитком субширотних вузьких прогинів у межах його північної континентальної окраїни (рис. 21). Особливості фаціального складу відкладів у Гірському і Рівнинному Криму свідчать, що вся територія півострова, а також північно-західного шельфу Чорного моря, зазнала субсиденції [77]. Утворився відносно широкий про-

гин (до 200–250 км). Вузьким поясом підняття (Новоселівсько-Зуйсько-Новоцарицинське), що фіксується розвитком герцинід, він поділявся на дві частини: Північнокримську (30–60 км) та Гірськокримську (до 200 км). Це зумовило характер зональності обстановок осадконагромадження: декілька видовжених глибоководних западин, які розділялися відносно піднесеними ділянками.

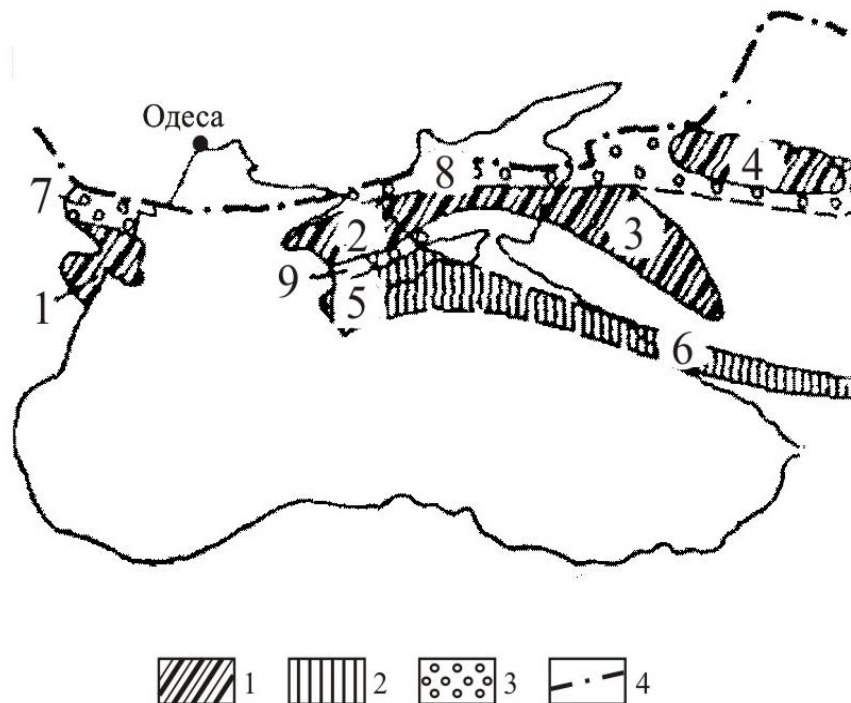


Рис. 21. Схема розташування тріас-юрських прогинів [78]:

- 1 – ранньокімерійські прогини (1 – Добрудзький, 2 – Каркінітсько-Північнокримський, 3 – Єйсько-Березанський, 4 – Ставропольський); 2 – пізньокімерійські прогини (5 – Гірськокримський, 6 – Сванетський); 3 – орогенні кімерійські прогини (7 – Переддобрудзький, 8 – Північноазовський, 9 – Бітакський); 4 – межа ССР

У межах акваторії Азовського моря тріасові та юрські відклади виділяються як єдиний комплекс. Вони розкриті свердловинами на Азовському валу: під нижньокрейдовими відкладами – на Стрільковій, Генічеській, Шубинській, Матроській, Морській, Західно-Бейсузькій, Бейсузькій площах; під олігоценовими відкладами – на Обручева, Електророзвідувальній, Жовтневій, Сигнальній площах (рис. 22). Породи представлені аргілітами, сланцями, метаморфізованими алевролітами і пісковиками. У верхній частині зустрічаються вулканічні породи основного складу [13, 78, 73], що, імовірно, відповідають середньоюрській осадово-вулканогенній товщі, установленій в Рівнинному Криму і на Західному Передкавказзі.

У межах Рівнинного Криму тріасові відклади розкриті на Тарханкутському півострові. На півдні півострова відомий майже повний розріз тріасу, що включає відклади всіх трьох відділів, а на півночі відомі відклади тільки верхнього тріасу [16]. Нижньо- і середньоюрські відклади встановлені в північній частині Рівнинного Криму і прилеглих частинах Північного Присивашся. Загалом комплекс порід тріасу та нижньої юри в Рівнинному Криму схожий на відклади таврійської серії Гірського Криму.

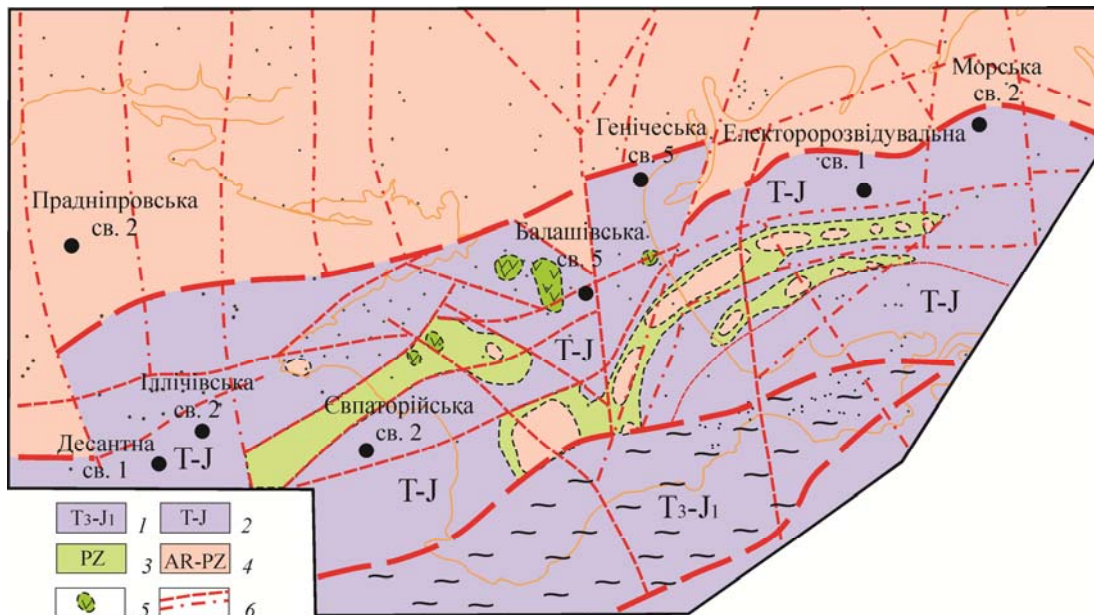


Рис. 22. Структурні комплекси фундаменту Скіфської плити [52]:

- 1 – шовні зони; 2 – глибинні розломи; 3 – кристалічний фундамент Східноєвропейської платформи; 4–9 – складчасті комплекси: 4 – байкальський; 5 – байкальський і герцинський нерозчленовані; 6 – герцинський; 7 – триас-юрський нерозчленований; 8 – юрський; 9 – триас-ранньоюрський флішовий

У розрізі свердловин Генічеської площі (інт. 2896–3700 м) у триасових відкладах спостерігається заміщення конгломератів, розвинутих у Рівнинному Криму, більш дрібними різновидами: пісковиками та алевролітами [13] (рис. 23). Гравеліти зустрічаються у вигляді малопотужних прошарків. Юрські відклади представлені в районі Генічеська темно-сірими аргілітами, алевролітами і пісковиками потужністю 200 м.

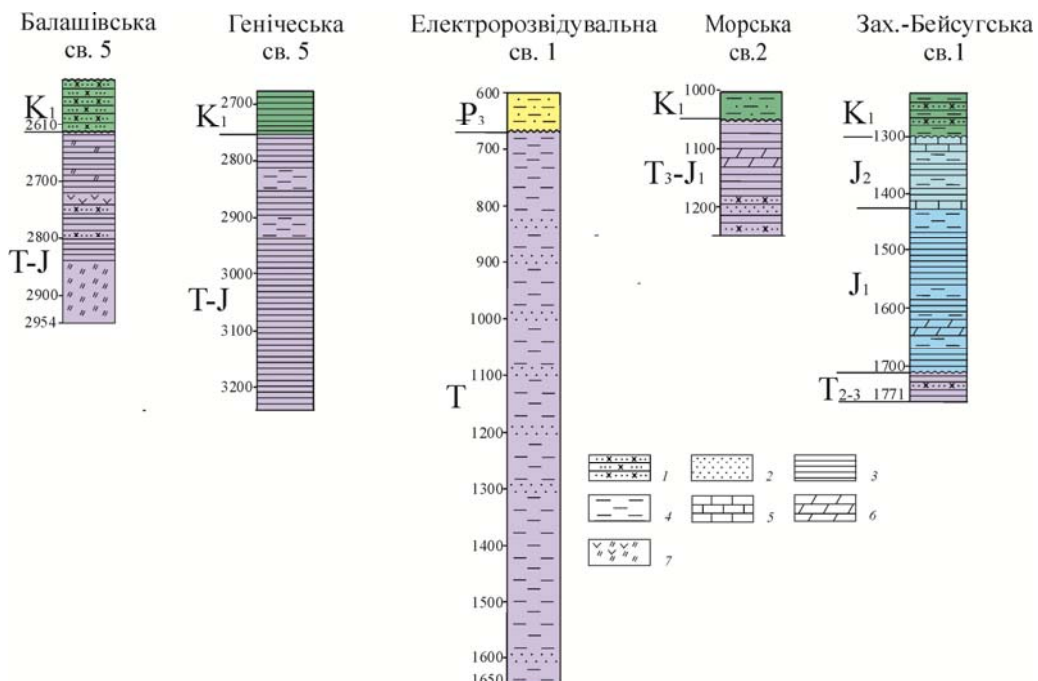


Рис. 23. Зіставлення триас-юрських відкладів, розкритих глибокими свердловинами в межах акваторії Азовського моря та суміжних теренів суходолу [13, 16]:

- 1 – пісковики; 2 – алевроліти; 3 – флішодні утворення; 4 – аргіліти; 5 – вапняки; 6 – мергелі; 7 – вулканіти

Тріасові відклади на Одеському шельфі розкриті свердловинами на Десантній та Євпаторійській площах (рис. 24), у межах румунської частини шельфу на ділянках Lotus і Venus, на континентальному схилі на південний-захід від Кримського півострова. У прибережних районах суші вони відомі в Рівнинному і Гірському Криму, Прутсько-Дністровському межиріччі, Північній Добруджі, на Мізійській плиті.

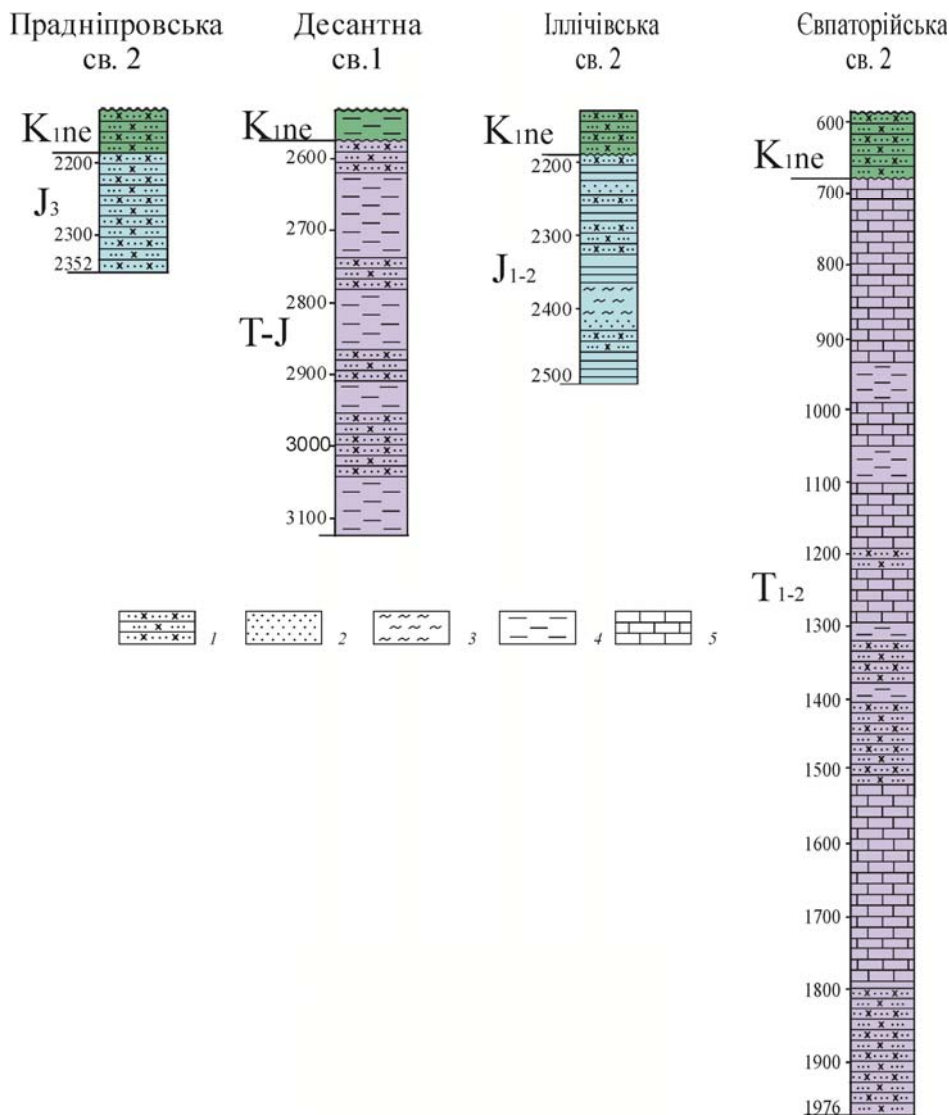


Рис. 24. Зіставлення тріас-юрських відкладів, розкритих глибокими свердловинами в межах північно-західного шельфу Чорного моря [116]:
1 – пісковики; 2 – алевроліти; 3 – аргіліти; 4 – вапняки, мергелі

На Євпаторійській площі у св. 2 пробурені пісковики з прошарками аргілітів середнього тріасу, а у св. 8 (938–1238 м) – доломіти, доломітизовані та оолітові вапняки, вік яких визначається як тріасовий або тріасово-юрський.

На континентальному схилі на південь від Кримського півострова відклади верхнього тріасу – нижньої юри (таврійська серія) встановлені в корінному заляганні [81]. Вони виявлені на Алуштинській і Судацькій площах континентального схилу на глибинах від 262 до 1254 м, а також на південно-західному закінченні Кримського мегаантиклінорю в районі Ломоносівського підводного вулканічного масиву. Вони представлені пісковиками, рідше сірими алевролі-

тами та аргілітами. Палеонтологічних залишків у них не знайдено [54]. За літологічними ознаками ці породи схожі з відкладами таврійської серії Криму [38].

У Гірському Криму встановлено відклади верхнього тріасу – нижньої юри [13, 88, 123], які утворюють таврійську серію і представлені сильнодислокованими ритмічно перешарованими темними аргілітами, щільними кварцовими алевролітами і пісковиками з окремими глинами вапняків. Локально в них присутні пластові тіла основних порід. Товщина відкладів може досягати 2500 м.

У Рівнинному Криму тріасові відклади відомі на півдні півострова, де представлені всіма трьома відділами, а на півночі відомі відклади тільки верхнього тріасу [18]. Загалом комплекс порід верхнього тріасу і нижньої юри в Рівнинному Криму схожий на відклади таврійської серії Гірського Криму.

Відклади юрської системи на Одеському шельфі розкриті свердловинами на Безіменній, Прадніпровській, Десантній та Іллічівській площах.

У межах Гірського Криму юра представлена всіма трьома відділами [16]. Нижній відділ відповідає лейасовій частині таврійської серії. Аален-нижньобайоський комплекс, представлений грубоуламковими і вугленосними відкладами потужністю до 700 м, розвинутий в Качинському антиклінорії [16] на підстеляючих відкладах [82]. Перекривається цей комплекс із стратиграфічною незгідністю верхньокеловейсько-нижньокімерійськими карбонатами, теригенними і теригенно-глинистими відкладами потужністю до 2000 м [16]. В його складі в Західнокримському синклінорії переважають карбонати, у Східнокримському синклінорії – теригенні й теригенно-карбонатні відклади, а в Судацькому синклінорії – глинисті відклади з великими рифовими масивами. Трансгресивний титон-беріаський комплекс складається в основному з теригенно-карбонатного флішу (до 2000 м), який розвинутий у Східнокримському синклінорії [82]. У західному напрямку він заміщається карбонатними, карбонатно-глинистими і теригенними відкладами.

У північній частині Рівнинного Криму і прилеглих частинах Північного Присивашся встановлено нижньоюрські (тоарський ярус) і середньоюрські відклади (до бату). Верхня юра в Рівнинному Криму не встановлена [16]. Зі стратиграфічною незгідністю на верхньотріасових відкладах залягають верхньотоарсько-нижньобайоські пісковики, алевроліти, аргіліти (500 м), які незгідно перекриваються верхньобайосько-нижньобатськими гравелітами, пісковиками, глинами з прошарками туфів (150 м), а вище згідно залягають глини та алевроліти з прошарками пісковиків (400 м).

У проблемі докрейдових утворень Криму його південна частина посідає особливе місце, оскільки тут тріас та юра, на відміну від решти території, відслонюються на денній поверхні й відносно добре вивчені. Їхні поховані аналоги можуть являти собою нафтогазопозуковий інтерес у межах Рівнинного Криму. Тому основна увага в роботі приділена таврійській серії Гірського Криму, насамперед літолого-петрографічним особливостям її відкладів.

Таким чином, таврійська серія тріас-юрських сланців широко розвинута в Криму, де становить куестоподібні гряди північної частини Гірського Криму, а також відслонюється вздовж Південного берега. Багатьма дослідниками відмічалася бітумінозність аргілітів серії, проте ніяких досліджень стосовно її можливої нафтогазоносності не проводилося.

Таврійська серія Криму вивчалася численними дослідниками, починаючи з 30-х рр. XIX ст. (Г. Козін, 1928; Дюбуа де Монперо, 1837; Гюйо, 1842; Г. Д. Романовський, 1867; А. Штукенберг, 1873; Е. Фавр, 1877; І. Ф. Льоваковський, 1881; В. Д. Соколов, 1884, 1895; К. К. Фохт, 1901, 1911; Н. Мількович, 1902; А. А. Борисяк, 1904, 1906, 1909; О. Г. Тумановська, 1917, 1935, 1937, 1951; А. С. Моїсєєв, 1926, 1932, 1935, 1937, 1939; С. Н. Михайловський і В. Ф. Пчелінець, 1932; М. В. Муратов, 1937, 1949; С. П. Попов, 1938; Г. І. Сократов, 1950, 1955, Л. Б. Васильєва, 1950, 1952; Н. В. Логвиненко, 1954; А. Д. Міклухо-Маклай і Г. С. Поршняков, 1955; Б. П. Бархатов, 1955; Д. П. Шапошников, 1959; Н. В. Логвіненко та ін., 1958, 1959, 1961; А. І. Шалімов, 1962, 1963 тощо).

2.2.2. Гірський Крим

Таврійська серія розвинена в Качинсько-Салгирській і Південній СФЗ Гірського Криму, де розповсюджена у вигляді переривчастої смуги субширотного простягання від району Балаклави на заході до району Коктебеля (Планерського) на сході (листи L-36-XXVII, L-36-XXXIV, L-36-XXIX, L-36-XXXV, L-36-XXX). Вона представлена флішоїдним переверстуванням пісковиків, алевролітів та аргілітів з конкреціями сидеритів, з окремими пачками пісковикового і аргілітового флішу потужністю до 1000 м [11, 12, 30, 31, 42, 47, 67, 94]. Загальна товщина світи не встановлена, оскільки відсутні розрізи, де вона розкрита на повну товщину; на думку дослідників, товщина світи перевищує 1000 м.

Таврійська серія Криму характеризується ритмічною будовою розрізу, нижня частина якого представлена флішовими утвореннями середньо-пізньотріасового віку (кримська світа), а верхня – глинисто-алевритовими відкладами нижньої юри з глибами кам'яновугільних, пермських, тріасових, нижньо-середньолейасових вапняків і пісковиків (ескіординська світа). Характерними є ритмічний характер будови світи, градаційна і конволютна шаруватість, присутність гієрогліфів, наявність брил вапняків і пісковиків.

Породи таврійської серії повсюдно надзвичайно складно дислоковані, утворюють круті, ізоклінальні, часто перекинуті складки, ускладнені розривними порушеннями (у вигляді зон зім'ятості, дроблення), насувами, скидами, зсувами і т. ін.

Світа достаньмо широко охарактеризована фауною карнійсько-норійського віку (її нижня частина) і лейасу (верхня частина), що, на думку переважної більшості дослідників, достатньо мірою обґрунтовують її тріас-юрській вік. Однак є й інший погляд. На основі знахідок нижньокрейдових амонітів у районі м. Сімферополь В. М. Рібаков вважає, що вік таврійської серії відповідає готерив-барему [119].

Таким чином, згідно із сучасним уявленням під таврійською серією розуміють складний комплекс тріас-юрських відкладів, нижня частина якого представлена флішовими утвореннями середньо-пізньотріасового віку (кримська світа), а верхня – глинисто-алевритовими відкладами нижньої юри з глибами кам'яновугільних, пермських, тріасових, нижньо-середньолейасових вапняків і пісковиків (ескіординська світа) [16, 19, 53].

Кримська світа (раніше – таврійська чи нижньотаврійська світа) характеризується значною потужністю і є одноманітним двокомпонентним теригенним флішем. Це ритмічне перешарування пісковиків, алевролітів і аргілітів з конкреціями сидеритів, лінзами і прошарками кварцитоподібних і кварцових пісковиків, дрібногалечникових конгломератів, товщами і пачками аргілітів з лінзами сидеритів. Світа ускладнена інтенсивною складчастістю, численними розривними порушеннями. Органічними залишками охарактеризована лише сама верхня частина розрізу. За уявленнями М. В. Логвіненка та ін. [53], у розрізі світи виділяються товщі (знизу):

- нормального та алевроліто-аргілітового флішу потужністю до 3000 м;
- нормального флішу, потужністю 300–400 м із шарами кварцитоподібних пісковиків (від 0,4–0,6 м до 1,5–2,0 м);
- нижня аргілітова потужністю 200–250 м, складена аргілітовим і алевро-аргілітовим флішем з прошарками карбонатних конкрецій;
- пісковикового флішу, або міжаргілітова потужністю 200–250 м, представлена ритмічним перешаруванням аргілітів, алевролітів і пісковиків (до 1,5–2,5 м), переважає пісковиковий фліш;
- верхня аргілітова потужністю 300–350 м, складена алевро-аргілітовим і аргілітовим флішоїдом з пластовими карбонатними конкреціями, рідкісними прошарками пісковиків (до 0,5 м); у нижній і середній частинах охарактеризована фауною карнійських галобій, зокрема *Holobia septentrionalis* Smith, *H. Superb* Moiss, *H. austriaca* Moiss, *H. cf. kineata* Munst, а у верхній – норійських двостулочок *Monotis caucasica* Witt, *M. salinaria* Bronn і головоногих *Arcestes intuslabiatus* Moiss, *Megaphyllites insectus* Moiss; характерна велика товщина аргілітів, майже повна відсутність пісковиків, у пачках із флішовою ритмічністю – переважання тонкого аргілітового та алевро-аргілітового флішу.

О. І. Шалімов [94] поділяє кримську (нижньотаврійську) світу на дві підсвіти:

- нижню – тонке флішове чергування пісковиків, алевролітів, аргілітів з лінзами і конкреціями глинистих сидеритів з карнійськими і норійськими *Holobia septentrionalis* Smith., *H. Austriaca* Mojs., *Monotis caucasica* (Witt.) var. *Taurica* Moiss., *Arcestes* aff. *Sturi* Mojs., а також брахіоподами середнього триасу: *Rhynchonella mentzeli* Buch., *Hirsutella hirsuta* Albert, *Mentzelia koeveskalliensis* (Suess), *Spiriferina* cf. *Balatonica* Bitt та ін. Останні, на думку М. В. Муратова [74], можуть бути приурочені до глиби більш давнього пісковика в юрському матриксі;
- верхню – флішове перешарування пісковиків, алевролітів і аргілітів з дещо більшою роллю пісковиків і алевролітів у складі ритмів, наявністю прошарків середньо- і крупнозернистих пісковиків; підсвіта охарактеризована фауною норійських пеліципод: *Monotis caucasica* Witt, *M. salinaria* (Schloth.) та ін.; місцями верхня частина підсвіти заміщується вулканічними породами – спілітами, порфіритами, їхніми туфами і туфопісковиками потужністю до 200–400 м [74].

Таким чином, стратиграфічний об'єм світи повністю не встановлений, співвідношення з підстеляючими породами не з'ясовані, взаємовідношення з перекривними породами також є предметом дискусій. Річ у тім, що більшість авторів вважає, що кримська світа незгідно перекривається ранньюрською ескіординською світою [30, 53], але існує думка, що вона згідно перекривається вулканогенними породами так званої петропавлівської світи, яка у свою чергу

перекрита ескіординською світою [49]. Інші автори вказують на невизначеність взаємовідношення кримської та ескіординської світ [20].

Шаруватість порід різних товщ підсвіти чітко ритмічна. Середня товщина ритмів становить 20–40, зрідка 70 см. При цьому переважають ритми, що складаються з дрібнозернистого пісковика, алевроліту, аргіліту (60–80 % товщини ритму становлять аргіліти). Часто зустрічаються алевроліт-аргілітові ритми. Ритми, що містять значну кількість середньо- та крупнозернистих пісковиків, фіксуються зрідка.

Верхньотріасові відклади таврійської серії за простяганням місцями повністю чи частково заміщуються вулканогенними утвореннями [16]. У районі сіл Петропавлівка – Лозове (8–10 км на південь від м. Сімферополь) вулканогенний комплекс складений перешаруванням порфіритів, сплітів, кератосплітів, туфів, туфітів, туфосланців. Товщина лавових покривів становить перші десятки метрів, пачок пірокластів і сланців – зазвичай перші метри. Серед вулканогенних порід залягають пластові інтрузії та дайки діорит-порфіритів і діабазів. З вулканічною діяльністю пов'язаний домішок туфогенного матеріалу в пісковиках нижньотаврійської світи [57].

Ескіординська світа (верхньотаврійська), на думку авторів Держгеолкарти-200, має двочленну будову [30]. Нижня підсвіта складена флішем, подібним до підстеляючої кримської світи з горизонтами аргілітів, лінзами вапняків із залишками ранньоюрської фауни: *Schlotheimia angulata* (Schl.) (пізній гетанг), *Arietites bucklandi* (Sow.) (ранній синемюр), *Angulaticeras dumortieri* Fuc., An. *Rumpens* (Opp.) (пізній синемюр), *Phylloceras frondosum* Reyn. (ранній плінсбах), *Grammoceras renenudum* Mon. (пізній плінсбах). Верхня підсвіта представлена кварцитоподібними та аркозовими пісковиками, поліміктовими конгломератами із шарами аргілітів та алевролітів, лінзами вапняків з ранньотоарським комплексом фауни: *Lima punctata* (Sow.), *Mytiloides dubius* (Sow.), *Dactylioceras tenuicostatum* J et B., *Coeloceras crassum* Phill [10, 17, 30, 53, 74, 123].

Незрозумілим є відсутність у матеріалах Держгеолкарти-200 будь-якої згадки про найхарактернішу рису геологічної будови світи, а саме про наявність глиб кам'яновугільних, пермських, тріасових, нижньо-середньолейасових і навіть тоарських (верхи лейасу) вапняків і пісковиків, що відмічалось багатьма дослідниками (К. К. Фохт, О. С. Моїсєєв, О. Г. Туманська, Г. І. Сократов, А. Д. Міклухо-Маклай, М. В. Муратов, О. Л. Ейнор, М. В. Вдовенко та ін.). Такі глиби описано в басейні р. Салгір у районі Сімферопольського водосховища, у басейні річок Альми і Бодрака, у районі с. Трудолюбівка, у басейні р. Марти (Вугільна балка), у районі м. Ялта [53, 74]. Як правило, вони приурочені до базальних горизонтів світи, хоч і зустрічаються в середніх і верхніх частинах розрізу.

На думку М. В. Муратова [74], верхньотаврійська світа літологічно подібна до нижньотаврійської (за номенклатурою цитованого автора) і представлена таким самим ритмічним чергуванням аргілітів, алевролітів і пісковиків, охарактеризованих нижньоюрською фауною. Найбільш повний розріз підсвіти в долині р. Альми представлений (знизу) [74]:

- попільно-сірими аргілітами з рідкісними прошарками пісковиків і конкреціями глинистих сидеритів, які згідно перекривають флішову товщу з пеліциподами верхнього триасу 50 м;
- щільними середньозернистими кварцовими пісковиками з прошарками сірих глинистих порід 150–200 м;
- товщею темно-сірих аргілітів з прошарками пісковиків з верхньотоарськими амонітами *Grammoceras subquadratum* Buckm., *G. Saemanni* Dum., *G. Cf. Thuarsense* Orb. і середньоюрским белемнітом *Megateuthis* sp. до 400 м;
- туфопісковиками з викопними рештками верхнього байосу, покривами порфіритів.

Подібний розріз описаний і в долині р. Бодрак (знизу) [74]:

- глинисті породи з нижньолейасовими амонітами *Schltheimia angulata* (верхня частина гетанського ярусу) і *Sc. Charmassei* d'Orb. (нижня частина синемюрського ярусу) (визначення Г. Я. Кримгольця), а також синемюр-лотаринзькі *Angulaticeras dumortieri* Fucini, An. Cf. *gumpeus* (Opp) та ін. (визначення В. П. Казакової);
- товща піщанистих аргілітів і сірих алевролітів з лінзами конгломератів, пісковиків, вапняків з фауною амонітів (*Aristiceras* sp., *Phylloceras* ex gr. *Tenuicostatum* Menehm., *Oxinoticeras* sp.) і брахіопод (*Spiriferina obtusa* Opp., *Rhynchonella laevigata* Ouin., *Terebratula punetata* Sow., *Waldhemia mutabilis* та ін.) середнього лейасу, глибами середньокам'яновугільних, пермських, верхньотриасових вапняків (на простяганні горизонту в басейні р. Кача, Альма) 200–300 м;
- фліш, в якому в басейні р. Кача знайдено середньолейасовий белемніт *Nannobelus pavloviensis* Men. Et Erl., а в районі с. Прохладне – середньо- і верхньолейасові амоніти родів *Aegoceras*, *Liparoceras*, *Dactylioceras*.

Нижньолейасові відклади відомі в районі м. Ялта, Лівадія, де серед темних глинистих порід залягають пласти і лінзи чорних пісковиків і конгломератів із залишками синемюрських амонітів *Arnioceras mendax* Fucini var. *Taurica* Mois., *Coroniceras* ex. Gr. *Buck landi* Sow. В Ялті описані глиби чорних вапняків з амонітами *Rhacophyllites planispira* Reynes., *Rhyloceras* aff. *frondosum* Reynes., *Grammoceras penenudum* Monest., а також брахіоподами середнього лейасу [74].

На основі наведених у геологічній літературі описів ескіординської світи можна зробити припущення про олістостромовий характер її відкладів. Як вважає І. В. Соловійов [1987], ця олістостромова товща має вік від середнього триасу до аалену і є віковим аналогом флішової формації таврійської серії, чи кримської світи.

Таким чином, верхня частина розрізу таврійської серії відрізняється загалом складнішою літологічною будовою та більшим розвитком кластогенних утворень. У цій світі переважають більш потужні ритми: 50–80 см, часом до 1,5–1,7 м. У складі ритмів домінують шари дрібно-середньозернистих пісковиків товщиною 0,4–1,5 м. У підшві ритмів часто фіксуються крупнозернисті пісковики та брекчії [16]. Пісковики, на відміну від верхньотаврійської світи, містять значну кількість уламків рослинного детриту.

Світа складається з декількох товщ [53, 58]. Нижня складена сірими аргілітами з прошарками пісковиків і конкреціями глинистих сидеритів. Вище залягає товща (150–200 м) середньозернистих кварцових пісковиків з прошарками глинистих порід. Ці нашарування вгору по розрізу змінюються пачкою (до

400 м) темно-сірих аргілітів з прошарками пісковиків. Вище залягає товща піскуватих алевролітів та аргілітів з лінзами конгломератів і пісковиків, яка вище переходить у типовий фліш. У верхній частині світи залягає товща (до 250 м) чергування глинистих порід і пісковиків з прошарками гравелітів, вище останні починають домінувати, фіксуються брили тріасових вапняків. Ця товща відома під назвою ескіординської світи. У палеогеографічному аспекті ці утворення розглядаються як прибережні фації, утворення яких пов'язано з руйнуванням ранньотріасового біогерму [16]

Петропавлівська (вулканогенна) світа як самостійний стратиграфічний підрозділ уперше виділена І. Ф. Пустоваловим (1959) і О. І. Шалімовим (1960), назва запропонована В. С. Заїка-Новацьким та ін. (1962), іншими розглядається як нестратифіковані магматичні утворення [53].

Вона представлена переверстуванням потоків (від 1–2 до 10–15 м) кератофірів, спілітів, мікродіабазів з пачками туфів, туфітів туфогенних пісковиків, алевролітів, окремих пачок вапнякових брил і аргілітів. У нижній частині розрізу залягає потужне пластове тіло альбітизованих діабазів, у верхній – декілька пластових інтрузій потужністю до 10 м. Загальна товщина світи – 200–350 м. На думку В. І. Лебединського і Н. М. Макарова [1962], вулканогенна товща згідно перекриває кримську (таврійську) світу і перекривається ескіординською світою з базальним горизонтом вапнякових глиб у пісковиках, гравелітах і аргілітах. Такої ж думки дотримувалися інші дослідники [1, 16, 41].

Інші дослідники вважають, що вулканіти петропавлівської світи перекривають ескіординську світу [40, 76].

В. С. Заїка-Новацький та ін. [20] підкреслюють, що в основі петропавлівської світи залягає базальна пачка вапнякових брил потужністю 20 м, яка незгідно перекриває аргіліти ескіординської світи. На думку означених авторів, ця пачка за походженням є конгломератом, який складається з гальок вапняків, кварцу та інших порід і мінералів, зцементованих строкато-забарвленою глинисто-піщаною масою. Брили вапняків охарактеризовані фауною верхнього тріасу і середнього лейасу.

Неоднозначно трактується і вік петропавлівської світи: пізній тріас [16], рання юра [49], аален [76], байос [40].

На думку І. В. Соловйова [79], шари осадово-вулканогенних порід, які вміщують пізньотріасові комплекси фауни, є невід'ємними складовими вулканогенного розрізу петропавлівської світи. Зокрема, у Петропавлівському кар'єрі в 10-метровій пачці пелітових туфів знайдені норійські *Monotis salinaria salinaria* Schloth; у розрізі яру Ошибка в 4-метровій пачці переверстування туфітів, туфопісковиків і аргілітів визначені пізньотріасові *Halobia bittneri* Moiss., *H. bucovinensis* Kittl., *H. celtica* Moiss., *H. Septentrionalis* Smith, *Arcestes intuslabiatus* Moiss., *Daonella lommeli* Wissm., *Parallelodon subnavicellus* Hayami [79].

Таким чином, стратиграфічний об'єм таврійської серії та її взаємовідношення з підстеляючими відкладами не встановлені, питання внутрішньої будови, особливостей стратифікації, геологічної природи і походження залишаються дискусійними. Недостатньо обґрунтований і вік серії.

Характер залягання і взаємовідношення між породами таврійської серії дозволяють припускати, що всі її складові являють єдиний структурно-формаційний комплекс мезозойської акреційної призьми з широким розвитком олістостромових явищ і фрагментами вулканічної острівної дуги. У цьому разі суперечки щодо взаємовідношення складових серії втрачають сенс, оскільки останні можуть бути не стратиграфічними, а фаціально-палеогеографічними підрозділами комплексу.

Породи таврійської серії повсюдно надзвичайно складнодислоковані, утворюють круті, ізоклінальні, часто перекинуті складки, ускладнені розривними порушеннями у вигляді зон зім'ятості, дроблення, насувами, скидами, зсувами і т. ін.

Таврійська серія незгідно перекрита середньоюрською бітакською світою конгломератів, в уламках яких разом з кристалічними сланцями, пісковиками, вапняками часто зустрічаються спіліти, діабази, діабазові порфірити, аналогічні породам петропавлівської світи.

За петрографічними особливостями у відкладах *нижньотаврійської світи* виділяється два типи пісковиків, які залягають у подошві ритмів, алевроліти, аргіліти [6].

Пісковики середньозернисті мезоміктові. Структура порід різнозерниста: домінує (64–79 %) фракція 0,25–0,5 мм, вміст більших (0,5–2,0 мм) уламків варіює від 12 до 28 %. Основну частину кластичного матеріалу становлять кутасті зерна кварцу (39–67 %), вміст уламків кварцитів і вивержених порід місцями досягає 14 %, лейст мусковіту – 12 %, зерен плагіоклазів – 14 %. У породах відмічається доломіт, вміст якого змінюється від поодиноких зерен до 12–14 %. У важкій фракції абсолютно домінує ільменіт. Цемент порід порового типу кварцовий та кварц-гідрослюдистий.

Пісковики дрібнозернисті мезо-олігоміктові. Структура порід середньодрібнозерниста: домінує (до 80 %) фракція 0,1–0,25 мм. Основна маса складена кутастими зернами кварцу (83–86 %), спостерігаються уламки кременистих порід (до 15 %), зерна польових шпатів (до 6 %). Польові шпати представлені двома типами плагіоклазів: значно серицитизовані таблитчастої форми та альбітизовані видовжені зерна, частина плагіоклазів заміщена тонкоагрегатним кварцом [37]. У важкій фракції переважає ільменіт, у вигляді домішки спостерігаються рутил, турмалін, лімоніт. Цемент порід кварц-гідрослюдистий або кварцово-хлоритовий плівково-порового типу. У породах часто спостерігаються фрагменти голкошкірих, криноїдей, брахіопод, моховаток, губок.

Алевроліти мезо-олігоміктові. Структура порід алевритова: домінує фракція 0,01–0,1 мм (97 %). Кластичний матеріал складений головним чином зернами кварцу (77–90 %), домішка уламків кременистих порід зрідка досягає 22 %, вміст зруйнованих зерен плагіоклазів не перевищує 2 %. Цемент переважно кварцовий дрібнокристалічний базального або порово-базального типу (20–25 %).

Аргіліти переважно пелітової структури, складені в основному гідрослюдою з домішкою хлориту та монтморилоніту. В аргілітах та алевролітах верхніх елементів ритмів фіксуються конкреції та конкреційні прошарки товщиною 1–15 см. Конкреції еліпсоподібної округлої форми розвинуті ланцюжками. Конкреційні

прошарки простягаються на декілька метрів рідше – декілька десятків метрів і характеризуються мінливою товщиною. Мікрозерниста або пелітоморфна речовина конкреційних утворень складена карбонатними мінералами ряду магнезит–сидерит, термічним аналізом діагностовано сидероплезит, рідше пістомезит [37]. У породах часто зустрічаються тонкі жилки кварцу, каолініту, рідше кальциту.

У складі *верхньотаврійської світи* переважають аргіліти (пласти 50 см і більше), товщина прошарків пісковиків не перевищує 3–10 см, рідко 20 см.

Аргіліти темно-сірі, майже чорні. Вони тонкошаруваті, містять лейсти мусковіту і конкреції сферосидериту до 10–15 см у діаметрі. Алевроліти сірі слюдянисті залягають серед аргілітів у вигляді прошарків товщиною до 10 мм. Пісковики сірі, темно-сірі, іноді буруваті, щільні, частіше дрібнозернисті. Близьче до межі з ескіординською світою пісковики стають світлішими і серед них з'являються середньо-, різно- та грубозернисті різновиди.

Грубозернисті мезоміктові пісковики. Структура порід грубозерниста: домінує фракція 0,5–2,0 мм (до 98 %). Кластичний матеріал складений кутастими зернами кварцу (27–81 %), уламками кварцитів і глинистих сланців (4–18 %), вміст значно серицитизованих плагіоклазів не перевищує 5 %. З важких мінералів домінує ільменіт. Цемент кварцовий дрібнокристалічний, рідше карбонатний (доломітовий). Тип цементації базальний та порово-базальний. У породах зустрічаються фрагменти моховаток і криноїдей.

Середньозернисті олігоміктові пісковики. Структура порід середньозерниста: переважає фракція 0,25–0,5 мм (81 %). Кластичний матеріал складений головним чином кутастими зернами кварцу (87–90 %), незначною (до 6 %) домішкою кутастих уламків кременистих порід, глинисто-серицитових сланців, діабазів, зернами (до 3 %) польових шпатів (значно серицитизованих плагіоклазів, рідше мікрокліну). Цемент базальний кременисто-глинисто-серицитовий.

Дрібнозернисті мезоміктові пісковики. Структура порід дрібнозерниста: вміст фракції 0,1–0,25 мм становить близько 90 %. Кластичний матеріал складений кутастими часто тріщинуватими зернами кварцу (67–86 %), кутастими уламками кварцитів (до 33 %), інколи плагіоклазів (до 1 %). Серед мінералів важкої фракції домінує ільменіт, у відчутних кількостях відмічені лімоніт, турмалін і рутил. Цемент кварцовий дрібнокристалічний, тип цементації базальний.

Алевроліти олігоміктові. Структура порід псамоалевритова: вміст фракції 0,01–0,1 мм становить 47–96 %; 0,1–0,25 мм – до 23 %, 0,25–0,5 мм – до 26 %. Кластичний матеріал представлений в основному кутастими зернами кварцу (48–96 %), вміст уламків кременистих порід становить 2,5–51 %. У складі мінералів важкої фракції переважають ільменіт і лімоніт. Цемент кварцовий дрібнокристалічний рідше карбонатний. Тип цементації базальний та порово-базальний.

У складі *ескіординської світи* домінують кластогенні породи, серед яких виділено декілька типів [6].

Грубозернисті мезоміктові пісковики. Структура порід різнозерниста: домінує фракція 0,5–2,0 мм (60–70 %), вміст фракції 0,25–0,5 мм досягає 22 %, фракції 0,1–0,25 мм – 30 %. Кластичний матеріал представлений в основному сильнотріщинуватими кутастими зернами кварцу (70–87 %); вміст уламків порід (кварцити, кременисті сланці, пісковики) становить 13–30 %; плагіоклазів –

не перевищує 2 %. У складі мінералів важкої фракції домінує ільменіт, у незначних кількостях фіксуються турмалін та апатит. Цемент кварцовий – плівково-порового типу.

Дрібно-середньозернисті алевритисті мезо-олігоміктові пісковики. Структура порід дрібно-середньопсамітова, алевритова (вміст фракції 0,1–0,25 мм становить 58–60 %, фракції 0,01–0,1 – до 40 %). Кластичний матеріал складений кутастими зернами кварцу (67–93 %) та кутастими уламками кварцитів, кременистих і серицитових сланців (7–33 %), спостерігається незначна домішка серицитизованих плагіоклазів. У складі важкої фракції домінують ільменіт і лімоніт, спостерігаються турмалін і рутил. Цемент порід порово-плівковий, кварцово-глинистий, місцями пігментований лімонітом.

Дрібнозернисті алевритові олігоміктові пісковики. Структура порід алевритова, дрібнопсамітова: вміст фракції 0,1–0,25 мм становить 50–55 %, фракції 0,01–0,1 – 40–45 %. Кластичний матеріал складений в основному кутастими зернами кварцу (63–94 %), кутастими уламками кременистих порід, поодинокими зернами значно серицитизованих плагіоклазів.

Алевроліти піскуваті олігоміктові, із псамоалевритовою структурою: домінує (60–99 %) фракція 0,01–0,1 мм, сумарний вміст дрібно- та середньопсамітових фракцій досягає 35–40 %. Кластичний матеріал складений кутастими зернами кварцу (60–96 %), уламками кременистих порід, кременисто-серицитових і глинистих сланців, альбітофірів. У важкій фракції домінують ільменіт, лімоніт, турмалін, рутил. Цемент кварцовий дрібнокристалічний, кварц-серицитовий, кварц-хлоритовий, рідко карбонатний (базальний, поровий, плівковий).

Глинисті мінерали порід таврійської серії. Незважаючи на значну кількість робіт описового характеру, безпосередньо речовинному складу порід таврійської серії достатньої уваги не приділялося за винятком праць [44, 48]. Згідно із [44] основна маса як глинистих порід, так і тонкодисперсної частини цементу кластолітів складена мінералами групи гідрослюд. За даними рентгеноструктурного аналізу це діоктаедрична малозалізіста гідрослюда з незначною домішкою хлориту і монтморилоніту. У роботі [48] вперше детально досліджено асоціації глинистих мінералів для окремих літолого-стратиграфічних одиниць верхньотріас-нижньоюрських відкладів.

Альмінська товща характеризується перешаруванням алевроліто-пісковиків з аргілітами з відчутним переважанням перших. Їхня пелітова фракція представлена хлорит-гідрослюдистою асоціацією з домішкою змішаношаруватих утворень. Гідрослюда представлена політипом 1M, її кількість варіює від 48 до 62 %. Хлорит (12–45 %) представлений магній-залізистим типом (рипідоліт). Змішаношаруваті мінерали (слюда/сметит = 0,8/0,2) становлять 3–10 %. Вміст фаз типу хлорит-сметит не перевищує 6 %.

Патільська флішова товща відрізняється домінуючим розвитком аргілітів. В асоціації глинистих мінералів переважає (43–69 %) залізистий хлорит типу шамозиту. Діоктаедрична гідрослюда міститься в кількості 20–39 %. Змішаношаруваті фази представлені виключно типом гідрослюда/монтморилоніт (0,75/0,25), їхній вміст становить 4–18 %. В асоціації зафіксовано каолініт (7–15 %).

Ченкська товща складена головним чином сіро-зеленими пісковиками. Глинисті мінерали утворюють змішаношарувато-гідрослюдисту асоціацію, в якій переважає діоктаедрична гідрослюда (43–75 %). При цьому її вміст зростає в більш крупнозернистих різновидах пісковиків. Змішаношарувата фаза представлена як утвореннями типу слюда–сметит, так і хлорит–сметит і хлорит–вермикуліт. Утворення слюда–сметит (до 26 %) характеризуються підвищеним вмістом сметитових пакетів (0,5/0,5). Кількість мінеральних фаз хлорит–сметит і хлорит–вермикуліт досягає 20 %, для них також характерне співвідношення пакетів 0,5/0,5. Хлорит спостерігається лише в нижній частині товщі (вміст до 10–15 %). Вермикуліт присутній лише в окремих зразках, де його вміст може досягати 24 %.

Мендерська товща представлена глинистими породами з малопотужними прошарками переважно кварцових пісковиків і численними брилами порід різного віку. Аргіліти складені полімінеральною асоціацією з переважанням сильноїгидратованої гідрослюди (45–72 %). Фіксується значна кількість (12–60 %) залізисто-магнезійного хлориту типу рипідоліту та шериданіту. Змішаношаруваті утворення представлені широким набором фаз як слюда-сметитового (7–23 %), так і хлорит-сметитового і хлорит-вермикулітового (6–10 %) складу з довільним співвідношенням пакетів. В окремих зразках виявлено каолініт (0–25 %), що представлений як тонко-, так і крупнодисперсними агрегатами.

Кічицька товща представлена флішоїдним перешаруванням зеленувато-сірих граувакових пісковиків та алевритистих аргілітів, характеризується змішаношарувато-гідрослюдистою асоціацією з домішкою хлориту (подібно до ченкської товщі). Вміст сильно деградованої діоктаедричної гідрослюди – 69–74 %, змішаношарувата фаза становить 11–14 % і представлена всіма трьома типами, але на відміну від ченкської товщі ступінь їхньої впорядкованості є гіршою. Вміст залізисто-магнезійного хлориту – 7–12 %.

Джидаїрська товща представлена перешаруванням алевритистих глин і косошаруватих кварц-польовошпатових пісковиків. Полімінеральна глиниста асоціація є дещо подібною до "мендерської". В її складі переважає (10–78 %) діоктаедрична гідрослюда. Змішаношаруваті утворення (8–49 %) – переважно слюдяно-сметитового типу з високим (75–85 %) вмістом слюдистих пакетів. Хлорит-сметитова фаза становить 0–30 %. Магнезійно-залізисті хлорити присутні в кількості 3–28 %, а тонкодисперсний каолініт – 0–37 %.

2.2.3. Рівнинний Крим

У межах Рівнинного Криму тріас-нижньоярські утворення поширені окремими смугами, виповнюють конседиментаційні депресії та грабеноподібні западини і залягають на інтенсивно дислокованих і метаморфізованих відкладах палеозою [66]. Такі утворення локалізовані в Каркінітсько-Північнокримському прогині, Калинівсько-Гвардійському та Донузлавсько-Войківському грабенах, а також в Альмінській та Індольській депресіях (рис. 25).

У Калинівсько-Гвардійському грабені св. Євпаторійська-8 розкрита потужна товща світло-сірих і рожевих мармуризованих вапняків, доломітів і спон-

голітів, яка за оцінками різних дослідників належить до верхнього тріасу або до нижньої юри [66]. Цим же віком датується і теригенна товща, розкрита св. Гвардійська-6 (інт. 716–759 м), а також рожево-сірі масивні окварцьовані пісковики потужністю близько 600 м (Криловська площа).

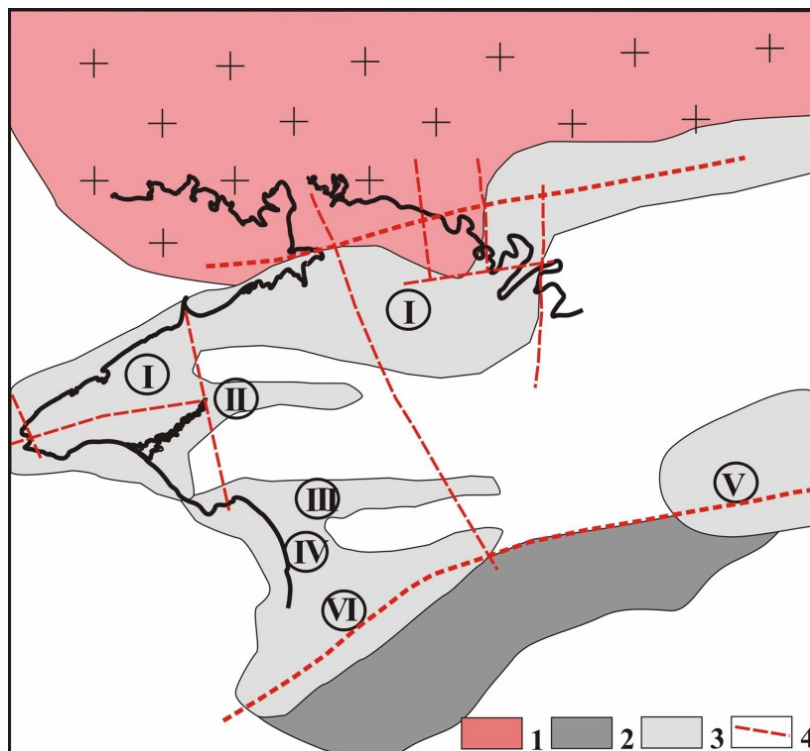


Рис. 25. Схема поширення тріас-юрських відкладів Рівнинного Криму [66]:

1 – докембрійська Східноєвропейська платформа; 2 – складчаста споруда Гірського Криму;
3 – тріас-юрські відклади; 4 – розломи.

Цифрами позначено: I – Каркінітсько-Північнокримський прогин;

II – Донузлавсько-Войківський грабеноподібний прогин;

III – Калинівсько-Гвардійський грабеноподібний прогин; IV – Альмінська западина;

V – Індольська западина; VI – Бітакський прогин

Аналогічні утворення поширені й у межах Донузлавсько-Войківського прогину: св. Новоселівська-1 (інт. 1382–1720 м), Баранівська-2 (інт. 1962–2145 м), Бакальська-17 (інт. 4256–4450 м). Тут у розрізах переважають аргіліти. При цьому характерна їхня дещо підвищена карбонатність. Так, у св. Баранівська-2 домінують вапнисті аргіліти, а у св. Новоселівська-1 певну роль відіграють вапняки. Нечисленні прошарки світло-сірих пісковиків у св. Бакальська-17 характеризуються поліміктовим складом (кварц, польові шпати, слюди, уламки кременистих порід) та кременисто-глинистим цементом плівково-порового типу. Усі три згадані свердловини пройшли дайкові тіла – сірі діабазы, порфірити та їхні туфи.

Умовно до тріас-юрського віку відносять теригенну товщу (товщина понад 1500 м), що розкрита св. Миколаївська-1 в Альмінській депресії. Цей комплекс представлений тонким перешаруванням аргілітів, алевролітів, пісковиків.

Відносно невеликий фрагмент розрізу тріас-юрських утворень розкритий св. Тетянівська-1. Його верхня частина (інт. 4719–4760 м) складена світло-сірими пісковиками з прошарками чорних аргілітів. Пісковики середньозернисті поліміктові (кварц, польові шпати, літоїдні уламки) з контактним, рідше по-

ровим карбонатним цементом. Чорні алевритисті аргіліти складені гідрослюдою $2M_1$ – 40 %, залістим хлоритом – 6 %, кварцом – 30 %, плагіоклазами 8–9 %, сидеритом – 10 %, піритом – 5 % [112].

Частина розрізу, що залягає нижче (інт. 4760–4831 м), представлена чорними алевритистими і алевритовими вапнистими аргілітами з тонкими прошарками світло-сірих пісковиків. Мінеральний склад аргіліту (4823–4831 м) за даними рентгенівської дифрактометрії такий: гідрослюда $2M_1$ – 25 %, каолінит недосконалої структури – 5 %, залістий хлорит – 5 %, кварц – 30 %, польові шпати – 15 %, карбонати (кальцит, доломіт) – 20 %.

Відклади тріасу-юри, розкриті св. Бакальська-15 (інт. 4444–4493 м), представлені тонким чергуванням мікропрошарків сірого пісковика та чорного аргіліту [112]. Пісковики дрібнозернисті, алевритові, поліміктові (кварц, польові шпати, уламки кременистих порід). Цемент переважно контактовий, залістоглинисто-карбонатний. Мінеральний склад аргіліту (інт. 4447–4451 м) такий: гідрослюда $2M_1+1M$ – 40 %, каолінит недосконалої структури – 18 %, залістий хлорит – 5 %, кварц – 15 %, доломіт – 15 %, сидерит – 7 %.

Своєрідний розріз розкритий св. Тетянівська-3. Під буро-сірими породами (крупнозернисті гравелісти пісковики, темно-сірі вапнисті аргіліти) нижньої крейди розвинута товща кластичних порід [112]. Це строкаті (сірі, зеленкуваті, бурі, фіолетові) гравеліти, крупнозернисті, гравелісти, олігоміктові пісковики з карбонатним, кременисто-глинистим базально-поровим цементом; алевритові й піщані окременілі, озалізнені аргіліти. Забарвлення порід плямувате або пошарове. У верхній частині товщі (інт. 4614–4760 м) домінують гравеліти, у нижній (4760–4856 м) – пісковики.

Група свердловин (Іллінська-1, Крестьянівська-1, Баранівська-1, Красноярська-1) розкрила доволі представницькі розрізи вивержених або ефузивних порід та їхніх туфів. Зокрема, св. Іллінська-1 під товщею сірих пісковиків та аргілітів нижньої крейди пройшла незначну пачку червоно-коричневих алевролітів і увійшла в рожево-сірі гранодіорит-апліти. Св. Баранівська-1 під крупнозернистими пісковиками і гравелітами нижньої крейди увійшла у світло-сірі аркозові пісковики, а нижче розкрила рожево-сірі гранодіорит-порфіри, а потім – зеленувато-сірі хлоритизовані карбонатизовані діабазы.

Розріз св. Крестьянівська-1 дещо інший: під сірими нижньокрейдовими теригенними породами пройдені зеленувато-сірі діабазы, а під ними – сірі порфіритові біотитові дацити. Св. Красноярська-1 нижче вапнистих сірих аргілітів нижньої крейди увійшла до невеликої пачки строкатих алевролітів з прошарками сірих пісковиків, а потім – до потужної товщі строкатих (червоно-коричневих і зеленувато-сірих) пірокластичних та пірокластично-осадових порід – туфітів, туфогравелітів, туфоалевролітів, туфоаргілітів. Мінеральний склад плямистого туфоаргіліту з глибини 2554–2560 м такий: гідрослюда – 60 %, каолінит недосконалої структури – 15–20 %, шамозит – 5 %.

Найбільш повний розріз тріасового віку розкритий св. Електророзвідувальна-1. У низах розрізу залягають чорні вуглисті сланці, які чергуються з пісковиками, вище – піскуваті сланці, а ще вище – теригенний фліш. Пізньотріасовий вік відкладів визначений методами ізотопної геохронології [77].

Згідно з рентгеноструктурними дослідженнями гідролюд [112] описані породи тріас-юрського віку перебувають на стадії середнього і глибинного катагенезу з виключенням туфоаргіліту (св. Красноярська-1), який належить до стадії початкового катагенезу.

Утім, незважаючи на це, фільтраційно-ємнісні властивості порід тріасу-нижньої юри є доволі низькими [112]. Так, відкрита пористість (св. Тетянівська-1) варіює від 2,04 % (інт. 4736–4743 м) до 2,67 % (інт. 4611–4614 м), у св. Тетянівська-3 (інт. 4646–4650 м) становить 2,12 %. Проникність порід рідко перевищує 0,01 мД (лише у св. Тетянівська-1, на інт. 4730–4736 м сягає 0,045 мД). Такі низькі фізичні параметри пояснюються карбонатизацією порід у катагенезі: утворення порово-базального карбонатного цементу. У зв'язку зі слабкою розбуреністю цього комплексу масштаби вторинних змін порід і закономірності їхнього просторово-вікового розвитку оцінити сьогодні неможливо. На думку авторів [112], рівень змінності цих утворень значно варіює залежно від локальних умов (ступінь дислокованості, інтенсивність магматичних проявів, глибини залягання та ін.). У зв'язку з цим прогнозується, що в межах Тетянівської зони, особливо в її північній частині, у тріас-юрському розрізі можуть бути розвинені колектори із задовільними фільтраційно-ємнісними параметрами.

Флюїдоупорами в розрізі цього комплексу можуть служити глинисті породи. Щоправда, як зазначається в [112], аргіліти майже завжди містять значну домішку кластичного матеріалу (алевритисті чи піскуваті аргіліти). Основний глинистий мінерал порід – гідролюда політипу 2M₁; присутні також шамозит, каолініт недосконалої структури. Ступінь метаморфізму слюд за даними рентгендіфрактометричного аналізу неорієнтованих препаратів відповідає глибинному катагенезу – метагенезу. Однак орієнтовані препарати дають градації лише початкового катагенезу, що пояснюється домінуючим впливом у першому випадку уламкових слюд високого ступеня окристалізованості, а в другому – аутигенних ілітів. Усе зазначене свідчить, що глинисті породи являють собою загалом флюїдоупори низької якості.

У докрейдових відкладах, які відносять до тріас-нижньоюрського віку, на Октябрській площі відкрито поклад нафти [118]. Породи представлені сланцями метаморфізованими, пісковиками, алевролітами, які загалом характеризуються низькою проникністю (до 0,01 мД), відкрита пористість становить 1,2–6,3 %. Колекторські властивості обумовлені в основному розвитком тріщин. Нафтоносними колекторами є порово-тріщинуваті та тріщинуваті середньозернисті пісковики (відкрита пористість – 12 %; проникність – 47,8 мД). Запаси становлять за категорією С₁ – 115 тис. т; С₂ – 137 тис. т.

Про непогані колекторські властивості порід свідчать слабкі припливи води у св. Західнооктябрська-29, Сакі-1, 2.

2.2.4. Північно-західний шельф Чорного моря

Відклади таврійської серії розкриті на Одеській площі св. № 2 на глибині 3072 м. В інт. 3077–3083 м описані аргіліти сургучного кольору, брекчійовані з

численними дзеркалами ковзання. Глиниста речовина основної маси просякнута червоно-бурими гідроксидами заліза, містить алевритову домішку зерен кварцу (2–4 %), луски мусковіту. Спостерігаються тріщинки, виповнені дрібнозернистим кальцитом. Вміст $C_{орг.}$ становить 0,1 %.

В інт. 3193–3200 м розвинені бурі алевроліти з численними міліметровими прожилками кальциту (під кутом 80–90°). Нижня частина інтервалу представлена аргілітом. Алевроліт олігоміктовий з полімінеральним цементом контактово-порового типу. Кластичний матеріал представлений кутастими, часом кородованими зернами кварцу (85 %), уламками кременистих порід (10 %), польовими шпатами (5 %). Цемент неоднорідний за складом: кременисто-глинистий, глинисто-карбонатний, місцями карбонатний або кварцовий, сильно пігментований гідроксидами заліза.

На площі Іллічівська (св. № 2) в інт. 2528–2530 м описано пісковик середньо-дрібнозернистий олігоміктовий з кальцитовим цементом. Структура псамітова різнозерниста. Текстура шарувата, що обумовлено характером розподілу бурої органічної речовини. Уламковий матеріал розміром 0,1–0,4 мм складений на 80 % кутастими часто кородованими зернами кварцу, на 20 % уламками слюдисто-кварцових сланців, мусковітом, хлоритом. Цемент (25 %) представлений дрібно-кристалічним кальцитом, тип цементациї – порово-базальний. У породі відмічені уламки черепашок форамініфер. У породі розвинута серія прожилків кальциту.

У св. Десантна-1 (інт. 2693–2695 м) описано туфіт літокристалокластичний. Структура породи літокристалокластична (алевро-псамітова), текстура масивна. Уламковий матеріал, що становить 65–70 % породи, розподілений рівномірно, відсортований погано, розміром від 0,04 до 0,8 мм. Представлений кутастими табличками плагіоклазу з полісинтетичними двійниками, кутастими зернами кварцу, уламками ефузивних порід (андезитів), поодинокими уламками кварцитів і видовженими лейстами біотиту. Із вторинних процесів, якими охоплена порода, слід відмітити цеолітизацію, пелітизацію та альбітизацію плагіоклазів і хлоритизацію слюд. Цемент кременисто-гідрослюдистий, інколи відмічається дрібна вкрапленість піриту, а також вуглефіковані рештки рослин.

2.2.5. Перспективи нафтогазоносності таврійської серії

Для розрізів таврійської серії є характерним чергування пісковиків, алевролітів та аргілітів, що певною мірою нагадує будову розрізів нафтоносної формації Баккен. Нами вивчено розрізи таврійської серії в басейні р. Мангуш (Трудолюбівський полігон), де серія представлена ритмічним чергуванням аргілітів, алевролітів і пісковиків (рис. 26, 27), звідки відібрані проби (табл. 3).

За результатами опису шліфів породи представлені:

- алевролітами (183 МН) з алевритовою та алевропелітовою структурою, тонкошаруватою текстурою, складеними уламками (50–80 %) кварцу (до 60–70 %), польових шпатів (15–20 %), слюди (до 10 %), глауконіту (1–2 %), буруватих округлих карбонатно-фосфатних утворень, уламками крипнокристалічних кременевих порід (1–2 %), каолініту, аргілітів, рослинного детриту в гідрослюдисто-каолінітовому цементі;

- мергелями (181 МН) з пелітовою структурою, мікролінзоподібно-шаруватою текстурою, складеними однорідним гідрослюдисто-карбонатним матеріалом з реліктами дрібних форамініфер, поодинокими уламками глауконіту і кварцу.

За результатами опису аншліфів (181 МН, 182 МН) породи представлені алевролітами до аргілітів з пелітовою до алевролітової структурою, шаруватою текстурою, складені вони уламками кварцу, тип мацерал – вітриніт, детриніт, колодетриніт, вітродетриніт, спостерігаються псевдоморфози гематиту і гетиту по піриту та органічних рештках (рис. 28–32).



Рис. 26. Особливості будови таврійської серії на р. Мангуш [116]



Рис. 27. Будова таврійської серії на р. Мангуш [116]

Таблиця 3. Список проб, відібраних з таврійської серії Гірського Криму

Місце відбору	№ проби	Ярус	Порода
Мангуш (полігон у Трудолюбівці)	181 МН	T ₃ -J ₁	Алевроліт (тонкий пісковик)
	182 МН	T ₃ -J ₁	—
	183 МН	T ₃ -J ₁	—
	184 МН	T ₃ -J ₁	—
	185 МН	T ₃ -J ₁	Аргіліт



Рис. 28. Аншліф 182 МН: детриніт

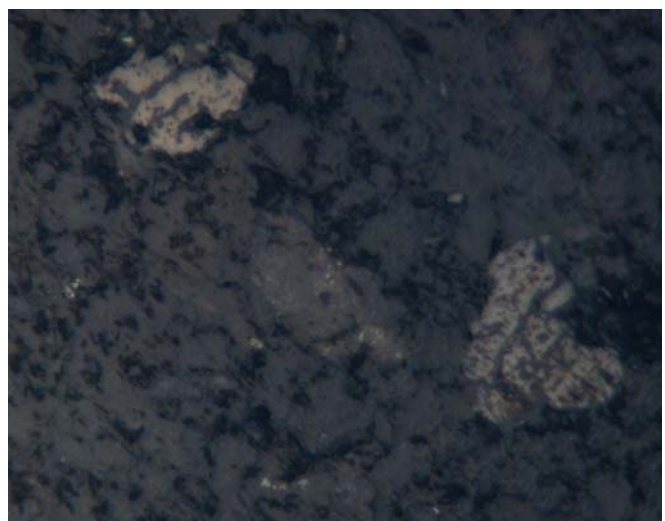


Рис. 29. Аншліф 182 МН: вітриніт

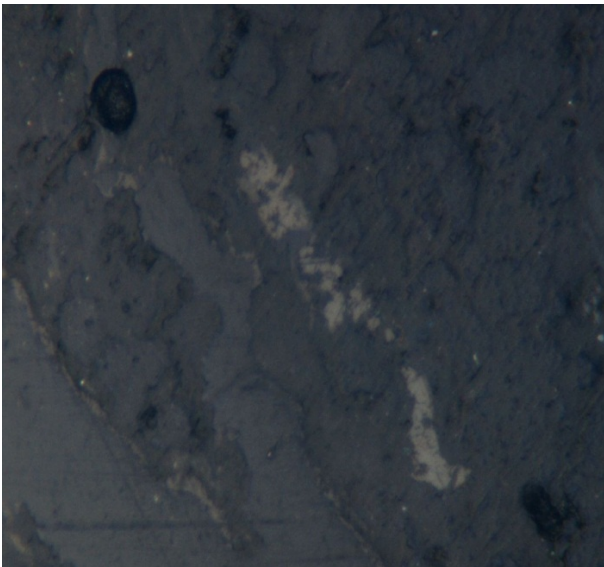


Рис. 30. Аншліф 182 МН: вітродетриніт

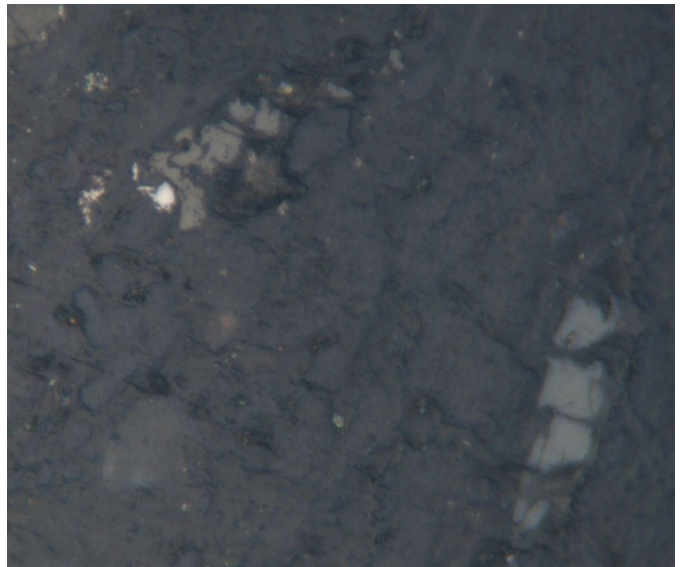


Рис. 31. Аншліф 182 МН:
колодетриніт, гематит (світлий)



Рис. 32. Аншліф 182 МН: гематит псевдоморфно замістив
глобулярний пірит з тінню кубика всередині

Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із керна св. Джанкойська-1, наведені в табл. 4, термічного аналізу – у табл. 5, виміру відбивної здатності вітриніту – у табл. 6.

Таблиця 4. Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних з таврійської серії Гірського Криму

№ проби	Ярус	Порода	$C_{орг.}, \%$	$H_2O^-, \%$	$U \cdot 10^{-4}, \%$	$CO_{2карб.}, \%$
181 МН	T_3-J_1	Алевроліт (тонкий пісковик)	1,84	0,72	2,1	0,05
182 МН	T_3-J_1	–"–	2,32	0,96	1,7	0,16
183 МН	T_3-J_1	–"–	4,84	1,52	1,5	0,6
184 МН	T_3-J_1	–"–	2,46	1,24	2,1	0,49
185 МН	T_3-J_1	Аргіліт	4,66	2,44	2,4	0,49

Таблиця. 5. Результати термічного аналізу проб

№ проби	< 120 °С	120–300 °С	300–390 °С	390–550 °С	ТОС, %
181 МН	0,76188	0,87658	0,29305	1,07305	2,24268
182 МН	1,04747	0,95672	0,20714	1,2405	2,40436
183 МН	1,1244	2,55518	0,92362	1,83119	5,30999
184 МН	1,05909	1,00677	0,31647	4,04587	5,36911
185 МН	1,61288	1,54009	0,31066	2,71743	4,56818

Таблиця. 6. Результати виміру відбивної здатності вітриніту

№ проби	Заміри	Кількість	Середнє
181 МН	0,38; 0,41; 0,44; 0,44; 0,45; 0,45; 0,46; 0,47; 0,48; 0,49; 0,49; 0,51; 0,52; 0,52; 0,53; 0,53; 0,53; 0,55; 0,55; 0,55; 0,60	21	0,49
182 МН	0,31; 0,32; 0,36; 0,36; 0,38; 0,38; 0,38; 0,39; 0,40; 0,40; 0,42; 0,42; 0,42; 0,44; 0,45; 0,48; 0,50; 0,52; 0,52; 0,54; 0,56; 0,58	22	0,43

Таким чином, аналіз фактичного матеріалу з таврійської серії Криму не підтверджує її перспективність відносно можливої нафтогазоносності. Відсутні ознаки можливої наявності покладів сланцевого газу чи сланцевої нафти, термічне перетворення порід вивченого розрізу недостатнє. Як правило, породи таврійської серії в Гірському Криму інтенсивно подрібнені й зім'яті в системи крутої складчастості, що не сприяє збереженню скупчень нафти. Але, на наш погляд, повністю відкидати можливість нафтогазоносності таврійської серії не слід.

Крім загальних міркувань відносно характеру розрізу таврійської серії, є певні факти, які вказують на її можливу перспективність щодо вуглеводнів.

Позитивним фактом є те, що в породах серії зосереджена значна кількість органічної речовини (2,24–5,37 %), яка має гумусово-сапропелевий склад, і $S_{орг}$ (1,84–4,84 %). З іншого боку, серія являє собою ритмічне флішове перешарування аргілітів, алевролітів і пісковиків, вона значно дислокована і в дослідженому розрізі характеризується низьким ступенем катагенетичних перетворень ($R_0 = 0,43–0,49$). За даними інших дослідників, в інших розрізах ступінь перетворення порід серії є середнім і відповідає градації МК₂ (підніжжя г. Шелудива), МК₄–МК₅ (Мангуський яр) чи навіть АК (південний схил плато Патіль). Таким чином, не можна виключати можливу перспективність локальних ділянок розвитку серії для пошуків сланцевої нафти.

Безпосередньо в Гірському Криму, де й розвинена таврійська серія, проявів нафтогазоносності невідомо, але на східному продовженні структур Гірського Криму, де вони занурюються під більш молоді відклади, відомо два родовища нафти: Владиславівське і Мошкарівсько-Куйбишевське, приурочені до алевролітів і пісковиків майкопської серії.

Додатковими аргументами щодо можливої нафтоносності майкопської та таврійської серій Криму може бути факт наявності в акваторії Чорного моря потужних метанових потоків і продуктів їхньої діяльності на дні та в прибережних зонах, які служитимуть значним підживлювальним джерелом метану в межах цієї провінції. Такі ділянки добре вивчені в багатьох басейнах світового океану, у тому числі в Чорному морі. Зокрема, наявність потоків метану на шельфі Чорного моря вперше було зафіксовано 1988 р. в районі Дніпровського каньйону. Пізніше подібні потоки були встановлені в багатьох місцях на гли-

бинах від 14 до 680 м. На активних ділянках з кожного квадратного метра дна виділяється до 20 потоків газу із загальним обсягом до 270 000 м³ з площі в 0,1 км² [50]. Такі потоки були названі холодними сипами, вони добре вивчені, як і побудовані ними споруди, що мають здебільшого карбонатний склад.

Можна припустити, що такі потоки існували і в минулому, і вони могли акумулювати вуглеводні в давніх морських відкладах, а з іншого боку, підвідними каналами такі потоки могли потрапляти до сланцевих горизонтів на траверсах розломів у прибережних структурах. Таким чином, не виключена присутність вуглеводнів не тільки у відкладах майкопської серії, але й таврійської, а також в окремих горизонтах юрських відкладів, що містять органічну речовину, інколи в суттєвих кількостях, і характеризуються суттєво глинистим складом і ритмічною будовою.

Знахідки бітумів та інших вуглеводневих сполук у різновікових відкладах Криму часто відзначалися в літературі. Вивчений нами та іншими дослідниками ізотопний склад вуглеводних газів і карбонатних мінералів як рівнинного, так і Гірського Криму вказує на окремі дуже специфічні умови мінералоутворення, які часто є характерними для нафтогазових покладів. Зокрема, у районі Карадагу нами виявлені карбонатні жили, що розсікають юрські утворення, які містять "надважкий" вуглець ($\delta^{13}\text{C}$ до +18 ‰). Для утворення карбонатів з таким незвичним ізотопним складом необхідні вкрай неврівноважені умови ізотопного фракціювання, які виникають у пересичених вуглеводнями обстановках [84].

2.3. Альб-сеноманська вуглецево-глиниста формація

Альб-сеноманська вуглецево-глиниста формація Каркінітсько-Північно-кримського рифтового прогину (північно-західний шельф Чорного моря, Рівнинний Крим) виділена та детально описана нами в попередніх роботах [22, 26]. Відклади формувалися в шельфових обстановках з глибинами водоймищ 50–200 м. Виходячи з наявності ознак флішоїдної будови верств чорних глинистих вапняків та аргілітів, прогнозується, що в певних ділянках території існували глибоководні зовнішньошельфові обстановки [23, 81].

Відклади формації залягають зі стратиграфічною незгідністю на кластогенних різновидах пізнього готериву – раннього апту, перекриті теж зі стратиграфічною незгідністю пізньокрейдово-еоценовими карбонатними нашаруваннями. У межах північно-західного шельфу Чорного моря верхньоальбські утворення розкриті на глибинах від 2000 до 4500 м, їхня товщина коливається від 53 до 530 м, прогнозна – до 1500 м в осьовій зоні Михайлівського прогину (рис. 33–35).

Літологічна структура формації доволі одноманітна. Основу її становлять аргіліти з різним вмістом кластогенного (до алевролітів і пісковиків), карбонатного (до мергелів) та кременистого (до кременистих аргілітів) матеріалу. Угору за розрізом зростає вміст у породах карбонатної та кременистої складової зі значним зниженням алевроитової частки. Поблизу центрів вулканічної діяльності розріз насичений магматичними та вулканокластичними літотипами. Товщина формації перевищує 3000 м.

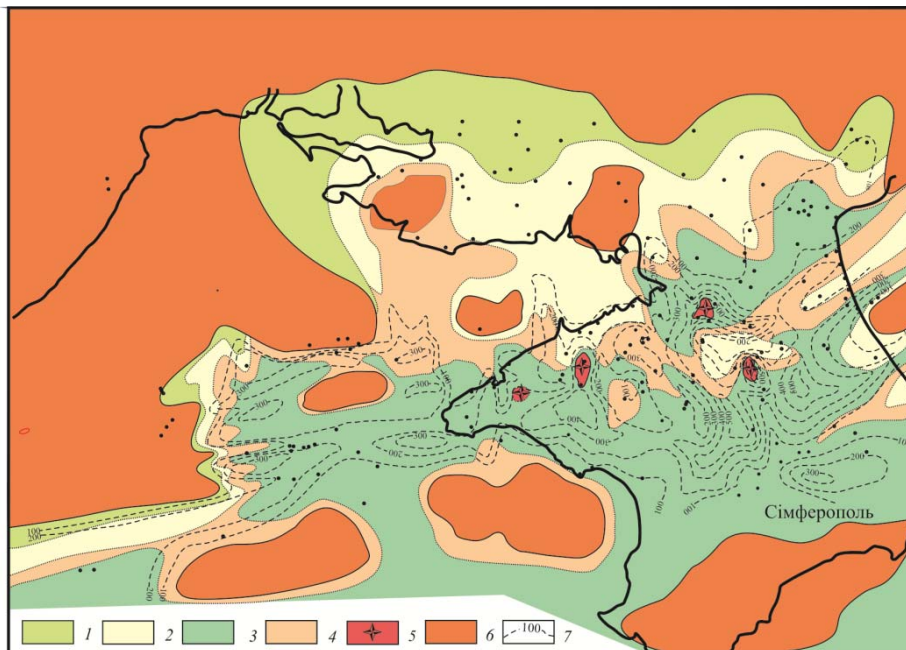


Рис. 33. Літолого-фаціальна схема нижньоальбських утворень Чорноморсько-Кримського регіону (горизонт А-20) [22, 26]:

Літологічні серії та комплекси: *псамітова*: 1 – аргіліто-алевроліто-псамітовий (пісковики 50–75 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 0–25 %); *алевролітова*: 2 – аргіліто-псамо-алевролітовий (пісковики 25–50 %, алевроліти 50–75 %, аргіліти 0–25 %); *аргілітова*: 3 – аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %); *змішана псаміто-карбонатно-аргілітова*: 4 – змішаний псаміто-карбонатно-аргілітовий (пісковики 25–50 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %); 5 – конуси вулканічних апаратів; 6 – відсутність відкладів; 7 – ізопахіти

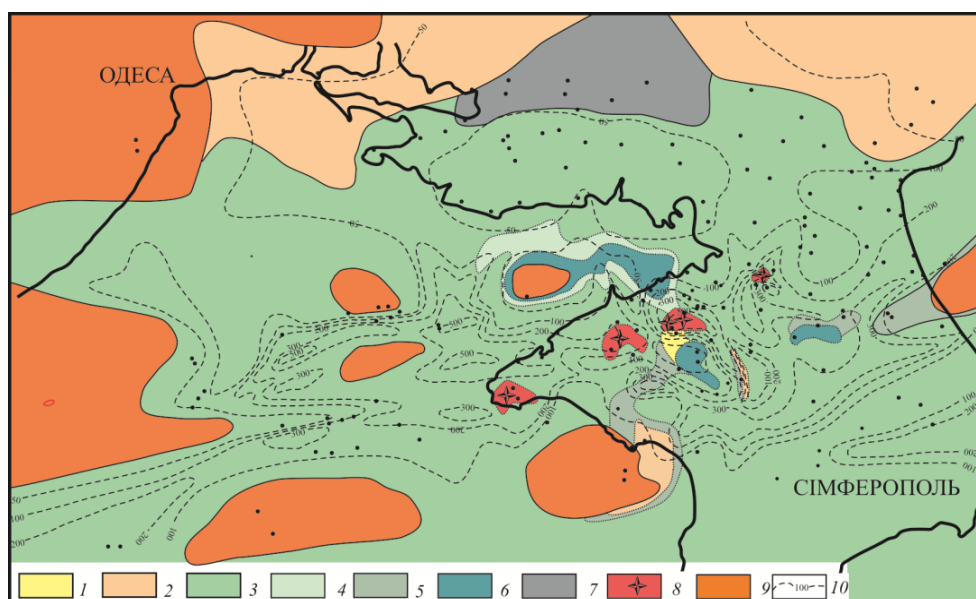


Рис. 34. Літолого-фаціальна схема середньоальбських утворень Чорноморсько-Кримського регіону (горизонт А-19) [22, 26]:

Літологічні серії та комплекси: *алевролітова*: 1 – псамо-аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, аргіліти 25–50 %, алевроліти 50–75 %); *змішана псаміто-алевроліто-аргілітова*: 2 – переважно псаміто-алевролітовий (пісковики 25–50 %, аргіліти 0–25 %, алевроліти 25–50 %); *аргілітова*: 3 – аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %), 4 – аргілітовий з прошарками алевролітів і псамітів (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 50–75 %), 5 – псаміто-алевроліто-аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %), 6 – алевроліто-псаміто-аргілітовий (пісковики 25–50 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 50–75 %); *кремениста*: 7 – кременистий (пісковики 0–25 %, кременисті породи 75–100 %, аргіліти 0–25 %); 8 – конуси вулканічних апаратів; 9 – відсутність відкладів; 10 – ізопахіти

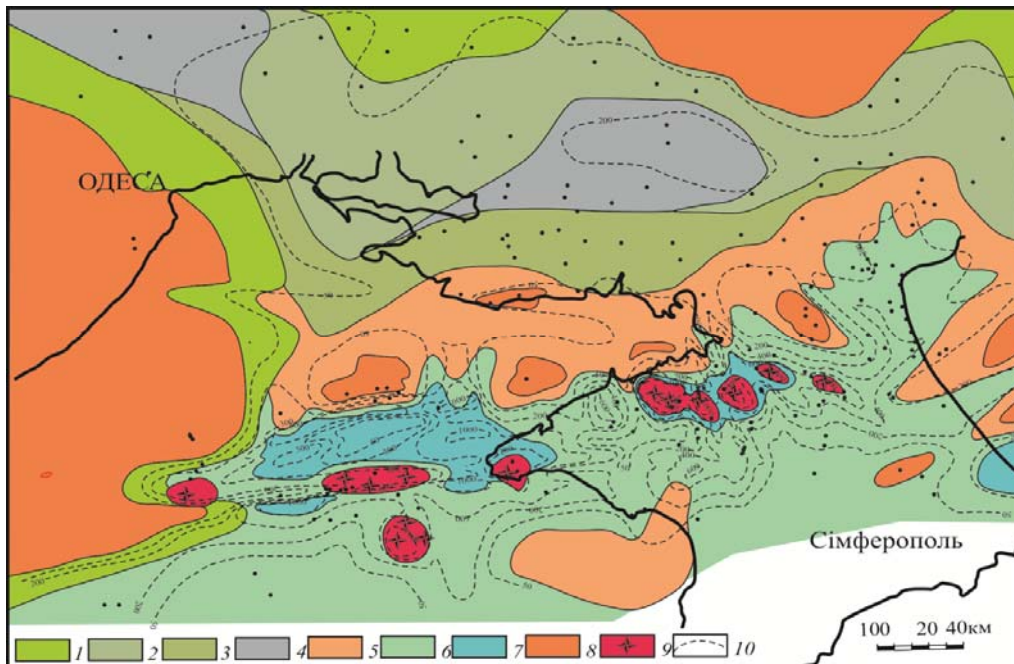


Рис. 35. Літолого-фаціальна схема верхньоальбських утворень Чорноморсько-Кримського регіону (горизонт А-18+17) [22, 26]:

Літологічні серії та комплекси: *псамітова:* 1 – псамітовий з прошарками алевролітів та аргілітів (пісковики – 50–75 %, алевроліти – 0–25 %, аргіліти – 0–25 %); *змішана псаміто-кременисто-аргілітова:* 2 – переважно псаміто-кременистий (пісковики – 25–50 %, кременисті породи – 25–50 %, аргіліти – 0–25 %); *змішана псаміто-карбонатно-аргілітова:* 3 – переважно псаміто-аргілітовий (пісковики – 25–50 %, карбонатні породи – 0–25 %, аргіліти – 25–50 %), 4 – переважно карбонатно-аргілітовий (пісковики – 0–25 %, карбонатні породи – 25–50 %, аргіліти – 25–50 %); *аргілітова:* 5 – псаміто-кременисто-аргілітовий (пісковики – 0–25 %, кременисті породи – 25–50 %, аргіліти – 50–75 %), 6 – аргілітовий з прошарками алевролітів і псамітів (пісковики – 0–25 %, алевроліти – 0–25 %, аргіліти – 50–75 %); *кремениста:* 7 – кременистий (пісковики – 0–25 %, кременисті породи – 75–100 %, аргіліти – 0–25 %); 8 – відсутність відкладів; 9 – конус вулканічного апарату; 10 – ізопахіти

Аргіліти формують як малопотужні (0,2–1,0 м) прошарки та лінзи в пачках пісковиків, алевролітів, карбонатних і кременистих порід, так і потужні (до 50 м) монолітні горизонти. Породи темно-сірого до чорного кольору, інколи із зеленкуватим і жовтуватобурим відтінком. Основна маса аргілітів складена гідрослюдою з домішкою хлориту, монтморилоніту, каолініту, карбонатних і кременистих мінералів (рис. 36–41). Незначна домішка (2–10 %, ділянками – до 35 %) кластогенного матеріалу псамоалевритової розмірності розподілена в породах нерівномірно (лінзи та гнізда). Повсюдно спостерігаються світло-зелені неправильної форми стяжіння глауконіту (до 10–15 %). Доволі багато тонкодисперсного піриту, кальциту (до 25 %) і гелефікованого рослинного детриту. Нечисленні спікули губок опал-халцедонового складу формують лінзоподібні скупчення.

Вміст $C_{орг}$ в аргілітах формації варіює від 0,3 до 6,1 %, при домінуванні значень близько 1,0 %, вміст P_2O_5 – від 0,02 до 0,17 % (рис. 42).

Разом з аргілітами в розрізі формації локальними ділянками простежуються псамоалевритові утворення потужністю 1–10 м.



Рис. 36. Шарувата текстура аргіліту
Свердловина Джанкойська-3, інтервал 3240–
3244 м. Пізній альб. Розмір 4,0x2,0 см

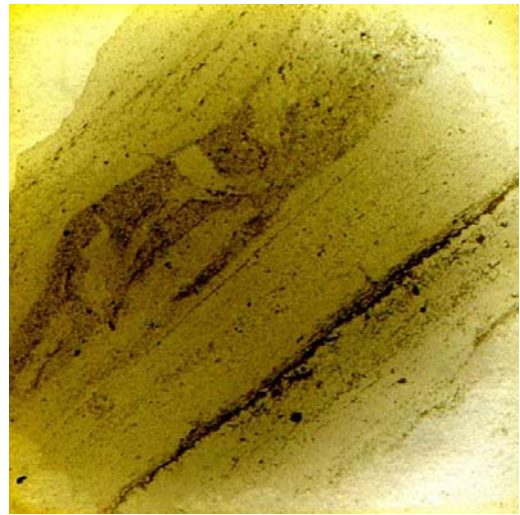
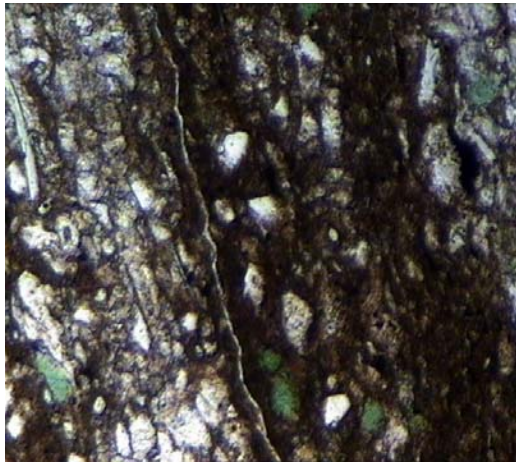
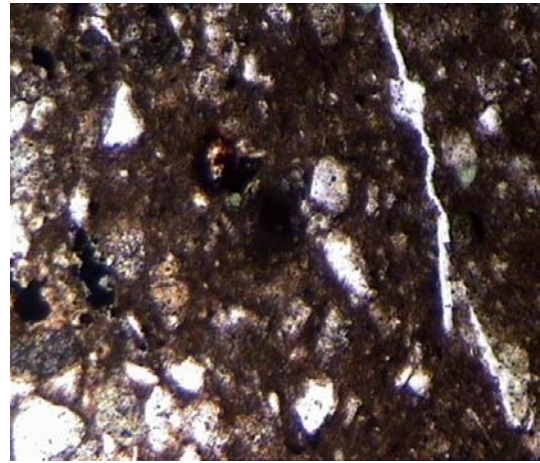


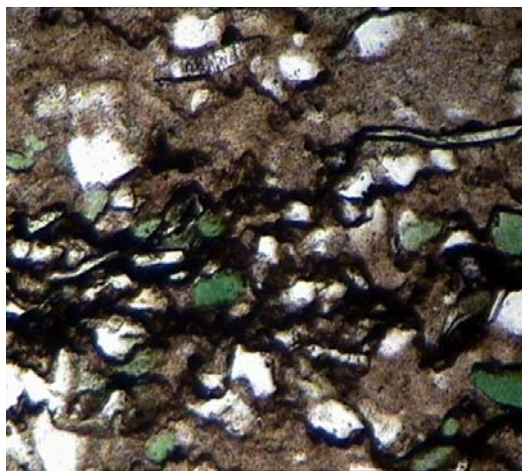
Рис. 37. Шарувата текстура аргіліту
Свердловина Мелова-3, інтервал 2793–2795
м. Пізній альб. Розмір 1,0x1,0 см



**Рис. 38. Аргіліт з карбонатними
прошарками та мікротріщинами**
Свердловина Північна Серебрянська-5,
інтервал 3799,5–3801,5 м. Ніколі II. 60^x.
Пізній альб



**Рис. 39. Аргіліт з прошарками
алевроліту. Мікротріщини
та виділення піриту**
Свердловина Мелова-3, інтервал 2360–
2366 м. Ніколі II. Пізній альб



**Рис. 40. Шарувата карбонатно-кремениста
порода з прожилками бітумів**
Свердловина Максимівська-1, інтервал 4063–
4065 м. Ніколі II. Пізній альб

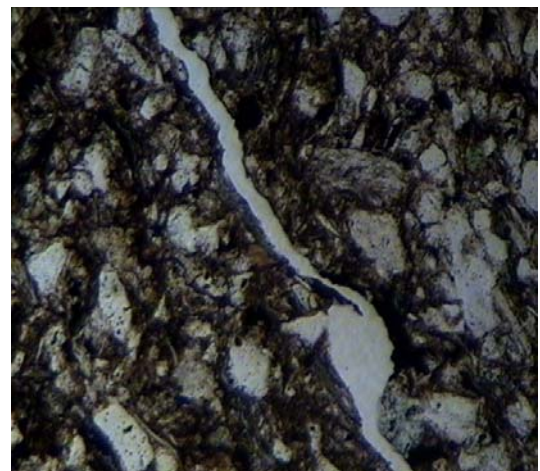


Рис. 41. Алевроліт. Тріщина з роздувами
Свердловина Максимівська-1, інтервал 4642–
4647 м. Ніколі X. Ранній альб

У північно-східному напрямку (Рівнинний Крим) вуглецево-глиниста формація фаціально заміщується вулканогенною. У північному напрямку (Північне Причорномор'я) формація заміщується глауконіт-кременистою, яка об'єднує осади, сформовані в межах відкритого шельфового басейну з глибинами водойми до 50 м. Це товща перешарування глауконітовмісних пісковиків і алевролітів, які вверх по розрізу змінюються прошарками аргілітів, тією чи іншою мірою збагачених кременистим і карбонатним матеріалом і кременистими утвореннями (спонголіти, опоки) із прошарками мергелів і вапняків.

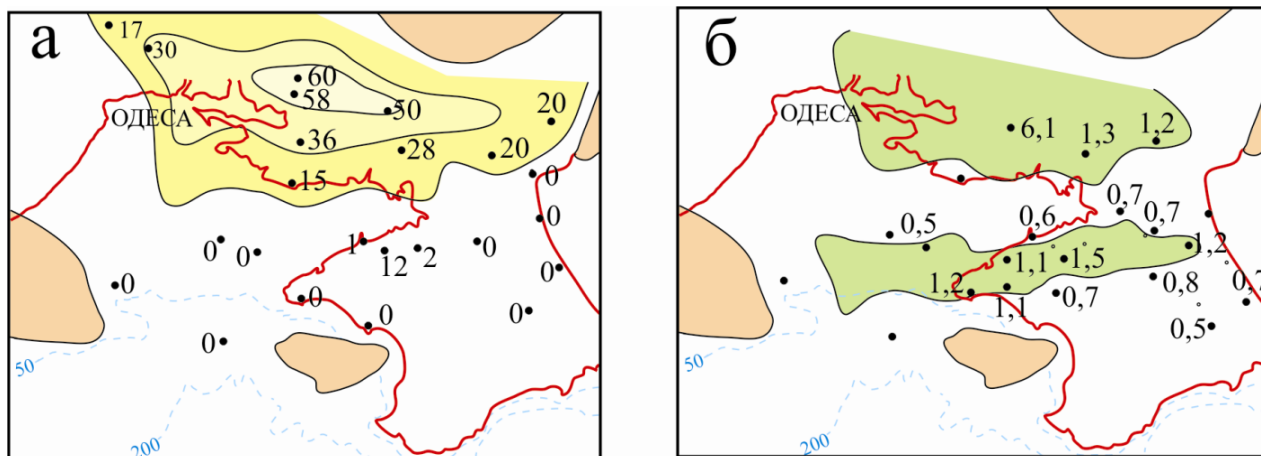


Рис. 42. Схема розподілу сумарної потужності силіцитів (а) та $C_{орг}$ (б) в альбських теригенних утвореннях Чорноморсько-Кримського осадово-породного басейну [21]

Умови осадконагромадження альб-сеноманської вуглецево-глинистої формації, а також її мінералого-петрографічна спеціалізація детально описані в роботі [22]. Доведено, що істотний вплив на її формування мав апвелінговий процес, що підтверджується особливостями просторового розподілу $C_{орг}$ і фосфорного ангідриду.

Формування нижньокрейдових різновидів відбувалося за закономірним збільшенням глибини моря, зростанням температури водойми та аридизації кліматичних умов [90, 98]. У ранньому альбі морський басейн охоплював сучасні площі Рівнинного Криму, Присивашся, суміжні ділянки акваторії Чорного моря з вузькою затокою в Західному Причорномор'ї (рис. 43).

Озерно-алювіально-болотні ландшафти займали північні райони Західного та практично все Північне Причорномор'я і характеризувалися наявністю численних невеликих за площею островів. Ріки постачали лише тонкодисперсний теригенний матеріал, що зумовлювало домінуюче формування алевритів та алеврито-глинистих мулів.

Незначна частина кластичного матеріалу (продукти руйнування давніх осадових утворень) постачалася до седиментаційного басейну з острівних суш, які облямовували його із заходу, півдня та сходу (Добрудзький, Каламітський, Середньоазовський острови).

У ранньоальбський час діяли чотири вулкани центрального типу: Глібовський, Красноярський, Воїнський та Красногвардійський [114].

У середньоальбський час седиментаційні обстановки не зазнали істотних змін. На кінець середнього альбу припадає короткочасна регресія з нагрома-

дження базальних, псамітових, псефіто-псамітових верств. При цьому найбільшому руйнуванню підлягали конуси вулканічних апаратів, на схилах яких формувалися вулканоміктові утворення.

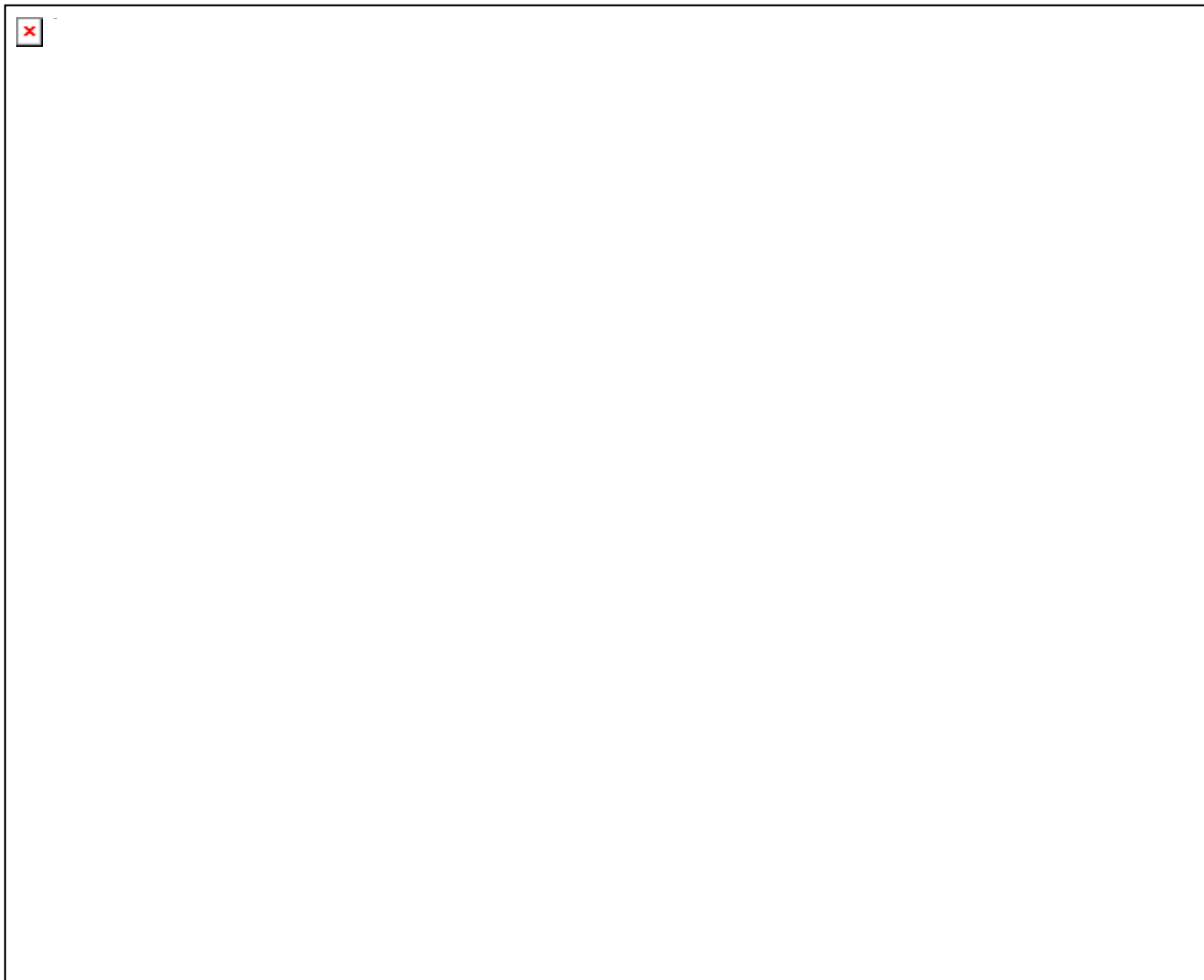


Рис. 43. Седиментаційна схема Чорноморського сегмента. Ранній альб [21, 22]:

1 – різнозерністі піски; 2 – піщано-глинисті мули; 3 – алеврити; 4 – карбонатно-глинисті та глинисто-карбонатні мули; 5 – вулканогенні утворення; 6 – межі фаціальних зон; 7 – прибережно-морські умови; 8 – море, внутрішній (літораль) шельф; 9 – море, зовнішній (літораль) шельф; 10 – море, материковий схил і батіальна область; 11 – відклади відсутні; 12 – напрямки теригенного скиду; 13–14 – зони аноксидного седиментогенезу; 15 – припливно-відпливні течії; 16 – вулканічні апарати; 17 – підводні височини

У пізньоальбський час (рис. 44) площа морської водойми ще більше зросла, інтенсивність теригенного скиду, особливо в район Михайлівської депресії, знизилася. Максимальна кількість уламкового матеріалу зносилося в південно-східні райони басейну з Каркінітського та Каламітського островів. Причорноморська ділянка шельфу відзначалася невеликими глибинами (до 50 м), нагромадженням теригенних і теригенно-глинистих утворень. Значно менше були розвинуті карбонатні та глинисто-карбонатні мули. Найбільша маса кластичного матеріалу до західних районів ділянки надходила річковим стоком з Фено-Сарматського суходолу.

Чорноморський пізньоальбський палеошельф являв собою субширотний басейн з депоцентром у західній (Михайлівська депресія) частині й був відокремле-

ний від океану Добрудзьким, Каламітським та Кримським островами чи підводними височинами. Формувалися тут переважно глинисті та глинисто-карбонатні мули, збагачені органічною речовиною (до 20 %), рідше кремнеземом.

Для цього району була характерна інтенсивна вулканічна діяльність з нагромадженням потужних верств вулканічних, пірокластичних, осадово-вулканогенних і вулканогенно-осадових утворень, що формували вулканічні острови: Одеський, Каркінітський, Іллічівський, Олексіївський, Соколинський, Первомайський та Воїнський.

У пізньому альбі важливим джерелом постачання теригенного матеріалу періодично могла служити Голіцинсько-Каркінітсько-Балашівська гряда [43], уздовж південного схилу якої формувалися акумулятивні тіла типу підводних конусів виносу. Розширення площі палеоводойм, віддалення областей живлення в альбський час спричинило певне вирівнювання обстановок седиментації, що фіксується і за літогеохімічними параметрами [21].

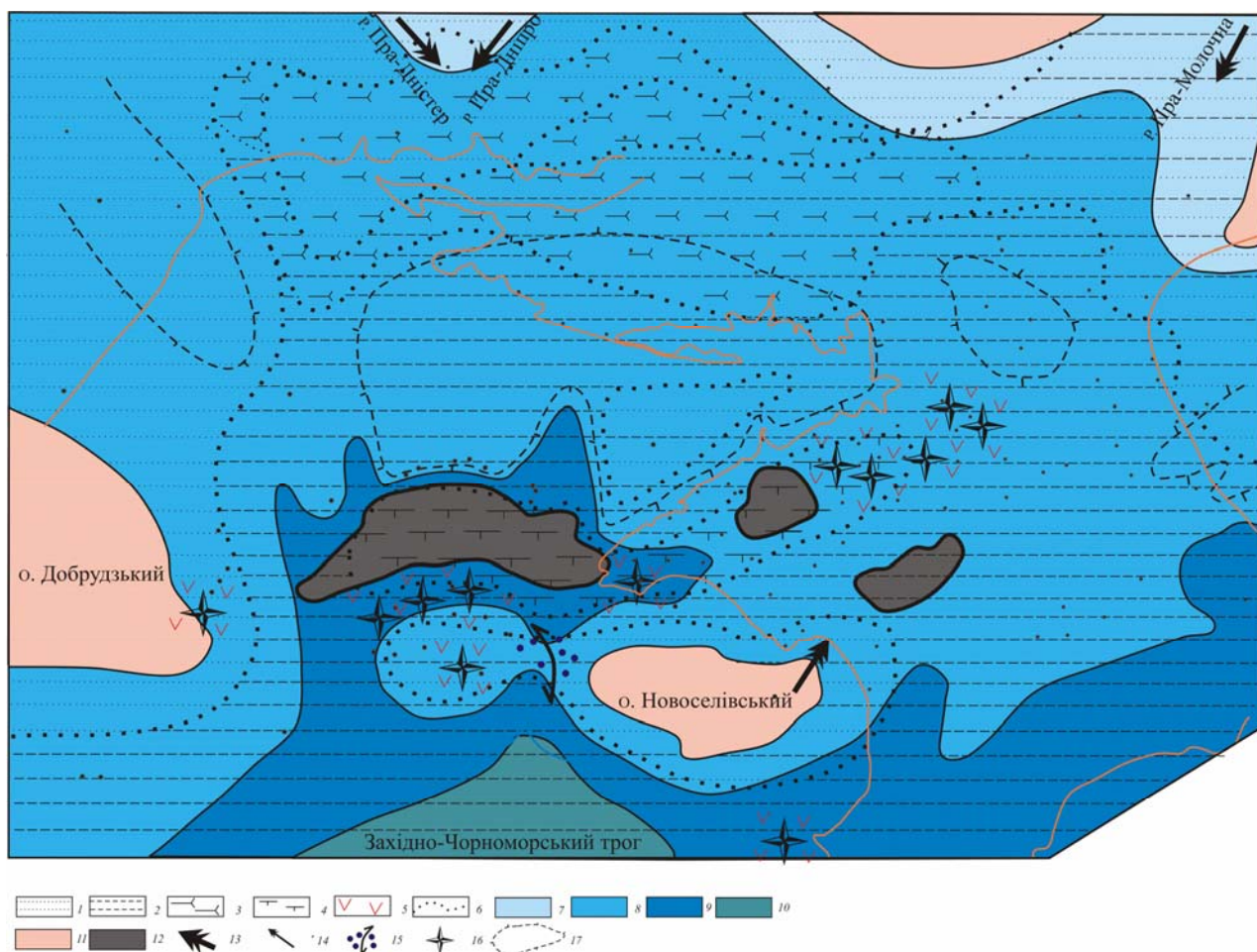


Рис. 44. Седиментаційна схема Чорноморсько-Кримського регіону. Пізній альб [21, 22]:

- 1 – різнозерністі піски; 2 – глинисті мули; 3 – кременегубкові осади;
- 4 – карбонатно-глинисті та глинисто-карбонатні мули; 5 – вулканогенні утворення;
- 6 – межі фаціальних зон; 7 – прибережно-морські умови; 8 – море, плитководна (сублатераль) частина шельфу; 9 – море, глибоководна (латераль) частина шельфу; 10 – море, материковий схил і батіальна область; 11 – відклади відсутні. 12 – зони аноксидного седиментогенезу; 13–14 – напрямки скидання теригенного матеріалу, напрямком трансгресії;
- 15 – напрямком припливно-відпливних течій; 16 – вулканічні апарати; 17 – підводні височини

2.4. Олігоцен-нижньоміоценова вуглецево-глиниста формація (майкопська серія)

Особливе місце в розрізах Південного нафтогазоносного регіону посідає так звана майкопська серія олігоцену – нижнього міоцену, представлена товщею суттєво глинистих порід, потужність якої зростає із заходу на схід від перших сотень метрів до 3–5 км. Олігоцен-нижньоміоценова (майкопська) вуглецево-глиниста формація за умовами осадконагромадження є подібною до описаної вище ранньокрейдової [21, 60].

2.4.1. Особливості будови майкопської серії

Майкопські утворення в межах південного регіону України мають значне просторове поширення, відсутні лише на локальних ділянках у Добруджі, Гірському Криму, склепінній зоні Центрально-Кримського мегапідняття (рис. 45). Найбільш повні їхні розрізи розкриті на Керченському півострові (товщина 4000 м і більше) та в межах північно-західного шельфу Чорного моря (понад 1600 м). У Західному та Північному Причорномор'ї, Рівнинному Криму, центральних і північних частинах Азовського моря розріз майкопу скорочений, його товщина не перевищує 300–400 м. У межах глибоководної частини Чорного моря розріз майкопу вивчений лише геофізичними методами, його товщина тут перевищує 5000 м. На поверхню ці утворення виходять субширотною смугою в передгірських районах (м. Білогорськ – с. Насипне) та на Керченському півострові.

Майкопська серія представлена одноманітною товщею олігоцен-нижньоміоценових сірих і темно-сірих слабовапнистих аргілітів, зрідка з прошарками алевролітів, пісковиків, дрібнозернистих пісків. Відклади серії поширені в Каркінітсько-Північнокримському прогині (Північно-Західний Крим), де мають товщину 900–1100 м і в Індоло-Кубанському прогині (Керченський п-ів) – 3000–4000 м. Майкопська серія регіонально нафтогазоносна, з нею пов'язана низка нафтогазоносних покладів у Чорному та Азовському морях, Рівнинному Криму, на Керченському півострові. Промислове значення має газоносність Джанкойського, Стрілкового, Мошкарівського, Південносиваського, Міжводненського та інших родовищ. На Керченському півострові встановлена промислова нафтоносність (Владиславівське і Мошкарівське родовища). У розрізі майкопської серії переважають аргіліти. Кількість піщано-алевритового матеріалу не перевищує 20 %, але саме дрібнозерністі пісковики, алевроліти та піски, прошарки яких мають товщину від 10 до 100 м, є породами-колекторами. Пачки щільних глин потужністю 15–100 м, що їх розділяють, відіграють роль покришок. Загалом майкопська піщано-глиниста серія є регіональним екраном для колекторів, приурочених до залягаючих нижче утворень.

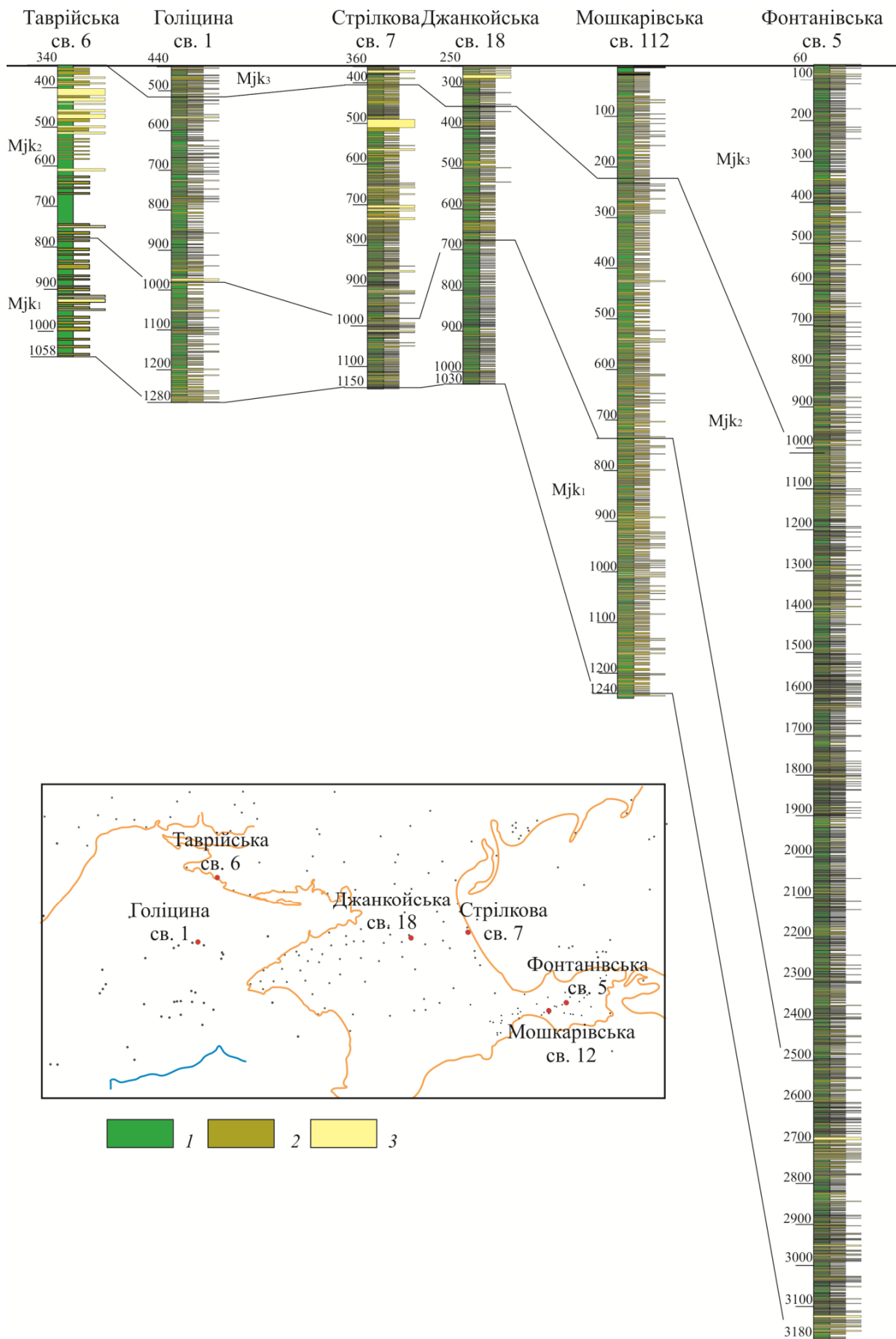


Рис. 45. Розрізи олігоцену – раннього міоцену Причорноморсько-Кримського регіону [122]:
1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

Розглянемо, як змінюється склад і товщина серії в межах континентальної частини майкопського прогину [122].

Найширше майкопська серія розвинена на **Керченському півострові**, де вона згідно перекриває еоценові темно-сірі глини і представлена суттєво глинистими відкладами олігоцену – нижнього міоцену, які поділяються на низку горизонтів [115]. До олігоцену належать такі підрозділи (знизу):

- дюрменський – глина темно-сіра, щільна, слабовапниста, тонкошарувата з прошарками міцного пісковика і конкреціями сидеритів 110–241 м;
- планорбеловий – глина сіра, щільна, слабопіщаниста, з прошарками вапнистих глин і конкреціями сидеритів 100–906 м;
- остракодовий – глина сіра, бурувато-темно-сіра, сильновапниста, шарувата, слабопіщаниста, з конкреціями сидеритів 200–813 м;
- керлеуцький нижній підгоризонт – глина монтморилоніт-гідрослюди́ста, сіра, темно-сіра, щільна, шарувата, іноді з конкреціями сидериту 538–630 м;
- керлеуцький верхній підгоризонт – глина сіра, темно-сіра, щільна, шарувата, з прошарками піщанистих глин і піску тонкозернистого, зеленувато-сірого, шаруватого..... 920–2230 м.

До нижнього міоцену належать такі горизонти:

- батисфоновий нижній підгоризонт – глина монтморилоніт-каолініт-гідрослюди́ста, темно-сіра, оливково-сіра, піщаниста, з лінзами і прошарками піску кварцового, тонкозернистого, з рідкісними конкреціями сидериту 300–400 м;
- батисфоновий середній підгоризонт – глина монтморилоніт-каолініт-гідрослюди́ста, темно-сіра до чорної, з прошарками піску і пісковика кварцового, тонкозернистого, з конкреціями сидериту 250–300 м;
- батисфоновий верхній підгоризонт – глина монтморилоніт-каолініт-гідрослюди́ста, бузкова, темно-фіолетова, щільна, з тонкими прошарками піску кварцового, тонкозернистого, з рідкісними конкреціями сидериту 170–250 м;
- королівський – глина гідрослюди́сто-монтморилонітова, темно-сіра, алевритова, з рідкісними прошарками піску сірого, тонкозернистого, слюди́стого, з рідкісними конкреціями сидериту 50–400 м;

Хімічний склад глинистих порід майкопської серії наведено в табл. 7.

Таблиця 7. Хімічний склад глинистих порід майкопської серії (%) [115]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	Вип	Сума
1	52,12	0,85	18,23	11,28	1,58	0,11	0,18	0,20	1,99	10,27	96,81
2	59,42	0,45	15,29	8,65	1,78	2,49	0,11	0,20	0,75	11,05	100,11
3	67,40	0,40	8,04	12,71	1,49	2,35	2,00	0,06	0,38	5,52	100,35

1 – планорбеловий горизонт; 2 – верхній підгоризонт керлеуцького горизонту; 3 – середній підгоризонт батисфонового горизонту.

На думку М. Е. Герасимова [24, 103], при прогнозуванні нафтогазових родовищ Керченського півострова треба враховувати складчасто-насувний характер тектоніки півострова, де виділяються три великі тектонічні пластини (Феодосійсько-Горностаївська, Мошкарівсько-Сокольська і Насирсько-Актаська) і наявність багатопверхового глиняного діапїризму, який формував локальні пастки вуглеводнів.

У центральній частині Кримського півострова, у районі Сімферополь – Октябрьське – Білогірськ (лист L-36-XXIX), відклади майкопської серії відомі в Передгірській, Індольській, Північно-східній і Сиваський структурно-формаційних зонах (СФЗ) [31].

У **Передгірській СФЗ** розріз серії суттєво скорочений, її загальна товщина не перевищує 290 м, вона представлена тільки олігоценною частиною розрізу, де виділяються такі стратиграфічні підрозділи (знизу):

- планорбелова світа, нижня підсвіта – глини вапнисті 50 м;
- планорбелова світа, верхня підсвіта – глини слабовапнисті 100 м;
- молочанська світа – глини вапнисті й аргіліти 100 м;
- пачка глин – глини сірі 40 м.

В **Індольській СФЗ** розріз серії більш повний, її товщина сягає 1480 м, вона представлена як олігоценною, так і неогеновою частинами (знизу):

олігоцен:

- планорбелова світа, нижня підсвіта – глини темно-сірі, алевритисті, вапнисті, які за простяганням змінюються переверстуванням глин і алевролітів дюрменської світи 100 м;
- планорбелова світа, верхня підсвіта – глини алевритисті, які за простяганням змінюються глинами з проверстками піску, алевролітів, сидеритів індольської світи 200–300 м;
- молочанська світа – глини ясно-сірі, вапнисті та алевроліти 200 м;
- керлеутська світа, нижня підсвіта – глини піскуваті 250 м;
- керлеутська світа, верхня підсвіта – глини з проверстками і лінзами пісковиків, алевролітів, сидеритів 450 м;

неоген:

- арабатська світа – глини алевритисті 100 м;
- королівська світа – глини невапнисті 80 м.

У **Північно-Східній СФЗ** товщина серії знижується до 900 м, вона представлена переважно олігоценною частиною розрізу (знизу):

- дюрменська світа – глини з проверстками алевролітів 200 м;
- планорбелова світа, верхня підсвіта – глини, іноді пісковики 200 м;
- молочанська світа – глини вапнисті та алевроліти 200 м;
- керлеутська світа, нижня підсвіта – глини 100 м;
- керлеутська світа, верхня підсвіта – глини з проверстками і лінзами пісковиків і сидеритів 100 м;
- батисифонова світа (неоген) – глини, алевроліти, піски 100 м;

У **Сиваський СФЗ** потужність серії не перевищує 420 м, вона представлена тільки олігоценною частиною розрізу (знизу)

- планорбелова світа, нижня підсвіта – глини слабовапнисті 80 м;
- планорбелова світа, верхня підсвіта – глини слабовапнисті 100 м;
- молочанська світа – глини вапнисті й алевроліти 200 м;
- пачка глин – глини сірі з проверстками алевролітів 40 м.

У **західній частині Кримського півострова** відклади майкопської серії представлені смугою, яка на заході розгалужується на дві гилки: одна (північно-західна) прямує в район Тарханкутського півострова, інша (південно-західна) – у район Євпаторії. Товщина і загальний стратиграфічний об'єм серії

тут значно редуковані як за рахунок скорочення потужності окремих стратонів, так і за рахунок випадіння з розрізу верхніх, міоценових горизонтів серії.

На південному заході, у районі Євпаторії, Миколаївки, Піщаного виходи майкопської серії широкою смугою підходять до узбережжя Чорного моря, вони представлені такими підрозділами олігоцену (знизу) [30]:

- планорбелова світа (нижня і верхня підсвіти) – сірі, темно-сірі алевритісті й карбонатні глини до 280 м;
- молочанська світа – світло-сірі карбонатні глини та алевроліти до 560 м;
- пачка глин – глини сірі, карбонатні, з прошарками алевролітів до 40 м.

На північно-західному шельфі Чорного моря виділяються такі світи: нижньо- і верхньопланорбелова, нижньокерлеутська (верхній олігоцен), верхньокерлеутська та іллічівська (нижній міоцен). За даними Г. В. Ключиної [46], Н. Н. Цихоцької та ін. [91], виділяються три типи уламкових відкладів, які відповідають трьом палеогеографічним зонам північно-західного шельфу Чорного моря:

- схиліві – район Каркінітського прогину, де товщина майкопської серії найбільша і сягає 2000 м; родовища газу і газоконденсату (Голіцинське, Південно-Голіцинське, Шмідтівське, Архангельське, Кримське), пов'язані з пачками алевролітів і пісковиків глауконітових з проверстками та лінзами сидериту в тонкошаруватій товщі глин;
- підводного конуса виносу – район підняттяв Безіменного, Гамбурцева й Одеського, де товщина майкопської серії скорочується до 300 м;
- зовнішнього шельфу – район Крайового уступу (400 м).

2.4.2. Літологічні комплекси майкопської серії

Особливості будови олігоцен-нижньоміоценового комплексу південних районів України детально вивчені в межах Причорноморського мегапрогину на основі аналізу більше сотні розрізів свердловин у Північному Причорномор'ї, Присивашші, на північно-західному шельфі Чорного моря, шельфі Азовського моря, на Керченському півострові тощо. Натомість уявлення про геологічну природу одновікових нашарувань Чорноморської мегазападини базуються в основному на матеріалах сейсмічних досліджень. Аналіз цього матеріалу з урахуванням матеріалів інших дослідників [45] дозволив провести типізацію літологічних розрізів теригенних утворень.

Літологічна структура товщі характеризується домінуванням безкарбонатних і слабокарбонатних глин з підпорядкованими прошарками дрібно-середньозернистих пісковиків та алевролітів. Це утворення фацій відкритого шельфу та глибоководних морських западин. Залягають породи зі стратиграфічною і кутовою незгідністю на відкладах від палеозою до еоцену включно, а перекриваються теж незгідно тортонськими карбонатними нашаруваннями. У розрізі товщі виокремлюється декілька горизонтів: планорбеловий (нижній майкоп); остракодовий та керлеутський (середній майкоп); батисифоновий та королівський (верхній майкоп), які доволі чітко відбиваються як за геофізичними, так і літологічними і палеонтологічними ознаками.

Таким чином, у літологічній структурі майкопської товщі домінують глинисті різновиди (до 70 % розрізу) з прошарками алевролітів (0,5–2,0, іноді до 10 м;

до 20–25 % розрізу) та пісковиків (від 0,5 до 3,0 м; до 10 %). Відповідно до типізації літологічних розрізів [45] у розрізі майкопської товщі виділено чотири літофаціальні серії (псамітова, алевролітова, псаміто-алевро-аргілітова та аргілітова), серед яких переважає (майже 80 % вивченої території) остання (рис. 46).

Псамітова літофаціальна серія в межах регіону має незначне просторове поширення і локалізується лише в північно-західних ділянках регіону, де представлена аргіліто-алевро-псамітовим літологічним комплексом (пісковики 50–75 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 0–25 %). Останній формує тіло (потужністю 30–200 м) неправильної лапчастої форми, яке прилягає до області денудації.

Утворення *алевролітової літофаціальної серії* теж мають незначне просторове поширення. Вони фаціально (у південно-східному напрямку, "мористіше") заміщують породи псамітової серії й представлені лише псаміто-аргіліто-алевролітовим комплексом (пісковики 0–25 %, алевроліти 50–75 %, аргіліти 25–50 %). Сформоване ними тіло вирізняється значною видовженістю (язикоподібні форми) та збільшеними потужностями від 200 до 1000 м.

Змішана псаміто-алевро-аргілітова літофаціальна серія в межах вивченої території має порівняно незначне поширення, а породи, які її становлять, локалізовані у вигляді двох тіл у центральному та північно-східному районах Причорномор'я, на сході Рівнинного Криму. Представлена вона переважно аргіліто-алевролітовим комплексом (*пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 25–50 %*) з потужністю відкладів 500–900 м.

Утворення *аргілітової літофаціальної серії* мають значне просторове поширення, представлені трьома комплексами: аргілітовим (*пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 75–100 %*), аргілітовим з прошарками алевролітів і псамітів (*пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25 %, аргіліти 50–75 %*) та псаміто-алевро-аргілітовим (*пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50 %, аргіліти 50–75 %*), серед яких переважають відклади аргілітового комплексу.

Псаміто-алевро-аргілітовий комплекс локалізований в північно-східних і південно-західних районах території, де формує видовжені тіла, які облямовують денудаційні області. Товщина відкладів коливається від перших метрів до 900 м, але найчастіше не перевищує 200 м.

Аргілітовий з прошарками алевролітів і псамітів літофаціальний комплекс простежений виключно в північно-східних районах регіону (акваторія Азовського моря), де формує поле, в якому товщина відкладів коливається в межах 700–900 м.

Утворення аргілітового літофаціального комплексу розвинені в осьових зонах і на бортах Причорноморського та Індоло-Кубанського прогинів, Альмінської депресії, на північних і південних схилах Центрально-Кримського підняття, а також формують невеликі за площею ізольовані тіла в осьових зонах конседиментаційних підняттях. Товщина відкладів комплексу коливається від перших метрів (у межах осьових зон конседиментаційних підняттях) до 1600–4000 м і більше (в осьових зонах депресій).

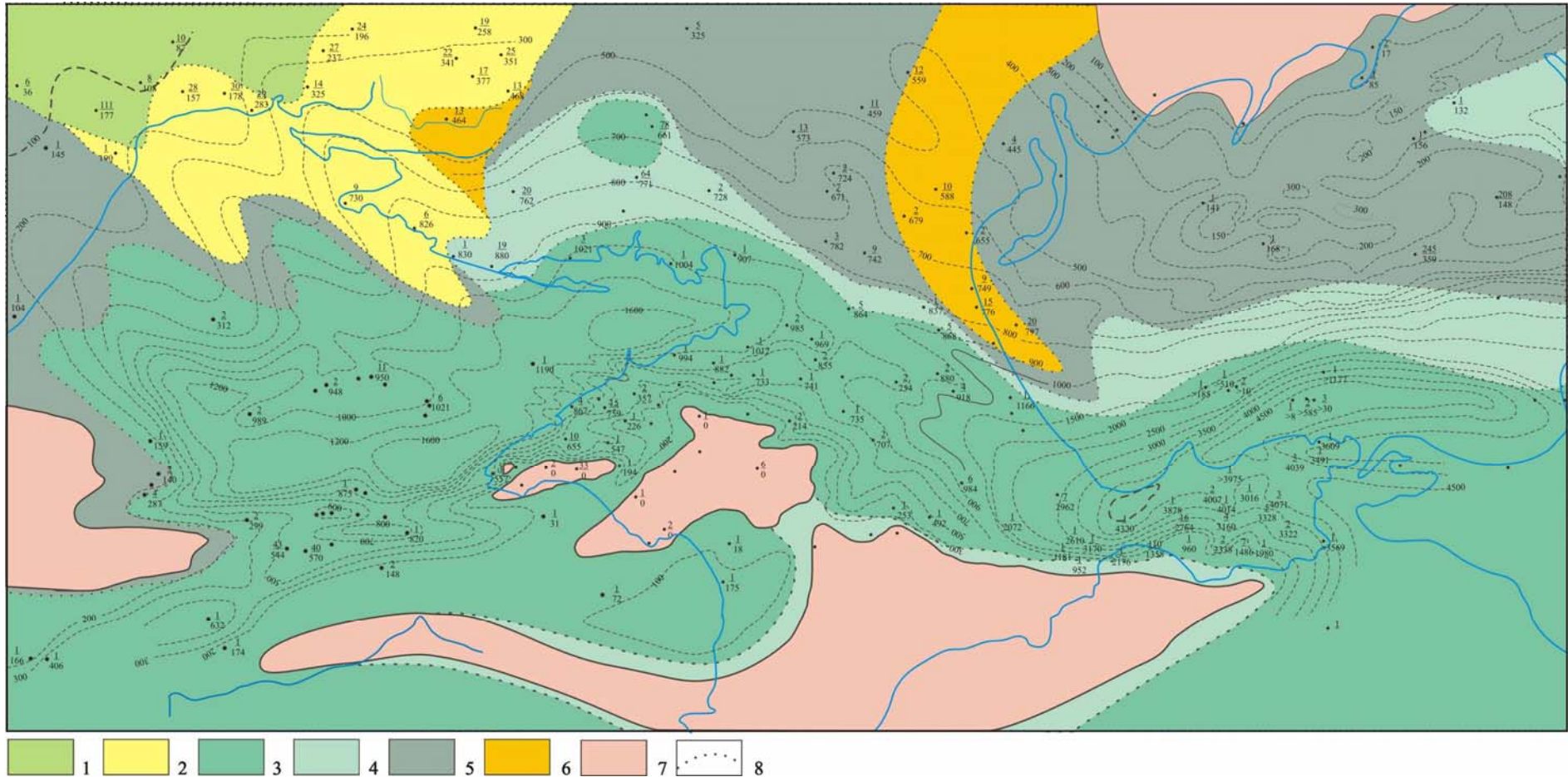


Рис. 46. Літологічна карта відкладів Чорноморської континентальної окраїни в олігоцені – ранньому міоцені [116]:

1–6 – літологічні серії та комплекси: *псамітова*: 1 – аргіліто-алевро-псамітовий (пісковики 50–75 %, алевроліти 25–50, аргіліти 0–25 %); *алевролітова*, 2 – псаміто-аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 50–75, аргіліти 25–50 %); *псаміто-алевро-аргілітова*, 3 – аргіліто-алевролітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50, аргіліти 25–50 %); *аргілітова* 4–6: 4 – псаміто-алевро-аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 25–50, аргіліти 50–75 %), 5 – аргілітовий з прошарками алевролітів і псамітів (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25, аргіліти 50–75 %), 6 – аргілітовий (пісковики 0–25 %, алевроліти 0–25, аргіліти 75–100 %); 7 – давня суша; 8 – ізопахіти

Аналізуючи особливості просторового поширення літологічних комплексів, слід відмітити наявність язикоподібних тіл псамоалевролітових утворень у північно-західних районах регіону, що свідчить про наявність тут долин водотоків (палеорусел рік). Водночас у межах східних районів регіону (акваторія Азовського моря, Керченський п-ів) такі форми відсутні, натомість присутні вузькі сильно видовжені тіла, що формуються на бортах конседиментаційних підняттях (Середньоазовське та ін.). Останнє може свідчити про формування їх в прибережно-морських умовах припливно-відпливної рівнини, де характерним є вихід хвиль на міліну (рис. 47–50).

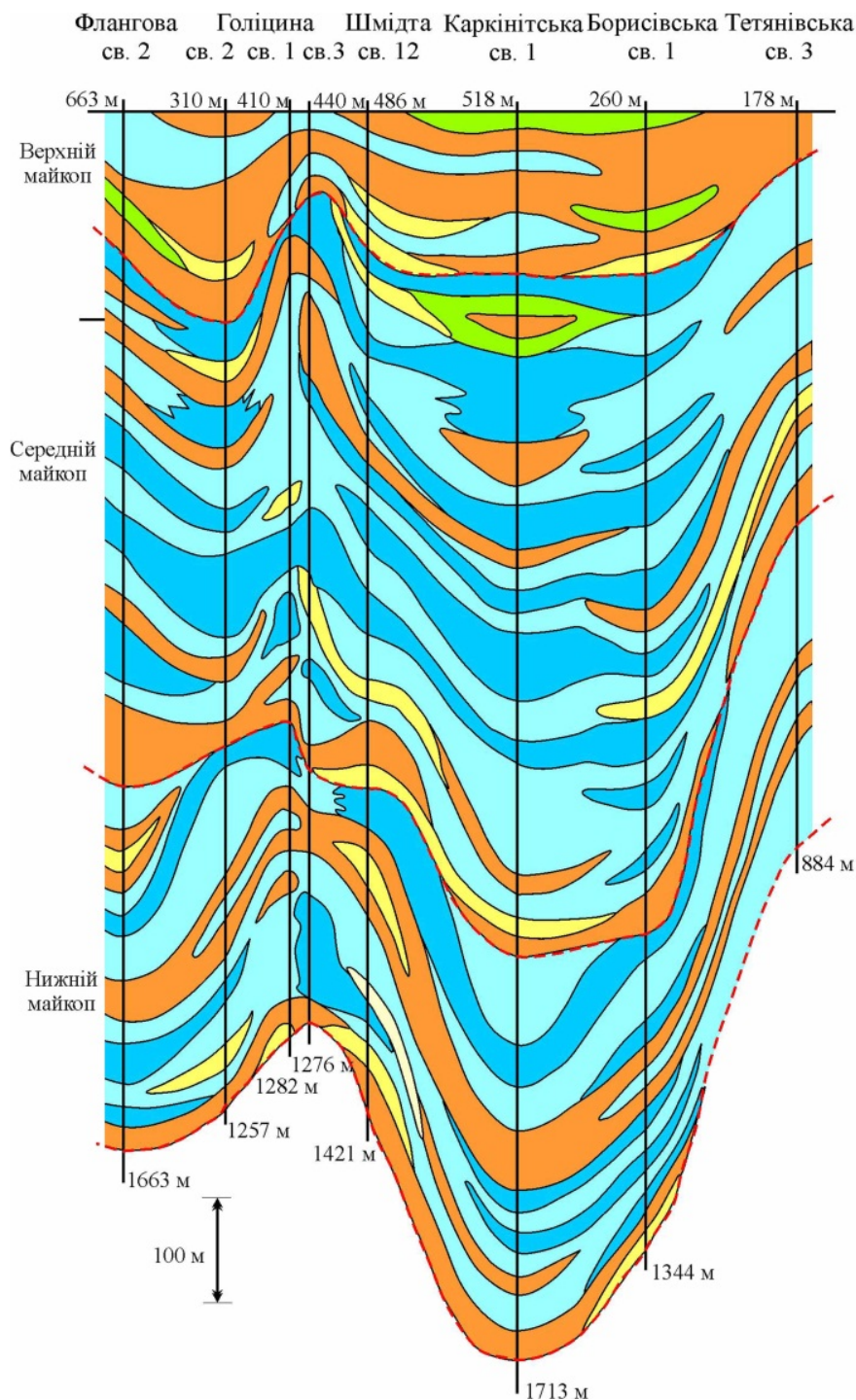


Рис. 47. Повздовжній літологічний розріз майкопської серії Каркінітсько-Північнокримського осадово-порідного басейну [116]

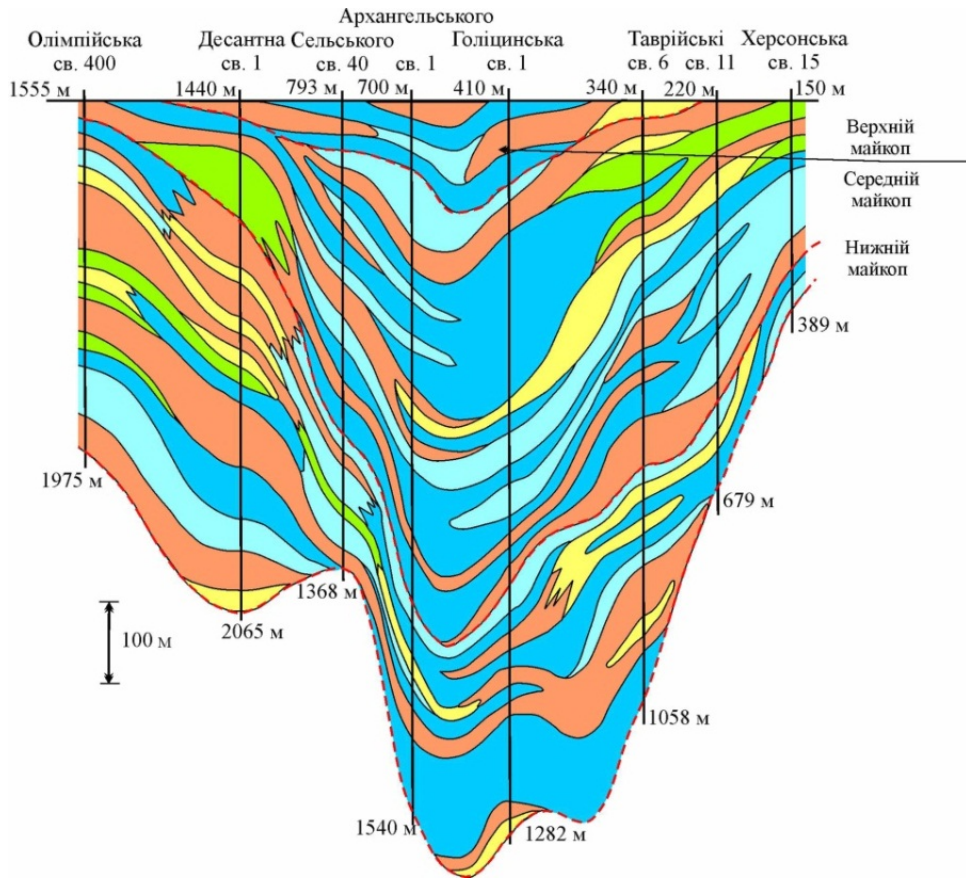
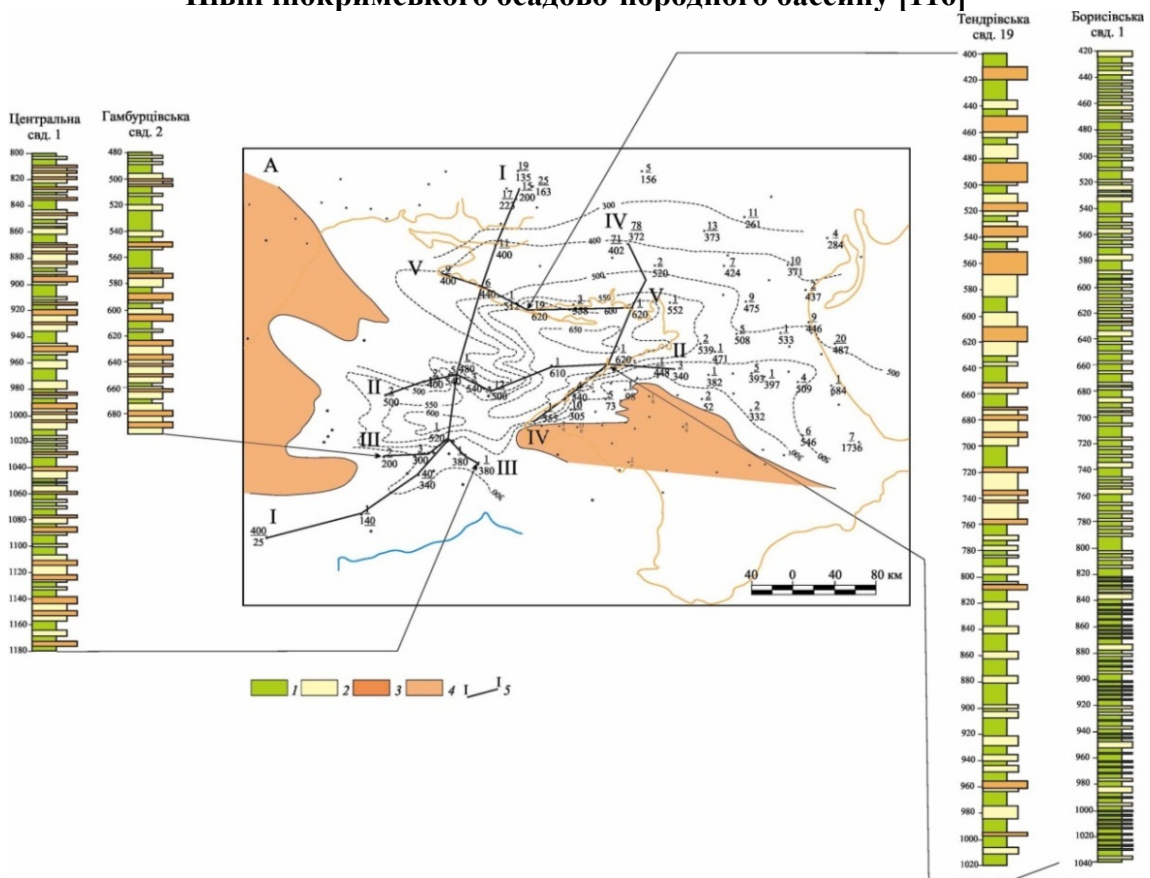


Рис. 48. Поперечний літологічний розріз майкопської серії Каркінітсько-Північнокримського осадово-порідного басейну [116]



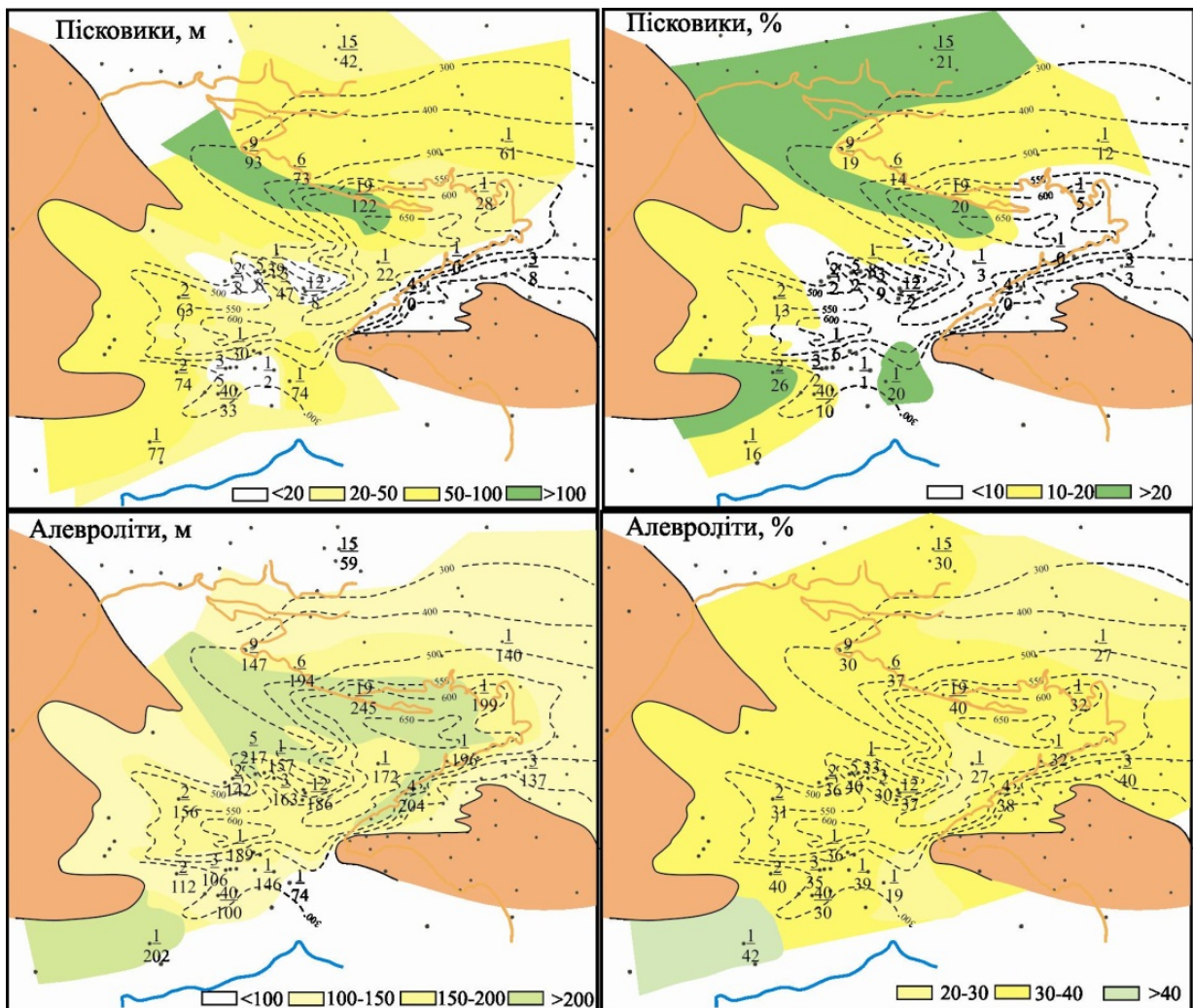


Рис. 50. Літолого-фаціальні схеми (ізоліт, алевроліто-піскуватості) Причорноморсько-Кримського регіону. Середній майкоп [116]

2.4.3. Мінералого-петрографічна характеристика майкопської серії

Літологічна структура розрізу олігоцен-нижньоміоценової товщі Причорноморського осадово-порідного басейну доволі проста. Її основу становлять глинисті утворення, які різняться вмістом алевро-псамітової та карбонатною складовою (рис. 51, 52). У верхніх, середніх і нижніх горизонтах розрізу товщі простежуються прошарки алевритових і псамітових різновидів, роль яких зростає при наближенні до джерел зносу уламкового матеріалу. Як домішки в розрізі майкопу відмічаються малопотужні прошарки карбонатних (мергелі, вапняки) і кременистих (опоки, спонголіти) порід, ще рідше зустрічаються прошарки глауконітів, сидеритвмісних порід, залізомарганцевих утворень.

У розрізах майкопу осьової частини Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів переважають глинисті літотипи, а на південних схилах Української монокліналі та північно-східному замиканні Гірського Криму – алевро-псамітові (рис. 53–62). У проміжних між цими двома зонами розрізах вміст алевро-псамітового матеріалу залежить виключно від наявності водотоків.

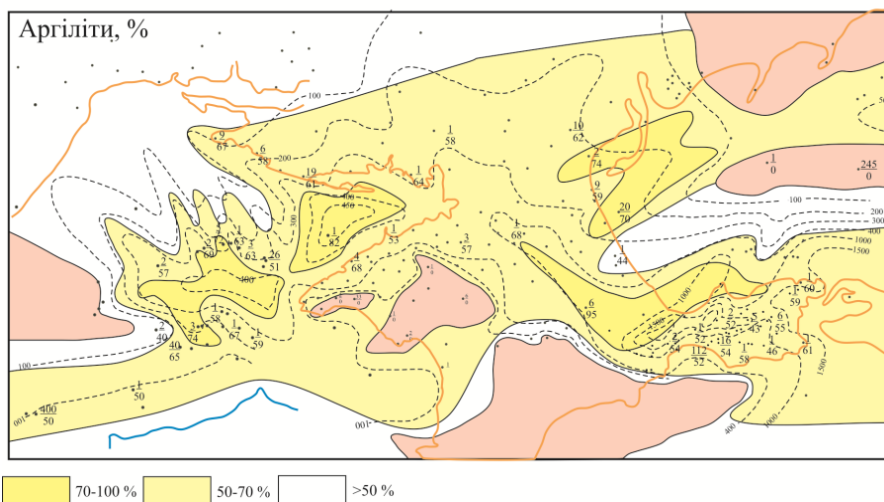
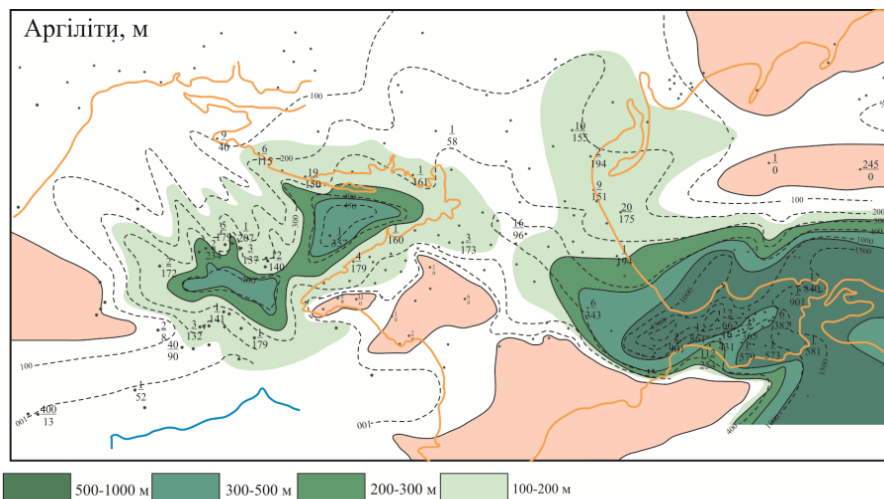


Рис. 51. Схеми ізопахіт та ізоліт аргілітів нижньомайкопської товщі Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну [28, 29]

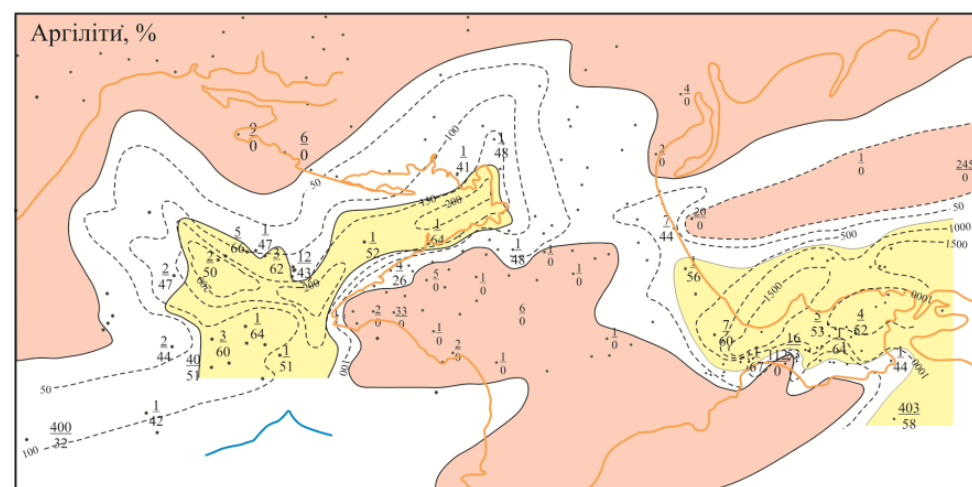
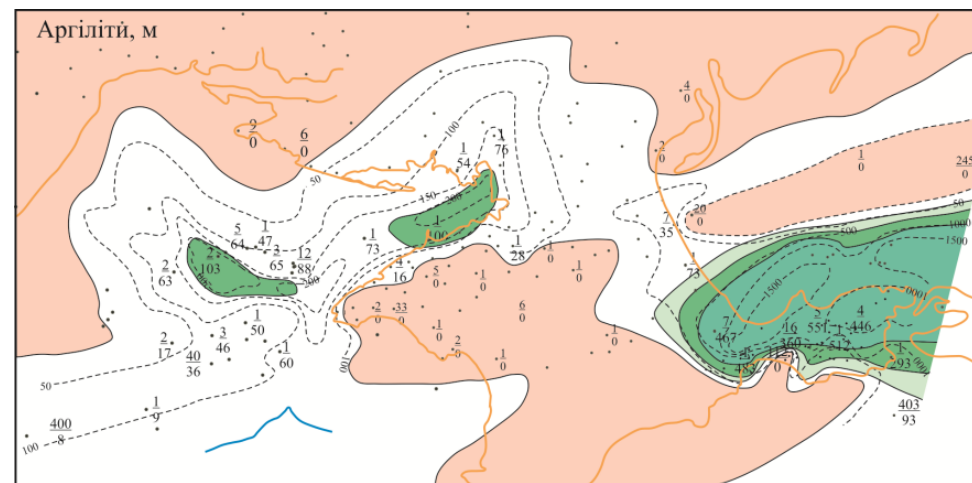


Рис. 52. Схеми ізопахіт та ізоліт аргілітів верхньомайкопської товщі Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну [28, 29] (умовні позначення див. на рис. 51)

Як домішки в розрізі майкопу відмічаються малопотужні прошарки карбонатних (мергелі, вапняки) і кременистих (опоки, спонголіти) порід, ще рідше зустрічаються прошарки глауконітів, сидеритвмісних порід, залізомарганцевих утворень. Майже всі згадані вище літотиби характерні для розрізів північної частини вивченої території.



Свердловина Шлюсарівська-6,
інтервал 3924–3941 м



Свердловина Сергіївська-1,
інтервал 865–870 м



Свердловина Аташівська-4,
інтервал 475–490 м



Свердловина Поворотна-6,
інтервал 3949–3959 м

Рис. 53. Косошарувата плитчата окремість майкопських глин. Керченський півострів

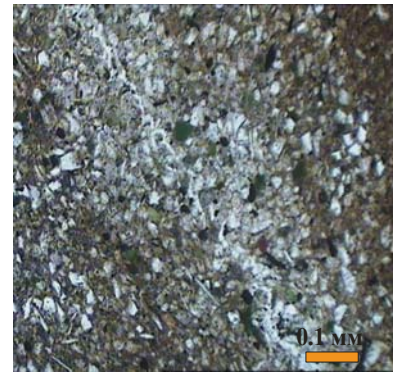


Рис. 54. Головні типи порід майкопської серії:

- 1 – аргіліт із гніздоподібними скупченнями алевритового матеріалу. Свердловина Голіцина-1, інтервал 585–590 м;
- 2 – аргіліт алевритовий з уривками вуглефікованого рослинного детриту. Свердловина Голіцина-25, інтервал 704–714 м;
- 3 – алевроліт глинистий, глауконіт-кварцовий, піритизований; мікросхаруватий. Свердловина Голіцина-1, інтервал 630–635 м;
- 4 – алевроліт глауконіт-кварцовий з глинисто-гідрослюдистим цементом. Свердловина Голіцина-6, інтервал 560–567 м;
- 5 – аргіліт алевро-псамітовий. Свердловина Шмідта-25, інтервал 654–661 м;
- 6 – пісковик з базальним пойкилітовим кальцитовим цементом. Свердловина Таврійська-9, інтервал 750–751 м

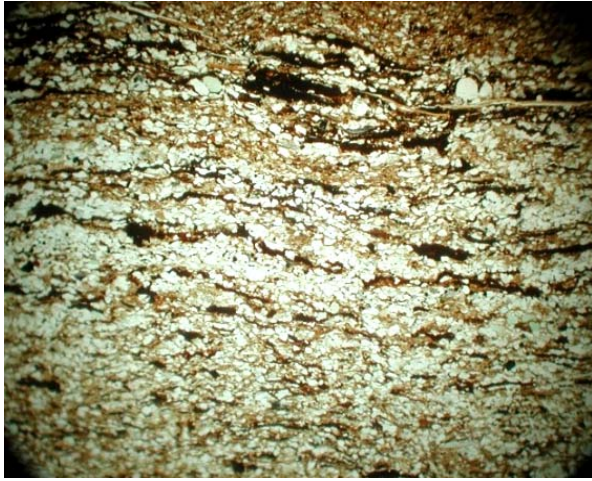


Рис. 55. Аргіліт тонкошаруватий з чорними бітумами з піритом
Свердловина. Слюсарівська-1, інтервал 2400–2410 м. Середній майкоп. 4,7^x. Ніколі II

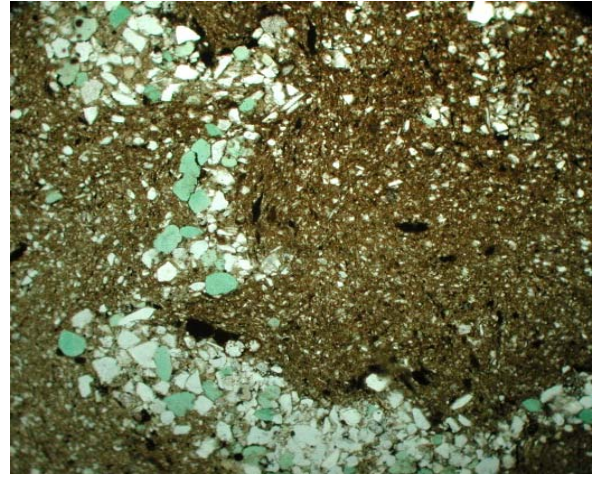


Рис. 56. Аргіліт з прошарками алевриту
Свердловина Слюсарівська-1, інтервал 3315–3325 м. Нижній майкоп. 4,7^x. Ніколі х

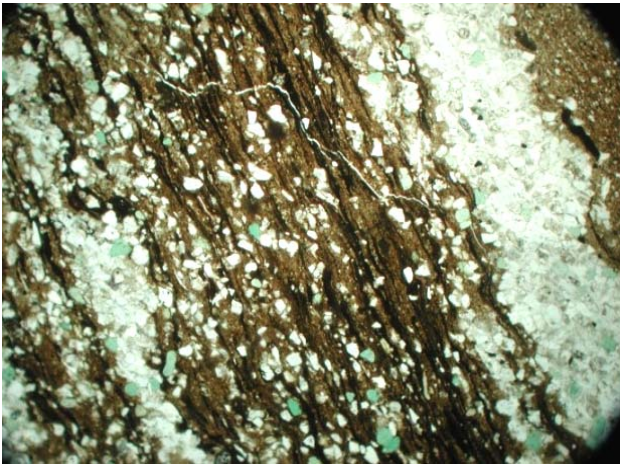


Рис. 57. Аргіліт зі зкупченнями ОР
Свердловина Слюсарівська-1, інтервал 3871–3877 м. 4,7^x. Ніколі II

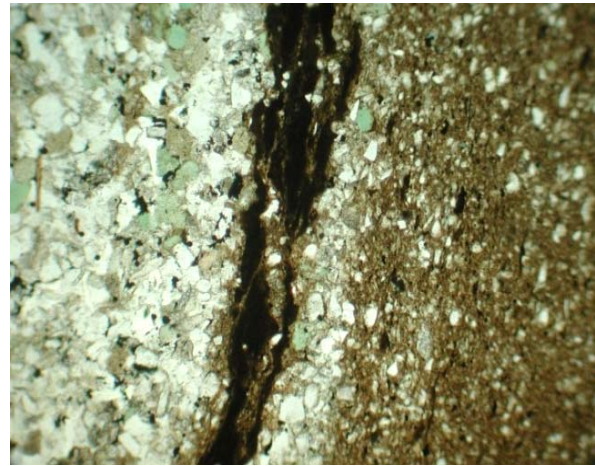


Рис. 58. Бітум в аргіліті
Свердловина Фонтанівська-6, інтервал 3075–3082 м. 9^x. Ніколі II

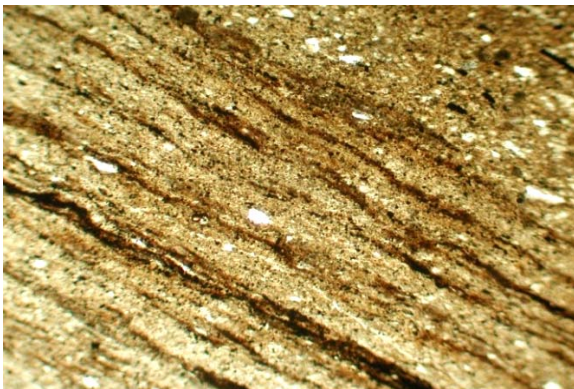


Рис. 59. Аргіліт з ОР
Свердловина Фонтанівська-7, інтервал 3018–3024 м. Нижній майкоп. 9^x. Ніколі II

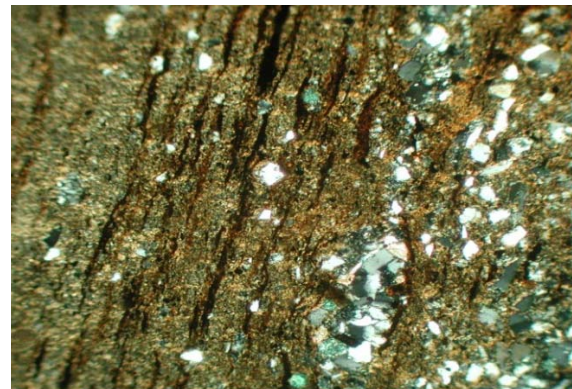


Рис. 60. Прожилки ОР в аргіліті
Свердловина Фонтанівська-7, інтервал 3037–3047 м. Нижній майкоп. 9^x. Ніколі II



Рис. 61. Аргіліт з бітумом
Свердловина Джанкойська-24,
інтнрвал 914–917 м



Рис. 62. Ореоли піритизації та бітумонасичення в аргіліті
Свердловина Джанкойська-19,
інтервал 495–500 м

Середній склад товщі такий: вміст псамітів у розрізах коливається від 0 до 28 % (середнє значення 9 %); алевролітів – від 4 до 53 % (20 %); глин – від 32 до 95 % (71 %). Поодинокі прошарки карбонатних і кременистих порід до цих розрахунків не включались.

Глини. Як було відмічено вище, глини є переважним компонентом майкопської серії Причорноморського регіону. Вони формують як потужні добре витримані у просторі за літологічними та мінералого-петрографічними ознаками пласти (до 100 м), так і малопотужні прошарки (1–2 см) серед алевролітових утворень.

Макроскопічно породи переважно темного кольору (темно-сірі, сірі, рідше чорні), але завжди із зеленуватим, інколи коричнюватим відтінком. Текстура глин масивна, лінзоподібно-шарувата (обумовлена нерівномірним розподілом уламкового матеріалу), обкочена, інколи з тонкоплитчастою окремістю. Структура алевро-пелітова, пелітова. Вміст $C_{\text{орг}}$ в аргілітах варіює від 0,08 до 0,63 %, P_2O_5 – від 0,06 до 0,22 % (табл. 8).

Таблиця 8. Середній хімічний склад глинистих порід майкопської серії (%) [115]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	Впп	Сума
1	52,12	0,85	18,23	11,28	1,58	0,11	0,18	0,20	1,99	10,27	96,81
2	59,42	0,45	15,29	8,65	1,78	2,49	0,11	0,20	0,75	11,05	100,11
3	67,40	0,40	8,04	12,71	1,49	2,5	2,00	0,06	0,38	5,52	100,35

1 – планорбеловий горизонт; 2 – верхній підгоризонт керлеутського горизонту; 3 – середній підгоризонт батисфонового горизонту.

Особливості будови глинистих колекторів тріщинного і кавернотріщинного типу середнього майкопу Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну наведено на рис. 63–69.

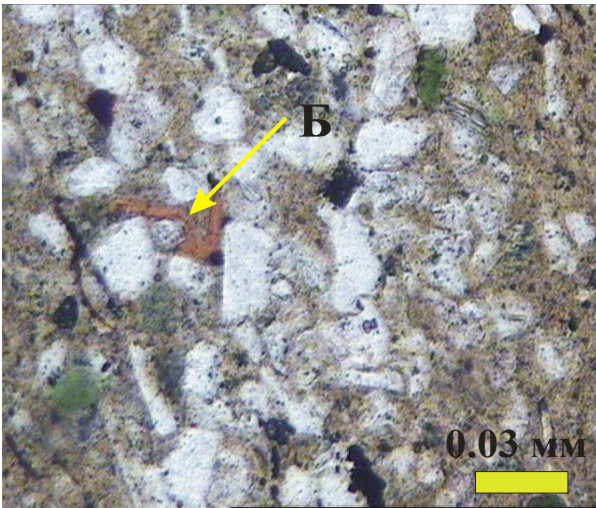


Рис. 63. Аргіліт до алевриту з бітумом
Свердловина Голіцина-1,
інтервал 585–590 м. Ніколі ІІ

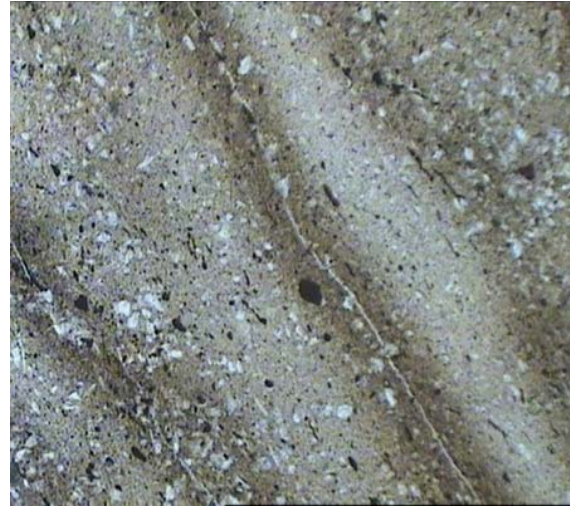


Рис. 64. Бітуми в аргіліті
Свердловина Голіцина-1,
інтервал 594–600 м. Ніколі ІІ



Рис. 65. Мергель зі зкупченнями бітуму
Свердловина Голіцина-1, інтервал 1305–1313 м

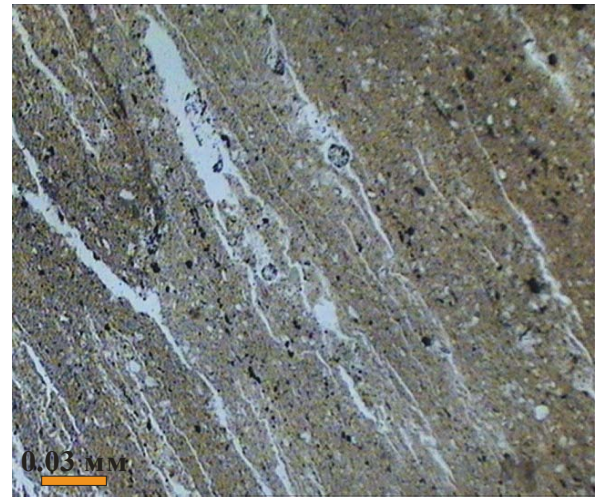


Рис. 66. Зона розущільнення в аргіліті
Свердловина Голіцина-6, інтервал 825–835 м

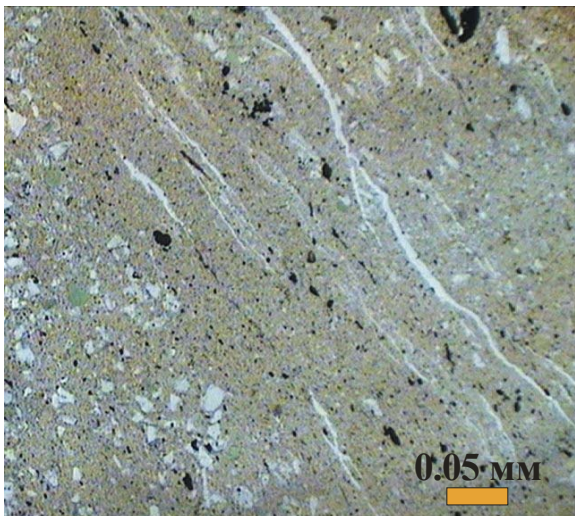
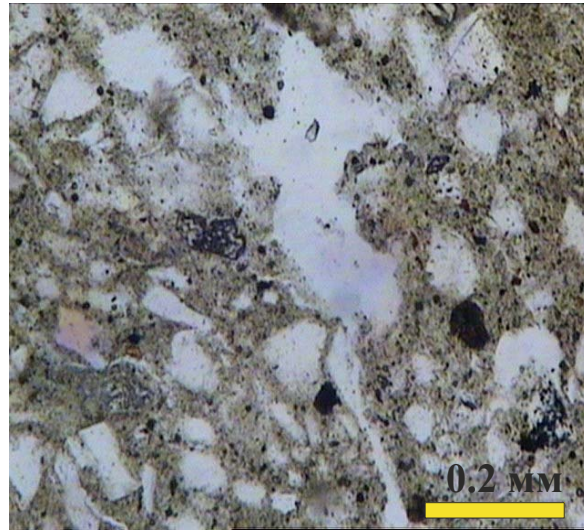


Рис. 67. Мікротріщини в аргіліті
Свердловина Голіцина-1, інтервал 706–711 м



Рис. 68. Кавернозна зонка в аргіліті
Свердловина Шмідта-25, інтервал 661–668 м



**Рис. 69. Тріщинно-кавернозна зонка в алевроліті.
Свердловина Голіцина-6, інтервал 574–581 м**

Серед глин регіону найчастіше простежуються алевритові (кластичного матеріалу 10–45 %), вапнисті (вміст карбонату кальцію 10–15 %) та невапнисті (CaCO_3 – 1–5 %) різновиди. Безкарбонатні літотиби тяжіють до низів товщі (планорбеловий горизонт) та до її середини (нижньокерлеутський горизонт). Вапнисті різновиди характерні для розрізів остракодового горизонту. В останньому значно зменшується вміст алевро-псамітового матеріалу порівняно з іншими горизонтами майкопу. Вміст CaCO_3 в глинах теж коливається залежно від просторового розміщення розрізу. Так, в утвореннях, розкритих в осьовій зоні Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів (глибоководні ділянки седиментаційного басейну) глини практично некарбонатні, а на їхніх бортах характеризуються значним вмістом пелітоморфного кальциту.

Основна маса глин під мікроскопом має пелітоморфну структуру і складається з глинистого та карбонатно-глинистого матеріалу. Текстура їх масивна, тонкошарувата (обумовлена перешаруванням верств, збагачених уламковим матеріалом), орієнтована (орієнтоване розміщення лейст глинистих мінералів) або безпорядна. Глинисті мінерали основної маси мають на більшій частині території монтморилонітовий склад, як домішка виступають каолінит, хлорит, гідрослюда. Останні є найбільш характерними утвореннями північних районів.

Кластичний матеріал алевритової розмірності (5–45 %) розподілений в породі нерівномірно (лінзи або малопотужні прошарки) і рівномірно. Представлений він кутастими, напівобкатаними або обкатаними зернами кварцу, значно рідше відмічаються польові шпати (в основному мікроклін, 1–2 %), уламки порід (кварцити, кварц-слюдяні сланці, карбонатні поріди), повсюдно лейсти мусковіту. У поодиноких зразках визначається вулканогенний (плагіоклаз з характерним двійникуванням) матеріал.

Аутигенні мінерали представлені глауконітом (від 1–2 % до 20–25 %), піритом (до 10 %), інколи оксидами заліза. Глауконіт, як правило, присутній в усіх різновидах глин майкопу, формуючи округлі ізометричні або безформні лапчасті стяжіння розміром 0,01–0,05 мм, часто заміщує порожнини черепашок форамініфер. Пірит присутній в основній масі глин у вигляді дрібнозернистих

включень, рівномірно розкиданих по породі, землястих агрегатів розміром 1,5–3,0 см і добре сформованих кристалічних зерен.

Доволі часто в глинах відмічаються фрагменти обвуглених рослинних решток. Останні, як правило, розміщені вздовж площин нашарування, часто піритизовані.

Піски (алевроліти, пісковики) мають доволі значне поширення в розрізах товщі в північних районах регіону (західне та східне Причорномор'я, схили Середньоазовського підняття, Гірськокримської споруди), де їхній вміст становить 60–100 %. По геотраверсу з півночі на південь вміст псамітів зменшується і в осьовій зоні прогинів вони не утворюють значних за потужністю горизонтів, а алевро-псамітовий матеріал входить як домішка до складу глинистих літотипів. Товщина прошарків коливається від перших сантиметрів до 30–40 м, на більшій частині вивченої території не перевищує 2–5 м.

Породи макроскопічно темно-сірого, світло-сірого, сірого кольору залежно від складу домішок (глауконіту, тонкодисперсного залізовмісного матеріалу, пелітоморфного каолініту або карбонату кальцію). Охристо-бурий колір характерний для зон вивітрювання верхніх горизонтів олігоцену північних районів регіону. Західним і північним районам властиві темно-сірі, майже чорні різновиди, колір яких зумовлений значним вмістом обвуглених рослинних решток. Структура порід алевро-псамітова, текстура масивна, лінзоподібно-шарувата, рідше косошарувата, грудкувата, обумовлена прошарками з різним вмістом глинистого і карбонатного матеріалу.

Уламковий матеріал (50–85 %) псамоалевритової розмірності, добре відсортований, погано або добре обкатаний. Представлений він кутастими зернами кварцу (до 98 %), польового шпату (1–8 %), уламками порід (кварцити, кварцово-слюдяні сланці, овальні уламки карбонатних порід, 1–3 %), лейстами мусковіту та біотиту (до 1 %).

З аутигенних мінералів у породах постійно присутній глауконіт, кальцит, кременисті та фосфатні стяжіння, пірит. За вмістом глауконіту серед псамітових утворень виділяються глауконіти (понад 50 %), кварц-глауконітові (25–50 %), глауконіт-кварцові (10–25 %) та кварцові піски з глауконітом (5–10 %). Як правило, вміст глауконіту зменшується з півночі на південь пропорційно зменшенню вмісту алевро-псамітового матеріалу в породах. Формує він ізометричні, неправильні, лапчасті зерна зеленувато-сірого кольору, розміром 0,01–0,50 мм, розподілений рівномірно. Пірит найбільш характерний для темних різновидів порід, збагачених обвугленою органікою. Тут він зустрічається у вигляді безформних агрегатів, псевдоморфоз по рослинних рештках, а також у вигляді окремих дрібних кристалів. Рештки та фрагменти мікрофауни карбонатного складу присутні в породах майже постійно, формуючи в певних ділянках регіону проверстки органогенно-детритових пісків.

Цемент (15–50 %) пелітоморфний глинистий або карбонатно-глинистий, рідше кременисто-карбонатно-глинистий та глинисто-карбонатний. Глинисті мінерали представлені, як правило, монтморилонітом, в окремих випадках каолінітом, як домішка відмічаються хлорит і гідрослюда. Карбонат представлений тонкодисперсним кальцитом, дуже рідко дрібнозернистим сидеритом. За ступенем цементації серед псамітів розрізняються пухкі слабозцементовані та щільні різновиди. Тип цементу базальний, контактово-поровий, поровий.

2.4.4. Перспективи нафтогазоносності відкладів майкопської серії

Для визначення перспектив нафтогазоносності відкладів майкопської серії проведено вивчення її розрізів і відібрано керн свердловин у межах таких районів:

- північно-західний шельф Чорного моря – св. Архангельська-21, Голіцина-1, 6, 7, 9, 12, 28;
- центральна частина Кримського півострова – св. Джанкойська-1;
- Керченський півострів – св. Фонтанівська-6, 12;
- шельф Азовського моря – св. Північноказантипська-3;
- Прикерченська частина шельфу Чорного моря – св. Суботіна-1.

Додатково проведено аналіз петрофізичних властивостей зразків керна свердловин з колекції петрофізичної лабораторії КНУ імені Тараса Шевченка: шельфу Чорного моря (св. Шмідта-6, 9, 11, Голіцина-2, Гамбурцева-2); північного шельфу Азовського моря (св. Матроська-1); Прикерченської частини шельфу Чорного моря (св. Суботіна-403).

Північно-західний шельф Чорного моря. Північно-західний шельф Чорного моря розбурений численними свердловинами, з яких нами вивчено розрізи св. Архангельська-21 і Голіцина-1, 6, 7, 9, 12.

Свердловина Архангельська-21 пробурена в період з 01.08.11 по 20.08.11 (рис. 70). Проектна і фактична глибина свердловини – 900 м, проектний і фактичний горизонт – майкоп. На основі геофізичних досліджень свердловин (ГДС) було визначено промисловий об'єкт (М-5, майкоп) в інт. 871–897 м.

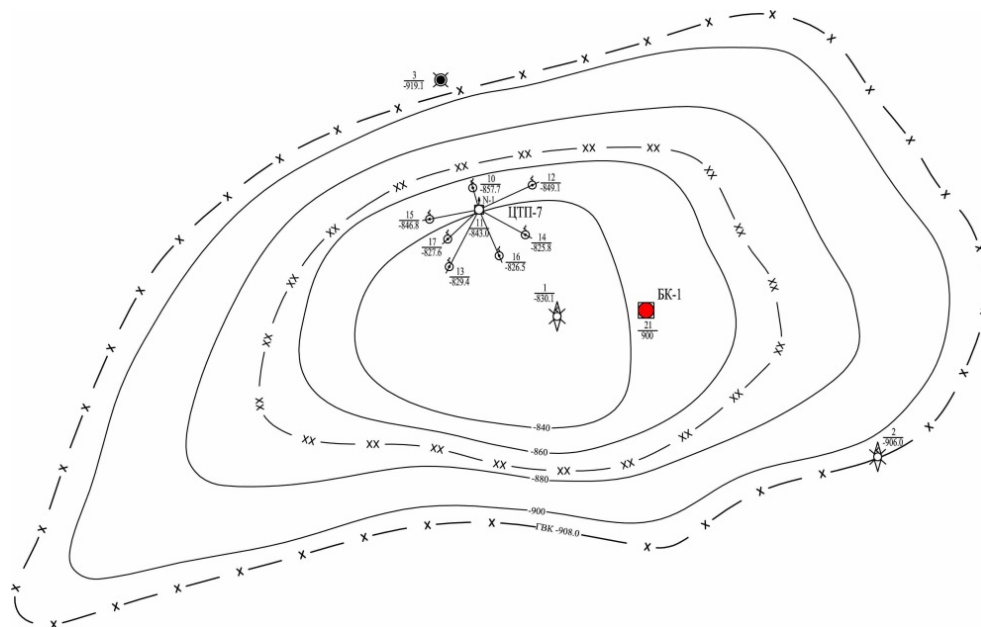


Рис. 70. Структурна карта Архангельської атикліналі по покрівлі пачки М-В

Промислово-геофізичні дослідження, проведені 20.08.11–24.08.11, включали: стандартний каротаж м-бу 1:500 (інт. 103–848 м), ГК 1:500 (0–900), БК, БКЗ 1:200 (608–900), БМК, МК 1:200 (608–900), кавернометрія і профілеметрія 1:500 (103–890), термометрія 1:500 (0–859), інклінометрія (0–900), АК+АКХ 1:200 (608–900), ГГК-Щ 1:200 (608–900), ГК+НГК 1:200 (608–900), ВЦК 1:500 (0–900), АКЦ 1:200 (0–900), ГТІ (80–900), ІК 1:200 (608–900).

Свердловиною розкрито такий стратиграфічний розріз:

- 0–29,3 – альтитуда;
- 29,3–80,3 – товща води;
- 80,3–160 – четвертинні та пліоценові відклади – перешарування глин піщанистих, мулоподібних, вапняків детритових, пісків, суглинків і алевритів;
- 160–350 – понт і метис – алеврити глинисті кварц-глауконітові дрібнозернисті з прошарками глин темно-сірих пластичних і вапняків органогенних;
- 350–560 – верхній і середній сармат – глини сірі, алевритисті, карбонатні, з прошарками вапняків органогенно-уламкових, ракушняків, мергелів;
- 560–619 – нижній сармат – глини темно-сірі, місцями алевритисті, з поодинокими прошарками алевритів;
- 619–680 – тортон – перешарування сірих вапняків, органогенно-уламкових, піщанистих з прошарками мергелів, алевритів, пісковиків і сірих алевритистих карбонатних глин;
- 680–900 – майкоп – глини зеленувато-сірі, алевритисті, місцями грубошаруваті, щільні, з прошарками алевролітів і пісковиків.

Керн представлений (м):

- 867–868 – аргіліти сірі, зеленувато-сірі, ділянками алевритисті, слюдисті – зразок 171 АХ (867 м);
- 868–881 – алевроліти зеленувато-сірі, глинисті, слюдисті – зразки 172 АХ (872 м), 173 АХ (877 м), 174 АХ (878 м), 175 АХ (881 м) (рис. 71).



Рис. 71. Керн свердловини Архангельська-21, зразок 172 АХ, інтервал 872 м

За результатами вивчення шліфів породи представлені:

- алевроаргілітами (172 АХ) з бластопелітовою структурою, сланцюватою текстурою, складені пелітовими та алевритовими (1:1) уламками кварцу, польового шпату, гідрослюд (можливо, вермикуліту), рослинним детритом (5 %), часто заміщеним мікрозернистим піритом, глауконіту (1 %), уламки часто опалітизовані;
- алевролітами (171 АХ, 173 АХ, 174 АХ) з алевритовою структурою, невпорядкованою текстурою, складеними уламками (70–80 %) кварцу (50 %), польових

шпатів (15–25 %), глауконіту (15–30 %), у базальному гідролудистому цементі (25–30 %), присутні акцесорні циркон, монацит, апатит, епідот, рослинний детрит (до 1 %).

За результатами вивчення аншліфів (171 АХ, 172 АХ, 174 АХ) породи представлені глинистими аргілітами з алевритистими і пелітовими структурами, шаруватою текстурою, складеними напівобкатаними та необкатаними уламками кварцу в базальному цементі, тип мацерал-детриніт і вітриніт, вміст піриту коливається від 0,1 до 5,0 % (рис. 72, 73).

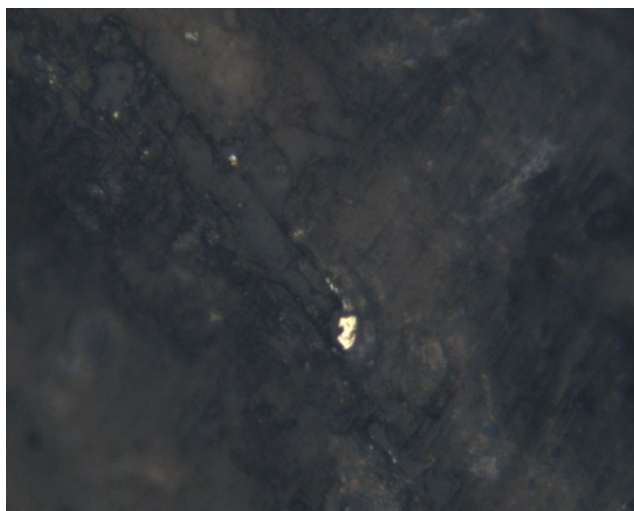


Рис. 72. Аншліф 171 АХ:
пірит по вітродетриніту

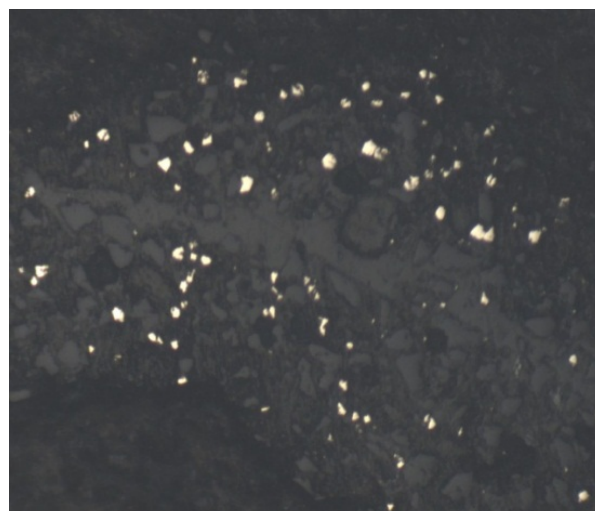


Рис. 73. Аншліф 172 АХ:
пірит у глинистому аргіліті

Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із керна св. Архангельська-21, наведені в табл. 9, термічного аналізу – 10, виміру відбивної здатності вітриніту – 11, складу газів – 12, а води – у табл. 13.

Таблиця 9. Результати визначення масових часток елементів в пробах, відібраних зі свердловини Архангельська-21 (%)

№ проби	Інтервал, м	Ярус	Порода	С _{орг.}	Н ₂ О ⁻	U·10 ⁻⁴	СО ₂ карб.
171 АХ	867	Р ₃ -N ₁ ¹ mk	Аргіліт	3,84	3,20	2,3	0,71
172 АХ	872	"	"	3,46	3,40	2,3	0,05
173 АХ	877	"	"	2,26	1,86	2,3	0,05
174 АХ	878	"	"	2,62	2,18	2,5	0,66

Таблиця 10. Результати термічного аналізу проб

№ проби	Інтервал, м	< 120 °С	120–300 °С	300–390 °С	390–550 °С	ТОС, %
171 АХ	867	2,65717	1,21605	0,37197	2,49372	4,08174
172 АХ	872	2,77925	1,26635	0,44985	3,061	4,77720
173 АХ	877	1,23526	0,40736	0,16992	1,32142	1,89870
174 АХ	878	1,83361	0,40274	0,3087	1,86669	2,57813

Таблиця 11. Результати виміру відбивної здатності вітриніту

№ проби	Інтервал, м	Заміри	Кількість	Середнє
171 АХ	867	0,32; 0,38; 0,40; 0,50; 0,52	5	0,42
172 АХ	872	0,36; 0,38; 0,39; 0,41; 0,41; 0,42; 0,42; 0,44; 0,45; 0,48; 0,50; 0,50	12	0,43
174 АХ	878	0,36; 0,36; 0,38; 0,38; 0,45; 0,46; 0,48; 0,50; 0,51	9	0,43

Таблиця 12. Склад газів керна майкопської серії [111, 120]

Глибина	Густина	Метан CH ₄	Етан C ₂ H ₆	Пропан C ₃ H ₈	Ізобутан C ₄ H ₁₀	І-Бутан C ₄ H ₁₀	Ізопентан C ₅ H ₁₂	І-Пентан C ₅ H ₁₂	Гексани	N ₂	CO ₂	O ₂
Свердловина Архангельська-21												
867,9–897,5	0,901	56,492	0,077	0,051	0,011	0,018	0,0008	0,0008	0,018	34,618	0,112	8,587
Свердловина Голіцина-28												
940	0,6804	93,224	0,633	0,111	0,019	0,018	–	–	–	4,773	0,180	1,042
Свердловина Північноказантипська-3												
1039–1133	0,6861	97,268	1,864	0,198	0,011	0,006	–	–	–	0,527	0,117	0,009
1274–1293	0,6859	97,406	1,834	0,245	0,025	0,018	–	–	–	0,368	0,104	–
1416–1454	0,6854	97,248	1,840	0,106	–	–	–	–	–	0,668	0,138	–
1578–1597	0,7301	91,305	3,431	0,789	0,242	0,178	0,070	0,036	0,044	3,734	0,138	0,033
1902–1730	0,7302	91,794	3,182	1,288	0,291	0,160	0,048	0,006	0,033	3,009	0,166	0,023
1902–1730	0,7274	92,859	3,406	1,069	0,226	0,175	0,087	0,049	0,144	1,780	0,194	0,011

Таблиця 13. Хімічний склад води відкладів майкопської серії [111, 120]

Глибина	Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		CO ₃ ²⁻		HCO ₃ ⁻		Ca ²⁺		Mg ²⁺		K + Na		Сума
	Мг/л	Мг-екв	Мг/л	Мг-екв	Мг/л	Мг-екв	Мг/л	Мг-екв	Мг/л	Мг-екв	Мг/л	Мг-екв	Мг-л	Мг-екв	
Свердловина Голіцина-28															
570	38474,1	1085	646,3	13,46	–	–	414,8	6,8	1078,6	53,82	1067,2	87,77	22026,5	917,77	64650
583–591	9893,3	279	1401,8	29,2	–	–	213,5	3,5	215,7	10,76	533,7	43,89	6167,3	256,97	18473
940	35176	992	31,1	0,65	–	–	183,0	3,0	1576,3	78,66	1057,2	86,94	19653,1	818,88	58133
Свердловина Північноказантипська-3															
1578–1597	13726,6	387,1	749,7	15,6	–	–	2106	36	666,9	33,3	227,4	16,7	9280,8	386,7	26844,4
1410–1454	5908	166,6	92,5	1,93	72	2,4	1061	17,4	77,1	3,85	32,8	2,7	4363	181,78	11606
2493–2502	6081	171,5	842	17,54	–	–	384	6,3	263,6	13,15	368,7	30,32	3645	151,87	11584
1416–1454	5560	156,8	79,7	1,66	72	2,4	1055	17,3	79,2	3,95	31,6	2,6	4119	171,61	10996
1416–1454	5908	166,6	92,5	1,93	72	2,4	1061	17,4	77,1	3,85	32,8	2,7	4363	181,78	11606
1578–1597	30581	862,4	548	11,42	–	–	1720	28,2	12765	637	316	26	5736	239,02	51666
1274–1293	7123,9	200,9	1031,1	21,5	–	–	396,5	6,5	375,1	18,7	379,4	31,2	4296	179	13602

Свердловина Голіцина-28 пробурена в період 03.11.89–28.11.89 з метою дорозвідки покладів газу в майкопських відкладах Голіцинської структури, яка розміщена в акваторії Чорного моря на відстані 49,5 миль від порту Чорноморськ, у межах північного борту субширотного Каркінітського прогину [111]. Прогин складений потужною товщею (7–8 км) осадових відкладів крейдового, палеогенового і неогенового віку. Структура має складну складчасто-брилову будову, по поверхні палеогенових відкладів є субширотно асиметричною антикліналлю, ускладненою декількома підняттями. Останні формують Східне і Західне склепіння. Свердловина пробурена в північному опущеному блоці Західного склепіння (рис. 74). Її проектна глибина 1020 м, фактичний вибій –1020.



Рис. 74. Структурна карта за умовним відбивним горизонтом I^B (пачка V) [111]

Свердловиною розкрито такий стратиграфічний розріз:

- 0–24 – альтитуда;
- 24–57 – товща води;
- 57–158 – четвертинні, кімерійські та куюльницькі відклади;
- 158–302 – понт і меотис;
- 302–515 – верхній і середній сармат;
- 515–595 – нижній сармат;
- 515–647 – тортон;
- 647–800 – верхній майкоп;
- 800–1020 – середній майкоп.

Керн представлений:

- 817–827 – глина темно-сіра із зеленуватим відтінком, щільна, слабослюдиста, алевритиста, шарувата, з прошарком (0,3 м) алевроліту темно-сірого;
- 852–862 – перешарування глин темно-сірих, зеленуватих, слабослюдистих, алевритів (0,4–2,1 м), пісковиків темно-сірих, сірих кварц-глауконітових дрібно-середньозернистих (1,8 м), алевритів темно-сірих, чорних глинистих з глауконітом (0,2 м);
- 862–872 – алеврит темно-сірий до сірого, кварц-глауконітовий;
- 872–882 – алевроліт темно-сірий, кварц-глауконітовий, знизу глина темно-сіра до сірувато-зеленуватої, алевритиста (2,2 м);
- 958–967 – зверху глина темно-сіра (3,5 м), знизу алевроліт темно-сірий (4,2 м).

Промислово-геофізичні дослідження, проведені в період із 06.11.89 по 27.11.89, включали: стандартний каротаж м-бу 1:500 (інт. 100–1014 м), БКЗ 1:200 (662–1014), резистивнометрія 1:200 (662–1014), БК 1:500 (332–1018), БК 1:200 (662–1018), МБК 1:200 (662–1018), мікрокаротаж 1:200 (662–1018), кавернометрія 1:500 (100–1018), профілеметрія 1:500 (100–1018), кавернометрія 1:200 (662–1018), термометрія 1:500 (0–1018), термометрія 1:200 (662–1018), інклінометрія (0–1018), АК 1:200 (662–1018), ГК і НГК 1:500 (0–1018), ГК і НГК 1:200 (590–1018), ВЦК 1:500 (0–958), АКЦ 1:500 (0–970), газовий каротаж і ГГД (0–1020), ІК 1:200 (662–1018).

Під час проходки свердловини при бурінні інт. 102–103 м, 337–338 м, 465–475 м відбувалося часткове поглинання промивальної рідини і глинистого розчину. У процесі буріння нафтогазопроявів і підвищених газопоказників не спостерігалось. За результатами геофізичних досліджень у відкладах майкопу виділено дев'ять водоносних пластів, які характеризуються низкими значеннями питомого електричного опору і високою пористістю (табл. 14).

Таблиця 14. Результати геофізичних досліджень свердловини Голіцина-28 [111]

Горизонт	Інтервал, м	Товщина, м	Порода	Питомий опір, Ом·м			Пористість, %		K _{глин.}	Характер насичення
				БКЗ	БК	ІК	БКЗ	НГК		
М-II	798–810	12	Глина	0,85	0,85	0,9	24		45	Водоносний
	811–822,8	11,8	"	0,85	0,85	0,9	24		52	Щільний
М-III	846,8–851	4,2	Пісок		1,0	1,0	22	23,5	14	Водоносний
	853,6–856	2,4	"		0,9	0,85	23	25	13	"
	857–866	9,0	"	0,8	0,85	0,85	24	24	12	"
М-IV	881–884,6	3,6	"		0,9	1,1	23		38	"
	884,6–889	4,4	"		0,85	0,90	24		37	"
	892,4–900,8	8,4	"		0,8	0,85	24	20	31	"
М-V	959,6–968,8	9,2	"	0,85	0,86	0,9	24	22	30	"

Колекція зразків, відібраних із керна свердловин, була проаналізована в Томському відділенні Сибірського науково-дослідницького інституту геології, геофізики і мінеральної сировини (СНДІГГіМС) за допомогою методу нейтронів, що запізнюються, на базі Томського дослідного ядерного реактора на вміст урану та Al₂O₃ (табл. 15).

Таблиця. 15. Вміст U і Al в породах майкопської серії в свердловині Голіцина-28 [111]

№ проби	Глибина, м	Порода	U, $n \cdot 10^{-4}$, %	Al ₂ O ₃	U/Al ₂ O ₃
1	170	Пісковик світло-сірий, вапняковий, з органо-генним детритом	2,1	9,2	0,23
2	190	Глина світло-сіра	3,9	8,9	0,44
3	210	Алевроліт вапнистий, з черепашковим детритом	2,4	12,3	0,20
4	230	Глина вапниста, з черепашковим детритом	5,6	9,7	0,58
5	250	Алевроліт сіро-зелений, вапнистий з глауконітом	2,1	13,8	0,15
6	270	Алевроліт світло-сірий, з органо-генним детритом	2,5	6,3	0,40
7	290	Глина алевритиста, світло-сіра	3,0	11,5	0,25
8	330	Алевроліт світло-сірий, з черепашковим детритом	2,1	7,6	0,28
9	400	Аргіліт світло-сірий, з черепашковим детритом	3,4	11,3	0,30
10	420	"	3,3	11,8	0,28
11	440	Алевроліт глинистий, сірий, вапнистий	2,7	6,2	0,43
12	457	Вапняк з домішкою глини	2,8	8,0	0,35
13	471	Глина світло-сіра, вапниста	2,9	4,5	0,64
14	490	Алевроліт світло-сірий, вапнистий глинистий	2,6	9,1	0,29
15	510	Алевроліт глинистий, з черепашковим детритом	3,0	6,9	0,43
16	525	Глина алевритиста, з черепашковим детритом	2,8	13,4	0,21
17	540	Глина алевритиста, вапниста, сіра	2,9	14,3	0,20
18	560	Глина сіра, з черепашковим детритом	2,6	13,7	0,19
19	580	"	2,9	14,8	0,20
20	590	Глина алевритиста, вапниста, світло-сіра	3,3	11,2	0,29
21	605	Вапняк світло-сірий, детритовий, глинистий	1,9	4,9	0,39
22	620	Глина алевритиста, світло-сіра, з черепашковим детритом	2,8	7,7	0,36
23	640	Алевроліт світло-сірий, з черепашковим детритом	2,6	8,7	0,30
24	655	Глина алевритиста, світло-сіра, з детритом	3,4	15,8	0,20
25	670	Глина сіра, вапниста, з детритом	3,4	16,8	0,20
26	690	Глина алевритиста, сіра, вапниста	3,5	17,9	0,20
27	710	"	3,4	18,0	0,19
28	730	"	3,75	18,0	0,21
29	750	"	3,2	16,5	0,19
30	770	"	3,3	17,6	0,19
31	790	"	3,0	15,4	0,19
32	810	Глина сіра, вапниста	2,5	11,0	0,22
33	830	Глина буровато-сіра, вапниста	3,2	16,3	0,20
34	840	Глина сіра, вапниста	3,2	16,6	0,19
35	890	Глина алевритиста, сіра, вапниста	2,9	12,6	0,23
36	910	Перешарування глин і алевролітів вапнистих	3,0	14,3	0,21
37	930	"	2,9	15,0	0,19
38	950	"	3,3	16,3	0,20
39	995	"	3,0	14,2	0,20
40	1020	"	3,3	15,3	0,22

У результаті врозрізі свердловини в інт. 170–1020 м було виділено дві товщі:

- 170–650 – перешарування глин і алевролітів з прошарками пісковиків і вапняків; товща збагачена органо-генним детритом, присутній глауконіт; вміст

Al_2O_3 становить 4,9–14,8 %, урану – $(1,9\text{--}5,6)\cdot 10^{-4}$ %, співвідношення $\text{U}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – у середньому 0,32;

- 650–1020 – глини сірі, бурувато-сірі, з органогенним детритом, слюдисті, з тонкими прошарками алевrolітів, середній вміст Al_2O_3 – 15,7 %, урану – $3,2\cdot 10^{-4}$ %, $\text{U}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – 0,2.

Інші свердловини, пробурені в межах Голіцинської структури, мають подібний розріз. Із керн свердловин було взято зразки: Голіцина 7 – на глибині 570 м (зр. 163 ГЛ); Голіцина-1 – 1034 м (165 ГЛ), Голіцина-6 – 1812 м (162 ГЛ); Голіцина-9 – 2100 м (164 ГЛ), Голіцина-12 – 2710 м (161 ГЛ) (рис. 75).



Рис. 75. Керн свердловини Голіцина-9, зразок 164 ГЛ, інтервал 2100 м

За результатами опису шліфів породи представлені:

- аргілітами глинисто-гідрослюдистими з глауконітом (164 ГЛ), з пелітоморфною структурою, тонкошаруватою текстурою, складеними ясно-жовтою і бруою гідрослюдою, глауконітом (до 1 %), з незначною кількістю стяжінь криптокристалічного карбонату і мікрокристалічного піриту;
- алевроаргілітами гідрослюдистими (163 ГЛ, 165 ГЛ) з алевропелітовою структурою, масивною текстурою, складеними алевритовим матеріалом (40 %), яскраво-жовтою гідрослюдою (до 60 %), глауконітом (до 1 %), з незначною кількістю стяжінь криптокристалічного карбонату і мікрокристалічного піриту;
- крейдою сланцюватою (161 ГЛ, 162 ГЛ), з алевропелітовою (0,001–0,13 мм) органогенно-детритовою структурою, суцільною до шаруватої текстурою, складеною пелітоморфним карбонатним матеріалом (60–70 %) із включеннями алевритового детриту форамініфер, криноїдей, пеліципод, з поодинокими зернами глауконіту (0,5 %), рослинним детритом (до 2–3 %), тріщинуватістю, яка розвивається вздовж сланцюватості.

За результатами опису аншліфів породи представлені:

- аргілітами алевритистими (аншліф 164 ГЛ) з пелітовою до алевритистої структурою, шаруватою текстурою, мацерали представлені колодетринітом (рис. 76, 77), характерна присутність крупних кристалічних псевдоморфоз піриту по органічних рештках;
- мергелями (аншліф 165 ГЛ) з пелітовою органогенною структурою, неясно-шаруватою текстурою, тип мацерал – вітриніт.

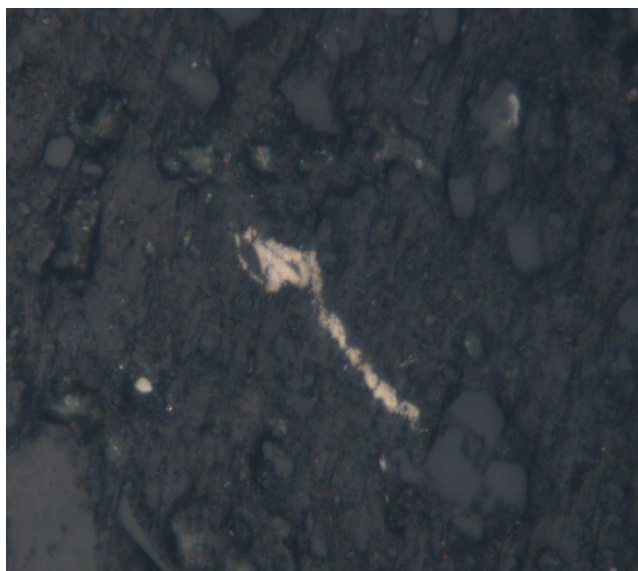


Рис. 76. Аншліф 164 ГЛ:
колодетриніт: антрацит

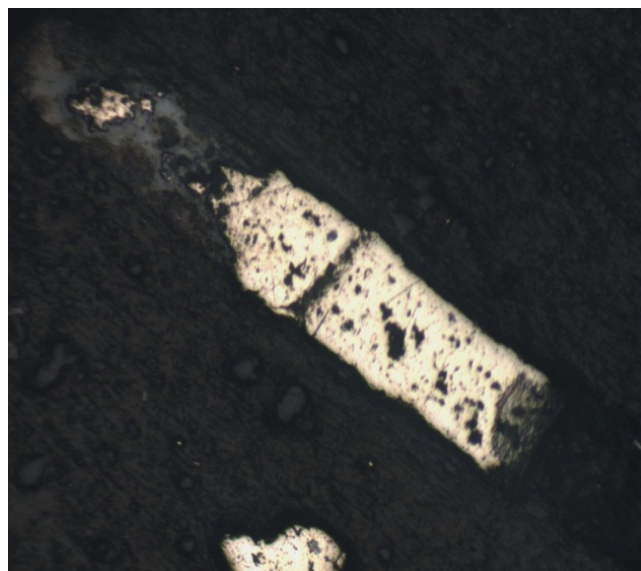


Рис. 77. Аншліф 164 ГЛ:
пірит інкрустує вітродетриніт

Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із керна свердловин структури Голіцина, наведено в табл. 16, термічного аналізу – у табл. 17, виміру відбивної здатності вітриніту – у табл. 18.

Таблиця 16. Результати визначення масових часток елементів в пробах (%)

Свердловина	№ проби	Інтервал, м	Порода	$C_{орг.}$	H_2O^-	$U \cdot 10^{-4}$	$CO_{2карб.}$
Голіцина-7	163 ГЛ	570		3,36	3,20	2,3	0,22
Голіцина-1	165 ГЛ	1034	Мергель	2,20	0,46	2,2	22,00
Голіцина-6	162 ГЛ	1812		4,42	0,90	3,4	9,07
Голіцина-9	164 ГЛ	2100	Аргіліт	3,60	3,24	2,5	1,15
Голіцина-12	161 ГЛ	2710		2,90	0,76	1,6	16,0

Таблиця 17. Результати термічного аналізу проб

Свердловина	№ проби	Інтервал, м	< 120 °С	120–300 °С	300–390 °С	390–550 °С	ТОС, %
Голіцина-7	163 ГЛ	570	3,26824	0,81681	0,55893	2,86668	4,24242
Голіцина-1	165 ГЛ	1034	0,31816	0,12233	0,06937	0,50347	0,69517
Голіцина-6	162 ГЛ	1812	1,34529	0,42096	0,32277	2,2451	2,98883
Голіцина-9	164 ГЛ	2100	2,75152	1,05531	0,23921	2,68154	3,97606
Голіцина-12	161 ГЛ	2710	1,03429	0,30451	0,11168	1,14303	1,55922

Таблиця 18. Результати виміру відбивної здатності вітриніту

№ проби	Інтервал, м	Заміри	Кількість	Середнє
165 ГЛ	1034	1,00; 1,45; 1,50; 1,55; 1,70; 1,80; 2,50	7	1,64
164 ГЛ	2100	0,30; 1,01; 1,20	3	0,84

Аналіз промислово-геофізичних даних. Нами проведена переінтерпретація даних ГДС по св. Голіцинська-28, 1, 9, 12.

Свердловина Голіцина-28. Розріз свердловини представлений товщею глин та аргілітів (рис. 78). Перешарування глинистих порід з алевролітами і пісковиками створює неоднорідності на кривих електрокаротажу та радіоактивного зондування. Геологічна анізотропія виражена практично по всій досліджуваній товщі. В інтервалі глибин 670–845 м за результатами кількісної інтерпретації даних ГДС об'ємний вміст органічної речовини ($K_{\text{орг.}}$) становить 4,0–5,3 %. Значення цього показника є доволі стабільними протягом усього вивченого інтервалу глибин. Глибше, у межах 870–1020 м, значення $K_{\text{орг.}}$ дещо менше – від 3,3 до 4,3 %. За результатами інтерпретації даних ГДС спостерігається доволі високий вміст органічної речовини в породах, що разом з яскраво вираженою просторовою неоднорідністю глинисто-піщаного розрізу є привабливим показником імовірної наявності тут вуглеводнів сланцевого типу. Перспективним є весь досліджуваний інтервал розрізу – від 670 до 845 м.

Свердловина Голіцина-1. За даними промислово-геофізичних досліджень фактично по всій товщі майкопських відкладів спостерігаються монотонні малоамплітудні криві основних геофізичних параметрів. На рис. 79 наведено фрагмент геолого-геофізичної характеристики розрізу свердловини. Підвищений вміст глинистого матеріалу, що характерно для майкопу, обумовлює понижені значення питомого електричного опору на кривих електричних методів. Криві природної радіоактивності гамма-каротажу та інтервального часу ультразвукового каротажу на фоні підвищених значень, характерних для глин, мають другорядні дрібні аномалії, що відповідають включенням прошарків пісковиків і алевролітів. Тонка диференціація кривих кавернометрії й малих зондів БКЗ також свідчать про наявність подібних прошарків. На глибинах 200–400 м спостерігається часте перешарування глин і алевролітів. Глибше, в інт. 400–560 м розвинена переважно глиниста товща, 560–922 м – перешарування теригенних порід з підпорядкованим вмістом крупноуламкових порід. В інт. 922–1140, 1140–1438 м спостерігається перешарування глин з тонкими піщано-алевролітовими пластами. Інт. 1138–1650 м за поведінкою та морфологією каротажних кривих відповідає типовій глинистій товщі. Глибше, у межах 1650–1920 м серед аргілітів знов з'являються прошарки пісковиків і алевролітів.

Таким чином, найбільш привабливі з погляду вилучення вуглеводнів є інтервали розрізу з перешаруванням теригенних порід на глибинах 922–1140, 1140–1438, 1650–1920 м.

Загалом слід зазначити, що розріз свердловини являє собою глинисту товщу з підпорядкованим частим вмістом тонких прошарків алевролітів і пісковиків. Імовірно, породи збагачені вмістом органічного матеріалу, як це буде наведено за результатами інтерпретації даних ГДС по інших свердловинах площі.

Свердловина Голіцина-9. У досліджуваній частині інтервалу розрізу свердловини в межах 400–1270 м відклади майкопської серії за даними каротажу представлені потужною товщею аргілітів і глин з частим перешаруванням тонких пластів алевролітів і пісковиків. Породи алевро-псамітового складу мають

тут підпорядковане значення (рис. 80). Підвищений вміст піщано-алевритових порід відображається найбільш помітно на кривих позірного електричного опору, зокрема БКЗ. Часте перешарування сприяє створенню анізотропного пружного середовища, що є важливою умовою для формування тріщин під час реалізації технології гідророзриву. У розрізі свердловини в межах досліджуваної частини практично вся товща на інтервалі глибин 400–1270 м може являти собою перспективний об'єкт з погляду вилучення газоподібних вуглеводнів.

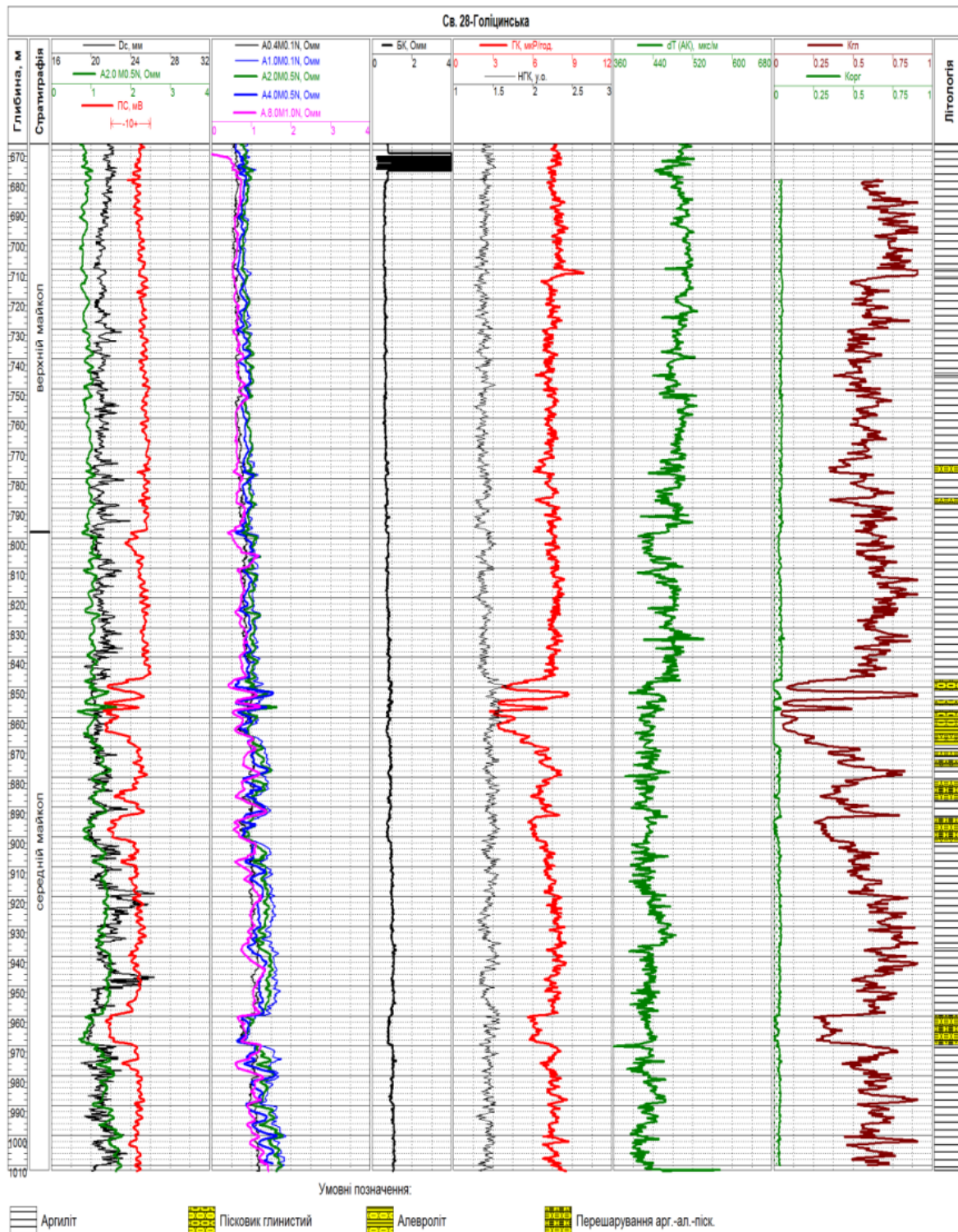


Рис. 78. Промислово-геофізична характеристика та результати кількісної інтерпретації даних ГДС у розрізі свердловини Голіцина-28 (фрагмент) [116]

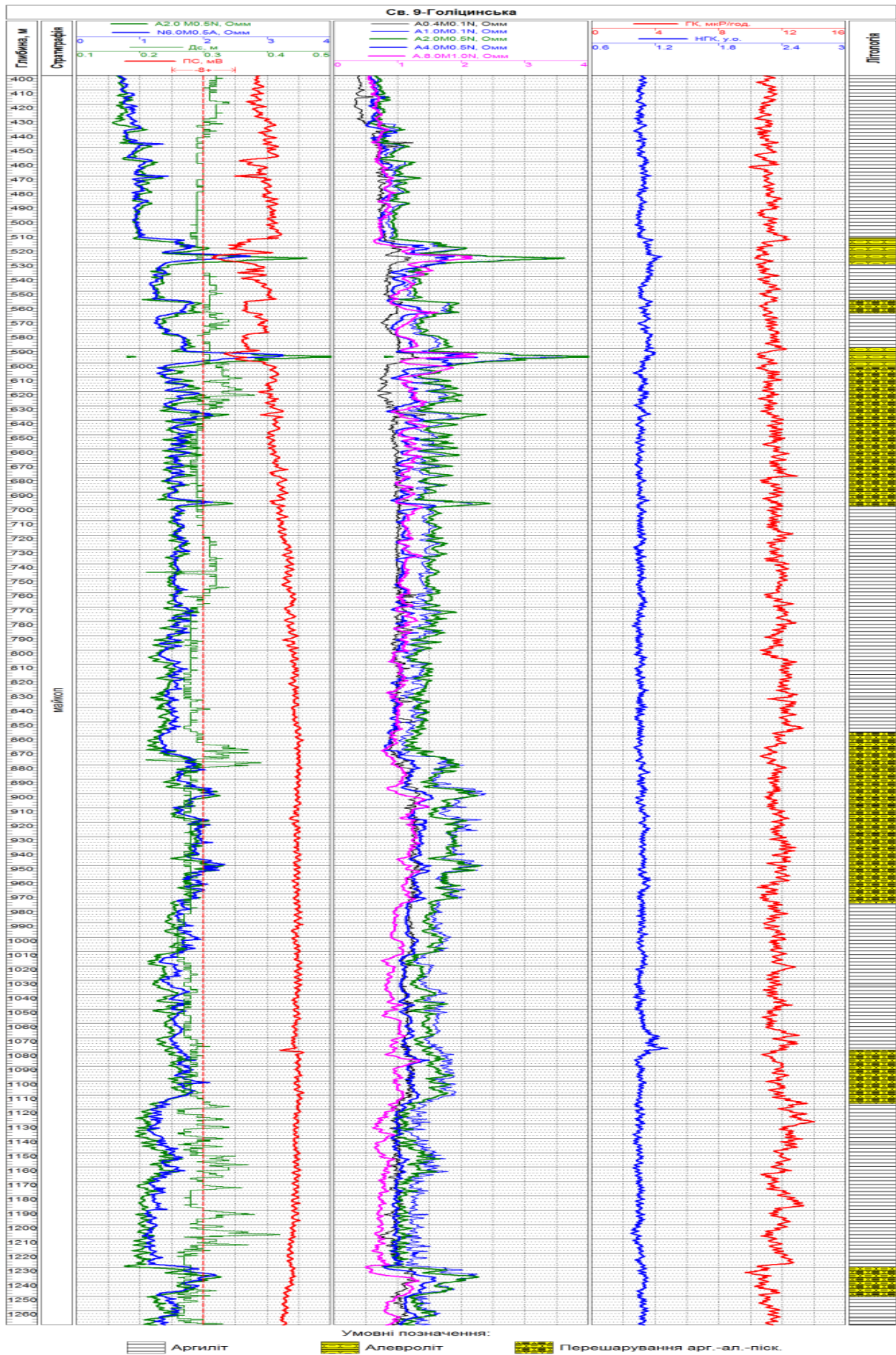


Рис. 80. Промислово-геофізична характеристика та результати кількісної інтерпретації даних ГДС у розрізі свердловини Голіцина-9 (фрагмент) [116]

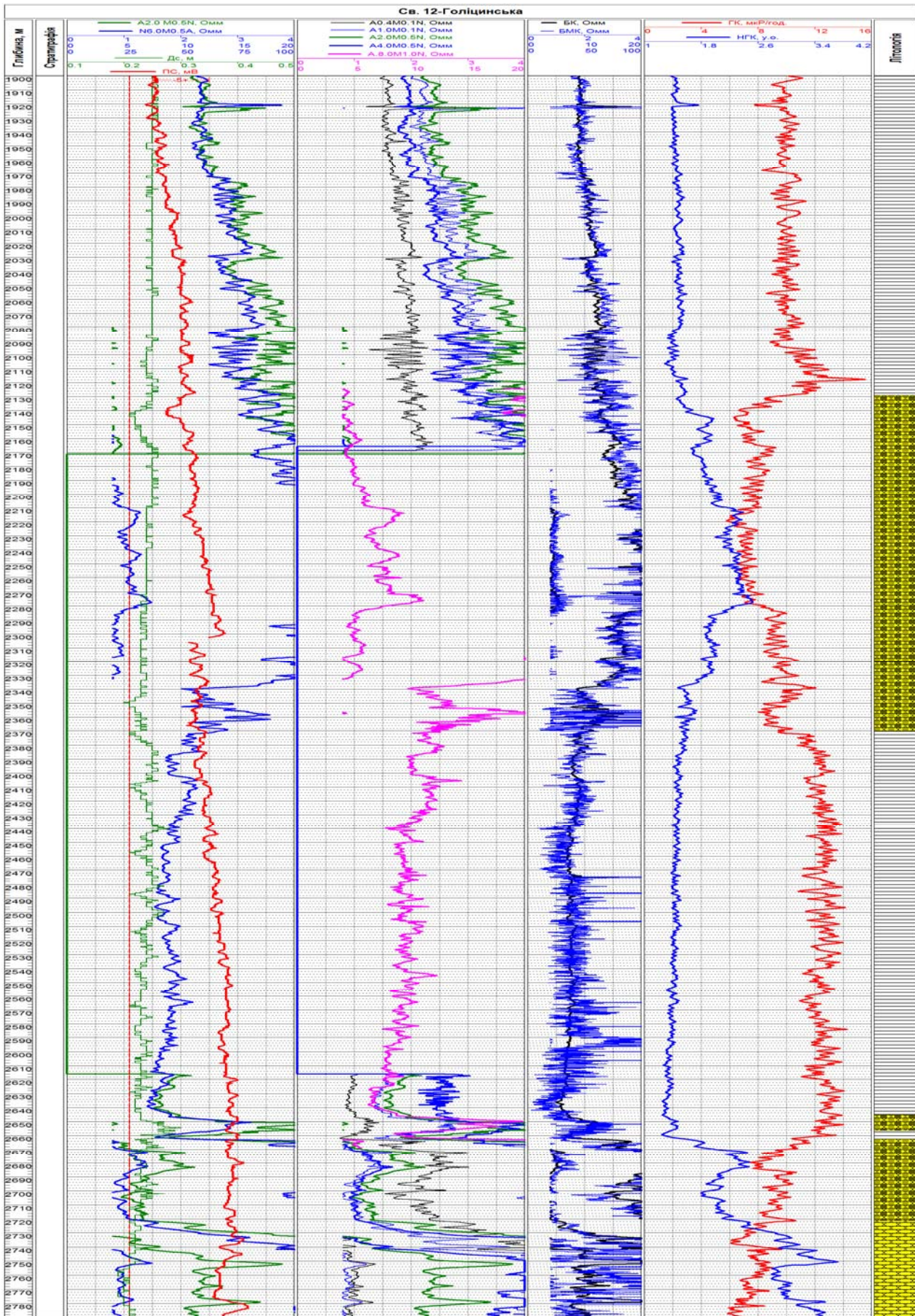


Рис. 81. Промислово-геофізична характеристика та результати кількісної інтерпретації даних ГДС у розрізі свердловини Голіцина-12 (фрагмент) [116]

Свердловина Голіцина-12. Потужна товща майкопу в розрізі свердловини (рис. 81) за даними промислової геофізики представлена аргілітами, глинами з типовим частим включенням тонких прошарків пісковиків і алевролітів. У межах 400–2130 м спостерігається майже монотонна поведінка каротажних кривих. Лише показання зондів електрокаротажу малих розмірів (БМК) свідчать про наявність включень прошарків більш крупних фракцій серед глинистих порід. Інт. 2130–2370 м характерний пониженими показаннями гамма-каротажу, підвищеними показаннями зондів методів електрокаротажу (БКЗ, БК, БМК), що свідчить про суттєво меншу глинистість порід. Порооди, імовірно, представлені мергелями або перешаруванням аргілітів, алевролітів, мергелів. Нижче, в інт. 2370–2660 м, знов спостерігається стабільно високий вміст глинистих порід з частим другорядним включенням алевролітів та, імовірно, пісковиків. Це призводить до проявів частоті дрібної диференціації показань на кривих гамма-каротажу, БМК, зондів стандартного каротажу. Зрізаність кривих методів ГДС також свідчить про просторову анізотропію геологічного середовища, що є сприятливою умовою ефективності впровадження гідророзриву. Найбільш перспективні ділянки розрізу розміщені на глибинах 600–940, 1100–1290, 1530–1750 м. Вони складені перешаруванням порід різних літотипів, а ймовірна анізотропія розрізу на каротажних діаграмах максимально проявлена.

Центральна частина Кримського півострова. У центральній частині Кримського півострова нами вивчено і опробовано в інт. 845–892 м розріз св. Джанкойська-1, керн якої представлений перешаруванням алевролітів, аргілітів, мергелів, пісковиків (рис. 82).



Рис. 82. Керн свердловини Джанкойська-1, зразок 166 ДЖ, інтервал 845 м

За результатами опису шліфів головними типами порід є:

- алевроаргіліти (166 ДЖ, 169 ДЖ) з алевропелітовою структурою, сланцюватою текстурою, складені уламками (30–40 %) кварцу, польового шпату і глауконіту в глинисто-гідрослюдистому (з домішкою карбонатної речовини) цементі (60–70 %), відзначаються поодинокі залишки форамініфер, спікули губок;
- алевроліти (167 ДЖ, 168 ДЖ) з пелітоалевритовою структурою, сланцюватою текстурою складені алевритовими уламками (40–50 %) в тонкопластинчастій гідрослюдистій основній масі; відзначаються уламки глауконіту (до 5 %), рослинного детриту (1–2 %), поодинокі зерна глаукофану;
- алевропісковики (170 ДЖ) з алевропсамітовою структурою, безладною текстурою складені алевропсамітовими уламками (0,01–0,15 мм) кварцу (40 %), глауконіту (40 %), польових шпатів (20 %), рослинного детриту (до 1 %) у червоно-бурому гідрослюдистому цементі (25 %).

За результатами опису аншліфів виділяються такі породи:

- аргіліт алевритистий (аншліфи 167 ДЖ, 169 ДЖ) з пелітовою до алевролітовою структурою, масивною і шаруватою текстурою, з уламками кварцу, тип мацерал – вітриніт, детриніт, колотеленіт, колодетриніт; вміст піриту – від 0,1–0,5 % до 5,0 %;
- алевроліт до аргіліту (166 ДЖ), з пелітовою до алевритистої структурою, шаруватою текстурою, складений уламками кварцу в базальному цементі; тип мацерал – вітриніт, спостерігаються залишки зерен глобулярного піриту (0,05 %), часто заміщеного гематитом (рис. 83);
- мергель (168 ДЖ) з органогенно-уламковою структурою, сланцюватою текстурою, тип мацерал – вітриніт, присутній глобулярний пірит (до 0,1 %);
- пісковик дрібно-середньозернистий (170 ДЖ), з масивною структурою, складений уламками силікатів у базальному і контактово-поровому цементі, тип мацерал – вітриніт.

Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із керна св. Джанкойська-1, наведені в табл. 19, термічного аналізу – у табл. 20, виміру відбивної здатності вітриніту – у табл. 21.

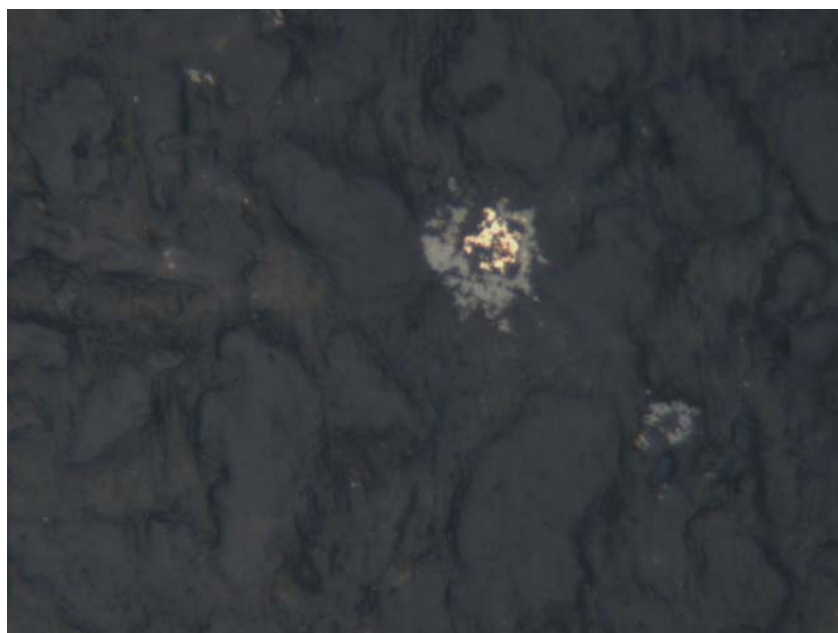


Рис. 83. Аншліф 166 ДЖ: гематит псевдоморфно заміщує глобулярний пірит

Таблиця 19. Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних зі свердловини Джанкойська-1 (%)

№ проби	Інтервал, м	Порода	C _{орг.}	H ₂ O ⁻	U·10 ⁻⁴	CO ₂ карб.
166 ДЖ	845	Алевроліт	5,24	4,0	4,0	1,43
167 ДЖ	866	Аргіліт	4,84	3,22	2,3	0,05
168 ДЖ	876	Мергель	16,70	1,34	1,9	14,85
169 ДЖ	885	Аргіліт	4,80	2,82	2,4	0,82
170 ДЖ	892	Пісковик	4,32	2,50	3,0	0,11

Таблиця 20. Результати термічного аналізу проб

№ проби	< 120 °С	120–300 °С	300–390 °С	390–550 °С	ТОС, %
166 ДЖ	2,57218	2,41294	0,68067	3,8666	6,96021
167 ДЖ	1,85152	1,47429	0,86969	3,24164	5,58562
168 ДЖ	1,13313	0,49954	0,36499	9,3634	10,22793
169 ДЖ	2,30362	1,49872	0,61186	3,93461	6,04519
170 ДЖ	2,41542	1,38834	0,6627	3,03939	5,09043

Таблиця 21. Результати виміру відбивної здатності вітриніту

№ проби	Інтервал, м	Заміри	Кількість	Середнє
166 ДЖ	845	0,35; 0,40; 0,71; 0,82; 4,00; 4,10; дуже мало	6	0,57*
167 ДЖ	866	0,20; 0,24; 0,28; 0,32; 0,34; 0,36; 0,80	7	0,36
168 ДЖ	876	Вітриніт не знайдено	–	–
169 ДЖ	885	0,38; 0,38; 0,44; 0,44; 0,45; 0,46; 0,47; 0,48; 0,48; 0,50; 0,52; 0,52; 0,54; 0,55; 0,56; 0,60; 0,62; 0,71	18	0,51
170 ДЖ	892	0,34; 0,35; 0,36; 0,40; 0,41; 0,42; 0,42; 0,44; 0,48; 0,50; 0,52; 0,55; 0,61; 0,65	14	0,46

* – без урахування аномальних значень.

Керченський півострів. На Керченському півострові нами вивчено розріз св. Фонтанівська-6, 12, керн яких представлений аргілітами (св. Фонтанівська-6, інт. 3292 м) і пісковиками (св. Фонтанівська-12, інт. 3695 м) (рис. 84).



Рис. 84. Керн свердловини Фонтанівська-6, зразок 180 ФН, інтервал 397 м

За результатами опису аншліфів породи представлені:

- пісковиком (аншліф 179 ФН) несорттованим зі слабо обкатаними уламками кварцу в контактному карбонатному цементі, характеризуються псамітовою структурою, нерівномірноюзернистою текстурою, тип мацерал – колотеленіт, вміст розсіяного по породі піриту сягає 0,5 % (рис. 85);
- аргілітом алевритистим (аншліф 180 ФН) з алевритистою і пелітовою структурою, тонкошаруватою, неясношаруватою текстурою, складені уламками кварцу, тип мацерал – вітриніт, розвинений гематит (3 %), який цементує уламки вітриніту і створює псевдоморфози по глобулярному піриту (рис. 86).

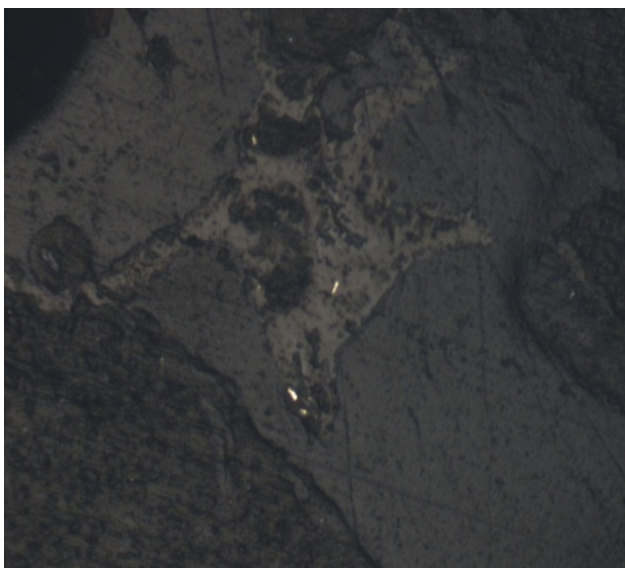


Рис. 85. Аншліф 179 ФН: колотеленіт з піритом



Рис. 86. Аншліф 180 ФН: вітриніт серед гематитового цементу аргіліту

Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із керна св. Фонтанівська-6, 12, наведено в табл. 22, термічного аналізу – у табл. 23, виміру відбивної здатності вітриніту – у табл. 24.

Таблиця 22. Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із свердловини Фонтанівська-6, 12 (%)

№ проби	Інтервал, м	Ярус	Порода	$C_{орг.}$	H_2O^-	$U \cdot 10^{-4}$	$CO_{2карб.}$
180 ФН	3292	P_3-N_1 mk	Аргіліт	4,02	1,40	1,8	1,21
179 ФН	3695	"	Пісковик	3,20	1,70	1,6	1,15

Таблиця 23. Результати термічного аналізу проб

№ проби	Інтервал, м	< 120 °С	120–300 °С	300–390 °С	390–550 °С	ТОС, %
180 ФН	3292	1,37672	0,47521	0,21142	3,21077	3,8974
179 ФН	3695	1,36006	0,61568	0,25612	2,0656	2,9374

Таблиця 24. Результати виміру відбивної здатності вітриніту

№ проби	Інтервал, м	Заміри	Кількість	Середнє
180 ФН	3292	0,45; 0,48; 0,50; 0,54; 0,75; 0,80; мало озалізнений	6	0,59
179 ФН	3695	0,42; 0,45; 0,50; 0,51; 0,53; 0,55; 0,55; 0,55; 0,55; 0,57; 0,58; 0,59; 0,59; 0,60; 0,60; 0,60; 0,61; 0,62; 0,62; 0,62; 0,63; 0,64; 0,66; 0,66; 0,67; 0,69; 0,70; 0,72; 0,74; 0,80	30	0,60

Аналіз промислово-геофізичних даних. Нами проведена переінтерпретація даних ГДС по св. Фонтанівська-6, 12 [116].

Свердловина Фонтанівська-6. Розріз свердловини в межах досліджуваного інтервалу представлений типовими теригенними відкладами, характерними для майкопської серії, з домінуючим вмістом глинистих порід. За результатами інтерпретації даних геофізичних досліджень практично по всій товщі спостерігається перешарування аргілітів з тонкими пластами алевролітів і глинистих пісковиків. Перешарування яскраво проявляється на кривих градієнт-зондів БКЗ (рис. 87). Слід відмітити, що вертикальні розміри пластів з підвищеним вмістом алевритової та псамітової фракцій становлять часто від 1 до 3 м. Тобто тут спостерігається вертикальна неоднорідність глинистої товщі, що свідчить про можливо суттєву просторову анізотропність порід розрізу. Перспективним щодо потенційного резервуару вуглеводнів сланцевого типу є інт. 2880–3290 м, тобто вся видима досліджувана ділянка.

Свердловина Фонтанівська-12. Породи в межах досліджуваної частини розрізу майкопу представлені аргілітами та підпорядковано алевролітами і пісковиками глинистими. Від глибини 2850 м до 2922 м простежується товща аргілітів з невеликим вмістом піщаних і алевролітових прошарків, причому чергування порід різних літотипів тут помітно ритмічне (що проявляється у вигляді незначних неоднорідностей на кривих каротажу). У межах 2922–3077 м проявляється піскуватість розрізу, тут збільшується вміст порід піщано-алевритових фракцій. Нижче, від 3077 до 3382 м, знов розвинена переважно глиниста товща аргілітів з ритмічним чергуванням невеликих за товщиною прошарків алевролітів і пісковиків. В інт. 3382–3680 м збільшується вміст алевролітів і глинистих пісковиків у переважно аргілітовій товщі порід. Характерною ознакою чергування порід різних літотипів є зрізаність кривої інтервального часу ультразвукового каротажу (рис. 88).

За результатами кількісної інтерпретації даних електричних, радіоактивних методів і акустичного каротажу встановлено вміст органічної речовини безперервно по розрізу свердловини. Виділяються три ділянки. Верхня – 2850–3075 м; тут вміст розсіяної органічної речовини найбільший – від 4,2 до 6,5 % у середньому, інколи він збільшується до 10 %. В інт. 3075–3410 м вміст органічної речовини декілька менший – у межах 3,0–4,6 %. Глибше, де спостерігається часте чергування порід з різними ємнісними і літологічними характеристиками (відображається морфологічними особливостями кривої інтервального часу методу АК), вміст $K_{\text{орг}}$ у межах 1,4–3,2 %. Це вказує на сприятливість названих інтервалів для формування покладів вуглеводнів сланцевого типу.

Наведені умови є сприятливими для формування покладів вуглеводнів сланцевого типу, особливо в інтервалах розрізу 2922–3680 м.

Шельф Азовського моря. На шельфі Азовського моря розріз майкопської серії вивчений у св. Північноказантипська-2 і 3, які перебурили Північноказантипську структуру в південній частині Азовського моря, приурочену до північного борту Індоло-Кубанського прогину. По покрівлі майкопських відкладів структура являє собою куполоподібну антикліналь розміром 8 x 5,7 км, амплітудою 115 м, площею 42,6 км². У центральній частині структура ускладнена двома малоамплітудними скидами субмеридіонального напрямку.

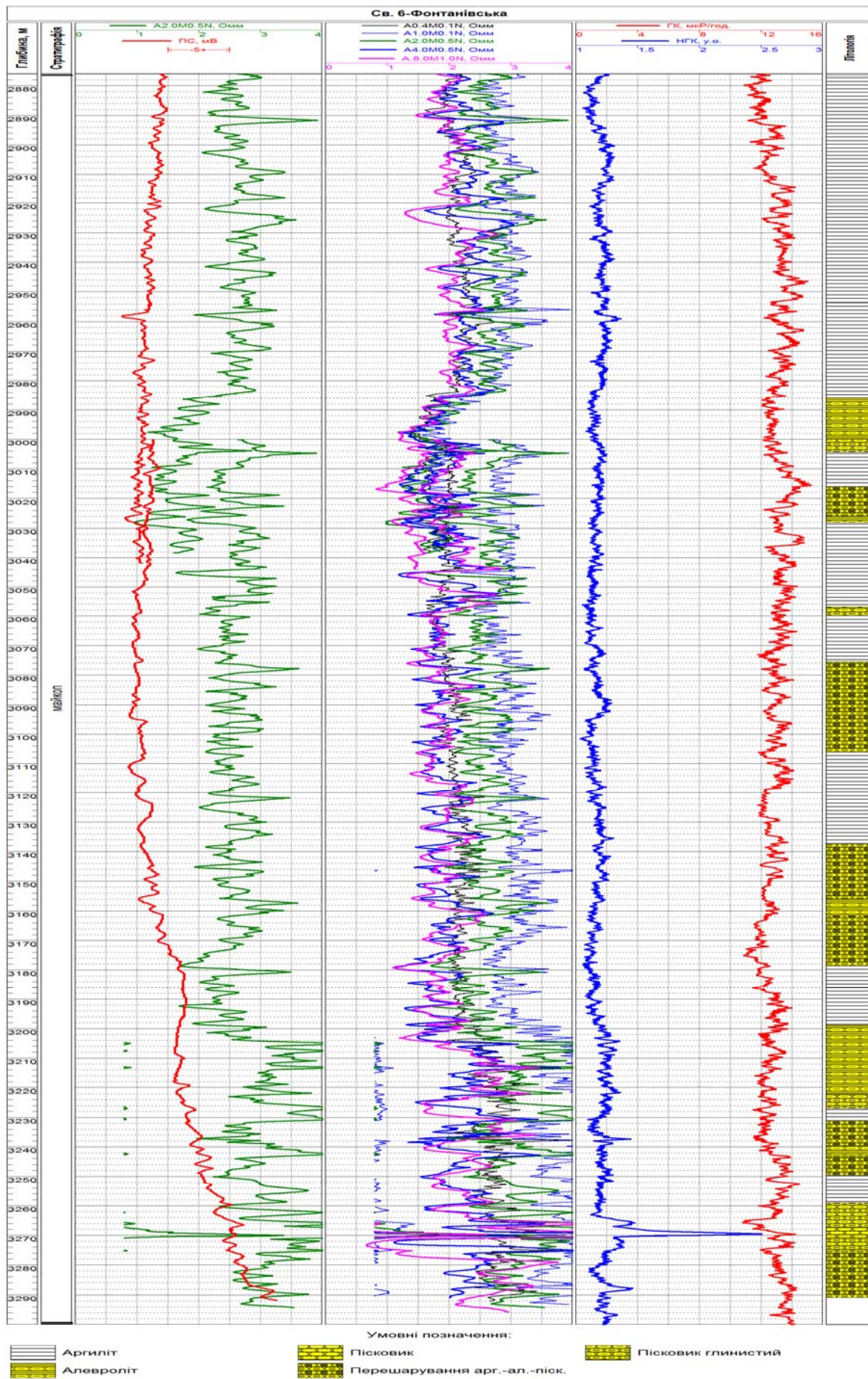


Рис. 87. Промислово-геофізична характеристика та результати кількісної інтерпретації даних ГДС у розрізі свердловини Фонтанівська-6 (фрагмент) [116]

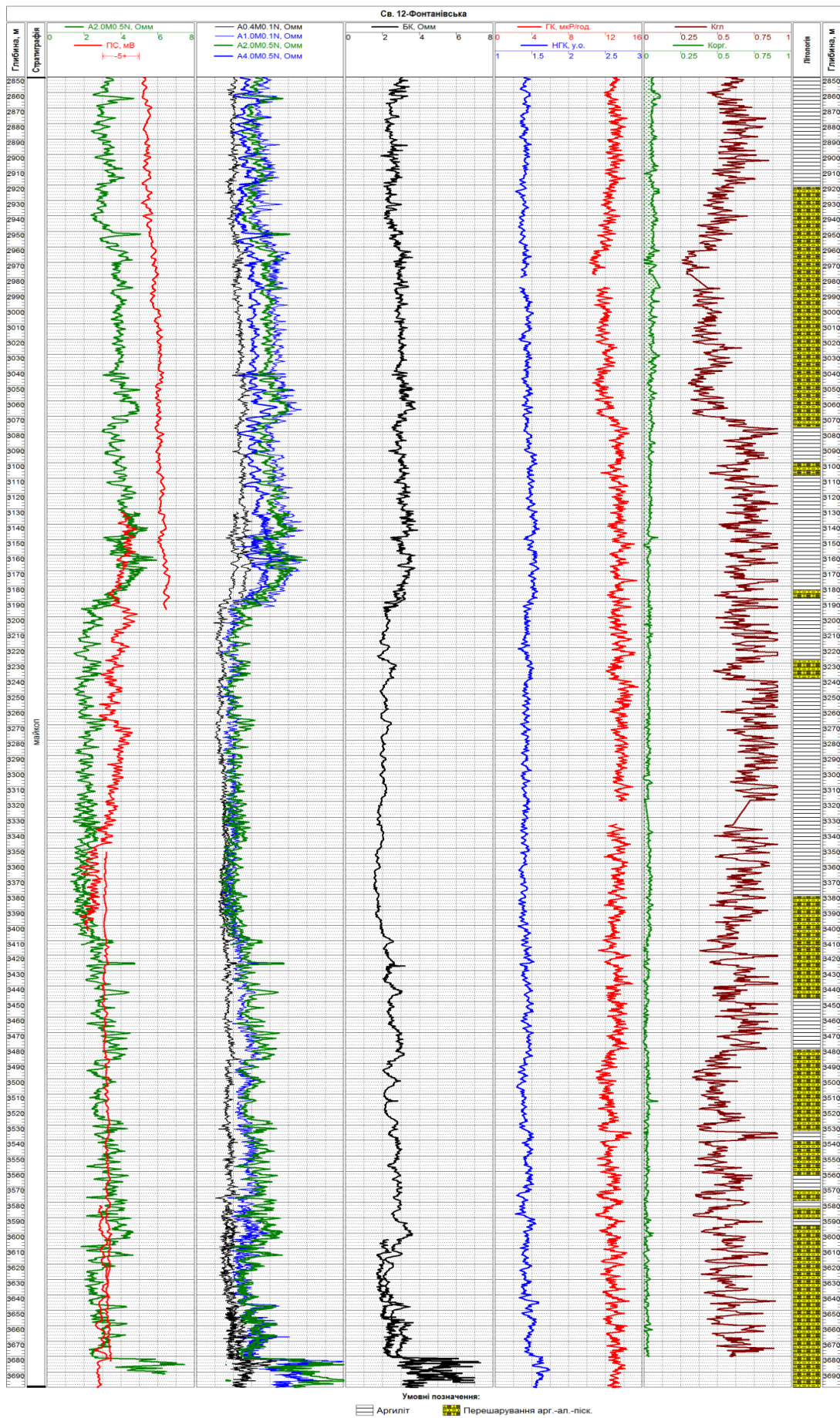


Рис. 88. Промислово-геофізична характеристика та результати кількісної інтерпретації даних ГДС у розрізі свердловини Фонтанівська-12 (фрагмент) [116]

Пошукове буріння на структурі розпочато в 1998 р., у результаті чого св. 1 і 2 була встановлена промислова газоносність майкопських відкладів, відкрито газовий і два газоконденсатні поклади. У св. 1 в інт. 1012–1025 м отримано промисловий приплив газу дебітом 84 тис. м³ через діафрагму 9,3 мм. За результатами буріння св. 2 було встановлено три нафтогазоконденсатні поклади в інт. 1020–1060, 1070–1120 і 1270–1350 м.

Свердловина Північноказантипська-2 пробурена в період 29.11.99–30.12.99 у склепінні структури в 2,6 км на південний захід від св. 1, під час буріння якої і був відкритий газовий поклад. Проектна і фактична глибина свердловини 1100 м, розкритий горизонт – майкоп. У результаті випробувань відкладів меотису в інт. 428–439 м отримано промисловий приплив газу дебітом 148,6 тис. м³/добу на діафрагмі 15,9 мм.

Свердловиною розкриті відклади пліоцену (34–530 м) і міоцену (530–1100 м), представлені вапняками, мергелями, глинами, алевролітами, пісковиками. За результатами геофізичних досліджень у розрізі свердловини виділено два газонасичені пласти:

- № 1 – 428–433 м ($h_{\text{еф.}} = 4,5$ м);
- № 2 – 433–439 м ($h_{\text{еф.}} = 5,5$ м);

і два можливо газонасичені:

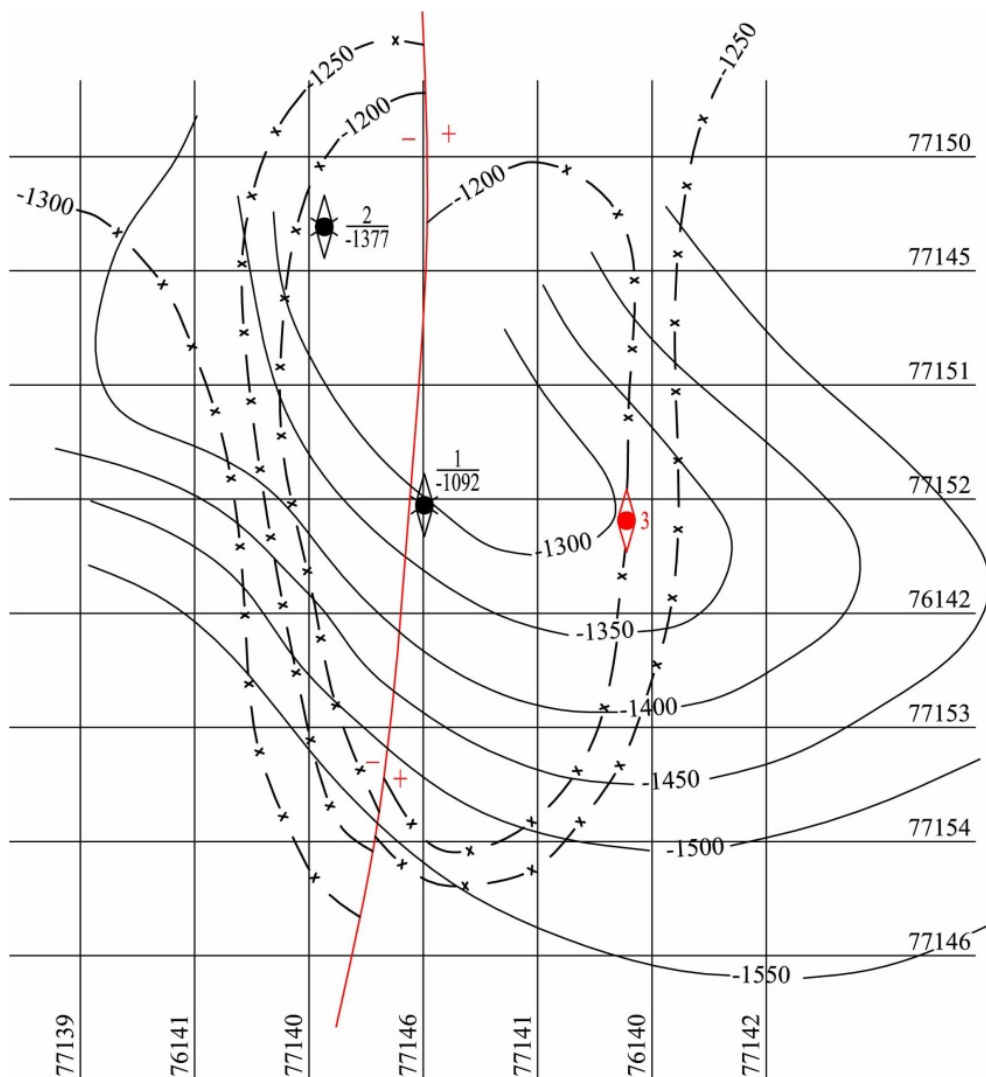
- № 7 – 1039,0–1039,8 м;
- № 10 – 1077,6–1080,0 м.

Керн свердловини представлений (м):

- 430–441 (меотис) – грубе чергування (0,9–3,8 м) вапняків сірих, інколи з коричнюватим відтінком, детритів, піску темно-сірого до сірого, вапнякового, середньо-крупнозернистого до гравелистого і глин сірих до темно-сірих;
- 530–545 (меотис) – глина сіра, щільна, слабослюди́ста, грубошарувата до глинистого алевроліту, з поодинокими прошарками чорного, вуглистого матеріалу (1–3 см) і пісковиків (5–15 см);
- 700–710 (сармат) – глина сіра з темно-зеленуватим відтінком, ущільнена, часом піщаниста з прошарками (0,2 м) пісковіку;
- 795–800 (сармат) – глина темно-сіра, чорна, щільна, алевритиста, місцями грубошарувата;
- 1030–1076 (тортон) – глина темно-сіра до чорної, із зеленуватим відтінком, щільна, слабоалевритиста, слюди́ста, шарувата, з поодинокими прошарками алевролітів (до 1 м), пісковиків, мергелів і вапняків;

Свердловина Північноказантипська-3 пробурена в період із 6 березня по 21 червня 1999 р. у східній присклепінній частині Північноказантипської структури, на схід–південний схід від св. 1 з метою вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності майкопських відкладів (рис. 89) [120]. Проектна і фактична глибина свердловини 2600 м. Промислово-геофізичні дослідження, проведені в період з 21 червня 1999 р. по 31 серпня 1999 р., включали: стандартний каротаж м-бу 1:500 (інт. 172–2590 м), БКЗ 1:200 (968–2590), резистинометрія 1:200 (968–2595), БК 1:200 (968–2595), МБК 1:200 (968–1548), мікрокаротаж 1:200 (968–1548 і 1655–2500), кавернометрія 1:500 (172–2595), профілеметрія 1:500 (172–2595), кавернометрія 1:200 (968–2595), термометрія 1:500 (0–

2595), термометрія 1:200 (968–1550 і 1655–2595), інклінометрія (0–2490), АК 1:200 (968–2480), ГК і НГК 1:500 (0–2595), ГК і НГК 1:200 (968–2595), ВЦК 1:500 (0–2555), АКЦ 1:500 (0–2555), газовий каротаж і ГГД (173–2600).



УМОВНІ ПОЗНАЧЕННЯ:

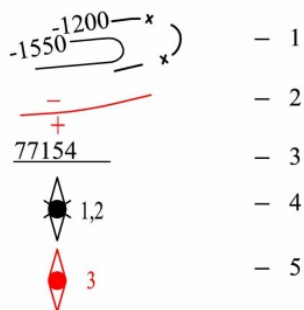


Рис. 89. Схема Північноказантипської структури по покрівлі горизонту 1" [120]

Свердловина розкрила такі стратиграфічні підрозділи:

- 0–22,8 – альтитуда;
- 22,8–34,3 – товща води;
- 34,3–292,0 – четвертинні, кімерійські та куюльніцькі відклади;

- 292–507 – понт і меотис;
- 507–659 – верхній і середній сармат;
- 659–894 – сармат;
- 894–951 – тортон;
- 951–2600 – майкоп.

Відбір керн здійснено в інт. 1041–1050, 1090–1108, 1152–1161, 1200–1209, 1335–1354, 1419–1438, 1541–1550, 2190–2200, 2249–2259, 2505–2514, 2555–2564, 2588–2597 м. В інт. 1419–1438 м керн люмінесціює. Під час проходки свердловини на глибині 1742–1751 м спостерігалися газопрояви, що визначилося у збільшенні швидкості проходки, падіння густини бурового розчину до $1,09 \text{ г/см}^3$, підвищенні газопоказників до 10 і навіть 22–47 %. Поглинання промивальної рідини під час буріння спостерігалися на глибинах 2101 м (5 м^3), 2115–2117 м (5 м^3), 2135–2137 м (1 м^3), а під час проміжних промивок – на глибинах 1740 м ($5,8 \text{ м}^3$), 1813 м ($1,2 \text{ м}^3$), 1892 м ($1,2 \text{ м}^3$), 2249 (6 м^3).

За результатами промислово-геофізичних випробувань з урахуванням газового каротажу і ГТІ у розрізі майкопу виділено 6 нафтогазоносних пластів, 18 слабогазонасичених, 5 з погіршеними колекторськими властивостями, 6 з невизначеною геофізичною характеристикою, 8 водонасичених. До нафтогазонасичених належать пласти № 1 (1036,0–1054,0 м), 2 (1054,0–1062,8), 3 (1062,8–1068,4), 4 (1068,4–1078,6), 8 (1274,0–1293,0), 9 (1294,0–1298,4 м); до слабогазонасичених – № 10 (1302,4–1322,0 м), 11 (1322,0–1338,0), 12 (1349,2–1353,0), 13 (1376,6–1380,4), 14 (1388,0–1393,0), 15 (1400,6–1406,0), 16 (1407,0–1437,0), 17 (1441,4–1476,8), 18 (1482,0–1509,2), 19 (1519,6–1673,0), 21 (1730,0–1736,0), 22 (1740,0–1748,0), 23 (1751,0–1773,6), 24 (1789,0–1796,0), 25 (1799,0–1815,0), 26 (1838,0–1858,0), 27 (1888,6–1902,0), 28 (1907,0–1912,0 м); невизначену геофізичну характеристику мають пласти № 5 (1120,0–1133,4 м), 6 (1140,4–1153,2), 7 (1190,4–1192,0), 33 (2066,0–2080,0), 34 (2082,4–2115,2), 35 (2118,2–2143,2 м).

Проведено випробування семи об'єктів на глибинах (м):

- 1039–1078 – отримано промисловий приплив газу дебітом $82 \text{ тис. м}^3/\text{добу}$ на 8,1 мм діафрагмі;
- 1125–1133 – отримано слабкий приплив горючого газу;
- 1274–1338 – отримано слабкий приплив газу дебітом $880 \text{ м}^3/\text{добу}$ на 5 мм діафрагмі;
- 1416–1454 – отримано слабкий приплив вільного газу і пластової води дебітом $80\text{--}120 \text{ м}^3/\text{добу}$; газ метановий (98 %);
- 1578–1597 – отримано слабкий короточасний приплив метанового (96 %) газу;
- 1730–1902 – отримано слабкий короточасний приплив горючого газу;
- 2493–2502 – отримано приплив пластової води дебітом $0,1\text{--}0,2 \text{ м}^3/\text{добу}$;

За результатами інтерпретації газового каротажу і ГТІ інт. 1036–1267 м, 1275–1530 м характеризуються як слабогазоносні, а 1578–1749 м і 1760–2100 – як газонасні. Керн свердловини представлений відкладами майкопу (м):

- 1041–1050 – глина сіра, темно-сіра, щільна, слюдиста, з прошарками алевроліту темно-сірого до чорного, щільного слабослюдистого – зразок 151 ПК;
- 1090–1108 – глина темно-сіра, щільна, слюдиста, місцями алевритиста – зразок 152 ПК;

- 1152–1161 – глина сіра до темно-сірої, алевритиста, слабослюди́ста, шарувата до глинистого мергелю і алевриту;
- 1200–1209 – глина сіра до темно-сірої, щільна, алевритиста, шарувата – зразок 153 ПК;
- 1335–1354 – алевроліт темно-сірий до сірого, щільний, кварцовий з глауконітом, інколи слабопіщанистий
- 1419–1438 – алевроліт сірий до темно-сірого, кварцовий з глауконітом, слабослюди́стий, спостерігалася люмінесценція – зразок 155 ПК;
- 1541–1550 – алевроліт глинистий, темно-сірий, кварцовий з глауконітом, слабослюди́стий, до алевроліту – зразок 156 ПК;
- 2190–2200 – алевроліт сірий до темно-сірого, щільний, слабослюди́стий, сильноглинистий, до аргіліту, з лінзами і прошарками (1–5 мм) пісковіку;
- 2249–2259 – алевроліт темно-сірий до сірого і чорного, щільний, слабослюди́стий, сильноглинистий, тріщинуватий, знизу – до аргіліту – зразок 158 ПК;
- 2505–2514 – алевроліт темно-сірий, щільний, слюди́стий, тріщинуватий, знизу – аргіліт і аргілітоподібна глина темно-сірого до чорного кольору;
- 2555–2564 – алевроліт темно-сірий до чорного, слюди́стий, глинистий до аргіліту; у верхній частині слабо люмінесціє окремими точками;
- 2588–2597 – алевроліт темно-сірий до чорного, слюди́стий, глинистий до аргіліту – зразки 159 ПК (2587 м), 157 ПК (2590 м), 160 ПК (2597 м) (рис. 90).



Рис. 90. Керн свердловини Північноказантипська-3, зразок 157 ПК, інтервал 2590 м

За результатами опису шліфів породи представлені:

- аргілітами гідрослюди́стими з глауконітом (152 ПК), з пелітовою структурою, шаруватою текстурою, складені уламками (60–65 %) кварцу, польових шпатів, глауконіту (1–2 %), рослинного детриту (5 %) в бурому гідрослюди́стому цементі; широко проявлена мікротріщинуватість у вигляді пошарових мікротріщин і звивистих відносно широких тріщин ухрест шаруватості;
- алевроаргілітами (151 ПК, 153 ПК, 158 ПК, 160 ПК) з пеліто-алевролітовою структурою, лінзоподібно-шаруватою текстурою, складеними уламками (50 %) алевролітової розмірності (0,01–0,1 мм), представленими кварцом,

польовим шпатом, рослинним детритом (до 5 %), глауконітом (до 0,5 %) у глинисто-гідрослюдистому жовто-бурого кольору цементі спутано-сланцюватої будови з поодинокими цирконом і турмаліном; розвинені два типи мікротріщинуватості: пошарова і безладна;

- алевропісковиками глауконітовими (155 ПК), складеними кварцом (30–50 %), глауконітом (10–30 %), польовими шпатами і халцедоном (до 20 %) у бурому сланцюватому слюдистому цементі (20 %).

За результатами опису аншліфів породи, розкриті у свердловині Північно-казантипська-3, представлені:

- глинистими аргілітами (155 ПК, 157 ПК) піскувато-алевритистими до алевролітів з пелітовою, алевритистою та алевролітовою структурою, шаруватою текстурою, складені уламками кварцу в базальному до контактово-поровому цементі, тип мацерал – колодетриніт і вітриніт, вміст глобулярного піриту – 0,5 % (рис. 91–93);
- мергелем алевритистим (159ПК, 160ПК) з пелітовою та алевритистою структурою, неясношаруватою текстурою, уламками кварцу, тип мацерал – вітродетриніт, вміст глобулярного піриту не перевищує 0,1 % (рис. 94).



Рис. 91. Аншліф 157 ПК: колодетриніт: антрацит в асоціації з гематитом



Рис. 92. Аншліф 157 ПК: вітродетриніт в асоціації з піритом

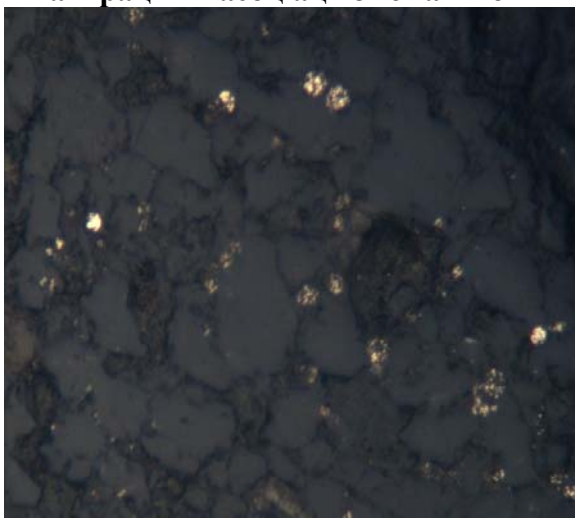


Рис. 93. Аншліф 157 ПК: глобулярний пі-



Рис. 94. Аншліф 159 ПК: вітриніт

рит

Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із керна св. Північноказантипська-3, наведені в табл. 25, термічного аналізу – у табл. 26, виміру відбивної здатності вітриніту – у табл. 27.

Таблиця 25. Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних із свердловини Північноказантипська-3 (%)

№ проби	Інтервал, м	Порода	$C_{орг.}$	H_2O^-	$U \cdot 10^{-4}$	$CO_{2карб.}$
151 ПК	1042	Алевроліт	4,88	3,16	2,4	0,5
152 ПК	1100	Глина	6,26	2,52	2,4	2,58
155 ПК	1420	Алевроліт	4,96	2,82	2,9	0,1
156 ПК	1550	"	7,36	2,02	2,2	3,74
158 ПК	2250	Аргіліт	3,86	2,16	2,3	0,16
159 ПК	2587	Алевроліт	5,76	1,50	2,0	2,91
157 ПК	2590	"	4,66	1,00	2,0	2,25
160 ПК	2597	"	3,52	1,24	1,9	0,11

Таблиця 26. Результати термічного аналізу проб

№ проби	Інтервал, м	< 120 °С	120–300 °С	300–390 °С	390–550 °С	ТОС, %
151 ПК	1042	3,09216	1,69517	0,98341	3,95018	6,62876
152 ПК	1100	2,21900	1,03713	0,70523	4,50244	6,24480
155 ПК	1420	3,40456	1,42931	0,57324	3,39096	5,39351
156 ПК	1550	1,86111	0,72304	0,44924	6,47368	7,64596
158 ПК	2250	2,33990	0,89911	0,39072	3,38226	4,67209
159 ПК	2587	1,91056	0,41764	0,45232	5,20013	6,07009
157 ПК	2590	1,29525	0,27539	0,43391	5,81590	6,52520
160 ПК	2597	1,37545	0,84138	0,55624	3,08936	4,48698

Таблиця 27. Результати виміру відбивної здатності вітриніту

№ проби	Інтервал, м	Заміри	Кількість	Середнє
155 ПК	1420	0,30; 0,32; 0,34; 0,35; 0,36; 0,37; 0,37; 0,38; 0,41; 0,42; 0,50; детриніт	11	0,37
159 ПК	2587	0,38; 0,44; 0,44; 0,45; 0,48; 0,49; 0,51; 0,52; 0,53; 0,53; 0,54; 0,54; 0,55; 0,56; 0,58; 0,60; 0,62	17	0,52
157 ПК	2590	0,26; 0,32; 0,34; 0,34; 0,34; 0,35; 0,35; 0,36; 0,36; 0,36; 0,37; 0,37; 0,38; 0,39; 0,40; 0,40; 0,40; 0,42; 0,45; 0,45	20	0,37
160 ПК	2597	0,32; 0,33; 0,35; 0,36; 0,38; 0,40; 0,42; 0,55; 0,60; 0,64	10	0,44

Аналіз промислово-геофізичних даних. Нами проведена переінтерпретація даних ГДС по св. Північноказантипська-2, 3.

Свердловина Північноказантипська-2. Розріз в інтервалі глибин 1010–1390 м представлений теригенною товщею порід (рис. 95) з різним співвідношенням літотипів. Переважають глинисті породи – аргіліти та глинисті алевроліти. Неоднорідність розрізу відображається на кривих БКЗ, інтервального часу ультразвукового каротажу та НГК. Слід відмітити, що товщини прошарків тут невеликі – часто менше 1 м. Вміст розсіяної органічної речовини змінюється в середньому від 4,2 до 5,7 %. Результати оцінки $K_{орг.}$ за даними інтерпретації кривих ГДС і суттєва диференціація порід розрізу за літологічними ознаками свідчать про до-

волі високий потенціал досліджуваних теригенних відкладів стосовно формування вуглеводневої системи сланцевого типу. Нами оцінена як найбільш перспективна товща порід з максимальною просторовою літологічною анізотропією та підвищеним вмістом органічної речовини в межах глибин 1115–1390 м.

Свердловина Північноказантиська-3. Вивчений розріз свердловини за даними ГДС представлений теригенними породами з переважанням глинистих відмін. Відклади майкопу представлені аргілітами, які перешаровуються з алевролітами і глинистими пісковиками (рис. 96). В інт. 970–1650 м породи в основному газонасичені, про що свідчать результати випробувань. Максимальний приплив газу 82 м³/добу був отриманий з інтервалу перфорації 1040–1077 м, в інших ділянках розрізу дебіти газу були значно меншими – від незначних до 0,88 м³/добу. З інт. 1417–1456 м при невеликому дебіті вільного газу (0,08–0,12 м³/добу) отримано приплив пластової води. Проте з аналізу результатів випробувань можна зробити висновок, що загалом у розрізі залягають глинисто-алевритові породи різного ступеня газонасиченості. Їхня вертикально-неоднорідна літологічна характеристика свідчить про потенційні прогностичні очікування тут резервуарів газу сланцевого типу (у першу чергу в інт. 1080–1340 м).

В інтервалі глибин 1650–2590 м (рис. 97) породи представлені аргілітами, які перешаровуються з алевролітами і глинистими пісковиками. Вміст органічної речовини, установлений за результатами інтерпретації даних ГДС, у сланцевій товщі міститься в основному в межах 2,4–6,2 %, до 8,2 %. Отриманий слабкий приплив газу без ознак пластової води з інтервалу перфорації 1730–1902 м та незначний приплив води з нижнього інт. 2482–2500 м, високий вміст $K_{орг}$ дозволяють прогнозувати на глибинах від 1660 до 2390 м існування покладу вуглеводнів сланцевого типу. Значна літологічна неоднорідність, яка потенційно може створювати пружну анізотропію розрізу, є передумовою ефективного застосування гідророзриву пластів при підготовці сланцевого резервуару вуглеводнів до промислової експлуатації.

Прикерченська частина шельфу Чорного моря. У Прикерченській частині шельфу Чорного моря нами вивчено розріз св. Суботіна-1, 2, 3 на території родовища Суботіна, яке приурочено до майкопських відкладів. Припливи нафти отримані з алеврито-піщаних порід олігоцену. Так, у св. 403 проводилося опробування чотирьох інтервалів: 2635–2647 м (дебіт нафти 5,8 м³/добу), 2555–2596 м (дебіт нафти 84,9 м³/добу, газу 71,2 тис. м³/добу), 2521–2535 м (дебіт нафти 45,4 м³/добу), 2386–2435,4 м (дебіт нафти 68,6 м³/добу).

Свердловина Суботіна-1 проектною глибиною 3140 м пробурена на площі Суботіна з метою пошуків покладів нафти і газу у відкладах майкопської серії. Свердловиною розкрито відклади неогену (137–818 м), майкопської серії (818–2977 м) і еоцену (2977 – вибій). Вибій розташований на глибині 3140 м у відкладах еоцену.

У відкладах майкопської серії зареєстровано підвищення газопоказників від 0,1 до 3,6 %. Поглинання промивальної рідини спостерігалось під час промивки свердловини на глибині 1820 м (16 м³), а під час буріння – на глибинах 2862 м (1,2–1,5 м³), 2867 м (2,3 м³), 2869 м (0,4 м³), 2876 м (0,6 м³), 2889 м (2,5

M^3), 2898 м (3,5 M^3), 2936 м (0,6 M^3), 2943 м (2 M^3), 2952 м (2,5 M^3), 2964 м (1,5 M^3), 2971 м (0,5 M^3).

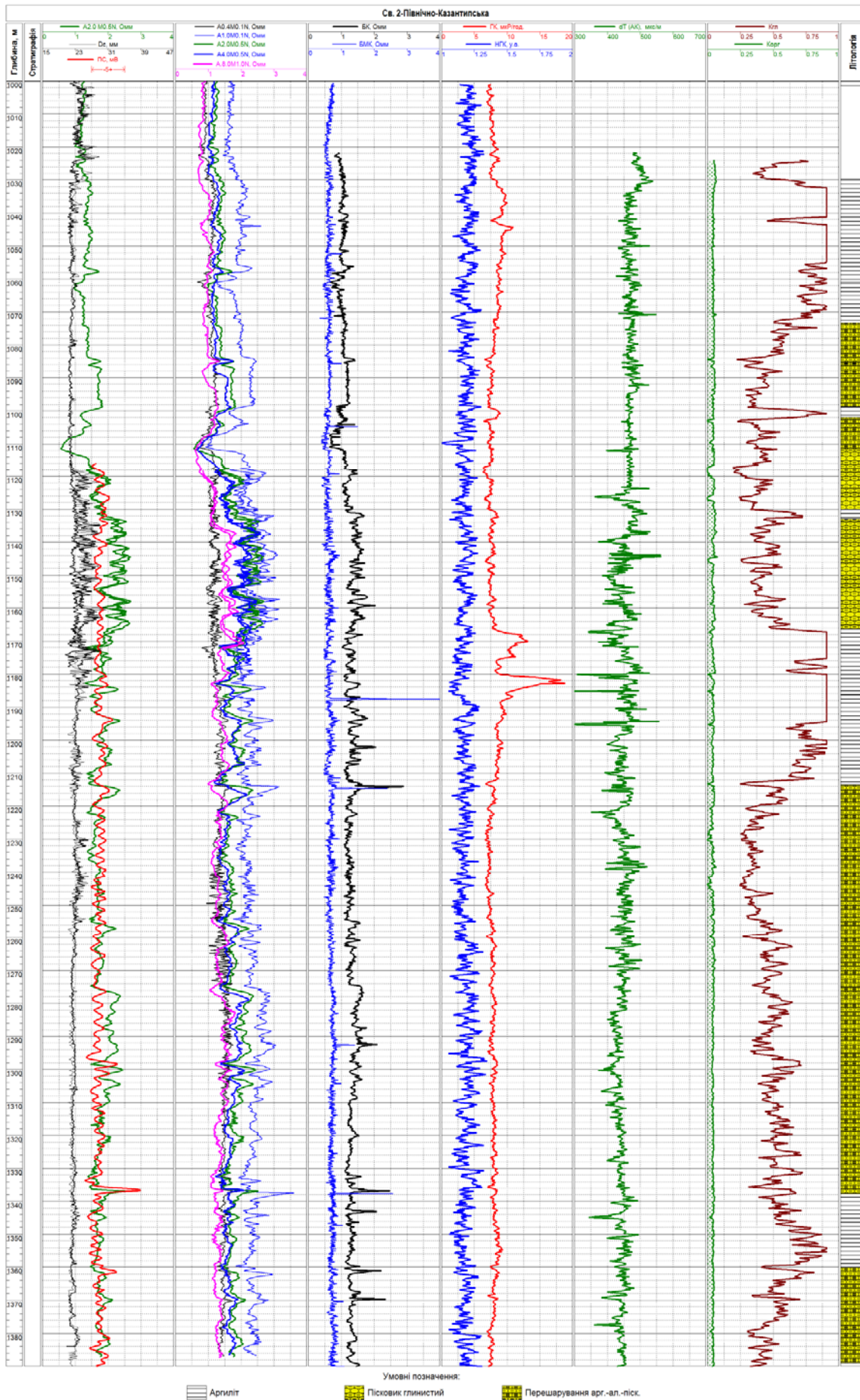


Рис. 95. Промислово-геофізична характеристика та результати кількісної інтерпретації даних ГДС у розрізі свердловини Північноказантипська-2 (фрагмент) [116]

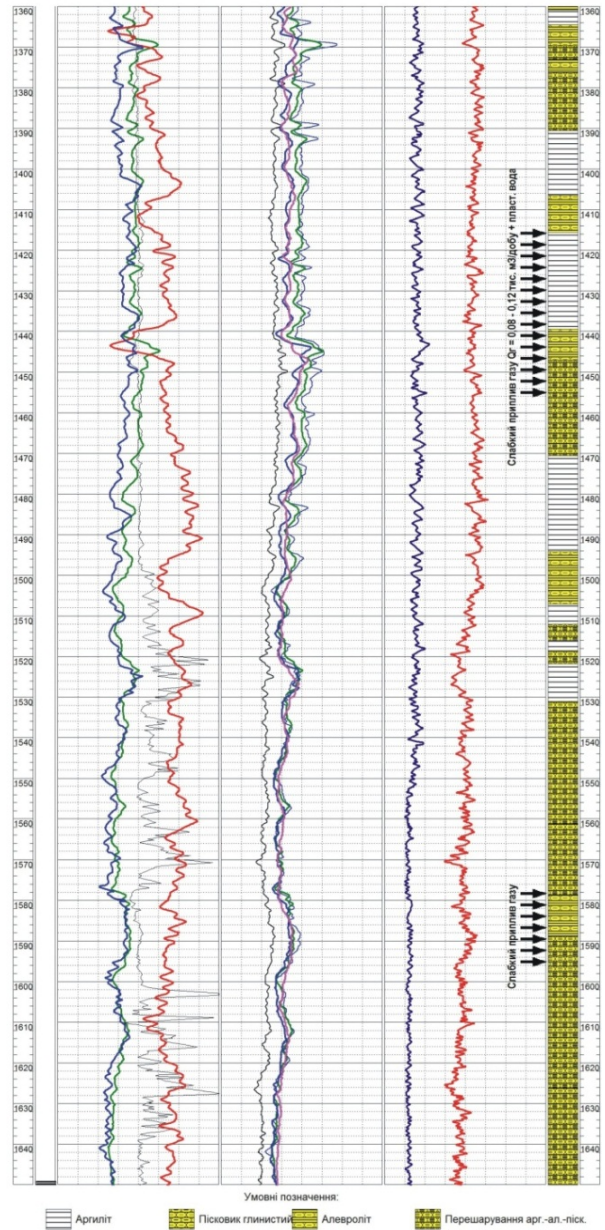
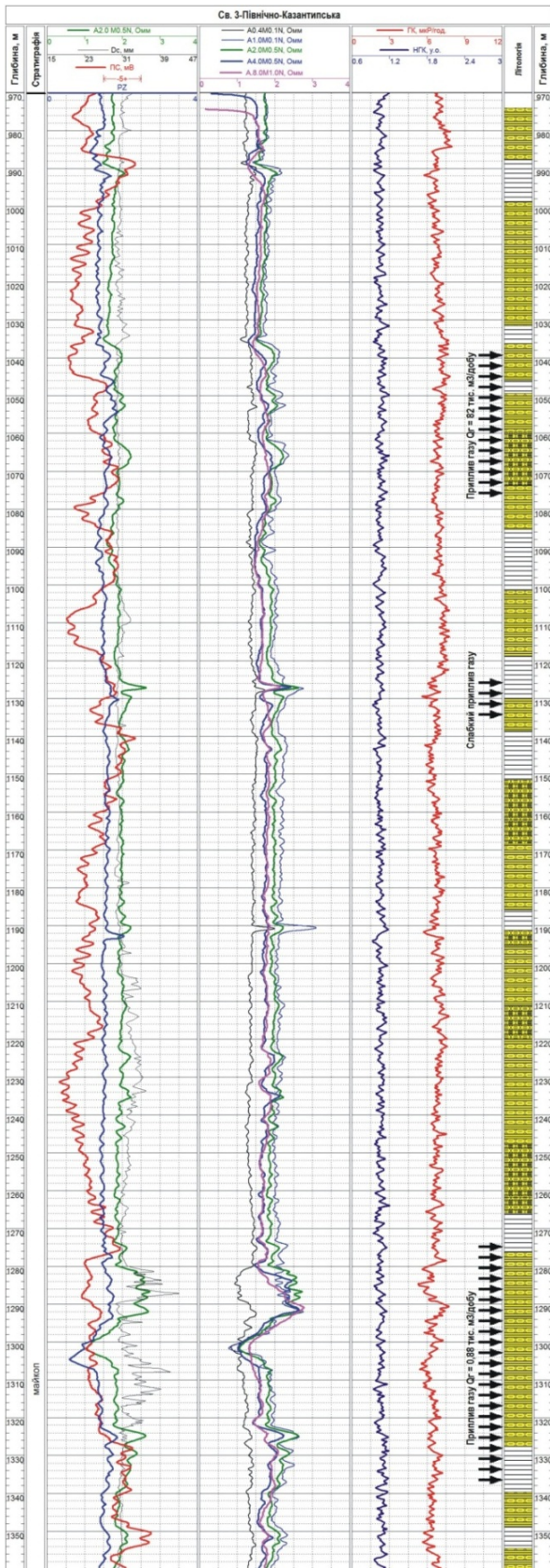


Рис. 96. Геолого-геофізична характеристика верхньої частини розрізу свердловини Північноказантипська-3 (1024–1390 м) [116]

У відкладах майкопської серії за геохімічними дослідженнями виділено 37 інтервалів з підвищеними газопоказниками (табл. 28).

Таблиця 28. Інтервали майкопської серії з підвищеними газопоказниками

Інтервал, м	Г _{сум.} , %	ГКПД, %	Інтервал, м	Г _{сум.} , %	ГКПД, %	Інтервал, м	Г _{сум.} , %	ГКПД, %
860–868	1,3	0,9	1442–1448	1,6	1,2	2141–2152	1,13	0,1
870–891	1,5	0,9	1492–1496	2,1	1,2	2171–2176	0,6	0,4
974–1000	1,6	0,9	1516–1522	2,0	1,2	2222–2233,6	0,7	0,4
1018–1026	2,5	1,9	1590–1600	1,1	1,2	2254–2268,4	0,6	0,4
1051–1060	1,0	1,5	1685–1711	0,9	6,0	2295,2–2298,8	0,5	0,4
1062–1068	1,1	1,5	1716–1740	1,5	6,0	2325,8–2334,4	0,4	0,4
1075–1100	1,1	0,5	1790–1805	2,0	1,1	2361,2–2369,8	0,5	0,4
1107–1132	2,6	0,5	1837–1885	0,9	0,6	2387,2–2396,8	0,35	0,3
1157–1175	0,95	0,5	1930–1971	0,4	0,3	2425,0–2441,6	0,35	0,3
1190–1205	1,6	0,5	2001–2028	0,3	0,4	2486,4–2500,6	0,35	0,1
1335–1347	0,5	0,3	2032–2036,4	0,95	0,4	2508,4–2514,4	0,35	0,2
1375–1418	3,0	1,2	2079–2095	0,52	0,4	2524,8–2527,4	0,4	0,2
1432–1438	3,6	1,2	2101–2121	0,7	0,4	2556,4–2560,2	0,41	0,2

Із глибини 1736 м у відкладах майкопської серії змінюється склад газу, з'являються важкі фракції: пропан (понад 1 %), бутан (до 0,9 %).

Відбір керн проводився в інт. 903,7–908,7 м, 1362–1372 м – зразок 176 СБ (1363 м), 1945–1965 м – зразок 178 СБ (1960 м), 2160–2171 м, 2300–2305 м, 2331–2358 м – зразок 177 СБ (2331 м), 2420–2450 м, 2480–2529 м, 2603,0–2618,5 м, 2711,0–2715,5 м, 2749–2765 м, 2964–2977 м. Керн представлений глинами темно-сірими, щільними, жирними на дотик; аргілітами темно-сірими, щільними, слабослюдистими, тріщинуватими, у тріщинах відмічаються маслянисті плями і краплі зеленувато-коричневої нафти; пісковиками сірими і темно-сірими, дрібнозернистими кварцовими з глинистим цементом. Керн (пісковики) в інт. 2749–2765 м і 2964–2973 люмінесціює.

За даними геохімічних і геолого-технологічних досліджень нафтогазонасичені поклади передбачаються в таких інтервалах майкопської серії (м): 1432–1446; 1492–1522; 1590–1600; 1685–1740; 1790–1805; 1837–1885; 1930–1971; 2032–2048; 2078–2098; 2101–2121; 2141–2152; 2171–2176; 2222–2236; 2254,0–2268,4; 2295,2–2298,8; 2325,8–2334,4; 2361,2–2369,8; 2387,0–2396,8; 2425,0–2441,6; 2484,4–2500,6; 2508,4–2514,4; 2524,8–2527,4; 2556,4–2560,2. Таким чином, на загальну товщину майкопської серії, розкритою св. Суботіна-1, у 2159 м перспективні інтервали становлять 387,8 м, або 18 %.

У свердловині випробувано чотири об'єкти: 2730–2738 м (отримано приплив слабозгазованої води самовиливом, дебітом 3,4 м³/добу з плівкою нафти, дебіт нафти 0,03 м³/добу); 2945,0–2953,2 м (отримано слабкий приплив фільтрату бурового розчину дебітом 0,242 м³/добу); 3079–3093 м, 3015–3035 м (припливу пластового флюїду не отримано).

Крім цих об'єктів, рекомендовано до випробування як нафтогазонасичені такі інтервали (м): 2110–2128, 2278–2298, 2330–2365, 2425–2442, 2487–2524, 2690–2698.

За результатами вивчення аншліфів (176 СБ, 177 СБ, 178 СБ) породи представлені аргілітами з пелітовою до органогенно-детритовою структурою, шаруватою та сланцюватою текстурою, тип мацерал – вітродетриніт і колодетриніт, часто в асоціації з глобулярним піритом (рис. 98, 99).

Результати визначення масових часток елементів у пробах, відібраних з керна св. Суботіна-1, наведено в табл. 29, термічного аналізу – в табл. 30, виміру відбивної здатності вітриніту – в табл. 31.

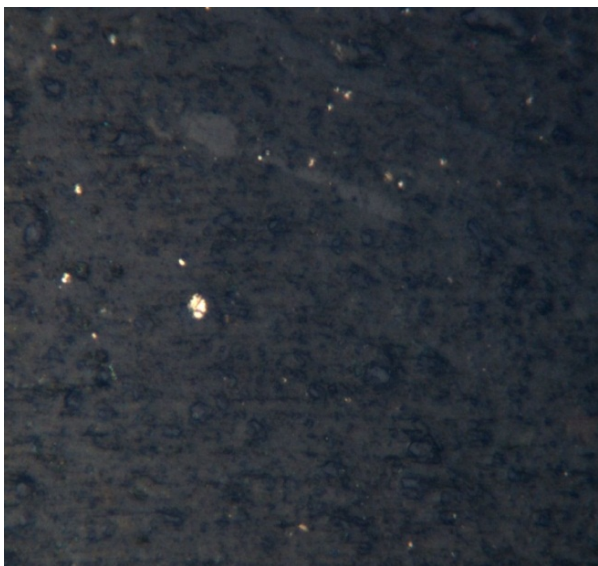


Рис. 98. Аншліф 178 СБ: колодетриніт в асоціації з піритом глобулярним

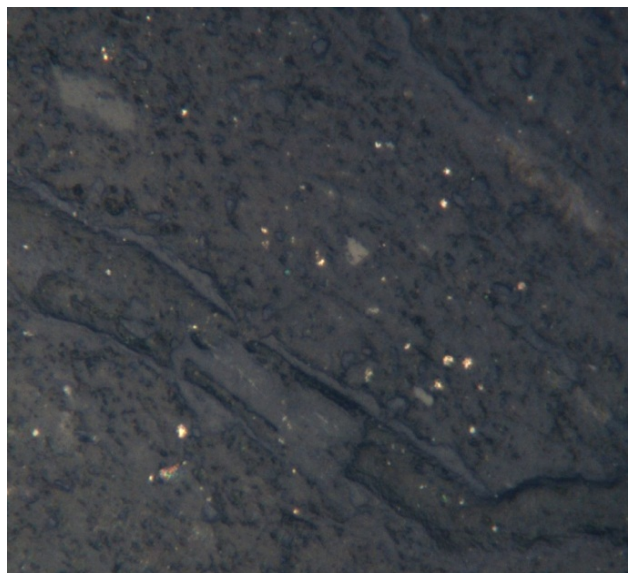


Рис. 99. Аншліф 178 СБ: вітродетриніт в асоціації з мікроскопічним піритом глобулярним

Таблиця 29. Результати визначення масових часток елементів у пробах (%)

№ проби	Інтервал, м	Порода	$C_{орг.}$	H_2O^-	$U \cdot 10^{-4}$	$CO_{2карб.}$
176 СБ	1363	Аргіліт	5,62	3,54	3,7	1,37
178 СБ	1960	"	3,56	2,26	3,1	0,11
177 СБ	2330	"	7,18	3,54	3,9	0,11

Таблиця 30. Результати термічного аналізу проб

№ проби	Інтервал, м	< 120 °С	120–300 °С	300–390 °С	390–550 °С	ТОС, %
176 СБ	1363	2,32715	1,94168	0,53414	4,03800	6,51382
178 СБ	1960	2,66655	1,68535	0,54945	3,54330	5,77810
177 СБ	2330	2,17382	1,74700	0,46576	3,76931	5,98207

Таблиця 31. Результати виміру відбивної здатності вітриніту

№ проби	Інтервал, м	Заміри	Кількість	Середнє
176 СБ	1363	0,48; 0,05; 0,54; 0,54; 0,68; 0,75; дрібний	6	0,51
178 СБ	1960	0,39; 0,46; 0,47; 0,48; 0,48; 0,48; 0,50; 0,52; 0,52; 0,55; 0,60	11	0,50
177 СБ	2330	0,46; 0,47; 0,48; 0,48; 0,48; 0,49; 0,51; 0,53; 0,54; 0,54; 0,54; 0,55; 0,60; 0,61; 0,62; 0,65; 0,70; 1,40	18	0,59

У свердловині Суботіна-2 керн являє собою (нижній майкоп):

- 1982–1990 – аргіліти темно-сірі до чорних, щільні, слабослюдисті з тонкими (до 3–4 см) прошарками пісковика сірого, дрібнозернистого, (пористість 16,5–17,7 %) з глинисто-карбонатним цементом, іноді із слабким запахом бензину (люмінесціює);
- 1997,0–2009,5 – аргіліти темно-сірі до чорних, щільні, тріщинуваті з випотами нафти, з прошарками (до 12 см) пісковика сірого, дрібнозернистого (пористість 17,75–18,43 %), з глинисто-карбонатним цементом, з випотами нафти і слабким запахом бензину;
- 2168–2184 – аргіліти темно-сірі до чорних, щільні, слюдисті, тріщинуваті, з прошарками (до 20–40 см) пісковиків світло-сірих, дрібнозернистих, кварц-польовошпатових, з рідкісними зернами глауконіту (пористість 20,39–20,73 %), з глинистим цементом, з випотами нафти і слабким запахом бензину;
- 2270–2278 – аргіліти чорні, щільні, слюдисті, слабокарбонатні, з поодинокими включеннями піриту, тріщинуваті із прошарками (до 6 см) пісковиків світло-сірих, середньо-дрібнозернистих, кварц-глауконітових (пористість 8 %), з глинистим цементом, з випотами нафти і слабким запахом бензину;
- 2387–2397 – перешарування аргілітів темно-сірих до чорних, щільних, слабослюдистих і пісковиків (3–22 см) сірих, кварцових, дрібно-середньозернистих (пористість 6,25 %), з глинистим цементом, люмінесціюють, відмічається запах бензину;
- 2450–2458 – перешарування пісковиків (5–27 см) світло-сірих, кварцових і кварц-глауконітових, дрібнозернистих (пористість 7,7–11,7 %), з глинистим цементом і аргілітів темно-сірих до чорних;
- 2458–2466 – перешарування алевролітів сірих (пористість 1,9 %) і аргілітів темно-сірих до чорних, з пропластками (2–3 см) пісковиків сірих, кварцових (пористість 23 %);
- 2519–2527 – перешарування аргілітів темно-сірих до чорних, слюдистих і пісковиків (2–25 см) сірих до темно-сірих, кварцових і кварц-польовошпатових, дрібнозернистих, з глинистим цементом, інколи люмінесціюють;
- 2590–2598 – перешарування аргілітів темно-сірих до чорних і пісковиків (до 60 см) сірих, темно-сірих, коричневатобурих, середньо-дрібнозернистих, кварц-польовошпатових (пористість 8,9–14,7 %) з глинистим цементом, з прошарками алевролітів, пісковики інколи люмінесціюють;
- 2658–2666 – перешарування аргілітів темно-сірих до чорних, місцями сильно-тріщинуватих і пісковиків сірих, темно-сірих, середньо-дрібнозернистих, кварц-польовошпатових (пористість 9,15–16,83 %), з глинистим цементом, спостерігаються випоти нафти, характерний запах бензину, люмінесценція;
- 2805–2808 – алевроліт чорний і темно-сірий, слюдистий, з прошарками пісковика сірого, дрібнозернистого, кварцового, із включенням зерен глауконіту в глинистому цементі;
- 3100,0–3102,3 – перешарування аргілітів темно-сірих до чорних тріщинуватих і алевролітів (до 25 см) сірих до темно-сірих, із включеннями глауконіту і слюди;
- 3190–3196 – мергель темно-сірий до сірого, із зеленуватим відтінком, глинистий, з лінзами кальциту.

У свердловині Суботіна-3 керн представлений (нижній майкоп):

- 2259–2264 – аргіліт темно-сірий, слюдистий, слабокарбонатний, з прошарками (до 2–3 см) алевроліту світло-сірого, поодинокими прошарками (9–10 см) пісковика світло-сірого, кварц-польовошпатового;
- 2319–2324 – аргіліт темно-сірий, слюдистий, з численними прошарками (до 10 см) алевроліту, зрідка – пісковика (6–12 см) сірого, зеленувато-сірого;
- 2458–2463 – аргіліт темно-сірий до чорного, щільний, слюдистий з рідкісними прошарками (2–4 см) алевроліту і пісковика темно-сірого, дрібнозернистого, слюдисто-кварц-польовошпатового, з незначною кількістю включень глауконіту в глинистому цементі;
- 2610–2617 – перешарування аргіліту (65 %) темно-сірого до чорного, алевроліту (20 %) сірого і пісковика (15 %) сірого, зеленувато-сірого, дрібнозернистого, кварц-польовошпатового з невеликою кількістю включень глауконіту;
- 2685,0–2687,5 – пісковик зеленувато-темно-сірий, дрібнозернистий, кварц-польовошпатовий, слабослюдистий, з глинистим цементом, з ознаками карбонатності, на свіжому сколі відчувається запах бензину;
- 2689–2695 – перешарування пісковиків (60 %) темно-зеленувато-сірих, дрібнозернистих, кварц-польовошпатових, з глауконітом в глинистому цементі, з ознаками карбонатності (на свіжому сколі відчувається слабкий запах бензину);
- 2695,0–2701,5 – пісковики темно-зеленувато-сірі, дрібнозернисті, кварц-польовошпатові, з глауконітом в глинистому цементі;
- 2715–2720 – перешарування пісковика (40 %) світло-сірого, зеленувато-сірого, дрібнозернистого, слюдисто-кварц-польовошпатового, із зернами глауконіту в глинистому і слабокарбонатному цементі (люмінісцирує), алевроліту (35 %) сірого і аргіліту (25 %) темно-сірого до чорного, тріщинуватого;
- 2793,8–2801,8 – перешарування аргіліту (20 %) темно-сірого до чорного, слабокарбонатного, алевроліту (45 %) сірого, темно-сірого і пісковика (35 %) сірого, зеленувато-сірого, дрібнозернистого з прошарками середньозернистого кварц-польовошпатового, з окремими зернами глауконіту в глинистому і глинистокарбонатному цементі, спостерігається люмінесценція, відчувається різкий запах бензину;
- 2801,8–2809,0 – пісковик сірий, світло-сірий, дрібнозернистий, олігоміктовий, із включенням зерен глауконіту в глинисто-карбонатному цементі, з прошарками (2–30 см) аргіліту темно-сірого до чорного; у пісковиках спостерігається люмінесценція і відчувається запах бензину;
- 2810–2830 – перешарування пісковика (65–80 %) темно-сірого, дрібнозернистого, кварц-польовошпатового, слабослюдистого з окремими зернами глауконіту в глинистому цементі з ознаками карбонатності (товщина 8–70 см), (на свіжому сколі відчувається слабкий запах бензину), аргіліту (20–25 %) темно-сірого до чорного, тріщинуватого (прошарки 0,5–14,0 см) і алевроліту (1–10 %) сірого (1–7 мм);
- 2861,0–2866,5 – чергування шарів (0,4–1,7 м) аргіліту (60 %) темно-сірого до чорного і пісковика (40 %) темно-сірого із зеленкуватим відтінком, кварц-польовошпатового з окремими зернами глауконіту, відмічається люмінесценція;
- 2959–2966 – аргіліт темно-сірий до чорного вапнистий, слабослюдистий, із включеннями детриту;
- 3095–3100 – мергель зеленувато-сірий, з прошарками (6 см) алевроліту сірого.

2.4.5. Порівняльна характеристика відкладів майкопської серії

Відклади майкопської серії олігоцену–раннього міоцену розповсюджені на півдні Східноєвропейської платформи і на Кавказі. До неї приурочені численні родовища вуглеводнів, сульфідно-ураново-рідкісноземельної мінералізації (Мангишлак, Єргені). Цьому стратиграфічному рівню також відповідає формування родовищ марганцю (Нікополь, Чіатурі). Серія характеризується переважно глинистим складом, вона формувалася в умовах великого внутрішньоконтинентального басейну – Східного океану Паратетіс, який включав акваторії Чорного, Азовського, Каспійського, Аральського морів, Кавказ, Закавказзя, південну частину Уралу, північ Казахстану. Олігоцен – ранній міоцен є глобальною епохою вуглецевого накопичення, зокрема, цьому рівню в Карпатах відповідає формування збагаченої ОР менілітової світи.

За даними О. К. Баженової та ін. [87], вміст $C_{орг.}$ в майкопській серії значно змінюється в різних регіонах. На більшій частині площі вона належить до доманікоїдних утворень ($C_{орг.}$ 0,4–2,5 %) і до власне доманікітів ($C_{орг.}$ понад 5 %); найбільші концентрації $C_{орг.}$ (8–18 %) спостерігаються в розрізах Чорноліської западини і Прикумської зони підняття, у Східному Передкавказзі й Північному Азербайджані, навпаки, невеликі концентрації $C_{орг.}$ (до 1 %) притаманні розрізам Терсько-Каспійського прогину.

Різновиди зі значною концентрацією $C_{орг.}$, як правило, збагачені ураном, фосфором, ванадієм, рідкісноземельними елементами. Родовища цих елементів приурочені до шарів, збагачених кістковим детритом, утворення яких пов'язується з масовими вимираннями за рахунок різкого підйому сірководневих вод із глибин басейну. Формування високовуглецевих товщ, напевно, пов'язано з аноксидними умовами сірководневого зараження водних товщ.

За даними О. К. Баженової та ін. [87], у керогені майкопських порід підвищений вміст азоту (до 3 %) і сірки (до 25 %). Загалом ОР має змішаний склад і представлена фітопланктоном (дінофлагеляти, рідше діатомові й зелені водорості), детритом, аморфним керогеном (зокрема колоальгінитом), алохтоними вітринітом і лейптинітом (до 10 %). Виділяють два типи ОР:

- переважно фітопланктоногенне з високою концентрацією водню в керогені (до 7,8 %) – II тип керогену;
- змішане із суттєвим домішкою привнесеного гумусового матеріалу, з низькою концентрацією водню (3,2–6,7 %) – III тип керогену.

Загалом існує прямий зв'язок між вмістом $C_{орг.}$ і генераційним потенціалом (S_1+S_2) (табл. 32).

Таблиця 32. Співвідношення між $C_{орг.}$ і генераційним потенціалом ($S_1 + S_2$) у різних типах нафтоматеринських порід [87]

Нафтоматеринські породи	$C_{орг.}, \%$	$S_1 + S_2, \text{ кг УВ/т породи}$
Бідні	< 1	< 1
Середні	1,5–3,0	2–16
Багаті	5–18	28–124

Однак ці співвідношення зберігаються не завжди. Так, середня і верхня частина майкопської серії Керченського півострова (керлеутський і батісфеновий горизонти) характеризуються високою концентрацією $C_{орг.}$ (4–7 %) і високим генераційним потенціалом (7–12 кг УВ/т породи), але, на думку О. К. Баженової та ін. [87], їх можна розглядати не як нафтоматеринські, а як високопотенціальні газоматеринські породи, що обґрунтовується низькими значеннями водневого індексу (6–80 мг УВ/г $C_{орг.}$), пов'язаними з присутністю в цих породах керогену III типу.

Для майкопських відкладів характерний високий ступінь бітумізації, бітумоїдний коефіцієнт β^{XB} дорівнює 6–12 % (до 25–30 %), причому підвищена бітумізація спостерігається і при невисоких градаціях катагенезу ($R' < 0,5$ %). За даними О. Баженової та ін. [87], бітумоїди майкопської серії Передкавказзя характеризуються переважанням ізопреноїдів над н-алканами, високими значеннями K_i (1,5–3,7), $Pr/Ph = 1$, підвищеним нафтовим фоном і бімодальним розподілом н-алканів з максимумом на C_{15} – C_{17} , C_{22} – C_{23} і C_{29} , підвищеним вмістом непарних н-алканів, стеаринів і гопанів. Для стеаринів характерний рівномірний розподіл $C_{27} : C_{28} : C_{29}$, $C_{28}/C_{29} = 1,0$ – $1,3$, $C_{27}/C_{28} < 1$. Така характеристика бітумоїдів, на думку О. Баженової та ін. [87], свідчить про змішаний тип ОР, яка не зазнала суттєвих катагенічних змін. За даними піролізу $T_{max} = 400$ – 460 °С, тобто породи майкопу перебувають в умовах визрівання і головної фази нафтоутворення ($R' < 0,5$ – $1,07$ %).

Наведемо стисло порівняльну характеристику серії в таких регіонах: Керченсько-Таманський прогин, східна частина Чорного моря, Індоло-Кубанський прогин, Центральне, Східне Передкавказзя, Західний Азербайджан, Південно-Каспійська западина.

Керченсько-Таманський прогин є западиною, накладеною на мегаантиклінорії Криму і Кавказу. В його розрізі переважають відклади олігоцену і неогену загальною потужністю до 6 км, характерним є діапірова будова антиклінальних складок і грязьовий вулканізм. Майкопська серія має тричленну будову і поділяється на три частини: нижню (нижній – середній олігоцен), середню (верхній олігоцен) і верхню (нижній міоцен). В її складі переважають глини з прошарками пісків і алевролітів, зі значною кількістю вуглисто-детриту. Накопичення осадів відбувалося в глибоководному басейні із слідами сірководневого зараження. Майкопська серія є основною нафтогазоматеринською світою кайнозойського розрізу регіону, хоч із 15 відомих у прогині родовищ нафти і газу лише 4 безпосередньо пов'язані з майкопською серією.

За даними Ю. А. Петриченко [69, 70], органічна речовина майкопських відкладів насичена паліноморфами, аморфна безструктурна ОР становить 10–30 %, органічний фітопланктон – 10–30 %, алохтонна частина мацерату (до 40 %) складена спорами і пилком хвойних і вітринізованими частками рослинних тканин, у верхній частині розрізу з'являється інертиніт. Вміст ОР, як правило, не перевищує 1 %, вона сильно піритизована. Вона відповідає керогену III типу, має високий газо- і низький нафтоматеринський потенціал. ОР незріла, має низькі значення температури піролізу (418–423 °С), що свідчить про неглибоке (до 1,5–2,0 км) занурення вмісних порід і порівняно невисокі темпе-

ратури перетворення. Разом з тим, на думку дослідників, головна зона нафтоутворення (ГЗН) в межах Керченського півострова розміщена на глибинах 3–6 км.

На думку Ю. А. Петриченко [69, 70] нафтоматеринський потенціал ОР майкопської серії є незначним (у зв'язку з низьким вмістом ліпідних компонентів), але вона має високий газоматеринський потенціал.

У східній частині Чорного моря олігоцен-ранньоміоценові відклади (майкопська серія) найширше розповсюджені в ряді прогинів, де їхня товщина може сягати 4000–5000 м: у Західно- і Східночорноморських басейнах, прогинах Сорокіна, Керченсько-Таманському, Туапсинському, Гурійському, Сочі-Адлерській депресії (рис. 100) [59]. Майкопська серія складена потужною товщею сірих і шоколадно-бурих глин, збагачених органічною речовиною, із сідеритовими конкреціями і прошарками алевролітів і пісковиків. Характерною особливістю майкопської серії в цьому регіоні є діапирові складки, особливо в областях з найбільшою потужністю осадів.

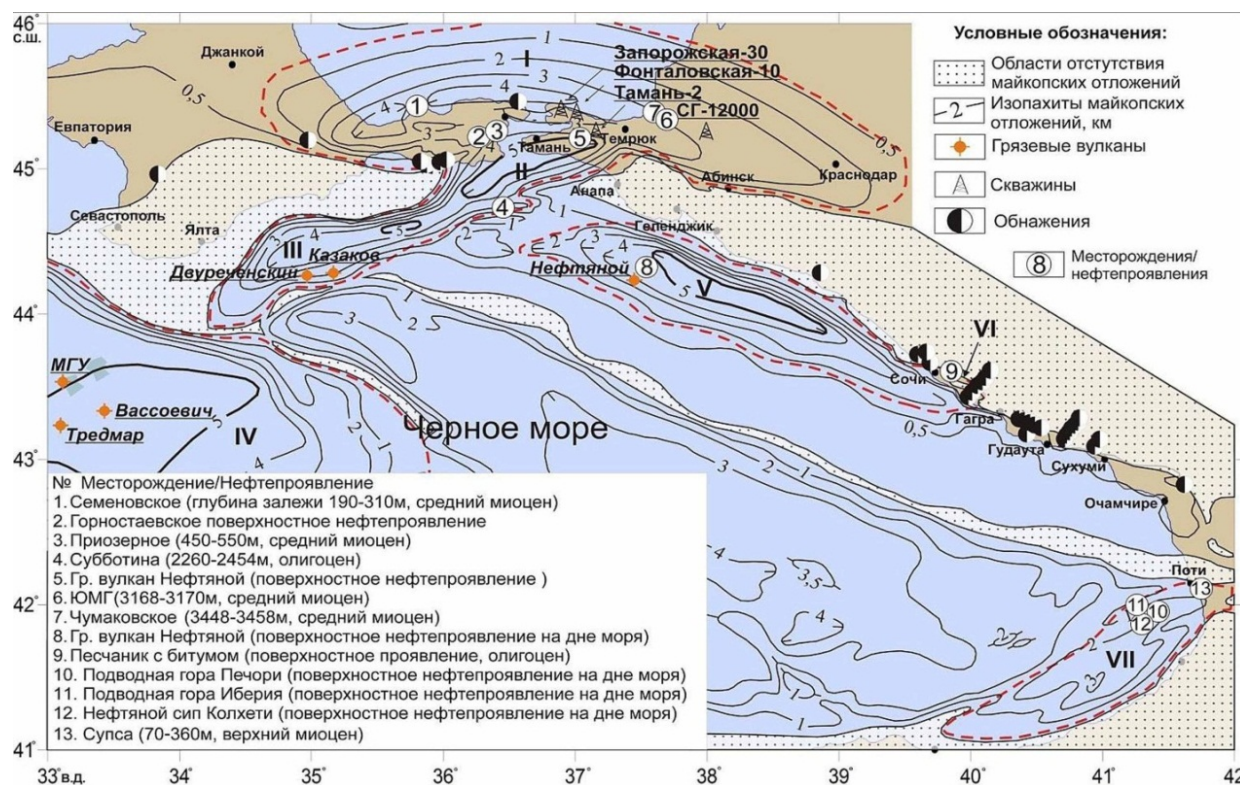


Рис. 100. Розташування майкопської серії у східній частині Чорноморського басейну[59]:

- I – Індоло-Кубанський прогин; II – Керченсько-Таманський прогин; III – прогин Сорокіна;
 IV – Західночорноморський басейн; V – Туапсинський прогин;
 VI – Сочі-Адлерська депресія; VII – Гурійський прогин

У східній частині Чорного моря виділяються два нафтогазоносні басейни (НГБ): Азово-Кубанський і Східночорноморський. В Азово-Кубанському НГБ нафтові поклади, пов'язані з відкладами майкопу, приурочені до Індоло-Кубанського прогину. У Східночорноморському НГБ, який займає територію східної частини Чорного моря, Сочинського узбережжя, Західної Грузії, північних відрогів Понтіїських гір Туреччини, відкрито невеликі нафтові й газові родовища: на суші – газове Дообське, нафтові Прасковейське, Супсинське, Шромісубані-Цхалцмінда, Східне Чаладіді, Окумі, а в морі – нафтове Суботіна.

Частими є виходи рідкої нафти на морському дні в районах розвитку грязьового вулканізму, які відомі в межах Туапсинського прогину (грязьові вулкани Нафтовий і Манганарі), Гурійського прогину (г. Іберія та Печори), нафтові сипи Колхеті та Різе [59].

За даними Д. В. Надежкіна [59], майкопські відклади в межах Чорноморського басейну вміщують гумусово-сапропелеву органічну речовину з перевагою сапропелевої складової (кероген II–III типу з переважанням II), що є сприятливим для утворення як нафти, так і газу. Спостерігаються зміни у складі ОР по розрізу. Так, у прогині Сорокіна нижня, олігоценова частина розрізу майкопської серії характеризується високим вмістом сапропелевої ОР і підвищеним нафтоматеринським потенціалом, а міоценова верхня – підвищеним вмістом гумусової ОР і газоматеринського потенціалу. За вмістом ОР і генераційного потенціалу майкопські відклади значно різняться (табл. 33).

Таблиця 33. Вміст $C_{орг.}$ і значення генераційного потенціалу в майкопських відкладах [59]

Район	$C_{орг.}$ %	$S_1 + S_2$, кг УВ/т породи
Західночорноморський басейн	0,6–9,3	0,17–17,92
Прогин Сорокіна	0,29–6,49	0,29–12,87
Туапсинський прогин	0,5–12,4	0,5–12,4
Керченсько-Таманський прогин	0,3–7	0,2–19,0
Західнокубанський прогин	0,1–9,3 (середнє 1,46)	0,06–20,0 (середнє 1,36)
Сочі-Адлерська депресія	0,67–1,81	0,7–5,3
Ріонська западина	0,33–2,92 (середнє 1,08)	

Вважається, що нижньомайкопські (олігоценові) відклади в Західночорноморському басейні містяться на градації МК₄–АК₁, у Туапсинському, Сорокінському та Гурійському прогинах – МК₃ (ГЗН), верхньомайкопські (нижній міоцен) у східній частині Чорного моря – на градації МК₁, а в прогинах Туапсинському, Сорокіна, а також на валу Шацького не досягли ГЗН. На суші підвищений нафтоматеринський потенціал мають відклади нижнього майкопу (хадумська світа Північного Передкавказзя, породи Керченсько-Таманського і Західнокубанського прогинів). На Керченському півострові й у Сочі-Адлерській депресії відклади майкопу, на думку Д. В. Надежкіна [59], розташовані на градації катагенезу ПК – початок МК₁, тобто на стадії дозрівання, коли масова генерація рідких вуглеводнів ще не почалася.

В *Індоло-Кубанському прогині* пачки з підвищеним генетичним потенціалом приурочені до олігоценової частини розрізу [70]. Установлено, що покрівля ГЗН може опускатися до 4,0–4,5 км у найбільш занурених частинах басейну. Породи вміщують значні кількості ОР, однак їхній генетичний потенціал не відповідає класичним високопотенціальним нафтоматеринським світам, більша частина керогену належить до III типу і лише менша – до II, у зв'язку з чим майкопські породи розглядаються в першу чергу як газоматеринські, хоч у деяких районах їхній нафтоматеринський потенціал також є значним, достатнім для формування великих покладів.

У *Центральному Передкавказзі* майкопська серія у вигляді системи клиноформ заповнює великі прогини в Азово-Кубанському і Терсько-Каспійському басейнах [32, 36]. Нижній майкоп утворює самостійну формацію від-

критого моря, яка відрізняється від середнього і верхнього майкопу. У низах майкопу тут послідовно залягають такі горизонти (знизу):

- хадумський – тонке перешарування глин і алевроїтів 68–115 м;
- баталпашинський горизонт і септарієва світа – глини із зеленуватим відтінком, щільні, некарбонатні, слабослюдисті з рідкісними включеннями кристалічного піриту і сидериту 200–1000 м.

На думку М. Л. Євдокимової [36], осадовий чохол Центрального Передкавказзя являє собою відкриту гідравлічну систему (унаслідок інтенсивної тріщинуватості й порушення системами розломів) і є зоною переважно газонакопичення. На відміну від Центрального, у Східному Передкавказзі нижній майкоп складений різко недоущільненими глинистими породами, які відповідають закритій системі, що пояснює переважання нафтоносності Східного Передкавказзя.

У *Східному Передкавказзі* майкопська серія, яка є основною нафтоматеринською і нафтогазовмісною товщею регіону, розчленовується на шість горизонтів (зверху): зурамакентський, рікі, муцидакальський, нижньоглинистий, міатлинський, хадумський [75, 95].

У майкопській серії Передкавказзя відомо понад 50 покладів нафти в 25 родовищах, але на Східному Передкавказзі такі поклади нечисленні й приурочені переважно до нижніх частин розрізу (хадумська світа), хоч і тут відома велика кількість природних проявів нафти і газу і нафтогазопроїв у розрізах свердловин. При розкритті майкопу на ряді площ спостерігалися потужні газонафтові викиди, а в деяких свердловинах на глибинах 300–1500 м були отримані припливи нафти (Дилим – 20 т/добу, Ачису – до 15 т/добу, Карабудахкент – 48 т/добу, Салтабак – 25 т/добу, Шамхалбулак – до 20 т/добу, Беной – до 400 т/добу, Старогрозненська – до 300 т/добу). Більша їхня частина, на думку В. Ф. Шарафутдинова [95], приурочена до зон тектонічних порушень верхнього майкопу і до олістолітів міатлинської олістостромової товщі, а не до прошарків алевролітів, як це вважалося раніше. Саме тому традиційні антиклінальні типи пасток тут зустрічаються зрідка, а переважають такі пастки, як рукавоподібні, літологічно-екрановані, літолого-стратиграфічні, тектонічно ускладнені, катагенетичні, пластово-склепінневі, кліноформні, олістолітові, тріщино-жильні тощо.

Майкопські відклади характеризуються градаціями катагенезу MK_{1-3} , вмістом $C_{орг.}$ до 0,7 %, бітумоїдний коефіцієнт сягає 7,7, що свідчить про інтенсивні процеси утворення бітумів і вуглеводнів, хоч ступінь катагенетичного перетворення органічної речовини і, як слідство нафтоматеринський потенціал товщі, значно змінюються за її простяганням залежно від палеогеографічних умов осадоконагромадження, швидкості прогинання, геотермічного режиму, літології тощо.

Унікальність майкопської товщі полягає в тому, що природні поклади нафти в бітумінозних глинах залягають на місці утворення без яких би то ні було міграційних процесів. Їхнє просторове положення не контролюється сучасним структурним планом, зонами розломів і тріщинуватості. З'ясовано, що в глинах майкопської серії Дагестану вміщується гігантський об'єм керогену (табл. 34), який може бути перетворений на нафту шляхом використання новітніх технологій створення потужного електромагнітного поля за рахунок гідророзриву пласта лужними розчинами чи провокуванням тріщинуватості порід закачуванням кремнезему, насиченому порошком алюмінію чи розчином перекису водню [61].

Таблиця. 34. Характеристика глин майкопської серії Дагестану та оцінка ресурсів нафти [75]

Параметри	Стратиграфічні підрозділи						
	Хадум	Міагли	Нижньо-глинисті	Муцида-кал	Рікі	Зурама-кент	Усього по майкопу
Площа, тис. км ²	312,5	500	2000	1562,5	1250	625	6250
Товщина, м	100	450	100	350	400	150	1550
Об'єм, тис. км ³	31,25	225	200	546,875	500	93,75	1596,87
Об'єм керогену, млрд м ³ (2,5 % від об'єму породи)	0,78	5,625	5,0	13,67	12,5	2,343	39,9
Ресурси нафти, млрд м ³ (4,4 % від об'єму керогену)	0,034	0,248	0,22	0,6	0,55	0,103	1,755
Щільність геологічних ресурсів, тис. м ³ /км ²	0,108	0,496	0,0001	0,0003	0,0004	0,0001	0,1
Видобувні ресурси нафти, млн м ³ (30 % від геологічних ресурсів)	10,2	74,4	66,0	180,0	165,0	30,9	526
Щільність видобувних ресурсів нафти, тис. м ³ /км ²	0,32	0,29	0,03	0,11	0,132	0,05	0,15

У *Західному Азербайджані* протягом олігоцену – раннього міоцену осадові породи майкопської серії формувалися в умовах Передмалокавказької бортової монокліналі з прилеглими до неї системами антиклінальних структурних виступів і синклінальних заток з характерним антикавказьким субмеридіональним простяганням [106]. У цей час посилилося підняття Малого Кавказу, що призвело до чергування в розрізі майкопської серії піщовиково-глинистих і глинистих пачок і формування комплексу порід значної потужності (до 1500 м).

У *Південно-Каспійській западині* встановлено підвищення вмісту важкого ізотопу вуглецю вуглецевих газів продуктивної товщі майкопу з глибиною і вниз по стратиграфічному розрізу [105]: апшеронський регіоярус $\delta^{13}\text{C} = -51,1\text{‰}$, акчагільський ярус, сураханська світа $\delta^{13}\text{C} = -47,5\text{‰}$, балаханська, надкирмакинська світи $\delta^{13}\text{C} = -43,6\text{‰}$, кирмакинська, підкирмакинська світи $\delta^{13}\text{C} = -43,4\text{‰}$, калинська світа $\delta^{13}\text{C} = -40,16\text{‰}$. Однак нижче, у підстеляючих відкладах чокрацького регіоярису відбувається значне зниження вмісту ізотопу вуглецю ^{13}C = до $-60,3\text{‰}$ з його наступним обважненням: чокрацький регіоярус $\delta^{13}\text{C} = -50,5\text{‰}$, майкопська серія $\delta^{13}\text{C} = -49,3\text{‰}$, коунські та крейдові відклади $\delta^{13}\text{C} = -43,8\text{‰}$. У цьому регіоні широко розвинені грязьові вулкани, які приурочені до Кобистану та Західного Апшерону, що може свідчити про наявність покладів нафти і газу в міоцен-палеогенових відкладах.

Крім родовищ вуглеводнів, з майкопською серією пов'язані також фосфор-рідкісноземельно-уранові й фосфор-рідкіснометалево-уранові родовища Мангишлак-Ергені-Адигейського урановорудного поясу, який простягається вздовж фронтальної частини Кавказу на відстані понад 1000 км від Азовського до Каспійського моря (рис. 101).



Рис. 101. Північно-західна частина

Мангишлак-Ергені-Адигейського урановорудного поясу [104]:

- 1 – Мангишлак-Ергені-Адигейський урановорудний пояс з комплексними фосфор-рідкісноземельно-урановими рудами;
- 2 – рудні райони: I – Ергенійський; II – Мангишлацький;
- 3 – родовища фосфор-рідкіснометалево-уранових руд за межами рудних районів

Так, в Ергенійському ураново-рідкіснометалевому районі в Калмикії відомі родовища, утворені скупченнями кісток риб з підвищеними концентраціями U, P, TR, Sc, Y, Re та ін.[104]. Рудні поклади приурочені до глин продуктивної калмицької світи, яка є частиною майкопської серії. Рудоносний горизонт товщиною 300–400 м складений темними невапнистими глинами з прошарками кісткового детриту риб. Передбачається, що утворення таких скупчень можуть бути пов'язані із сірководневим зараженням придонних вод, цвітінням морських вод, сезонним відмиранням риб і т. ін. На думку С. Ю. Єнгаличева [104], найбільш вірогідним є механізм їхнього виникнення за рахунок підводної вулканічної діяльності, яка зумовлювала багаторазові катастрофічні епізоди вимирання рибних угруповань, у тому числі й за рахунок газово-флюїдних розвантажень в осадовий басейн.

2.4.6. Аналіз умов формування майкопської серії

Проведені нами і частково викладені вище результати детальних літолого-літмологічних, мінералого-петрографічних і геохімічних досліджень олігоцен-міоценових (майкопських) нашарувань Причорноморсько-Кримського регіону дають підстави говорити про зональність просторово-вікового поширення в їхньому розрізі збагачених органічним вуглецем літотипів, і що ця зональність в першу чергу обумовлена палеоокеанографічними чинниками і зокрема особливостями варіацій кліматичних умов і глибин седиментаційного басейну.

Установлені [22, 27–29] особливості седиментаційних обстановок дозволили віднести олігоцену водоїму Чорноморсько-Кримського регіону до естуарієвого типу. Останній являє собою частково замкнений прибережний басейн, води якого періодично або постійно сполучалися з морем і в межах якого існувала помітна зміна солоності, спричинена змішуванням морської води з пріс-

ною, яка надходила внаслідок дренажу суші. Такий гідродинамічний режим є унікальним, оскільки тут діє велика кількість активних факторів: морські хвилі, припливно-відпливні коливання і течії, річковий стік, щільнісна стратифікація вод. Остання полягає у формуванні верхнього шару опріснених вод з рухом у напрямку моря і нижнього шару солоних вод із зворотним напрямком перенесення. При взаємодії цих вод на просторово обмежених акваторіях формуються значні градієнти солоності й температур, можуть виникати локальні апвелінгові ефекти. Це явище широко відоме в ряді сучасних естуарій, зокрема р. Конго. Апвелінг тут проявляється у вигляді областей зниження поверхневих температур (до 3–7° С), що супроводжується значними змінами солоності вод.

Швидкості седиментації в естуаріях досягають дуже високих значень – 36–56 см за 100 років. Естуарії – важливі геохімічні бар'єри, де осаджується до 60–80 % розчинених у прісних водах органічних і неорганічних компонентів.

Усе це може призводити до різкого зростання біопродуктивності естуарійних вод. За концентрацією ресурсів чистої первинної продукції естуарії не мають рівних серед інших морських обстановок. Продуктивність естуарій приблизно в чотири рази переважає середню первинну продуктивність широковідомих зон апвелінгу в океанах.

Такі особливості естуарієвих водойм, на нашу думку, пов'язана з нестабільністю умов седиментації (циклічністю змін прісноводних і морських обстановок), що насамперед (найбільш масштабні наслідки) спричинено флуктуаціями рівня океану. Останні обумовлюють специфіку еволюції певних седиментаційних ландшафтів як у літоральній, так і пелагічній зонах водойми.

Так, у літоральній області (рис. 102) за умов падіння рівня океану великі території морського дна по периферії басейнів і навколо архіпелагів осушувалися. На цих пенеplenізованих площах за умов гумідного клімату формувалися озерно-болотні ландшафти, де нагромаджувалася органічна речовина (ОР). Кисле середовище заболочених територій сприяло переведення в розчин багатьох біофільних елементів. Таким чином, на стадії регресії виникали специфічні геохімічно активні ландшафти з формуванням значних об'ємів реакційноздатних речовин (ОР, фосфати, сполуки заліза). Пізніше при підйомі рівня океану трансгресуюче море активно взаємодіяло з цими ландшафтами, що обумовлювало винесення у водойму значних мас біофільних елементів. Це у свою чергу призводило до розвитку аноксидних обстановок, збагаченню осадів ОР, пригніченню бентосної фауни.

В епіпелагічній області в зоні алювіального впливу могла інтенсивно розвиватися прісноводна рослинність, яка служила багатим джерелом органічного матеріалу. Прикладом цього може бути прісноводна папороть *Azolla* (еоцен – квартал), яка здатна нагромаджувати велику кількість біогенів: щорічно до 250 кг азоту та 1,5 т вуглецю на кожному квадратному кілометрі. Крім того, у межах водойми в зоні змішування річкових і морських вод (солонуваті води) утворювалися ділянки біологічного розквіту фіто- та зоопланктону.

Унаслідок змін гідродинамічного режиму басейну при зростанні впливу морських чинників у ході трансгресії солоність збільшувалася (до нормально морської), що спричиняло масову загибель стеногалінних організмів.

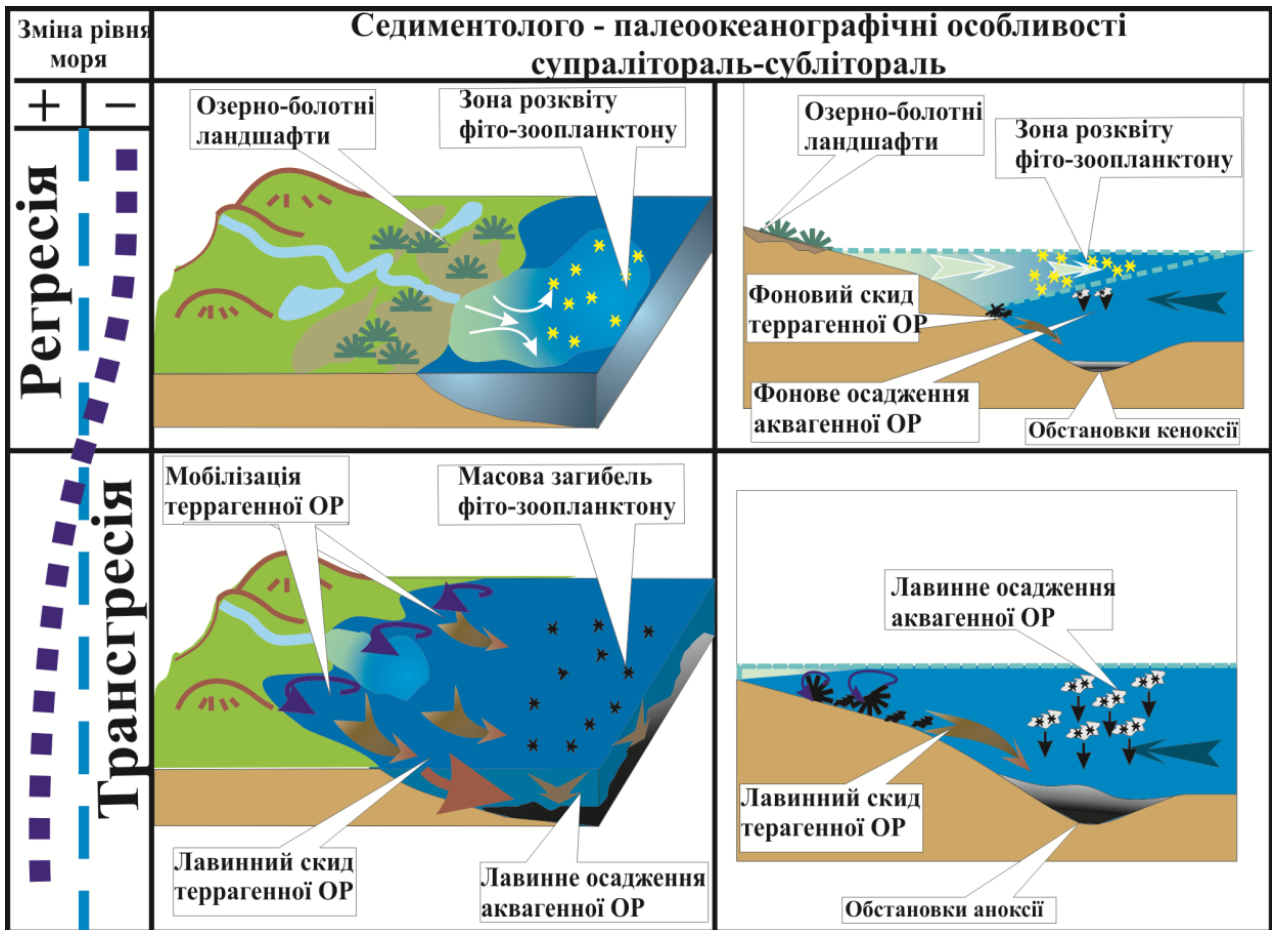


Рис. 102. Модель формування безкисневих обстановок в естуарієвих басейнах Північнорноморського шельфу. Олігоцен – ранній міоцен [28, 29]

Останнє, а також інтенсивний скид органічного матеріалу (детрит, розчинні сполуки) з прибережних ділянок власне і спричиняли виникнення аноксидного середовища в придонних шарах води та формування збагачених органічним вуглецем осадів. Найбільші маси осадів, збагачених органікою, формувалися у своєрідних седиментаційних пастках – шельфових мулових западинах. У нашому випадку це осьова зона Каркінітсько-Північнокримського прогину (рис. 103), у межах якої сумарна товщина майкопських нашарувань максимальна для регіону і локальними ділянками перевищує 1500 м (Михайлівський та Таврійський максимуми).

Виходячи з ритмічності розвитку в розрізі кластогенних літмітів майкопської серії, які фіксують вікові інтервали максимального алювіального впливу, а також урахуваючи дані [39] про циклічність змін солоності водойми, прогнозуємо 3–4 вікові рівні формування осадів, збагачених $C_{орг}$. (рис. 104).

Останні доволі чітко виокремлюються на літмологічних перетинах характерним домінуванням глинистих літотипів, розмежованих кластогенними утвореннями. Формують вони пачки потужністю від 20 до 100 м, що залягають на глибинах від 300 до 1500 м. Літмологічна структура їхнього розрізу однорідна – монолітна товща аргілітів з численними міліметровими прошарками та поодинокими пачками (0,2–1,5 м) алевролітів.

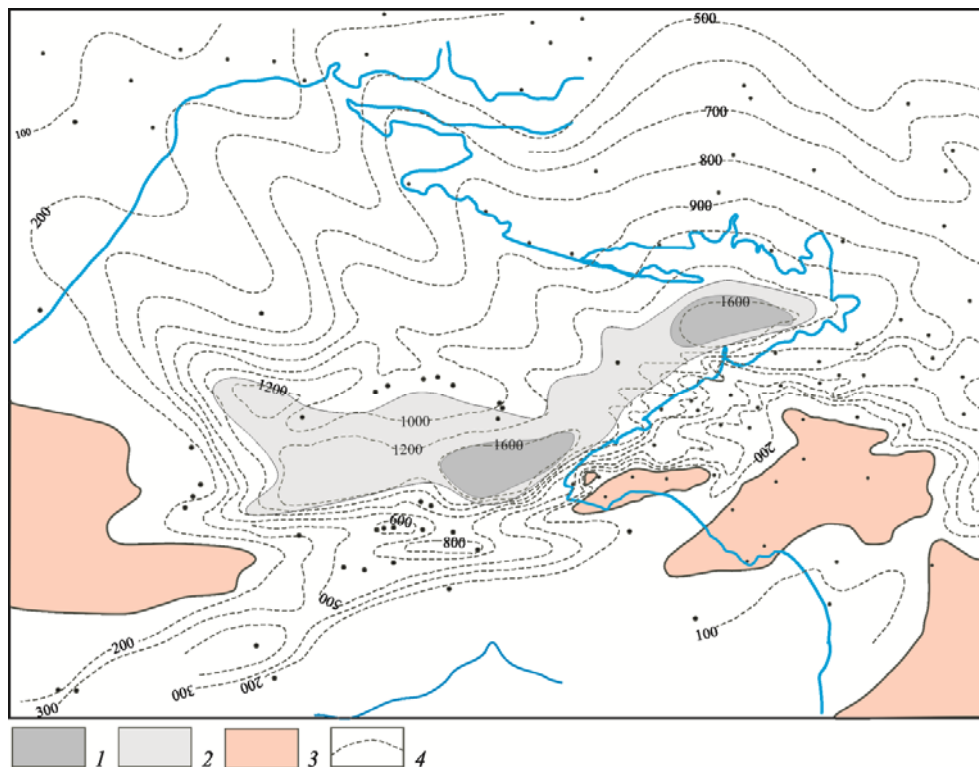


Рис. 103. Перспективні ділянки за відкладами майкопу Причорноморсько-Кримського регіону:
 1 – високopersпективні; 2 – перспективні; 3 – відсутність відкладів;
 4 – ізопахіти майкопських нашарувань

Аргіліти темно-сірого до чорного кольору, з алеврито-пелітовою структурою, масивною, лінзоподібно-шаруватою текстурою за рахунок нерівномірного розподілу уламкового матеріалу (лінзи та прошарки до 2–3 мм алевроліту). Слабокарбонатні (вміст CaCO_3 до 7,8 %), слабоалевритисті (до 10 %). Основна маса порід тонкодисперсна, гідрослюдистого (іліт) складу, з домішкою монтморилоніту (Na-Ca-Mg-вий), магнієво-залізного хлориту та пелітоморфного карбонату. Зрідка спостерігаються фрагменти черепашок форамініфер, порожнини яких виповнені кальцитом. Практично повсюдно присутні рештки вуглефікованого рослинного детриту. Вміст $C_{\text{орг}}$ рідко перевищує 2 %, а ступінь катагенетичної зміненості порід за відбивною здатністю вітриніту, яка варіює в межах 0,43–0,50, відповідає протокатагенезу.

Згідно з результатами мінералого-петрографічних і геохімічних досліджень у межах північно-західного шельфу Чорного моря породи майкопської світи, що залягають на глибинах близько 2000 м і глибше, можуть генерувати нафтові вуглеводні й за наявності достатньо значних об'ємів порід, збагачених розсіяною органічною речовиною, могли б розглядатися як перспективні об'єкти для пошуків сланцевої нафти. Разом з тим, породи світи в діапазоні глибин 0–2000 м хоч і вміщують значну кількість $C_{\text{орг}}$, але є термально незрілими і не можуть розглядатися, як перспективні для пошуків сланцевої нафти.

Таким чином, майкопські утворення Азово-Чорноморського регіону формувались в епі- та мезопелагічних умовах у трьох басейнах (двох внутрішніх і зовнішньому), розмежованих Кілійсько-Кримсько-Кавказьким острівним пасмом: ланцюг підводних і надводних височин і островів (рис. 105).

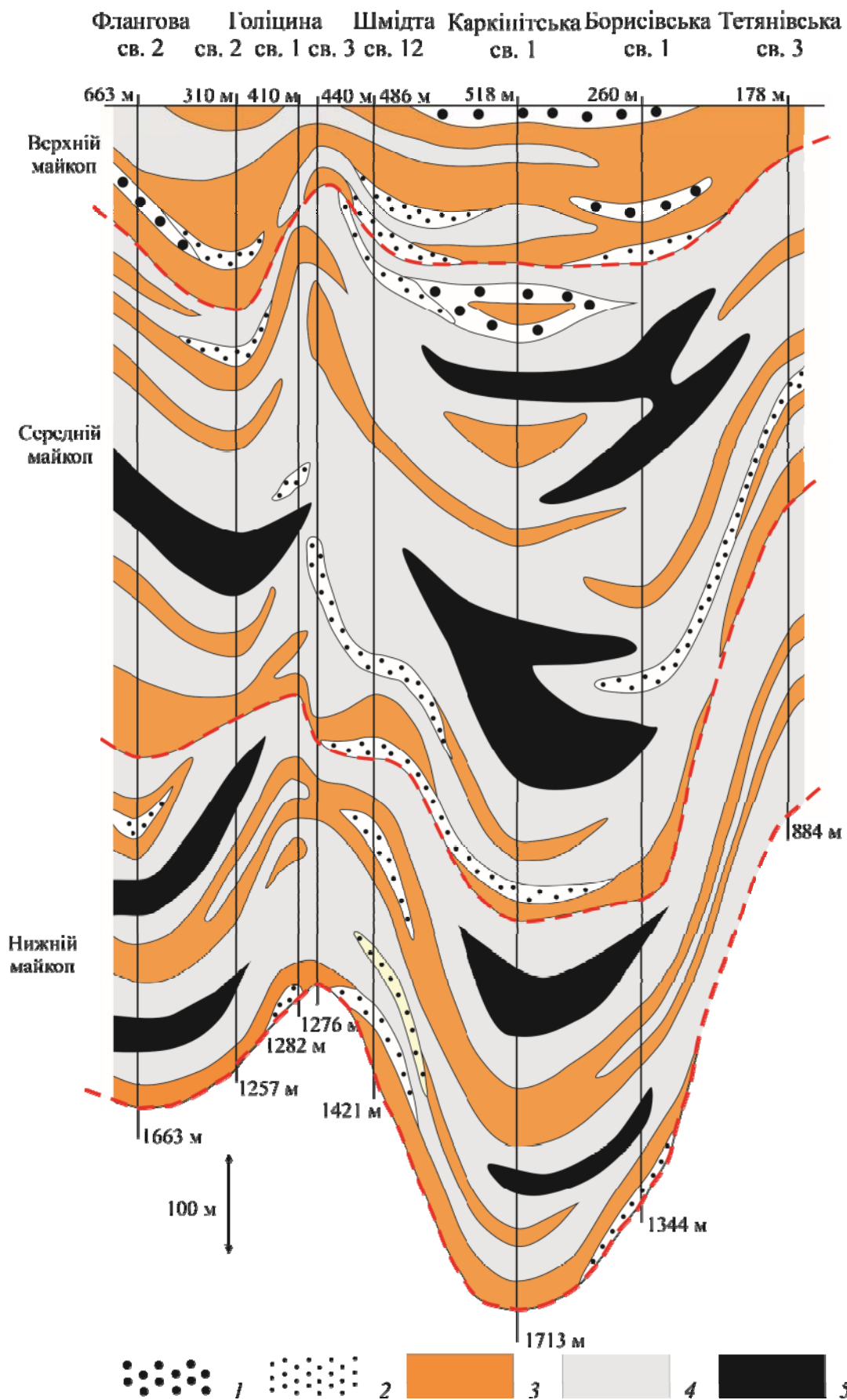


Рис. 104. Седиментолого-палеоокеанографічний перетин.
 Майкопські відклади. Північночорноморський шельф [116]:
 1–3 – кластогенні акумулятивні тіла; шельфові мули;
 4 – з фоновим вмістом ОР; 5 – з підвищеним вмістом ОР

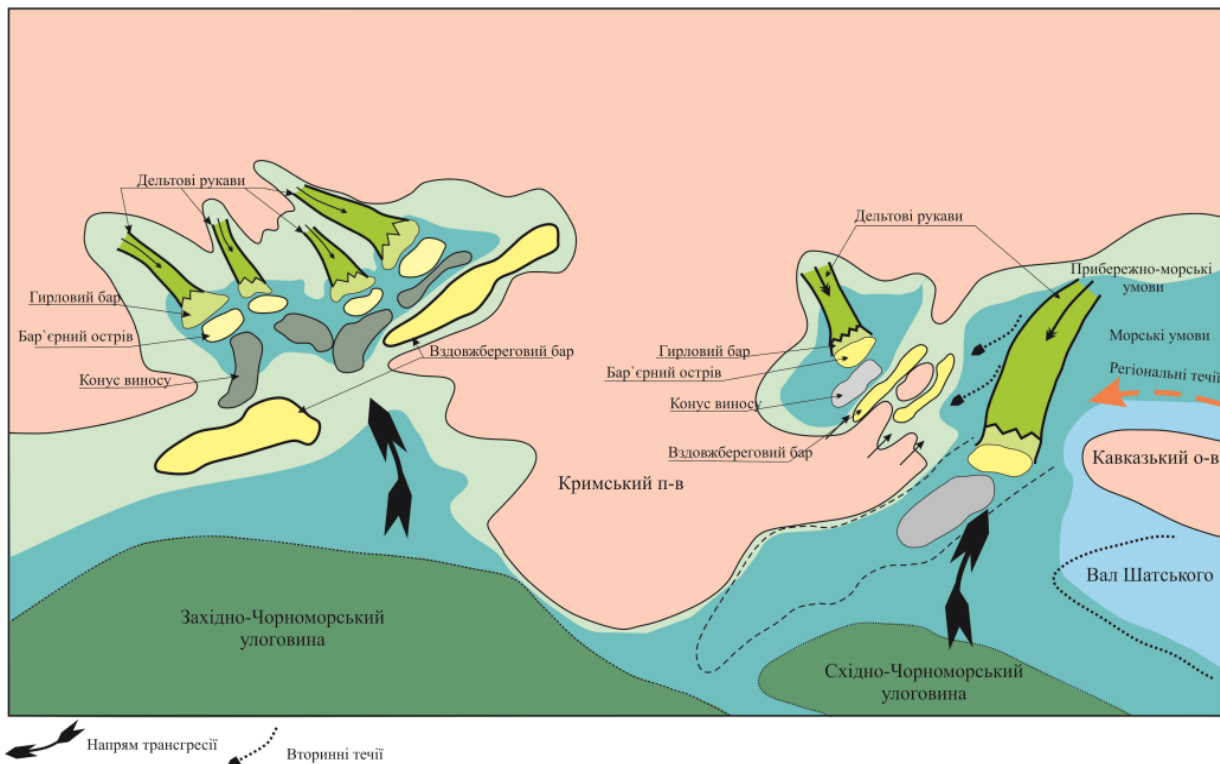
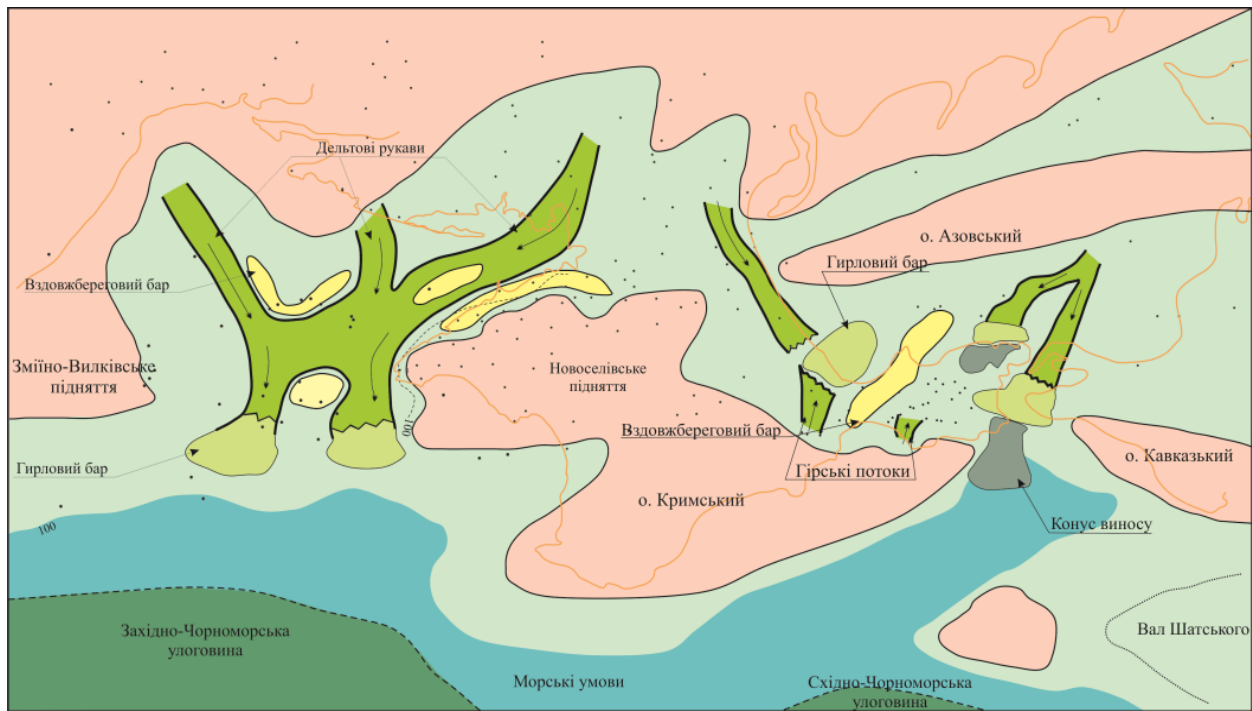


Рис. 105. Седиментолого-палеоокеанографічна схема Азово-Чорноморського регіону [28, 29]:

А – початок раннього майкопу (реперний горизонт Мн-І); Б – кінець раннього міоцену

У зовнішньому відкритому до океанічних вод Чорноморському седиментаційному басейні домінували глибоководноморські умови теригенного осадконагромадження. Депоцентр басейну розташовувався південніше за межами вивченого регіону, а накопичувались тут, імовірно, алеврито-пелітові й пелітові пелагічні мули з локальним поширенням у північних районах кластогенних утворень фаціальних зон типу вздовжберегових барів, конусів виносу та пелітові мули шельфових рівнин.

У внутрішніх естуарієвих Одеському та Керченському седиментаційних басейнах домінували морські шельфові та прибережно-морські умови шельфового осадконагромадження з періодичним і локальним розвитком алювіально-дельтових. Переважала тут теригенна седиментація (глинисті та алевритопелітові мули, піски, алеврити), а скид уламкового матеріалу забезпечували декілька річкових систем субширотного простягання, які дренивали сучасні терени західного та північного Причорномор'я. Останні відзначались незначними обсягами поставки кластичного матеріалу в басейн осадконагромадження, що зумовлено пенеппленізацією суходолу, та формували незначні за площею і потужністю псамоалевритові вузлові тіла фаціальних зон "русло", а на морському продовженні – "гирловий бар", "конус виносу", які формують клиноформні тіла в істотно пелітових мулах шельфових рівнин. Останні характеризувалися відносно глибоководними умовами седиментації, що підтверджується характерними комплексами форамініфер [23, 81].

Північні схили великих конседиментаційних підняттяв (Кілійсько-Зміїного, Новоселівського, Кримського) облямовуються утвореннями фацій типу "уздовжбереговий бар". Останні також простежуються в центральних районах седиментаційних басейнів (зона Голіцинського, Фонтанівського та інших підняттяв), де в склепінних зонах локальних підняттяв формують невеличкі за площею та потужністю тіла. Важливу роль в утворенні такого типу барів відігравали придонні течії, які зумовлювали певні особливості транспортування і перерозподілу теригенного матеріалу, що надходив річковим стоком [23, 81].

3. ПЕТРОФІЗИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД

Для дослідження петрофізичних властивостей зразків керна пошукових свердловин перспективних ділянок Південного нафтогазоносного району: майкопської серії північно-західного шельфу Чорного моря (св. Архангельська-1, Голіцинська-1, 6, 7, 9, 12, Шмідта-6, 9, 11, Голіцина-2, Гамбурцева-2); центральної частини Кримського півострова (св. Джанкойська-1); Керченського півострова (св. Фонтанівська-6, 12); Прикерченського шельфу Азовського моря (св. Північно-Казантипська-3); північного шельфу Азовського моря (св. Матроська-1) Прикерченської частини шельфу Чорного моря (св. Суботіна-1, 403) та таврійської серії Гірського Криму (полігон Мангуш) виконано комплекс експериментальних петрофізичних лабораторних робіт, установлені кореляційні залежності між петрофізичними параметрами (табл. 35–38) [116]. Комплекс геофізичних досліджень, виконаних у петрофізичній лабораторії кафедри геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка, включає визначення густини досліджених порід (сухих, насичених розчином NaCl і **гасом**); відкритої пористості (методами насичення азотом, розчином NaCl і **гасом**); проникності (методом стаціонарної фільтрації азоту); швидкості повздовжніх пружних хвиль, інтервального часу (сухих і насичених **гасом**) і питомого електричного опору (сухих зразків і насичених розчином NaCl). Слід зазначити, що у зв'язку з підвищеною крихкістю частини зразків нерідко не було можливості виготовити стандартні циліндри для петрофізичних досліджень. Це призвело до зменшення переліку визначених петрофізичних параметрів та емпіричних залежностей.

Густина. Об'ємна густина досліджених порід визначалася методом гідростатичного зважування за стандартною методикою. Для вимірювань застосовувалися цифрові аналітичні ваги WPS 360/c/2 (точність $\pm 0,001$ г). Результати вимірювань наведено в табл. 34 та 35. Як видно з наведених даних, об'ємна густина сухих зразків досліджених порід змінюється у досить значних межах від 1313 до 2645 $\text{кг}/\text{м}^3$ при її середньому значенні 2121 $\text{кг}/\text{м}^3$. При насиченні зразків гасом об'ємна густина досліджених порід змінюється від 1728 до 2708 $\text{кг}/\text{м}^3$, при її середньому значенні 2310 $\text{кг}/\text{м}^3$. Об'ємна густина досліджених порід, насичених розчином NaCl з мінералізацією від 20 г/л до 50 г/л (модель пластової води залежно від конкретної свердловини) змінюється від 2225 до 2694 $\text{кг}/\text{м}^3$ при її середньому значенні 2478 $\text{кг}/\text{м}^3$. Зроблено оцінку позірної мінералогічної густини досліджених порід, яка змінюється від 2434 до 3022 $\text{кг}/\text{м}^3$ при її середньому значенні 2629 $\text{кг}/\text{м}^3$. Широкі межі коливання об'ємної густини свідчать про мінливість літологічного складу та пористості зразків керна.

Пористість. Пористість породи визначається сукупністю порожнин у мінеральному скелеті породи. Розрізняють загальну, відкриту та ефективну пористості. Коефіцієнт загальної пористості k_n дорівнює відношенню об'єму всіх пор V_n до об'єму сухого зразка V_c . Залежно від структури і текстури порід спостерігається різна структура порового простору, яка може бути охарактеризована відкритою і ефективною пористістю та параметром форматів α_n різних видів пористості.

**Таблиця 35. Петрофізичні параметри зразків керна пошукових свердловин Південного нафтогазоносного району
(зразки сухі та насичені газом) [116]**

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи з газом, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (за азотом), %	Відкрита пористість (за газом), %	Проникність, фм ²	Електричний опір сухої породи, Ом·м	Інтервальний час, мкс/м (суха порода)	Інтервальний час, мкс/м (порода насичена газом)
Північно-західний шельф Чорного моря													
1	161 ГЛ	Голіцина-12	2710		2376	2494	2624	6,6	5,0			247	238
2	162 ГЛ	Голіцина-6	1812		1811	2122	2562		17,2			–	–
3	162-1 ГЛ	Голіцина-6	1812		1740	2061	2527		18,4			–	–
4	162-2 ГЛ	Голіцина-6	1812		1811	2124	2568		17,3			–	–
5	163 ГЛ	Голіцина-7	570		1426	1831	2556	34,2	28,4			–	–
6	164 ГЛ	Голіцина-9	2100	Аргіліт	2078	2313	2609	14,3	11,3			–	–
7	165 ГЛ	Голіцина-1	1034	Мергель	2621	2629	2636		0,3	< 0,001	3886	192	181
8	171-1 АХ	Архангельська-21	867	Аргіліт	1470	1860	2533	33,8	26,6			–	–
9	171-2 АХ	"	867	Аргіліт	1448	1842	2530	30,3	27,2			482	407
10	172 АХ	"	872	Алевроліт	1411	1818	2556	32,9	28,9			426	383
11	172-1 АХ	"	872	"	1495	1883	2544	28,2	26,0		1726	437	371
12	173 АХ	"	877	"	1313	1728	2529	38,1	31,7			–	–
13	174 АХ	"	878	"	1376	1796	2584	35,5	30,5			–	–
Центральна частина Кримського півострова													
14	166 ДЖ	Джанкойська-1	845	Алевроліт	1623	1953	2451	27,2	20,3			364	314
15	167 ДЖ	"	866	Аргіліт	1590	1951	2525	26,2	22,7		107555	405	344
16	167-1 ДЖ	"	866	"	1603	1961	2525	27,2	22,3			429	358
17	168 ДЖ	"	876	Мергель	1455	1848	2530	32,7	27,0			–	–
18	168-1 ДЖ	"	876	"	2452	2706	3019	12,4	10,4	0,63		280	247
19	168-2 ДЖ	"	876	"	2453	2708	3022	12,5	10,4			290	250

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи з газом, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (за азотом), %	Відкрита пористість (за газом), %	Проникність, фм ²	Електричний опір сухої породи, Ом·м	Інтервальний час, мкс/м (суха порода)	Інтервальний час, мкс/м (порода насичена газом)
20	169 ДЖ	"	885	Аргіліт	1625	2002	2606	26,2	23,2			–	–
21	169-1 ДЖ	"	885	"	1662	1975	2434		18,9			376	331
22	169-2 ДЖ	"	885	"	1586	1947	2521		22,8			383	337
23	170 ДЖ	"	892	Пісковик	1590	1963	2562	26,3	23,4		51035	480	405
24	170-1 ДЖ	"	892	"	1552	1930	2550	27,2	24,3		45813		383
25	170-2 ДЖ	"	892	"	1620	1983	2557	26,1	22,4		102386	466	365
Керченський півострів													
26	179 ФН	Фонтанівська-12	3695	Пісковик	2340	2488	2656		6,3			–	–
27	180 ФН	Фонтанівська-6	3292	Аргіліт	2321	2474	2647	12,4	6,6			286	238
Шельф Азовського моря													
28	151 ПК	Північноказан-типська-3	1042	Алевроліт	1483	1873	2539		26,3			–	–
29	151-1 ПК	"	1042	Алевроліт	1459	1857	2553		27,3			–	–
30	152 ПК	"	1100	Глина алевритиста	1545	1923	2547		24,5			–	–
31	153 ПК	"	1209	"	1461	1863	2569		27,5				342
32	155 ПК	"	1420	Алевроліт	1532	1908	2529	32,1	24,6			–	–
33	156 ПК	"	1550	"	1622	2012	2648	30,5	24,0		1243	389	351
34	157 ПК	"	2590	"	1897	2228	2698	22,9	17,4	18,74	3911	329	283
35	157-1 ПК	"	2590	"	1873	2209	2690	23,3	17,9			29	281
36	159 ПК	"	2587	"	1883	2214	2686	23,1	17,6	1,66	2472	346	299
37	160 ПК	"	2597	"	1862	2160	2573		16,0			–	–

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи з газом, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (за азотом), %	Відкрита пористість (за газом), %	Проникність, фм ²	Електричний опір сухої породи, Ом·м	Інтервальний час, мкс/м (суха порода)	Інтервальний час, мкс/м (порода насичена газом)
Прикерченська частина шельфу Чорного моря													
38	176 СБ	Суботіна-1	1363	Аргіліт	1754	2094	2597		19,4			–	–
39	176-1 СБ	"	1363	"	1980	2195	2462		10,8			326	289
40	176-2 СБ	"	1363	"	1928	2175	2496		12,8			–	–
41	177 СБ	"	2330	"	2041	2235	2470		9,5			–	–
42	178 СБ	"	1960	"	1762	2075	2523	25,2	17,8			–	–

551

Таблиця 36. Петрофізичні параметри зразків керна (циліндричні зразки сухі, насичені газом та розчином NaCl) [116]

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої газом, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої розчином NaCl, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (по азоту), %	Відкрита пористість (по газу), %	Відкрита пористість (по NaCl), %	Мінералізація пластової води, г/л	Проникність, фм ²
1	186 СБ	Суботіна-1	1948–1954	Пісковик	2063	2233	2305	2632	24,4	21,6	21,9	20	9,16
2	186-1 СБ	"	1948–1954	"	2048	2222	2293	2633	24,3	22,2	22,4	20	16,05
3	187 СБ	"	1960–1965	"	2156	2299	2355	2636	20,8	18,2	18,7	20	8,43
4	188 СБ	"	2342–2343	Алевроліт	2259	2371	2423	2636	17,3	14,3	14,9	20	6,17
5	188-1 СБ	"	2342–2343	"	2261	2371	2420	2632	15,8	14,1	14,9	20	6,93

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої газом, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої розчином NaCl, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (по азоту), %	Відкрита пористість (по газу), %	Відкрита пористість (по NaCl), %	Мінералізація пластової води, г/л	Проникність, фм ²
6	189 СБ	"	2342–2343	Алевропісковик	2268	2373	2424	2619	16,3	13,4	14,1	20	30,55
7	189-1 СБ	"	2342–2343	"	2285	2386	2437	2622	16,1	14,0	13,5	20	18,25
8	190 СБ	Суботіна-403	2439–2444	Пісковик	2292	2390	2420	2641	15,27	12,54	12,52	38	6,07
9	190-1 СБ	"	2439–2444	"	2260	2357	2388	2636	16,97	12,66	12,56	38	4,65
10	190-2 СБ	"	2439–2444	"	2294	2390	2420	2641	15,06	12,38	12,29	38	4,66
11	191 СБ	"	2591–2596	"	2288	2388	2420	2638	16,2	12,89	12,69	38	6,39
12	191-1 СБ	"	2591–2596	"	2296	2396	2426	2639	15,92	12,8	12,75	38	6,75
13	192 СБ	"	2596–2605	"	2313	2405	2430	2643	14,45	11,52	11,7	38	3,1
14	192-1 СБ	"	2596–2605	"	2314	2404	2433	2642	14,69	11,79	11,62	38	3,22
15	193 СБ	"	2596–2605	"	2037	2213	2225	2625	24,3	22,4	25	38	
16	194 СБ	"	2596–2605	"	2191	2325	2348	2644	19,1	17,1	22	38	3,63
17	194-1 СБ	"	2596–2605	"	2191	2325	2355	2643	19	17,1	22	38	3,97
18	195 СБ	"	2658–2665	"	2198	2325	2341	2623	19,6	16,2	16,6	38	6,1
19	195-1 СБ	"	2658–2665	"	2177	2314	2344	2639	20	17,5	17,3	38	3,71
20	196 СБ	"	2658–2665	"	2194	2324	2363	2628	19,84	16,54	16,57	38	8,94
21	196-1 СБ	"	2658–2665	"	2209	2336	2373	2628	19,76	16,02	16,08	38	5,29
22	196-2 СБ	"	2658–2665	"	2197	2324	2361	2628	19,75	16,11	16,16	38	5,17
23	197 СБ	"	2665–2672	"	2541	2578	2578	2664	6,5	6	6,2	38	0,19
24	197-1 СБ	"	2665–2672	"	2556	2585	2590	2654	5,9	5,5	5,5	38	0,13
25	198 СБ	"	2665–2672	"	2275	2378	2423	2622	15,2	13,2	14,2	38	12,83
26	198-1 СБ	"	2665–2672	"	2270	2376	2395	2622	15,5	13,4	14	38	9,7
27	199 СБ	"	2665–2672	"	2138	2281	2325	2624	21,65	18,36	18,24	38	5,82
28	199-1 СБ	"	2665–2672	"	2172	2308	2350	2626	20,63	17,46	17,36	38	5,35

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої газом, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої розчином NaCl, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (по азоту), %	Відкрита пористість (по газу), %	Відкрита пористість (по NaCl), %	Мінералізація пластової води, г/л	Проникність, фм ²
29	200 СБ	"	2729–2733	"	2637	2661	2671	2721	4,7	3,1	3,3	38	0,23
30	200-1 СБ	"	2729–2733	"	2638	2662	2672	2724	4,8	3,2	3,3	38	0,17
31	201 МА	Матроська-1	1053–1059	"	2417	2491	2567	2670	11	9,5	9,6	50	8,23
32	201-1 МА	"	1053–1059	"	2430	2500	2575	2671	10,7	9	9,2	50	0,37
33	202 МА	"	1232–1241	Вапняк	2105	2243	2331	2552	20,8	17,5	17,9	50	1,25
34	202-1 МА	"	1232–1241	"	2117	2244	2333	2526	20,2	16,2	18	50	0,11
35	203 МА	"	1300–1309	"	2069	2198	2283	2475	20,1	16,4	17	50	4,61
36	203-1 МА	"	1300–1309	"	2079	2204	2288	2474	20,5	16	17,4	50	0,15
37	204 МА	"	1500–1508	"	2314	2401	2464	2602	13,4	11,1	11,7	50	0,42
38	204-1 МА	"	1500–1508	"	2316	2405	2470	2612	13,5	11,3	11,6	50	0,08
39	205 МА	"	1765–1775	Пісковик	2001	2184	2277	2612	25,7	23,4	24,1	50	1,72
40	205-1 МА	"	1765–1775	"	1986	2175	2267	2616	25,9	24,1	24,8	50	2,74
41	206 ШМ	Шмідта-11	2957–2966	Вапняк	2543	2584	2625	2684	5,9	5,3	4,7	20	0,07
42	207 ШМ	"	2966–2972	"	2562	2588	2631	2651	4,7	3,4	2,7	20	< 0,001
43	207-1 ШМ	"	2966–2972	"	2559	2587	2631	2656	5,8	3,7	2,9	20	< 0,001
44	208 ШМ	Шмідта-9	3126–3139	"	2448	2472	2654	2524	5	3	2,4	50	< 0,001
45	209 ШМ	"	3110–3126	"	2522	2549	2614	2610	4,2	3,4	2,9	50	< 0,001
46	209-1 ШМ	"	3110–3126	"	2519	2546	2611	2610	4,4	3,5	2,9	50	< 0,001
47	210 ШМ	"	3110–3126	"	2597	2611	2674	2644	3,2	1,8	1,8	50	< 0,001
48	211 ШМ	Шмідта-6	3580–3592	"	2560	2583	2624	2637	4,8	2,9	2,3	20	< 0,001
49	212 ШМ	"	3622–3632	"	2577	2602	2644	2662	5,1	3,2	2,8	20	0,45
50	212-1 ШМ	"	3622–3632	"	2574	2601	2638	2665	5,2	3,4	3,4	20	0,28
51	213 ГМ	Гамбурцева-2	2082–2090	"	2438	2508	2588	2680	10,5	9	7,9	50	

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої гасом, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої розчином NaCl, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (по азоту), %	Відкрита пористість (по гасу), %	Відкрита пористість (по NaCl), %	Мінералізація пластової води, г/л	Проникність, фм ²
52	214 ГМ	"	2390–2400	"	2486	2541	2614	2673	9,1	7	6,4	50	
53	215 ГМ	"	2560–2569	"	2605	2626	2691	2677	3,9	2,7	2,3	50	0,01
54	215-1 ГМ	"	2560–2569	"	2603	2627	2694	2686	4,1	3,1	2,7	50	0,03
55	216 ГМ	"	3270–3276	"	2595	2596	2657	2597	1,5	0,7	0,8	50	0,01
56	216-1 ГМ	"	3270–3276	"	2598	2602	2660	2611	1,9	0,8	1	50	< 0,001
57	217 ГМ	"	3442–3457	"	2573	2591	2650	2632	3,7	2,2	2	50	0,03
58	217-1 ГМ	"	3442–3457	"	2567	2589	2650	2641	3,9	2,8	2,6	50	0,06

151

Таблиця 37. Петрофізичні параметри зразків таврійської серії (зразки сухі та насичені гасом) [116]

№	№ зразка	Місце відбору	Порода	Об'ємна густина сухої породи, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої гасом, кг/м ³	Об'ємна густина породи, насиченої розчином NaCl, кг/м ³	Позірна мінералогічна густина породи, кг/м ³	Відкрита пористість (по азоту), %	Відкрита пористість (по гасу), %	Відкрита пористість (по NaCl), %	Мінералізація пластової води, г/л	Проникність, фм ²
43	181 МН	Мангуш	Алевроліт	2471	2550	2635	5,0	3,2			336	277
44	182 МН	"	"	2448	2535	2628	5,2	3,5			310	228
45	183 МН	"	"	2295	2567	2913	14,2	11,9			–	–
46	183-1 МН	"	"	2193	2500	2907	17,1	14,0			–	–
47	184 МН	"	"	2528	2584	2642	2,4	2,2	0,43	28219	228	196
48	184-1 МН	"	"	2578	2606	2635	1,6	1,1			–	–
49	185 МН	"	Аргіліт	2201	2387	2607	8,7	8,4			–	–

**Таблиця 38. Петроелектричні та акустичні параметри зразків керна
(циліндричні зразки сухі, насичені гасом і розчином NaCl) [116]**

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал оцрубвання, м	Порода	Інтервальний час, мкс/м (суха порода)	Інтервальний час, мкс/м (порода, насичена гасом)	Інтервальний час, мкс/м (порода насичена NaCl)	Електричний опір сухої породи, Ом·м	Електричний опір породи, насиченої NaCl, Ом·м	Електричний опір розчину NaCl, Ом·м	Параметр пористості
1	186 СБ	Суботіна-1	1948–1954	Пісковик	404	352	394	0,384	1950	2,34	6,1
2	186-1 СБ	"	1948–1954	"	388	340	376	0,384	2389	2,14	5,58
3	187 СБ	"	1960–1965	"	370	321	354	0,384	2221	2,7	7,02
4	188 СБ	"	2342–2343	Алевроліт	374	297	344	0,384	1224	3,23	8,41
5	188-1 СБ	"	2342–2343	"	372	315	365	0,384	688	3,1	8,07
6	189 СБ	"	2342–2343	Алевропісковик	389	307	404	0,384	1200	3,19	8,29
7	189-1 СБ	"	2342–2343	"	353	300	345	0,384	1399	3,5	9,1
8	190 СБ	Суботіна-403	2439–2444	Пісковик	316	221	258	0,224	87879	3,73	16,65
9	190-1 СБ	"	2439–2444	"	351	244	291	0,224	6592	3,34	14,91
10	190-2 СБ	"	2439–2444	"	296	207	262	0,224	13166	3,81	17,01
11	191 СБ	"	2591–2596	"	356	246	296	0,224	5788	3,32	14,82
12	191-1 СБ	"	2591–2596	"	343	240	292	0,224	22366	3,36	15,00
13	192 СБ	"	2596–2605	"	377	263	311	0,224	49662	3,57	15,94
14	192-1 СБ	"	2596–2605	"	383	250	293	0,224	10653	3,44	15,36
15	193 СБ	"	2596–2605	"	371	329	359	0,224	4972	1,34	6,01
16	194 СБ	"	2596–2605	"	424	350	408	0,224	2925	2,13	9,52
17	194-1 СБ	"	2596–2605	"	413	348	393	0,224	4221	2,15	9,6
18	195 СБ	"	2658–2665	"	400	338	383	0,224	3294	2,14	9,57
19	195-1 СБ	"	2658–2665	"	438	352	422	0,224	3447	2,05	9,15
20	196 СБ	"	2658–2665	"	471	319	352	0,224	13222	2,28	10,18
21	196-1 СБ	"	2658–2665	"	466	299	337	0,224	16814	2,29	10,22
22	196-2 СБ	"	2658–2665	"	475	303	344	0,224	12035	2,22	9,91
23	197 СБ	"	2665–2672	"	269	217	265	0,224	5833	10,53	47,08

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Інтервальний час, мкс/м (суха порода)	Інтервальний час, мкс/м (порода, насичена газом)	Інтервальний час, мкс/м (порода насичена NaCl)	Електричний опір сухої породи, Ом·м	Електричний опір породи, насиченої NaCl, Ом·м	Електричний опір розчину NaCl, Ом·м	Параметр пористості
24	197-1 СБ	"	2665–2672	"	268	235	260	0,224	6992	11,88	53,11
25	198СБ	"	2665–2672	"	394	324	390	0,224	7226	2,42	10,83
26	198-1 СБ	"	2665–2672	"	379	316	385	0,224	3897	2,43	10,88
27	199 СБ	"	2665–2672	"	445	309	356	0,224	20312	2,15	9,60
28	199-1 СБ	"	2665–2672	"	411	291	343	0,224	21317	2,1	9,38
29	200 СБ	"	2729–2733	"	294	229	290	0,224	2821	8,9	39,81
30	200-1 СБ	"	2729–2733	"	290	221	283	0,224	3489	9,4	42,01
31	201 МА	Матроська-1	1053–1059	"	312	253	240	0,172	20632	4,92	28,65
32	201-1 МА	"	1053–1059	"	311	246	233	0,172	13376	5,39	31,4
33	202 МА	"	1232–1241	Вапняк	303	293	308	0,172	1335	2,19	12,75
34	202-1 МА	"	1232–1241	"	310	290	307	0,172	1204	2,15	12,51
35	203 МА	"	1300–1309	"	292	293	316	0,172	601	2,15	12,53
36	203-1 МА	"	1300–1309	"	314	234	319	0,172	714	2,1	12,25
37	204 МА	"	1500–1508	"	275	262	304	0,172	372	2,62	15,26
38	204-1 МА	"	1500–1508	"	277	207	302	0,172	553	2,64	15,37
39	205 МА	"	1765–1775	Пісковик	420	382	382	0,172	515	1,31	7,63
40	205-1 МА	"	1765–1775	"	466	401	409	0,172	548	1,24	7,23
41	206 ШМ	Шмідта-11	2957–2966	Вапняк	210	186	210	0,384	9558	27,35	71,15
42	207 ШМ	"	2966–2972	"	197	171	169	0,384	10460	50,25	130,75
43	207-1 ШМ	"	2966–2972	"	198	175	171	0,384	24167	45,5	118,4
44	208 ШМ	Шмідта-9	3126–3139	"	207	171	177	0,172	3783	32,88	191,56
45	209 ШМ	"	3110–3126	"	228	191	201	0,172	1055	17,03	99,23
46	209-1 ШМ	"	3110–3126	"	203	193	205	0,172	1752	16,59	96,62
47	210 ШМ	"	3110–3126	"	189	182	185	0,172	1298	33,64	195,96

№	№ зразка	Свердловина	Інтервал опробування, м	Порода	Інтервальний час, мкс/м (суха порода)	Інтервальний час, мкс/м (порода, насичена газом)	Інтервальний час, мкс/м (порода насичена NaCl)	Електричний опір сухої породи, Ом·м	Електричний опір породи, насиченої NaCl, Ом·м	Електричний опір розчину NaCl, Ом·м	Параметр пористості
48	211 ШМ	Шмідта-6	3580–3592	"	180	177	179	0,384	5070	38,51	100,21
49	212ШМ	"	3622–3632	"	175	167	171	0,384	15551	39,17	101,91
50	212-1 ШМ	"	3622–3632	"	206	173	187	0,384	6548	37,41	97,35
51	213 ГМ	Гамбурцева-2	2082–2090	"	205	199	200	0,172	2473	8,66	50,44
52	214 ГМ	"	2390–2400	"	184	183	183	0,172	5339	11,71	68,23
53	215 ГМ	"	2560–2569	"	170	165	165	0,172	84958	43	250,51
54	215-1 ГМ	"	2560–2569	"	179	168	167	0,172	95873	35,76	208,33
55	216 ГМ	"	3270–3276	"	189	191	187	0,172	660	43,25	251,96
56	216-1 ГМ	"	3270–3276	"	241	189	191	0,172	651	40,03	233,2
57	217 ГМ	"	3442–3457	"	235	193	206	0,172	784	16,62	96,79
58	217-1 ГМ	"	3442–3457	"	211	202	213	0,172	983	14,07	81,95

Відкрита пористість визначалася ваговим методом з використанням цифрових аналітичних ваг WPS 360/c/2 при насиченні зразків порід гасом і розчином NaCl з використанням стандартних методик, а також способом насичення зразка азотом під тиском за допомогою спеціально розробленої установки (для зразків, з яких удалося виготовити циліндри).

За результатами лабораторних вимірювань встановлено, що значення відкритої пористості, визначені ваговим методом при насиченні зразків керна гасом, змінюються від 0,3 % до 31,7 % при середньому значенні 13,6 %. Значення відкритої пористості, визначені ваговим методом при насиченні зразків керна моделлю пластової розчину, змінюються від 0,8 % до 25 % при середньому значенні 11,3 %. Відкрита пористість "по азоту", яка визначена за допомогою насичення циліндричних зразків азотом під тиском $2,5 \text{ кГс/см}^2$, має дещо підвищені значення і змінюється від 1,1 % до 38 % при середньому значенні 16,2 %. Зростання значень відкритої пористості при насиченні азотом пояснюється проникненням газу в капілярні пори, в які не може проникнути рідина.

Кореляційна залежність (рис. 106) між пористістю порід, визначеною методами гідростатичного зважування та газоволюметричним, має вигляд: $k_{n,гас} = 0,8609 \cdot k_{n,азот} - 0,5555$, при $R^2 = 0,983$, де $k_{n,азот}$ – пористість, визначена насиченням азотом; $k_{n,гас}$ – пористість визначена насиченням гасом. Середня відносна похибка визначень значень пористості становила 1,22 %.

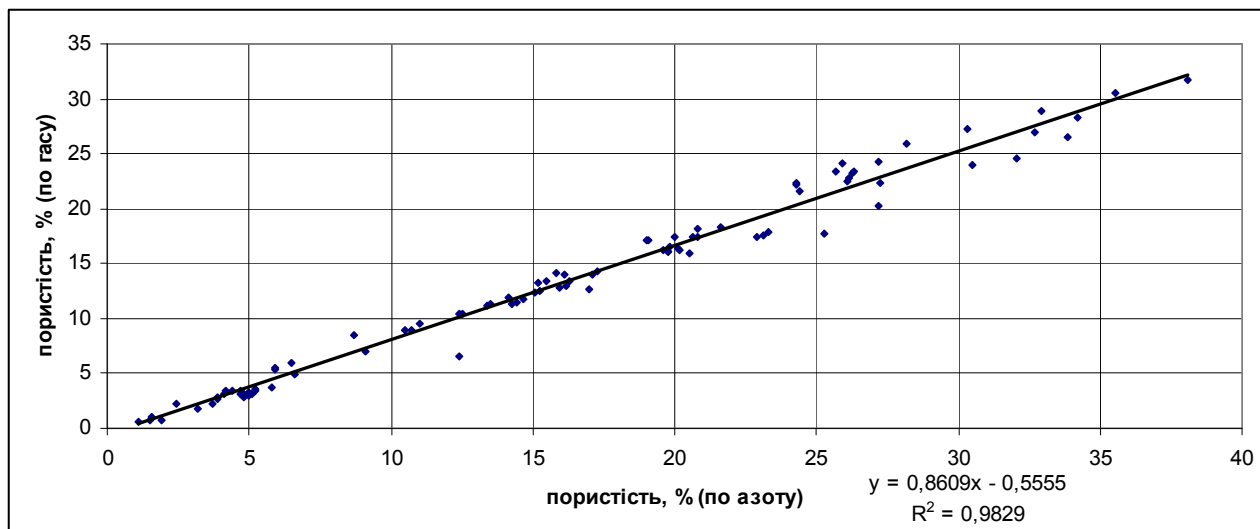


Рис. 106. Кореляційна залежність між пористістю порід, визначеною методами гідростатичного зважування та газоволюметричним методом

Проникність. Коефіцієнт проникності циліндричних зразків керна визначався методом стаціонарної фільтрації азоту за допомогою спеціально розробленої установки. Вимірювання циліндричних зразків виконувались після екстрагування їх у хлороформі й спиртобензольній суміші.

За результатами лабораторних вимірювань встановлено, що значення коефіцієнта проникності зразків змінюються від 0,001 до $30,5 \text{ фм}^2$ при середньому значенні 4 фм^2 . Середня відносна похибка визначень коефіцієнта проникності становить 2,6 %.

Питомий електричний опір. Електричний опір речовини кількісно оцінюється величиною питомого електричного опору (Ом·м), яка характеризує протидію одиниці об'єму речовини (гірських порід, вод і т. п.) проходженню електричного струму. Питомий електричний опір визначається речовинним складом породи, температурою і тиском, за яких вимірюється ця величина.

Лабораторні електрометричні вимірювання зразків керна виконано в сухому стані при температурі 20 °С за допомогою цифрового RLC-метра МНС-1100, який дозволяє виконувати високоточні вимірювання електричного опору в діапазоні від 10^{-6} до 10^{12} Ом із цифровим записом на ЕОМ за спеціальною програмою. Лабораторні вимірювання електричного опору виконувались на частоті 1000 Гц за двохелектродною схемою. Циліндричні зразки при вимірюванні вставлялися в спеціальний кернотримач з електродами, що не поляризуються, які виготовлені із спеціальної графітیزованої гуми. Середня відносна похибка визначення електричного опору становила 2,5 % [71].

За результатами лабораторних вимірювань встановлено, що питомий електричний опір сухих екстрагованих зразків (питомий електричний опір мінерального скелета) змінюється від 370 до 107600 Ом·м при середньому значенні 16070 Ом·м. При цьому спостерігаються значні варіації значень питомого опору зразків, що пояснюється неоднорідністю в текстурі порід (наявність глинистих і піщанистих прошарків та їхня неупорядкованість).

Питомий електричний опір зразків порід, насичених моделлю пластової рідини (розчин NaCl), змінюється від 1,24 до 50,3 Ом·м при середньому значенні 11,9 Ом·м, а параметр пористості – від 5,6 до 252 при середньому значенні 53.

За матеріалами лабораторних досліджень побудовано кореляційну залежність (рис. 107) між коефіцієнтом пористості ($k_{п}$) і параметром пористості (P). При цьому використано дані з усіх зазначених вище свердловин. Слід підкреслити, що дані по різних свердловинах досить добре узгоджуються.

Визначене рівняння Арчі – Дахнова в лабораторних умовах має вигляд:

$$P = 1,155 \cdot k_{п}^{-1,244}, \text{ при } R^2 = 0,926.$$

Виконані дослідження зміни питомого електричного опору при відгонці залишкової води на центрифuzі ОС-6М (від 1000 до 6000 об/хв з кроком 1000 об/хв, тиск витіснення води змінюється від 0,02 до 0,9 МПа). Встановлено кореляційну залежність параметра нафтогазонасиченості ($P_{н}$) від коефіцієнта водонасиченості ($k_{в}$) досліджених порід для свердловин, які були представлені зразками, придатними для центрифугування. Графіки залежностей наведено на рис. 108–114. Кореляційні рівняння наведено на графіках (x – коефіцієнт водонасиченості, $k_{в}$, y – параметра нафтогазонасиченості, $P_{н}$), де $P_{н} = \rho_{нв}/\rho_{пв}$, $\rho_{нв}$ – питомий електричний опір неповністю водонасичених порід, $\rho_{пв}$ – питомий електричний опір повністю водонасичених порід.

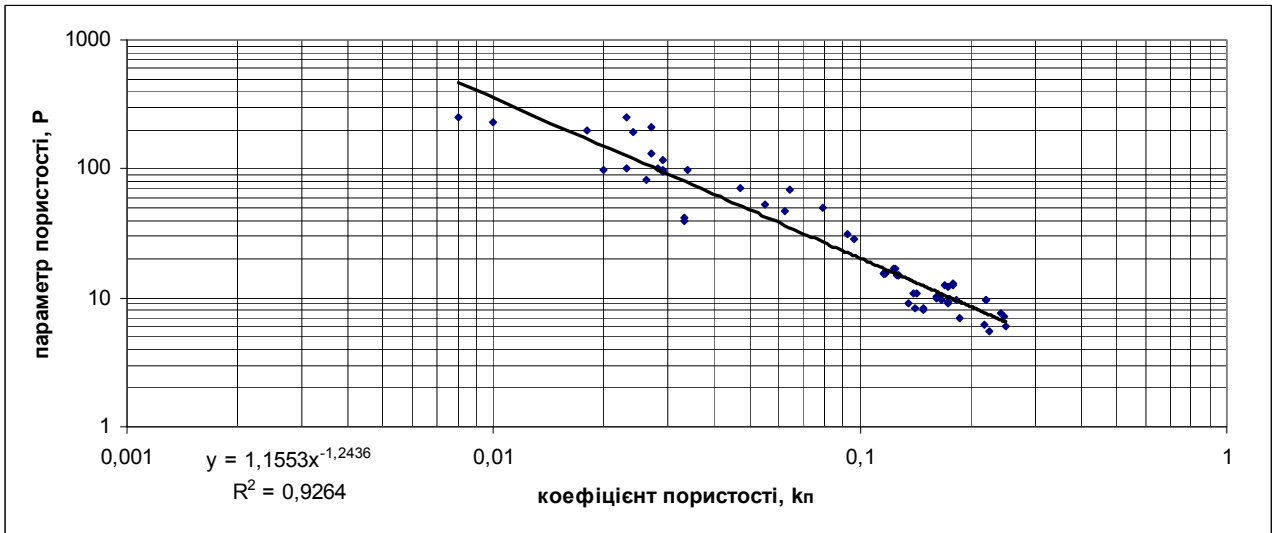


Рис. 107. Кореляційна залежність між коефіцієнтом пористості (k_p) та параметром пористості (P) – залежність Арчі – Дахнова (лабораторні умови)

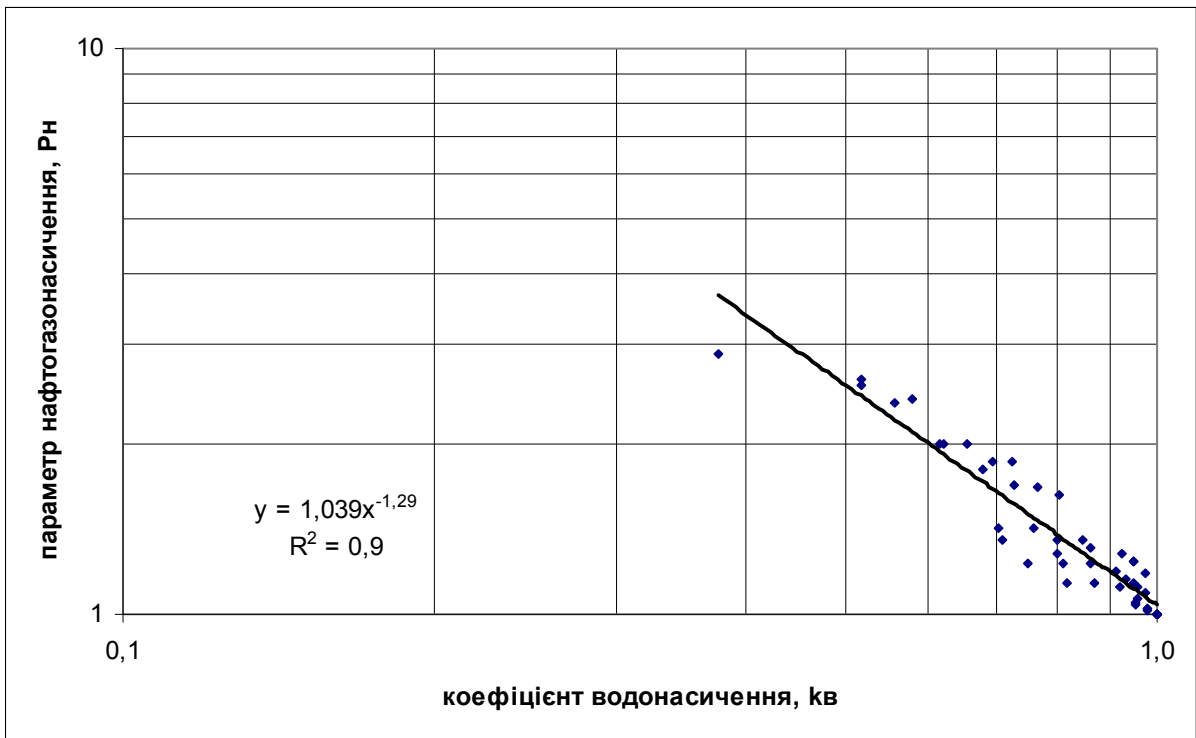


Рис. 108. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості (k_B) та параметром нафтогазонасиченості (P_H). Свердловина Суботіна-1.

$$P_H = 1,039 \cdot k_B^{-1,29}, \text{ при } R^2 = 0,9$$

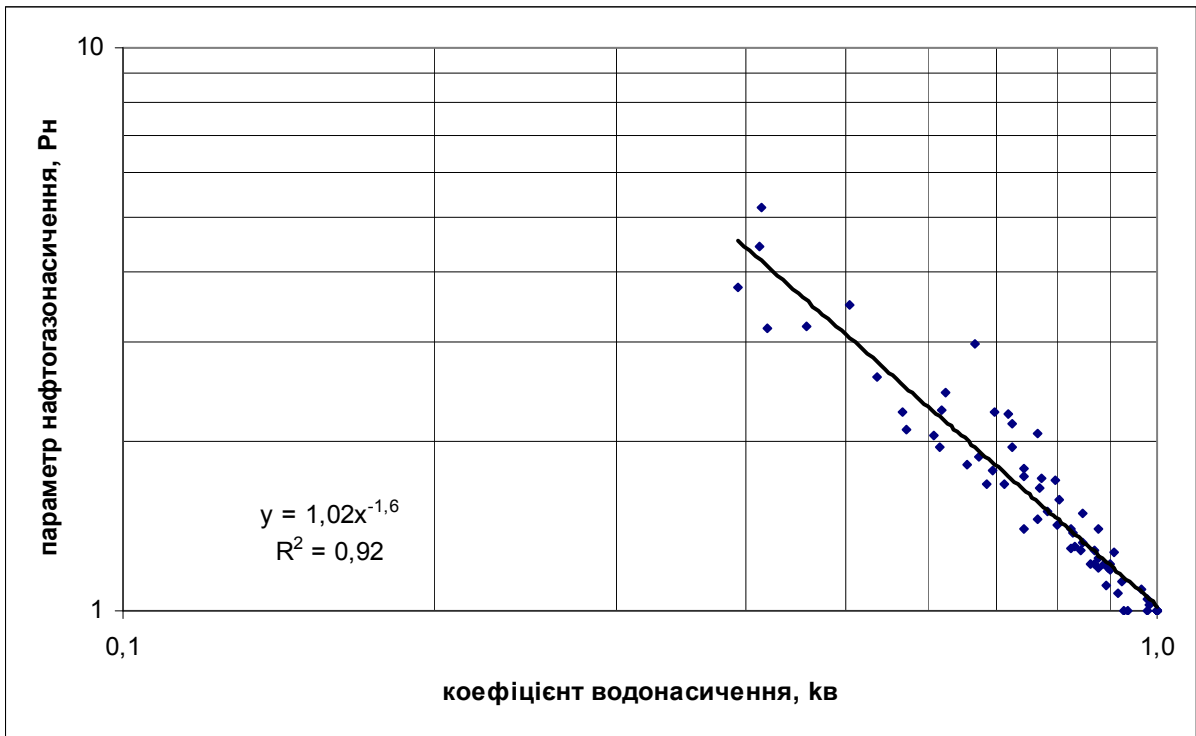


Рис. 109. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості ($k_{\text{в}}$) та параметром нафтогазонасиченості ($P_{\text{н}}$). Сverdловина Суботіна-403.

$$P_{\text{н}} = 1,02 \cdot k_{\text{в}}^{-1,6}, \text{ при } R^2 = 0,92$$

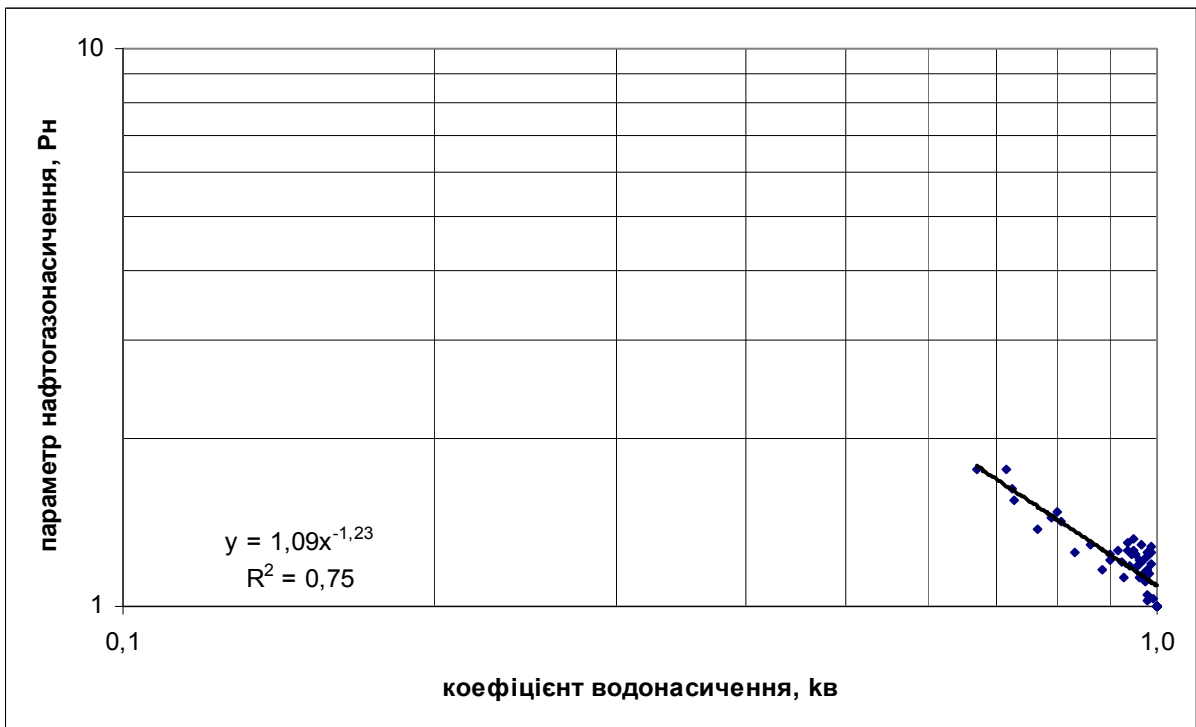


Рис. 110. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості ($k_{\text{в}}$) та параметром нафтогазонасиченості ($P_{\text{н}}$). Сverdловина Матроська-1.

$$P_{\text{н}} = 1,09 \cdot k_{\text{в}}^{-1,23}, \text{ при } R^2 = 0,75$$

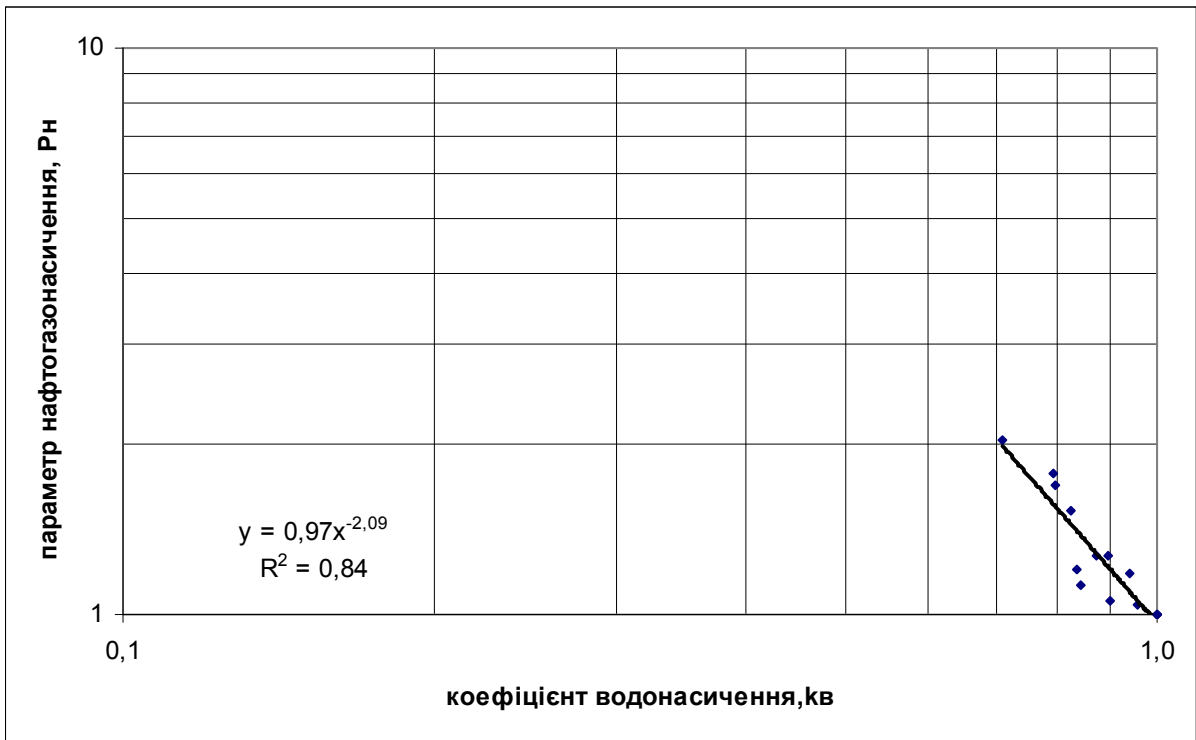


Рис. 111. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості (k_v) та параметром нафтогазонасиченості (P_n). Сverdловина Шмідта-11.

$$P_n = 0,97 \cdot k_v^{-2,09}, \text{ при } R^2 = 0,84$$

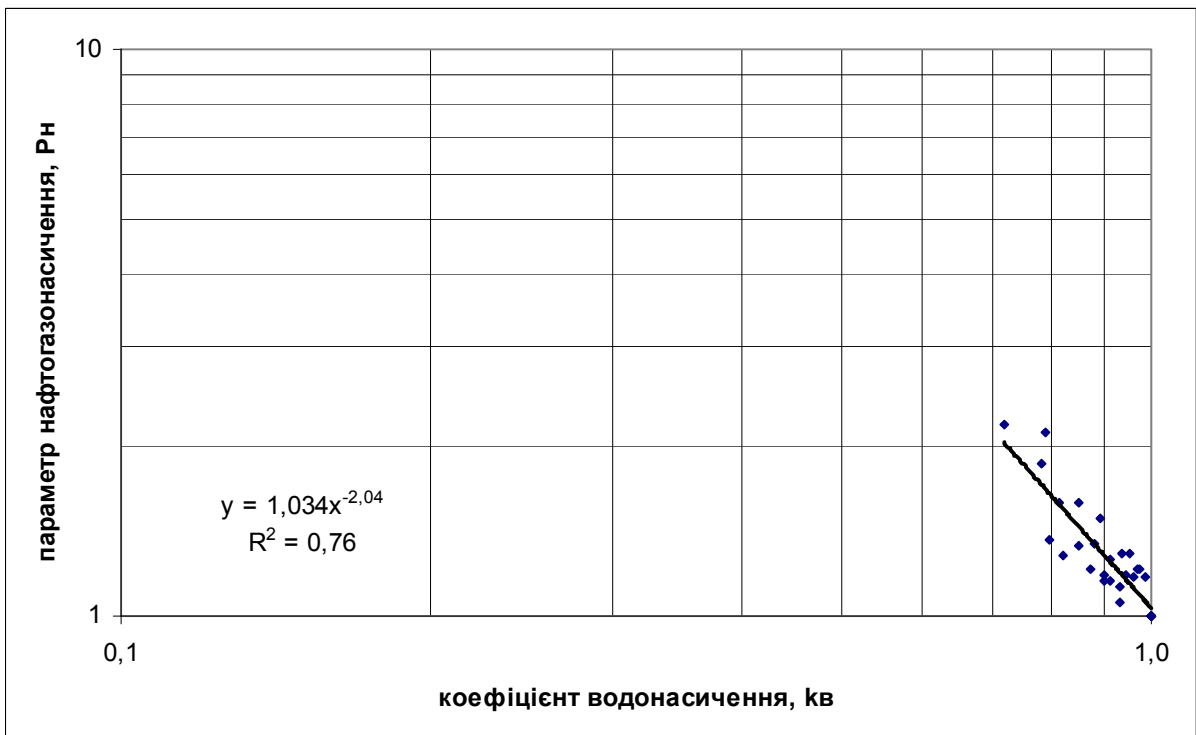


Рис. 112. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості (k_v) та параметром нафтогазонасиченості (P_n). Сverdловина Шмідта-9.

$$P_n = 1,034 \cdot k_v^{-2,04}, \text{ при } R^2 = 0,76$$

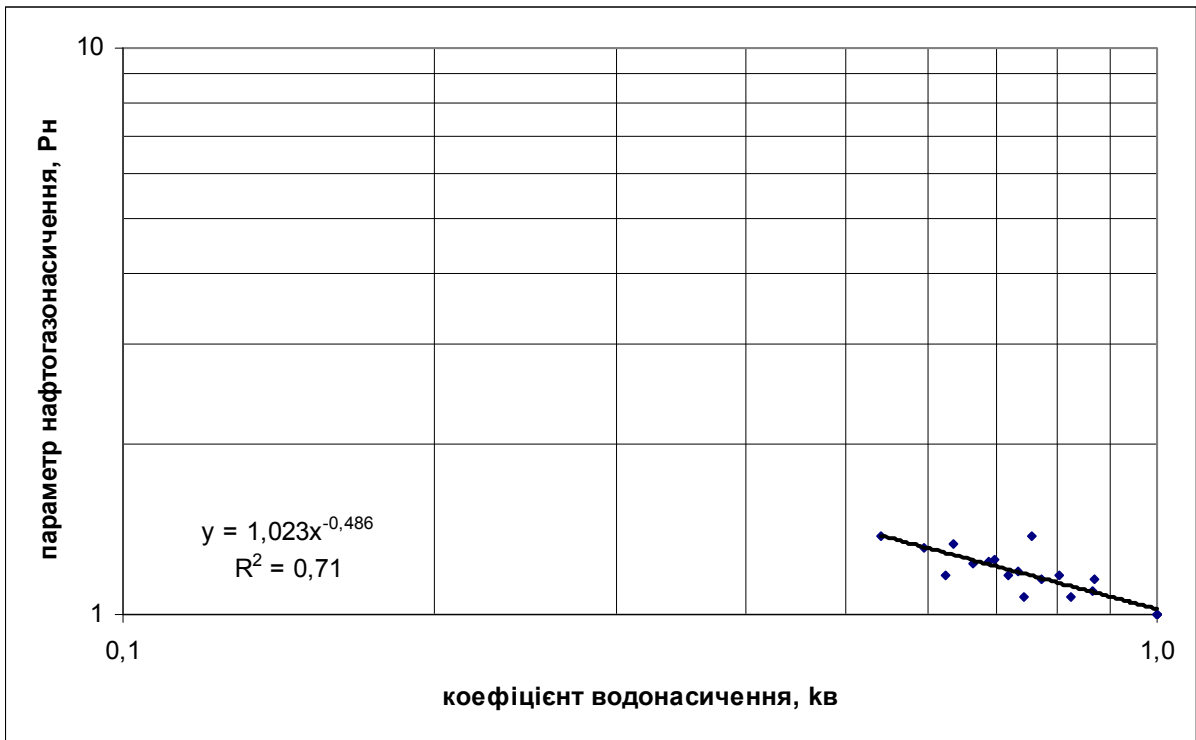


Рис. 113. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості ($k_{\text{в}}$) та параметром нафтогазонасиченості ($P_{\text{н}}$). Сverdловина Шмідта-6. $P_{\text{н}} = 1,023 \cdot k_{\text{в}}^{-0,486}$, при $R^2 = 0,71$

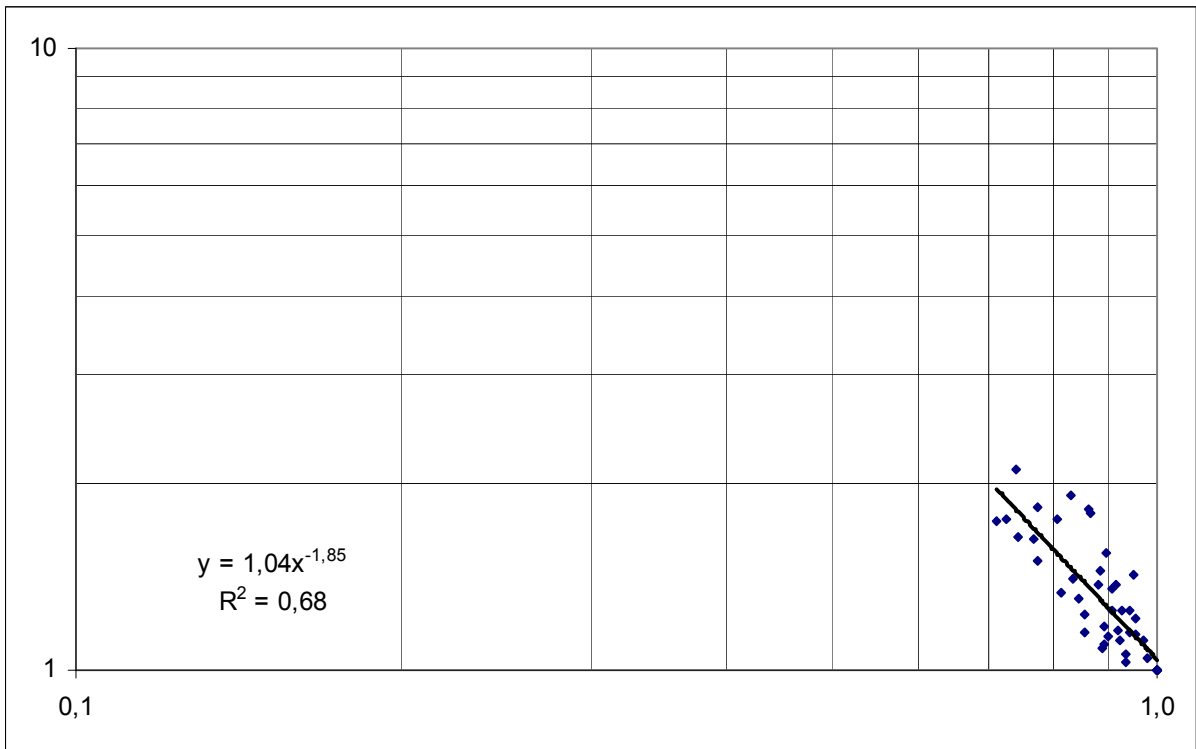


Рис. 114. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості ($k_{\text{в}}$) та параметром нафтогазонасиченості ($P_{\text{н}}$). Сverdловина Гамбургцева-2.

$$P_{\text{н}} = 1,04 \cdot k_{\text{в}}^{-1,85}, \text{ при } R^2 = 0,68$$

Петроакустичні дослідження. Для дослідження швидкостей поширення пружних хвиль у гірських породах застосовано імпульсно-фазовий ультразвуковий метод. За допомогою ультразвукової установки проводилося вимірюван-

ня часу поширення ультразвукових хвиль повздовжніх швидкостей. Ефективна фазова швидкість поширення пружної хвилі v^* обчислюється за формулою:

$$v^* = \frac{l}{2(t - t_0)},$$

де l – довжина зразка; t_0 – час поширення ультразвукової хвилі в затримках; t – час поширення ультразвукової хвилі за наявності між затримками зразка

Середньоквадратична похибка визначення швидкостей повздовжніх хвиль не перевищує 0,5% на частоті 0,8 МГц. Вимірювання швидкості повздовжніх хвиль здійснювалося на зразках, що були орієнтовані вздовж нашарування. При контрольних вимірюваннях на еталонах та зразках було встановлено, що відносна похибка вимірювань не перевищує 2–3 % для повздовжніх хвиль.

Ультразвукові дослідження зразків було проведено за різних станів (після екстрагування та при повному насиченні розчином NaCl). Інтервальний час, визначений для сухих зразків після екстрагування, змінюється від 170 до 482 мкс/м при середньому значенні 323 мкс/м. Для насичених **гасом** зразків цей параметр змінюється від 165 до 407 мкс/м при середньому значенні 165 мкс/м. Інтервальний час, визначений при насиченні зразків розчином NaCl, змінюється від 165 до 422 мкс/м при середньому значенні 287 мкс/м.

Кореляційний зв'язок інтервального часу та коефіцієнта пористості, визначений в лабораторних умовах для насичених гасом зразків, має вигляд:

$$dt = 786,3 \cdot k_{II} + 171,2, \text{ при } R^2 = 0,83.$$

Графік цієї залежності подано на рис. 115.

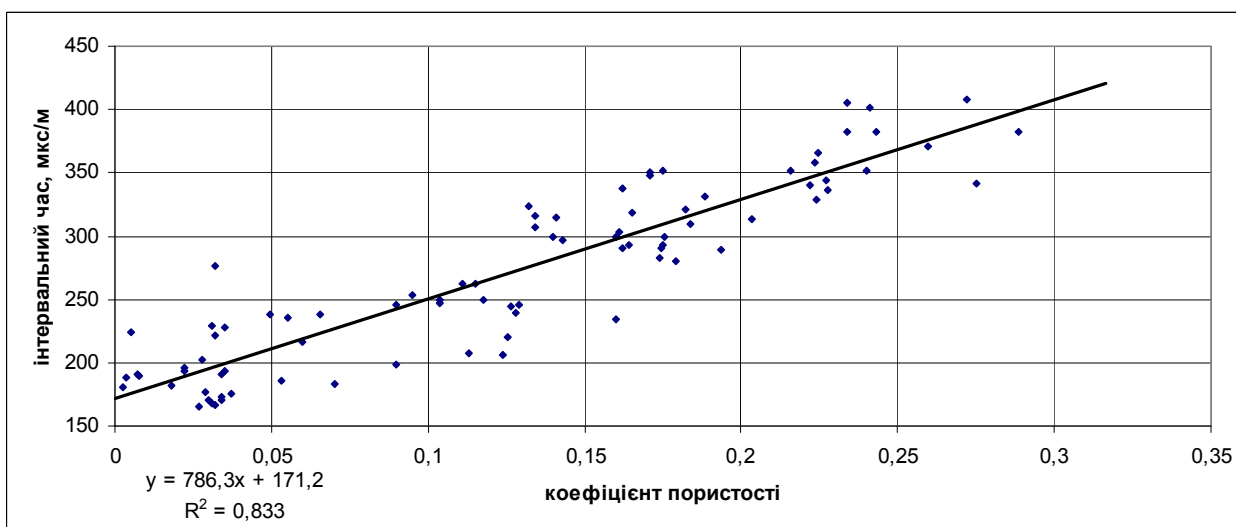


Рис. 115. Кореляційна залежність між коефіцієнтом пористості (k_{II}) та інтервальним часом (dt)

Висновки. З метою визначення петрофізичних властивостей зразків керна пошукових свердловин перспективних ділянок Південного НГР виконано комплекс експериментальних петрофізичних лабораторних робіт. За даними петрографічних досліджень зразків керна встановлено, що за складом вони належать до аргілітів, алевролітів і пісковиків. Зустрічаються прошарки глинистого матеріалу, включення органічних залишків, сидериту та піритизація.

Мінливість літологічного складу зумовлює варіації об'ємної густини сухих зразків, яка змінюється від 1313 до 2645 кг/м^3 при її середньому значенні –

2121 кг/м³, насичених **газом** – від 1728 до 2708 кг/м³ (середнє 2310 кг/м³), насичених розчином NaCl – від 2225 до 2694 кг/м³ (середнє 2478 кг/м³). Позірна мінералогічна густина досліджених порід змінюється від 2434 до 3022 кг/м³ при її середньому значенні – 2629 кг/м³.

Установлено, що відкрита пористість, визначена ваговим методом при насиченні зразків керна моделлю пластової рідини, змінюється від 0,8 % до 25 % при середньому значенні 11,3 % і від 0,3 % до 31,7 % при середньому значенні 13,6 % при насиченні зразків керна **газом**. Відкрита пористість "по азоту", яка визначена за допомогою насичення зразків азотом під тиском 2,5 кгс/см², має дещо підвищені значення і змінюється від 1,1 до 38 % при середньому значенні 16,2 %. Зростання значень коефіцієнтів відкритої пористості при насиченні порід азотом пояснюється прониканням газу в мікрокапілярні пори, в які не може проникнути рідина.

За значеннями коефіцієнта пористості досліджені породи належать до III–V класів колекторів (пористість від середньої до дуже низької).

Значення коефіцієнта проникності зразків змінюються від 0,001 до 30,5 фм² при середньому значенні 4 фм². За значеннями коефіцієнта проникності досліджені породи належать до III–V класів колекторів (проникність від середньої до дуже низької).

Слід відзначити, що для частини зразків не вдалося виготовити стандартні циліндри для петрофізичних досліджень у зв'язку з їхньою високою тріщинуватістю. Окремі зразки досліджених порід з дещо підвищеною проникністю (> 3 фм²), мають видиму тріщинуватість. Це може свідчити про крихкість порід і сприятливі умови для їхнього гідророзриву.

Питомий електричний опір сухих екстрагованих зразків (питомий електричний опір мінерального скелета) змінюється від 370 до 107600 Ом·м (середнє 16070 Ом·м). Спостерігаються значні варіації питомого опору зразків, що пояснюється неоднорідністю в текстурі порід (наявність глинистих і піщанистих прошарків, їхня невпорядкованість, піритизація). Питомий електричний опір зразків порід, насичених моделлю пластової рідини (розчин NaCl), змінюється від 1,24 до 30,3 Ом·м при середньому значенні 11,9 Ом·м. Параметр пористості змінюється від 5,6 до 252 при середньому значенні 53.

У результаті аналізу матеріалів лабораторних петроелектричних досліджень побудовано ряд кореляційних залежностей: коефіцієнта пористості від параметра пористості (рівняння Арчі – Дахнова) та параметра нафтогазонасиченості від коефіцієнта водонасиченості.

За даними інверсії швидкості повздовжніх хвиль установлено значні варіації швидкості та інтервального часу проходження пружних хвиль матриці твердого скелета, що викликано змінами літологічного складу зразків керна. Інтервальный час, визначений для сухих зразків після екстрагування, змінюється від 170 до 482 мкс/м при середньому значенні 323 мкс/м. Для насичених розчином NaCl зразків цей параметр змінюється від 165 до 422 мкс/м при середньому значенні 287 мкс/м і від 165 до 407 при середньому значенні 270 (насичення **газом**).

У результаті аналізу лабораторних петроакустичних матеріалів побудовано кореляційну залежність коефіцієнта пористості від інтервального часу зразків, насичених **газом**.

Лабораторні дослідження дозволили визначити основні петрофізичні параметри колекції зразків і побудувати кореляційні залежності між ними.

Майкопські утворення Південного регіону входять до складу потужного та високоперспективного нафтогазоносного комплексу, який представлений глинистими нашаруваннями з прошарками пісковиків та алевролітів потужністю понад 1000 м. На сьогоднішній день з майкопським комплексом пов'язано ряд газових родовищ (Голіцинське, Південноголіцинське, Шмідтівське, Архангельське, Кримське, Джанкойське, Стрілкове та ін.), в яких колекторами є горизонти пісковиків та алевролітів ефективною потужністю 0,5–7,0 м.

Колекторські властивості теригенних відкладів майкопської товщі регіону вивчалися фахівцями ІГГК протягом багатьох років. Зібрано матеріали по 35 свердловинах 24 площ. Усього узагальнено близько 1500 аналізів, на зразках порід, відібраних з глибоких свердловин, пробурених у межах північно-західного шельфу Чорного моря, Рівнинного Криму, Індоло-Кубанського прогину. Теригенні утворення майкопської товщі характеризуються високими ємнісно-фільтраційними властивостями. Відкрита пористість їх, що вивчена в породах з діапазону глибин 400–4000 м, змінюється від 15 до 38 % (у середньому становить 26 %), а проникність від 0,7 до $560 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Об'ємна щільність порід коливається від 1,69 до 2,8 г/см³ (середнє значення 2,1 г/см³), карбонатність – від 0 до 7,8 % (середнє значення 2,7 %), вміст цементу – 20–40 % (рис. 116). Наведені значення дозволяють віднести вивчені відклади до порід-колекторів І–ІІ класу за класифікації А. А. Ханіна [89].

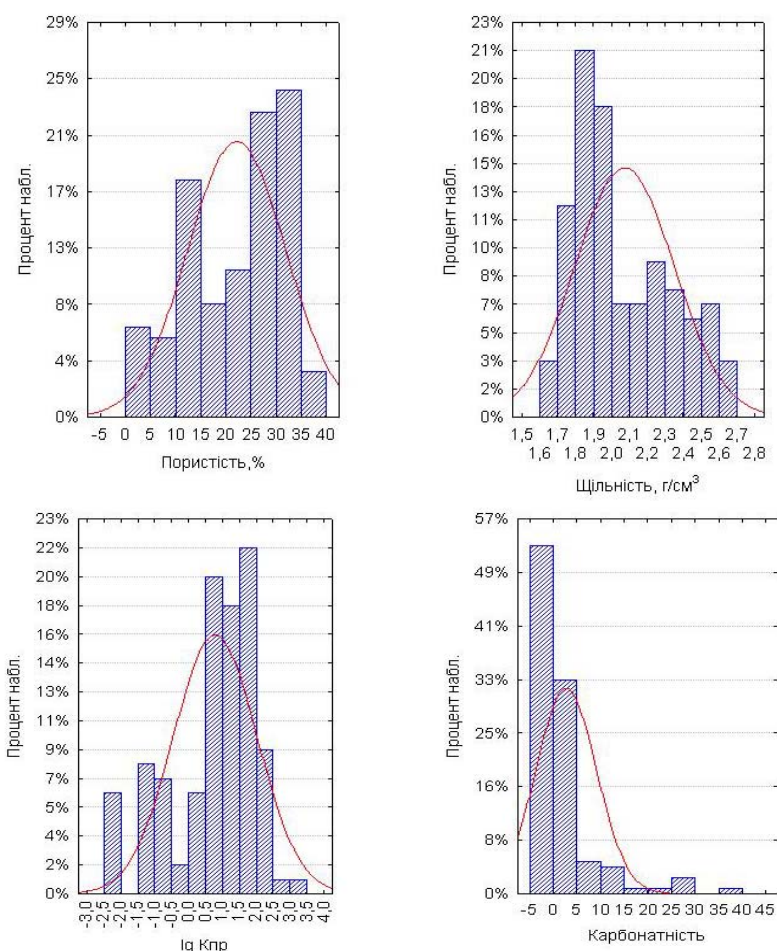


Рис. 116. Гістограми розподілу петрофізичних параметрів теригенних порід майкопу

4. ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД І ГАЗІВ

Розповсюдження порід, збагачених розсіяною органічною речовиною, у стратиграфічному розрізі Півдня України загалом відповідає їхньому розподілу в межах південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи і відображає поширення давніх безкисневих подій в межах континентальних окраїн океану Тетіс у палеозої, мезозої й кайнозої. Так, чорносланцеві відклади фіксуються в розрізах палеозою, мезозою та олігоцену–верхнього міоцену. Як основні нафтогенеруючі в регіоні, розглядаються відклади девону, карбону і юри Придобруджя, тріас-юрські відклади таврійської серії, платформні відклади юри, альбу, олігоцен-міоцену Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів. Ці утворення різняться особливостями просторово-вікового поширення "чорносланцевих" об'єктів, варіаціями вмісту в них ОР, її генетичним типом і ступенем постседиментаційних перетворень порід і, відповідно, перспективністю площ з погляду проведення пошуково-розвідувальних робіт на "сланцеві" нафту та газ.

Як відомо, основні нафтогазові поклади Кримського регіону пов'язують з крейдово-кайнозойськими відкладами рівнинної частини півострова та шельфу. Спостерігається певна зональність у складі як розчинних, так і вільних газів на цій території: максимальний вміст метану фіксується в районі Тарханкутського півострова та в районі Джанкою і Приазовського родовища [65]. Від району Новоселівсько-Сімферопольського підняття в напрямку оз. Донузлав вміст метану різко зменшується (до 60 %) на користь вуглекислого газу та азоту (до 20 %). На підставі детального аналізу гідрогеохімічної зональності на території Криму зроблено висновок, що більшість покладів вуглеводнів у межах Кримського півострова утворилася за рахунок виділення газів, розчинених у воді, на шляхах далекої латеральної міграції седиментаційних вод [65].

Одними з визначальних факторів при формуванні потенційно нафтоматеринських порід є вміст органічної речовини та її генетичний тип [7, 8, 14, 34, 51, 55, 72, 92, 93, 99 та ін.]. Обидва фактори обумовлюються палеоокеанографічними умовами на стадії седиментогенезу. Названі вище чорносланцеві товщі формувались у морських басейнах в умовах, що сприяли активній седиментації ОР (в основному морського походження) та її ефективній фосилізації, а отже, забезпечували високу концентрацію в осадах потенційно нафтогенеруючої органічної речовини.

Як відомо, анаеробний режим у субаквальних умовах виникає у випадку, коли споживання кисню переважає над його надходженням. Споживання кисню залежить від біопродуктивності у фотичному шарі й надходження ОР до товщі води. У свою чергу, надходження кисню регулюється системою циркуляції вод, залежить від кліматичних факторів і від географічного положення басейну осадконагромадження.

Таким чином, за наявності дефіциту кисню в субаквальних умовах складаються сприятливі умови для накопичення осадів, здатних у ході своєї пода-

льшої постседиментаційної еволюції генерувати вуглеводні. Тому ідентифікація давніх безкисневих подій у стратиграфічному літописі осадових товщ дозволяє розширити уявлення про походження та просторово-часове поширення нафтоматеринських відкладів, які у свою чергу (за наявності необхідних геологічних, геохімічних, літологічних і геофізичних характеристик) можуть розглядатися як об'єкт для пошуків покладів сланцевої нафти.

Палеозой. Порооди палеозою розглядаються як нафтоматеринські відклади в Переддобрудзькому прогині [19, 73]. У цьому регіоні вуглеводні генерувалися породами силуру, девону, карбону. Силур і девон характеризуються невисоким генераційним потенціалом, карбон – середнім. Вміст $C_{орг.}$ в аргілітах силуру досягає 3 %, кероген переважно II типу. У глинистих відкладах девону вміст $C_{орг.}$ змінюється від 0,3 до 4,5 %, вміст бітумоїдів становить 0,06–0,3 %, кероген II типу. Вміст сульфідної сірки становить 0,35–0,48 %, а величина відношення закисного заліза до оксидного у середньому становить 8,5, що вказує на відновлювальні умови осадконагромадження. У відкладах карбону вміст $C_{орг.}$ становить 1 %, тип керогену II і III. Палеозой у Переддобрудзькому прогині перебуває в стадії пізнього катагенезу й раннього метагенезу і може генерувати газ. Умови, сприятливі для генерації нафти, збереглися тільки на піднятих ділянках, дуже обмежених за площею, отже, палеозойські відклади Переддобрудзького прогину мають обмежені перспективи для пошуків сланцевої нафти.

Загалом палеозойські відклади Переддобрудзького прогину перетворені до стадії пізнього катагенезу та раннього метагенезу і можуть генерувати газ. Певні перспективи для пошуків сланцевої нафти, на нашу думку, слід пов'язувати з нижньодевонськими утвореннями північно-східних районів Переддобрудзького прогину (Саратський блок).

Мезозой. Тріас-юрська таврійська серія. Нафтогенераційні властивості серії є неоднорідними. Відклади належать до флішової формації й є значною мірою дислокованими. Вміст органічного вуглецю у відкладах таврійської серії становить 0,35–2,01 % [3]. Вміст хлороформного бітумоїду доволі невисокий – від 0,00N до 0,0N %; максимальна концентрація становить 0,0253 %. Ступінь бітумінізації ОР незначна – до 3 %, що є показником як "залишковості" бітумоїдів, так і невисокої якості вихідної ОР.

Генетичний потенціал порід ($S_1 + S_2$), визначений за даними піролізу, вельми низький (максимальні значення 0,54 кг ВВ на тонну породи). Судячи зі значень T_{max} (415–527), значення індексу продуктивності PI (0,03–0,5) – це залишковий потенціал: більша частина генераційного потенціалу ОР вже реалізована. Низькі значення водневого індексу HI (7–88) також указують на залишковість керогену.

За стандартними геохімічними коефіцієнтами визначено, що ОР таврійської серії має гумусово-сапропелевий склад [3]. За явно морського генезису відкладів і ОР, тобто переважання планктоногенних компонентів у вихідній ОР, надходження гумусових фрагментів було доволі істотним.

Ступінь перетворення порід таврійської серії, визначений за даними піролізу, варіює у широких межах. Найменш перетворені ($МК_1$) породи у нижній частині схилу гори Великий Кермен. Середньому ступеню перетворення відпо-

відають зразки аргілітів з Мангуського яру (підніжжя г. Шелудива), рівень їхньої перетвореності відповідає градації МК₂. Більшість досліджених зразків таврійської серії відповідає середній стадії перетворення – вони потрапляють у так зване "нафтове вікно". Найбільш перетворені (МК₄–МК₅) аргіліти, що становлять лівий схил Мангуського яру. Максимальний рівень перетворення порід (АК) відмічений на південному схилі плато Патіль.

Наявність у безпосередній близькості (менше 500 м) порід, що різняться ступенем зрілості на 2–3 градації, пояснюється порушенням нормальної послідовності нашарувань або впливом дрібних інтрузивних тіл.

Загалом відклади таврійської серії характеризуються нафтогазоматеринським потенціалом, який може становити практичний інтерес [3], хоч є думка, що породи таврійської серії зазнали доволі значних катагенетичних змін [53]. Фізичні властивості порід, їхні структурно-текстурні та мінеральні особливості свідчать про стадію глибинного катагенезу. На контакті з виверженими утвореннями породи інтенсивно перетворені метасоматичними процесами (метакатагенез, початковий метаморфізм). У зв'язку з глибокими змінами порід значно метаморфізована і органічна речовина, яка не вилучається органічними розчинниками. Рухомі бітумоїди, імовірно, емігрували раніше по простяганню у пористі горизонти кластогенних товщ, а також в утворення, що залягають вище.

Нафтогазопрояви в Гірському і Передгірському Криму відомі давно [96]. З порід таврійської серії спостерігалися слабкі виходи газу в джерелі Аджі-Су, у районі м. Магарач, Лівадія, Ореанда та ін.; слабкі виділення газу з незначним вмістом метану фіксувалися в таврійських відкладах при бурінні Ялтинської свердловини; поблизу Алупки виділявся газ, що на 95–98 % складався з вуглеводнів. Східніше в нижньоюрських відкладах Двоякірної антикліналі (св. 26 і 42) відмічено пісковики, насичені нафтою. Подібні пісковики виявлені й на Планерській площі, а при бурінні св. 3 тут мав місце газовий викид. Газопрояви спостерігалися при проходці глибокої свердловини на Гончарівській площі та з бітакських конгломератів на південному крилі Сімферопольської антикліналі.

Отже, нафтогенераційні властивості тріас-юрських відкладів таврійської серії неоднорідні. Вуглеводневий потенціал значно змінюється в межах регіону, а також у районах поширення вивержених порід. Крім того, беручи до уваги те, що відклади таврійської серії належать до флішової формації та є значною мірою дислокованими, умови збереження в них автохтонних рідких вуглеводнів несприятливі. Однак, беручи до уваги морський генезис органічної речовини, її гумусово-сапропелевий склад, вміст органічного вуглецю, що місцями перевищує 2 %, а також ступінь постседиментаційної перетвореності цих відкладів, яка в певних районах відповідає зоні утворення нафти, не слід виключати можливість локальної перспективності цих відкладів для пошуків сланцевої нафти. Зокрема, слід відмітити район Мангуського яру (підніжжя г. Шелудива).

Відклади нижньої-середньої юри. Мезозойські породи, як нафтоматеринські утворення, значно поширені в регіоні. Юрські породи мезозою розглядаються як нафтоматеринські в Переддобрудзькому, Каркінітсько-Північнокримському, Індоло-Кубанському прогинах, у Західному Передкавказзі, на Мізійській плиті.

У Переддобрудзькому прогині карбонатно-теригенні породи середньої юри містять до 5 % $C_{\text{орг}}$. Катагенез ОР відповідає стадіям МК2–МК3. Середнеюрські відклади характеризуються середнім генераційним потенціалом, але термальний режим був несприятливий для його реалізації [19, 73].

У Каркінітсько-Північно-Кримському та Індоло-Кубанському прогинах вміст $C_{\text{орг}}$ у відкладах юри становить у середньому 0,8 %. Кероген належить до II і III типів, стадія катагенезу – МК₁–МК₃. Реалізація потенціалу цих відкладів могла відбуватися в найглибших частинах Каркінітсько-Північно-Кримського прогину та в західній частині Індоло-Кубанського прогину [19, 73].

Отже, карбонатно-теригенні відклади юри Переддобрудзького прогину, що мають високий вміст органічного вуглецю і за ступенем термальної зрілості відповідають зоні генерації нафти, можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти. У Каркінітсько-Північнокримському та Індоло-Кубанському прогинах відклади юри (незважаючи на II і III типи керогену і стадію катагенезу МК₁–МК₃), мають малий вміст $C_{\text{орг}}$ і загалом не можуть вважатися перспективними у зв'язку з малим вмістом $C_{\text{орг}}$.

Відклади нижньої крейди. Мезозойські породи, як нафтоматеринські утворення, поширені в регіоні. Апт-альбські породи розглядаються як нафтоматеринські в Переддобрудзькому, Каркінітсько-Північнокримському, Індоло-Кубанському прогинах, у Західному Передкавказзі, на Мізійській плиті.

Апт-альбські чорносланцеві відклади є відображенням у літологічному літописі Чорноморської частини Мезо-Тетису глобальної апт-альбської безкисневої події, що охоплювала значну частину Світового океану і відповідала одній з найбільших трансгресій у Світовому океані (рис. 117). Чорносланцеві утворення ранньої крейди мають ознаки відкладання осадів в анаеробних умовах: підвищений вміст розсіяної органічної речовини, бітумінозність порід, обмеженість бентосу, сліди біотурбації, тонка шаруватість. Дефіцит кисню сприяв також захороненню в осаді значних кількостей біогенного кремнезему.

Глобальне поширення збагачених розсіяною органічною речовиною відкладів крейди виявлено в результаті глибоководного буріння в багатьох інших частинах Світового океану. Зокрема, вуглецевмісні осади були вивчені в неокмі-сеномані західної та східної частинах центральної Атлантики, західної частини південної Атлантики, Карибського басейну. Аптські, альбські та сеноманські осади збагачені розсіяною ОР як наземного, так і морського походження. Наземна органічна речовина потрапляла в морські осади в результаті затоплення значних районів суші внаслідок апт-альбської трансгресії. Морська органічна речовина (планктонного походження) потрапляла в осади, проходячи через шар кисневого мінімуму під високопродуктивними поверхневими водами.

У Каркінітсько-Північно-Кримському і Індоло-Кубанському прогинах вміст $C_{\text{орг}}$ у відкладах нижньої крейди становить у середньому близько 0,8 % і досягає в апт-альбських відкладах значень 1,9 %. Кероген II і III типів, стадія катагенезу – МК1–МК3. Реалізація потенціалу цих відкладів могла відбуватися в найбільш глибоких частинах Каркінітсько-Північнокримського прогину та в західній частині Індоло-Кубанського прогину [19, 73].



Рис. 117. Зіставлення апт-альбської та сеноман-туронської "океанічних безкисневих подій" з двома основними фазами трансгресії [102]

Дослідження геохімічних властивостей крейдових порід [113] проводилися по св. Фонтанівська-15, Таманська-5, Кучугури-1, 2, Запорізька-20, що розкрили крейду в межах Північно-Таманського валу на глибинах від 3810 до 5266 м.

Нижньокрейдові відклади представлені в цих свердловинах мергелями, вапняками, пісковиками, глинами та аргілітами. На тлі середніх і менше середніх показників значень $C_{орг.}$ (до 0,5 %) для мергелів, вапняків, аргілітів і глин, підвищеним вмістом $C_{орг.}$ характеризуються пісковики та алевроліти нижньої крейди. Максимальне значення $C_{орг.}$ у пісковиках сягає 1,39 %. Нижньокрейдовим відкладам властивий змішаний склад ОР, у якому гумусові компоненти відіграють значну роль. Ці відклади перебувають на стадії ГЗН, причому навіть на глибині 5,3 км інтенсивної віддачі вуглеводнів не відзначається.

Сучасні температури [113] у відкладах альбу в межах північно-західного шельфу Чорного моря відповідають умовам головної зони нафтоутворення. Винятком є район Каламітського виступу (св. Іллічівська-2) і певною мірою Крайової ступені (св. Десантна-1), де температури є нижчими від необхідних для початку генерації ВВ. Загалом можна припускати, що там, де товщина кайнозойських порід становить не менше 2,5 км, температурні умови відповідають верхній частині зони нафтогенерації. У цьому випадку можна прогнозувати, що в найбільш глибоких частинах Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів ці відклади прогріті до температури 150° і вище.

Альбські чорні сланці розглядаються як породи, що мають високий генераційний потенціал. На жаль, обсяг сейсмічних, бурових даних матеріалів з органічної геохімії надзвичайно обмежений. Зважаючи на ці обставини, охаракте-

ризувати нафтоматеринські властивості відкладів альбу досить важко. Наявні дані охоплюють тільки шельфові території. Альбські відклади як материнські породи відіграють найбільш важливу роль у верхній частині північного крила Індоло-Кубанського прогину й прилеглому Єйсько-Березанському піднятті. Відповідно до схеми альбські відклади можуть постачати ВВ на значні площі південної частини Азовського моря і деяких локальних прогинів в його північній частині, а також на північно-західний шельф Чорного моря. Тут вони повністю втягнуті в температурні умови головної зони генерації ВВ.

З крейдових, зокрема альбських відкладів, наявний обсяг сейсмічних і бурових даних, як було сказано раніше, украй обмежений. Більшість пробурених свердловин не розкривають нижньокрейдіві відклади. Тому детально охарактеризувати розподіл сучасних температур по покрівлі (підшві) альбських відкладів навіть по північній шельфовій частині Чорного моря не є можливим. Прогноз сучасних температурних умов залягання альбських відкладів можна провести лише в окремих районах. Сучасні температури [113] у свердловинах на значній частині північної периферії Чорноморського регіону відповідають умовам головної зони нафтоутворення. Винятком є нижньокрейдіві відклади Каламітського куполу (св. Іллічівська-2) і якоюсь мірою Крайової ступені (св. Десантна-1), де розраховані температури є нижчими від необхідних для початку активної генерації ВВ. У загальному випадку правомірним є припущення, що там, де товщина кайнозойських порід становить не менше 2,5 км, температурні умови залягання альбських відкладів відповідають верхній частині головної зони нафтогенерації. У цьому випадку можна прогнозувати, що в найбільш глибоких частинах Північно-Азовського прогину ці відклади прогріті до температур 140°. Більш високими температурами (150° і вище) характеризуються нижньокрейдіві відклади в центральних зонах Михайлівського та Індоло-Кубанського прогинів.

Отже, в Каркінітсько-Північнокримському і Індоло-Кубанському прогинах генетичний тип керогену (II і III) і стадія катагенезу (МК₁–МК₃) є сприятливими для генерації рідких вуглеводнів, проте низький вміст $C_{орг.}$, що не перевищує 1,9 % (середній 0,8 %), не дозволяє розглядати ці відклади як перспективні для пошуків сланцевої нафти. Певні перспективи можна пов'язувати лише з північним крилом Індоло-Кубанського прогину і прилеглим до нього Єйсько-Березанським підняттям, де альбські відклади розглядаються як нафтогенеруючі, такі, що постачають рідкі вуглеводні на значні площі південної частини Азовського моря. Крім того, як перспективні можуть розглядатися також деякі локальні прогини в північній частині Азовського моря і північно-західний шельф Чорного моря. Однак з огляду на недостатню кількість даних щодо вмісту і розподілу $C_{орг.}$ необхідні подальші детальні геохімічні дослідження для можливого виявлення ділянок, перспективних для пошуків сланцевої нафти.

Для верхньокрейдівих порід вміст $C_{орг.}$ не перевищує, за одиничними винятками, 0,4 %. Для них також характерний невисокий ступінь перетвореності. Генераційний потенціал верхньокрейдівих утворень мізерно малий.

Верхній еоцен. Верхньоеоценові відклади кайнозою є одними з найпоширеніших і вивчених у відношенні їхнього нафтогенераційного потенціалу [33].

Ці відклади накопичувалися в більших потужностях у прогинах, що зазнавали постійного, хоч і нерівномірного занурення.

Збагачені вуглецем еоценові відклади характеризуються підвищеним і високим нафтогенераційним потенціалом. Еоценові кумські відклади Передкавказзя й Криму, збагачені сапропелевою ОР, простежуються широкою смугою від східного обрамлення Каспійського моря вздовж усього Північного Кавказу і Криму. Світа складена глинисто-карбонатними відкладами, в основному мертелями з піщано-алевритовими прошарками, а в східній частині Західно-Кубанського прогину бітумінозними мергелями, що містять як бентосні форми форамініфер, так і планктонні. Світа датується середнім еоценом, її товщина змінюється від 20 м (на півночі й заході Передкавказзя) до 800 м (Західно-Кубанський прогин, **Левкінська площа**) і в середньому становить 80 м.

Вміст $C_{орг.}$ у мергелях Передкавказзя [33] змінюється в широких межах – від 0,2 до 10,3 % (у середньому 2,0 %). Значення генетичного потенціалу ($S_1 + S_2$) за результатами піролітичних досліджень за методом Rock-Eval змінюється від 0,4 до 30 кг ВВ/т породи. За значеннями водневого індексу НІ у тих же розрізах (20– 612 мг ВВ/т $C_{орг.}$) органічна речовина відповідає керогену від I до III типу, але переважно II типу (рис. 118). Ступінь катагенезу, визначений за максимальною температурою піролізу, низький ($T_{max.}$ у розрізах Західного Передкавказзя змінюється від 415 до 427 °С) і відповідає протокатагенезу (ПК), що добре узгоджується з бітумінологічними показниками: величина бітуміноїдного коефіцієнта ($\beta = ХБА/C_{орг.} \cdot 100 \%$) дорівнює 0,4–6,9 %, в ультрафіолетових променях фіксуються тільки рівномірні бітумінозні текстури, сліди переміщення бітумоїдів не відзначені.

В еоценових мергелях Криму (розріз мису Казанташ) [33] вміст $C_{орг.}$ коливається від 1,57 до 8,07 % (у середньому 4,2 %). Генетичний потенціал змінюється від 11,5 до 20,6 кг ВВ/т породи. Величина НІ = 167–250 мг ВВ/т $C_{орг.}$ указує на невисоку якість ОР щодо нафтоутворення, що має низький ступінь зрілості ($T_{max} = 415–420$ °С). Хроматографічні дослідження алканів масляної фракції ХБА також показали дво модальний розподіл n-алканів з максимумами на $C_{16}–C_{17}$ і на $C_{29–30}$. Співвідношення $Pr/Ph = 0,51–0,58$ характеризує відновні ранньодіагенетичні умови; $K_i = 0,57–1,13$. У розподілі стеранів підвищений вміст етилхолестану (C_{29}) порівняно з гомологами ($C_{27}:C_{28}:C_{29} = 31 : 16 : 51$) свідчить про помітний внесок наземної рослинності в ОР.

Таким чином, нагромадження осадів кумської світи на розглянутій території проходило в неглибокому морському басейні Східного Перитетіса [33]. Надлишок ОР приводив до виникнення відновних і різковідновних придонних обстановок. Вивчені розрізи Кавказу і Криму належать до відносно прибережної частини кумського басейну, у кримських розрізах вплив джерел зносу з континенту виявився помітніше. У південному напрямку відбувається покращення якості ОР (розріз р-ну Сочі–Адлер, НІ до 790 кг ВВ/т породи) за рахунок зменшення гумусової складової.

Геологічні умови формування еоценових потенційно нафтоматеринських відкладів різноманітні, вони поширені в платформних, рухливих складчастих і перехідних областях. У більшості випадків нагромадження ОР відбувалося в

зануреній частині шельфу на глибині близько 100–300 м, вуглефікований детрит зустрічається вкрай рідко, тому можна припустити, що гумусова ОР надходила із суші в розчиненому стані або у вигляді органічних молекул, сорбованих на теригенних частках. Родовища еоценових горючих сланців відомі в Америці (світа Грін-Ривер), Австрії, Болгарії, Туреччині: породи, збагачені сапропелевою ОР – на західному березі Африки, у Північній Африці – в Алжирі, Тунісі, Марокко; фосфоритоносні осади – у Великій Британії та Ірландії [64].

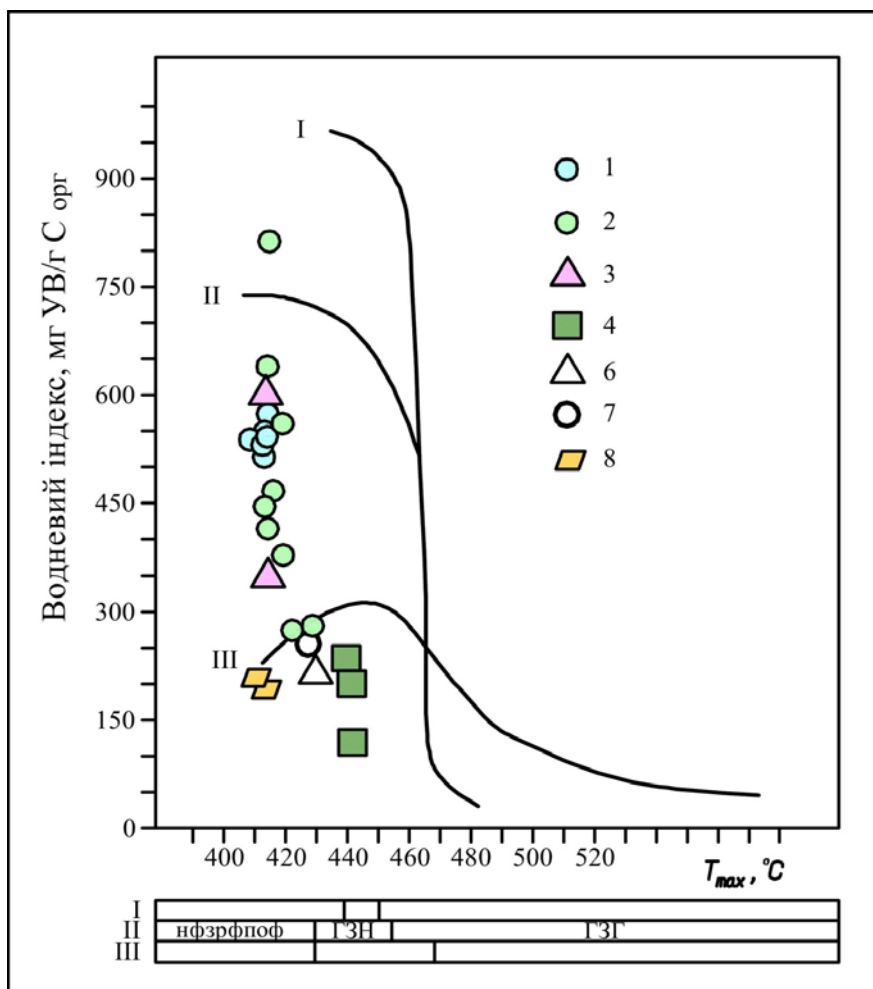


Рис. 118. Діаграма HI-T_{max} [33]:

1 – р. Біла; 2 – р. Пшиш; 3 – р. Хеу; 4 – Дагестан, Черкейська ГРЕС;
5 – Вітазево-Анапська-3; 6 – район Сочі; 7 – Крим, розріз г. Казанташ

Причини нагромадження підвищених концентрацій сапропелевої ОР в еоценових відкладах дискусійні. Б. Ф. Ігнатов, Л. А. Назаркін вважають, що високі концентрації сапропелевої ОР пов'язані з високою біологічною продуктивністю басейнів. Спалах біопродуктивності, на думку Ю. О. Гаврилова та Е. Л. Щербініної [9], пов'язана з тим, що на територіях досліджуваних районів виникали озерно-болотні ландшафти, в яких накопичувалися значні маси органічної речовини, розчиненого фосфору та інших біофільних елементів. Підйом рівня моря на початку еоцену привів до активної взаємодії моря з прибережними ландшафтами і виносу у водойму значної кількості біофільних елементів, що послужило причиною спалаху біопродуктивності органікостінного планктону (бактріопланктону, динофлагелят і т. і.) і нагромадженню в цих областях збагаче-

них органічною речовиною осадів. У деяких локальних ділянках морів місцями розвивалися аноксидні обстановки, що несприятливо впливали на біоту [9], але сприяли збереженню ОР осадів.

С. Г. Неручев також вважає головною причиною підвищених концентрацій сапропелевої ОР у відкладах аномально високу біологічну продуктивність еоценових басейнів, обумовлену бурхливим розмноженням фітопланктону, зокрема синьо-зелених водоростей, при підвищеній концентрації у водах басейнів фосфору, урану й інших мікроелементів [64]. На його думку, усі епохи нагромадження збагачених вуглецем відкладів виникають за епохами рифтогенезу, що підтверджується присутністю глибинних елементів (Cr, Ni та ін.).

Інша позиція, найбільш популярна серед іноземних учених, є визнання того, що не стільки біологічна продуктивність, скільки геохімічні умови, зокрема сірководневе зараження придонних вод, визначають консервацію й збереження ОР, обумовлюючи її підвищену концентрацію в осаді.

Прямою ознакою сірководневого зараження фотичного шару водної товщі є присутність в ОР, що накопичилась в аноксидних умовах, ізоренієратена та його похідних. Це каротиноїд, що входить до складу ліпідів фотосинтезуючих зелених сірчаних бактерій (*Chlorobiaceae*) [97]. Необхідне середовище перебування цих бактерій – строго безкисневе, тому ізоренієратен є біомаркером для безкисневих водних середовищ. Фотоавтотрофні зелені сірчані бактерії *Chlorobiaceae* живуть на межі (або під нею) оксидно-відновних умов у фотичній зоні в присутності H_2S . *Chlorobiaceae* синтезують два типи характерних пігментів – бактеріохлорофіли та ізоренієратен [97].

Для виявлення в ОР похідних ізоренієратена був досліджений зразок з відслонення біля мису Казанташ (Крим), де вміст $C_{орг}$ становив 2,21 % [33]. У фракціях бітумоїдів із Криму присутня група каротиноїдів, що відповідає сумі 133–134 іонів. У цих зразках каротиноїди представлені низькомолекулярними похідними складу C_{18} – C_{22} . Також присутні більш високомолекулярні гомологи складу C_{40} . У складі фракцій повністю відсутні бі- і трициклічні ароматичні похідні складу C_{32} , C_{33} . Розподіл цієї групи сполук незвичайний в тому розумінні, що, як правило, у складі ароматичних фракцій присутні й більш низькомолекулярні гомологи C_{14} та ін. [5].

Ці структури не ідентифікуються як ізоренієратен або його похідні. У структурах є похідні арилкаротиноїдів, але їхня точна ідентифікація неможлива.

Збагачені вуглецем еоценові відклади характеризуються підвищеним і високим нафтоматеринським потенціалом ОР, формування якого обумовлено високоліпідним вихідним матеріалом водоростей і незначною домішкою гумусової ОР [33]. Потенціал товщі визначається сприятливими геохімічними умовами в ранньому діагенезі. Збагачені вуглецем відклади еоцену накопичувалися в різних літофаціальних зонах континентальних і морських басейнів різних районів світу. У досліджених районах Криму сірководневе зараження фотичного шару водної товщі еоценових басейнів не відбувалося. Підвищений потенціал еоценових відкладів, насамперед кумської світи одновікових горючих сланців, був викликаний спалахом біопродуктивності фітопланктону, що, можливо, стимулювалося ендегенними процесами.

Отже, в еоценових мергелях Криму (розріз мису Казанташ), незважаючи на високий вміст $C_{орг}$ (від 1,57 до 8,07 % у середньому 4,2 %) і значний нафтогенераційний потенціал порід, низький ступінь зрілості ($T_{max} = 415-420$ °C) свідчить про те, що генетичний потенціал цих відкладів ще не був реалізований, а отже, їх не можна розглядати, як потенційний об'єкт для пошуків сланцевої нафти. Подібні характеристики для цих порід в Передкавказзі вказують, що ця закономірність є регіональною.

Майкопська серія. Чорносланцеві відклади олігоцен-ранньоміоценового віку охоплюють значні території. Їхнє утворення було результатом широкомасштабної регіональної безкисневої події в Нео- і Паратетісі (рис. 119). Вони розглядаються як основна нафтогазоматеринська товща кайнозойського розрізу Причорноморсько-Північнокавказької газонафтоносної провінції.



Рис. 119.Схема поширення чорносланцевих відкладів у Паратетісі в олігоцені-ранньому міоцені [116]

У Чорноморської частини Паратетісу це призвело до нагромадження потужної товщі майкопської серії. Ця безкиснева подія була пов'язана з існуванням шару кисневого мінімуму, що виник у товщі вод в результаті інтенсивної поставки органічної речовини.

Майкопські відклади є найпоширенішими в регіоні та найбільш вивченими у відношенні їхнього нафтогенераційного потенціалу. Вони накопичувалися в значних потужностях у прогинах, що зазнавали постійного, хоч і нерівномірного занурення. Умови осадкоутворення в ранньомайкопський час були переважно морські, відновні й слабовідновні.

Незважаючи на широке площинне поширення цих відкладів, їхня детальна нафтоматеринська характеристика опублікована в нечисленних роботах [100, 101]. Особливо мало даних щодо нижнього майкопу з центральних, найбільш занурених і найважливіших для визначення їхнього нафтогенераційного потенціалу ділянок прогинів.

Майкопські відклади області зчленування Сиваського прогину й Азовського валу (Стрілецьке родовище), тобто північної половини Азово-Кубанського регіону, мають низький вміст органічного вуглецю 0,4–0,9 %, але в продуктив-

ному інтервалі отримано значення до 1,4 %. Органічна речовина відповідає стадії вуглефікації ПК₂. Кероген переважно III типу.

Як випливає з даних Н. П. Фадєєвої, у Західно-Кубанському прогині в майкопських відкладах найпоширенішим є кероген II типу, а у верхньоеоценових (кумських) відкладах – кероген I і II типів. Для майкопських відкладів виділено такі катагенетичні зони: МК₁ (глибина 2–3 км, t 65–105 °С), МК₂ (глибина до 4 км, t 105–135 °С), МК₃ (глибина до 5 км, t 135–165 °С). Відносно високий вміст Н (6,4 %) і С (72,3 %) в ОР майкопських глин на глибинах від 4 до 5 км свідчить про неповну реалізацію цього потенціалу.

По центральній частині Західнокубанського прогину опубліковано результати геохімічних досліджень кернів св. СГ-12000 Кубанська, яка пройшла повністю відклади неогену, включаючи верхній майкоп, але інша частина майкопу не вивчена. Проте Т. Б. Мікєрина наводить дані й по середньому майкопу, отримані, імовірно, з інших свердловин. Середній вміст $C_{орг}$ становить у верхньомайкопських глинах 1,25 %, у середньому майкопі – 1 %, досягаючи, відповідно 3,64 і 2,22 %. Верхня межа головної фази нафтоутворення у покрівлі майкопських відкладів, що залягають тут на глибині від 2 до 4 км.

М. Л. Сен-Жермес та іншими проведено аналіз Rock-Eval майкопських відкладів з розрізу по р. Біла. Отримано дуже цікаві результати, які свідчать про те, що найбільш значний нафтогенераційний потенціал мають надостракодові шари нижнього майкопу. Це пояснюється порівняно невисокими швидкостями осадо-нагромадження в цей період (від 10 до 60 м/млн р.), оптимальними для фосилізації ОР. Середній і верхній майкоп мають низький нафтогенераційний потенціал.

У Скіфсько-Кавказькому регіоні градація катагенезу верхньоеоценових – майкопських порід – ПК₂–МК₄. Глибини залягання покрівлі головної зони нафтоутворення для відкладів майкопу – 3,5–3,9 км [87].

Дані В. Н. Блинової, А. В. Єгорова, Е. В. Козлової, А. Н. Стадницької по нафтогенераційному потенціалу глибоководної западини Чорного моря (на прикладі зразків грязевулканічної брекчії) дозволяють провести зіставлення нафтогенераційного потенціалу верхньоеоценових порід південного схилу Кавказу та майкопських порід Кубанського району з Чорноморської западини. На жаль, не вдалося одержати надійні визначення віку грязевулканічної брекчії в Чорноморській западині. Але основна частина зразків, представлена переважно щільними глинами і рідкісними уламками пісковиків, належить, імовірно, до середнього майкопу. Певні параметри (ТОС, $S_1 + S_2$, НІ, T_{max}) указують на високий генераційний потенціал цих глин, цілком порівнюваний з кращими показниками нижньомайкопських і верхньоеоценових глин суші. Отже, майкопські відклади глибоководної западини Чорного моря могли продукувати великий об'єм вуглеводнів.

Нафтогенераційні властивості відкладів майкопської серії вивчалися [69, 70] у західній частині Азово-Кубанського нафтогазоносного басейну, а саме в Керченсько-Таманському прогині, де майкопська серія розглядається як основна нафтоматеринська світа кайнозойського розрізу. Там відкрито 15 родовищ нафти і газу, з них тільки 4 пов'язані з майкопськими породами, інші – з неогеновими. Усі родовища малодобітні, їхні геологічні запаси невеликі (менше 5 млн т у нафтовому еквіваленті) у кожному.

Однак при розгляді проблеми потенціалу пошуків сланцевої нафти на перший план виходять не величина запасів традиційної нафти в регіоні, яка значною мірою визначається процесами міграції та акумуляції нафтових вуглеводнів, а нафтогенераційні властивості порід, збагачених розсіяною органічною речовиною, історія їхнього занурення і пов'язана з нею термальна зрілість порід. Первинний нафтогенераційний потенціал порід визначається палеоокеанографічними умовами нагромадження вихідної органічної речовини та її трансформацією на стадії раннього діагенезу під впливом мікробіологічних процесів.

Петрографічний склад ОР майкопських відкладів характеризується високою насиченістю паліноморфами [101]. В органомацераті аморфна безструктурна ОР – продукт повного розкладання вихідного органічного матеріалу (водорості, залишки вищих рослин) – становить не більше 10–30 %, причому її більше в низах олігоценової частини розрізу. Органостінний фітопланктон (10–30 %) представлений цистами динофлагелят, акритарх і домінуючими залишками зелених водоростей. Алохтонна частина мацерату (до 40 %) складена спорами і пилком (переважають хвойні) і вітринізованими частками рослинних тканин; у міоценовій частині розрізу з'являється інертиніт. Подібний склад свідчить про істотну роль вищої наземної рослинності у формуванні ОР майкопської серії, накопичення якої відбувалося в умовах сірководневого зараження вод, оскільки ОР сильно піритизована, розміри фрамбоїдів піриту (< 7 мкм) характерні для піриту, що утворився в стовпі води. Аноксія фотичного шару підтверджується й присутністю великих прازیнофітів, що різко переважають у фітопланктонному матеріалі.

Хроматографічний аналіз бітумоїдної фракції ОР [69, 70] показав, що нормальні алкани (н-алкани) представлені довголанцюговими ($C_{12}-C_{31}$) з максимумом на $C_{17}-C_{21}$ і $C_{25}-C_{31}$; в області високомолекулярних алканів відзначається високий "горб" (нафтенів ВВ); серед ізопреноїдних ВВ переважають пристан (iC_{19}) і фітан (iC_{20}), а відношення iC_{19}/iC_{20} змінюється від 0,7 до 4,0. На рис. 120 показано хроматограми деяких зразків з Керченського півострова. Їхня подібність досить велика, що відбивається в геохімічних параметрах і перерахункових коефіцієнтах (табл. 38).

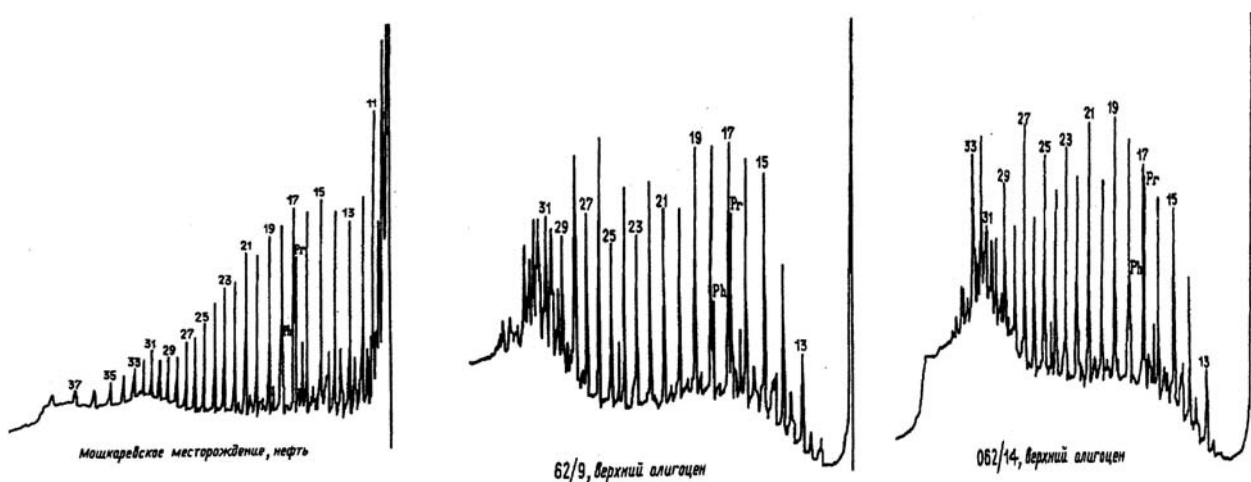


Рис. 120. Склад бітумоїдної фракції ОР Керченського півострова [69]

Таблиця 38. Характеристика н-алканів [69]

C_{\max}	iC_{19}/iC_{20}	iC_{19}/nC_{17}	iC_{20}/nC_{18}	K_1^*
nC_{29}	0,37	0,4	1,7	0,92
$nC_{19}-nC_{21}$	2,0	0,98	0,4	0,7
nC_{17-19}, nC_{28}	2,0	0,7	0,4	0,54
nC_{30}	0,77	0,2	0,4	0,4
nC_{25}	4,0	6,0	2,0	4,5
nC_{27}	1,2	2,6	1,2	1,6
nC_{27}	1,1	1,3	1,0	1,2
nC_{27}	0,6	0,98	1,0	1,0
nC_{31}	0,4	0,5	0,8	0,8
nC_{31}, nC_{29}	1,0	0,4	0,4	0,5

* $K_1 = (iC_{19} + iC_{20})/(nC_{17} + nC_{18})$.

У зразках з низьким нафтовим фоном і відношенням $iC_{19}/iC_{20} = 2$, присутні н-алкани з довжиною ланцюга від C_{12} до C_{32} [69]. За майже повної тотожності хроматограм вони відрізняються за коефіцієнтом непарності н-алканів ($K_{\text{нп}}$ = непарні/парні) у високомолекулярній області. У зразку 062/9 переважають непарні н-алкани, тоді як у зразку 062/14 – парні. Обидва зразки характеризуються рівним вмістом $C_{\text{орг}}$. (1,4 %) і однаковим бітумоїдним коефіцієнтом ($\beta^{\text{XB}} = 4,5$ %). Очевидно, що при одному типі вихідної ОР шляхи трансформації її в ВВ були різні – непарні алкани утворилися в результаті декарбоксілювання парних жирних кислот, тоді як генерація парних алканів відбувалася іншим шляхом.

Для основної маси бітумоїдів характерне збільшення коефіцієнта непарності у високомолекулярній області ($K_{\text{нп}} = 2-3$) в основному за рахунок збільшення вмісту ВВ C_{31} і C_{29} ; підвищений вміст C_{31} відзначається у верхній частині розрізу. Експериментально показано, що високі концентрації C_{31} походять із листя, а C_{29} – з кори вищих рослин. Роль цього органічного матеріалу, складеного целюлозою й лігніном, у формуванні вихідної ОР, мабуть, була висока.

Геохімічні дослідження нафти. Хроматограми нафти, що є в майкопських відкладах (Мошкарівське нафтове родовище, св. Тамань-7), показують їхню велику подібність між собою: концентрація низькомолекулярних ВВ вища, ніж в ОР, але присутні й високомолекулярні ВВ (довжина ланцюга $C_{11}-C_{38}$), $iC_{19}/iC_{20} = 2,2$; $iC_{19}/nC_{17} = 0,23-0,5$; $iC_{20}/nC_{18} = 0,09-0,4$ [69].

Нафта з Мошкарівського родовища має стерановий розподіл $C_{27}:C_{28}:C_{29} = 27 : 29 : 44$. Високі концентрації стерану C_{29} у нафтах пояснюються значною домішкою континентального органічного матеріалу у вихідній ОР.

Нафта і бітумоїди майкопських відкладів мають багато спільних рис (подібні коефіцієнти, високий вміст н-алканів C_{31} і C_{27} однаковий розподіл стеранів). Це дозволяє стверджувати, що ОР в майкопських породах Керченсько-Таманського прогину належить до керогену III типу і є джерелом для цих нафт. Однак нафтоматеринський потенціал такої ОР незначний ($HI < 150-200$ мг ВВ/г $C_{\text{орг}}$), що пов'язано з невисоким вмістом у ньому ліпідних компонентів, але ця ОР має високий газоматеринський потенціал. Очевидно, це є головною причиною низької нафтоносності майкопських відкладів Керченсько-Таманського прогину, що перебувають у головній зоні нафтоутворення.

Нафтогенераційний потенціал відкладів. Відклади олігоцен-нижньоміоценової товщі характеризуються не дуже високим вмістом $C_{\text{орг.}} = 0,3\text{--}7\%$, модальне – $0,7\%$ [69]. Значення нафтового потенціалу становить $(S_1 + S_2) = 0,2\text{--}19$ кг ВВ/т породи, його максимальні величини встановлені у нижньомайкопських породах у св. Тамань-5. Але навіть у збагачених $C_{\text{орг}}$ прошарках порід значення водневого індексу ($HI = S_2/C_{\text{орг}} 100\%$), що характеризує тип ОР, невисокі (максимум 212 мг ВВ/т $C_{\text{орг}}$). На діаграмі Ван-Кревелена (рис. 121) ОР відповідає керогену III типу, вона має високий газоматеринський потенціал і низький нафтоматеринський.

Усі вивчені зразки з Керченського півострова містять незрілу ОР, що підтверджується низькими значеннями температури піролізу ($T_{\text{max.}} = 418\text{--}423\text{ }^\circ\text{C}$). Очевидно, майкопські породи в цьому районі не опускалися більше 1,5–2,0 км і не піддавалися дії високих температур. Геотермічний градієнт невисокий – у Малобатчинській свердловині сучасні температури, що становлять 115–120 $^\circ\text{C}$, визначені на глибині 4 км. На Таманському півострові геотермічний градієнт вищий – на глибині 4410 м сучасні температури досягають 170 $^\circ\text{C}$ (св. 7); за даними піролізу $T_{\text{max}} = 439\text{ }^\circ\text{C}$ фіксується на глибині 3,2 км (св. 7) і 448 $^\circ\text{C}$ – на глибині 5,3 км (св. 2). Ґрунтуючись на цих даних, Ю. А. Петриченко робить висновки про те, що ГЗН розташована на глибинах від 3 до 6 км, у зоні дії якої перебувають майкопські відклади [69].

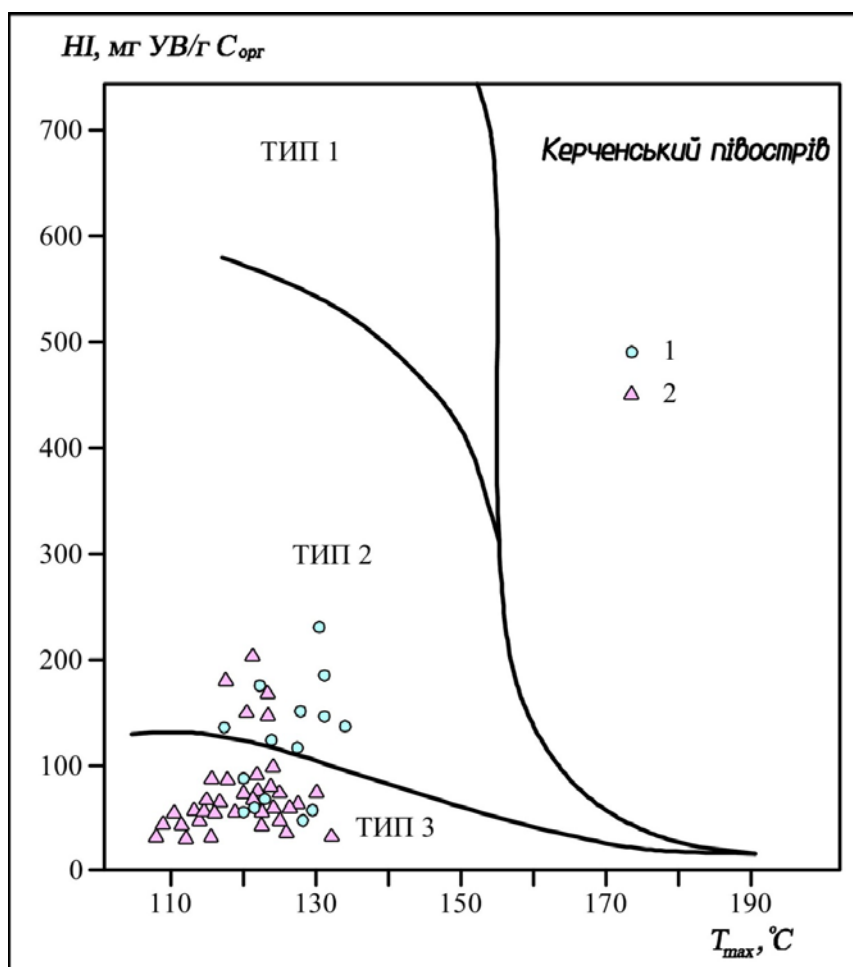


Рис. 121. Типи органічної речовини [69]:
1 – мис Чауда; 2 – Булганак

За нашими даними, породи з глибин 4010–4604 м (св. Поворотна-4, 5) та 3818–4259 м (св. Самарлінська-1) містяться нижче "нафтового вікна". Отже, у районі Керченського півострова положення зони генерації нафти можна очікувати в інтервалі глибин 2–4 км. У разі розвитку тут порід майкопської світи зі значним вмістом $S_{\text{орг.}}$ і високим нафтогенераційним потенціалом вони можуть бути перспективними для пошуків сланцевої нафти. Значення відбивної здатності вітриніту по двох зразках із св. Фонтанівська-6, 12 показують, що породи на глибинах понад 3000 м є незрілими, але це потребує додаткових досліджень.

Геохімічна й петрографічна характеристики ОР засвідчують те, що седиментація осадів Керченсько-Таманського прогину відбувалася в окраїнній частині майкопського басейну, ОР якого сформувалася за значної участі вищої рослинності. Більша частина розрізу майкопських порід прогину є газоматеринською; нафтоматеринський потенціал відносно вищий в нижньомайкопських відкладах [69].

Вміст сірки в керогені майкопських порід змінюється в широких межах від 0,2 до 25,5 %, що свідчить про мінливість сірководневого зараження наддонних вод майкопського басейну [87]. Низький вміст органічної сірки ($S_{\text{орг.}} = 0,26\text{--}4,3\%$) показує відсутність сірководневого зараження або його незначний розвиток, а сірка успадкована від вихідного органічного матеріалу. В ОР верхньоолігоценових і нижньоміоценових порід вміст органічної сірки різко зростає до 10,0–10,5 % (медіанні значення). Підвищений вміст сірки пов'язаний із її входженням до структури ОР в умовах сірководневого зараження наддонних вод і анаеробного діагенезу. Сірководневе зараження сприяє збереженню в ОР як ліпідних, так і меланоїдинових компонентів, про що свідчить тенденція до зростання відношення $H/C_{\text{ат}}$ зі збільшенням вмісту сірки в керогені (рис. 122).

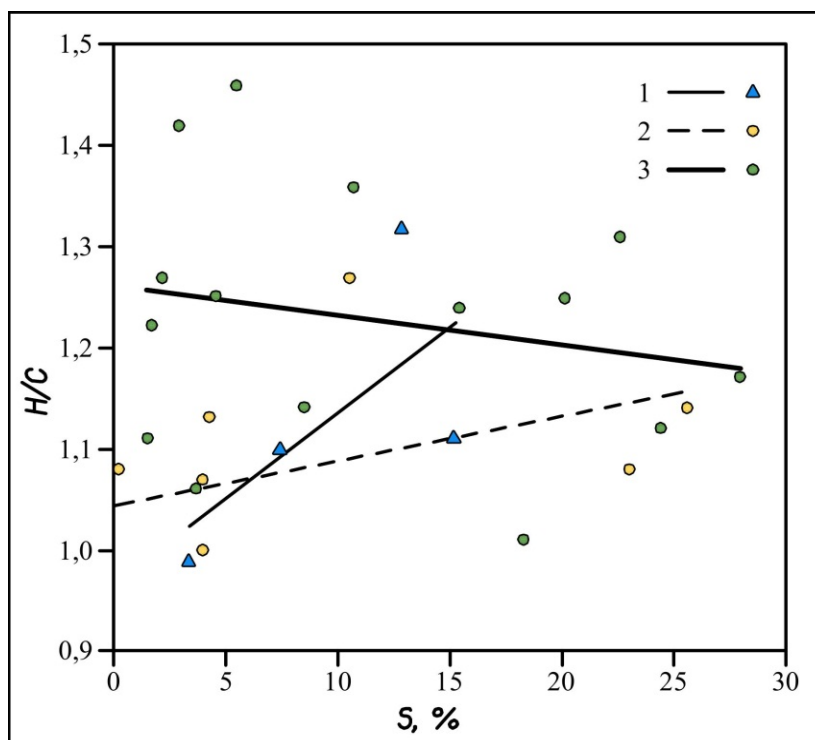


Рис. 122. Зв'язок вмісту органічної сірки з атомним відношенням H/C у керогені майкопських порід [87]:

1 – міоцен; 2 – верхній олігоцен; 3 – нижній-середній олігоцен

Загалом майкопська товща містить ОР змішаного складу (рис. 123), при загальному сапропелевому складі частка домішок у ньому велика, що за інших рівних умов знижує нафтоматеринський потенціал ОР і порід.

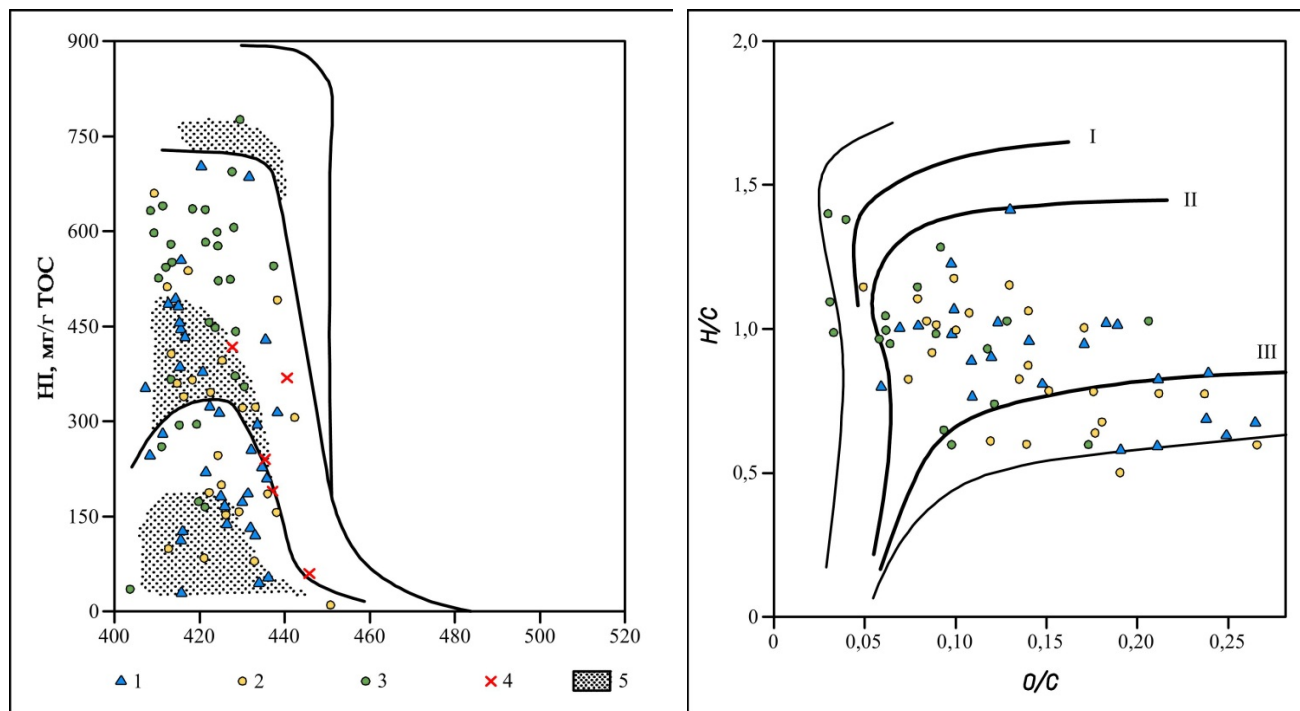


Рис. 123. Типи органічної речовини в породах майкопської серії [87]:

а – за даними піролізу; б – за даними елементного складу.

1–3 – див. на рис. 123; 4 – нерозчленований майкоп; 5 – область адсорбційного ефекту

Основним біопродуцентом у Майкопському морі був фітопланктон, і в першу чергу динофлагеляти, рідше діатомові й зелені водорості. Гумусовий матеріал надходив як у детритній формі, так і в розчиненому вигляді, його роль особливо помітна в прибережних фаціях, а також у верхньоолігоценій і особливо в міоценовій частинах розрізу. Петрографічне вивчення керогену у шліфах [87] показало, що він майже повністю складається з аморфного керогену, що в окремих випадках діагностується як колоальгінит. Алохтонні вітринітові та лейптинітові компоненти становлять зазвичай не більше 10 %, збільшуючись до 70–80 % у міоценових породах Керченського півострова, на півночі Скіфської плити. Дані з елементного складу керогену і піролізу [87] дозволяють розділити вихідну ОР на два типи:

- 1) переважно фітопланктогенну з високою концентрацією водню в керогені (до 7,8 %), водневий індекс $HI = 300 + 700 \text{ мг ВВ/г } C_{\text{орг}}$ (II тип керогену);
- 2) змішану, сформовану за рахунок вуглеводнобілкових компонентів вихідних організмів та істотного внеску принесеного гумусового матеріалу (III тип керогену), характеризується низькими значеннями концентрації водню ($H = 3,2\text{--}6,7 \%$) і відношення $H/C_{\text{ат}} = 0,54\text{--}1,10$, а також водневого індексу ($HI = 22 + 199 \text{ мг ВВ/ } C_{\text{орг}}$).

Загалом між вмістом $C_{\text{орг}}$ і генераційним (генетичним) потенціалом ($S_1 + S_2$) спостерігається прямий зв'язок [87]: бідні нафтоматеринські породи ($C_{\text{орг}} < 1 \%$, $S_1 + S_2 < 1 \text{ кг ВВ/т породи}$); середні й багаті ($C_{\text{орг}} = 1,5\text{--}3,0 \%$ і $S_1 + S_2 = 2\text{--}16 \text{ кг ВВ/т породи}$); відмінні ($C_{\text{орг}} > 5 \%$ і $S_1 + S_2 = >28 \text{ кг ВВ/т породи}$).

Однак зустрічаються і явні невідповідності для деяких типів розрізів, наприклад середня і верхня частини майкопської серії Керченського півострова – керлеутський і батисфоновий горизонти. За високої концентрації $C_{орг.}$ (4–7 %) і високого значення генетичного потенціалу ($S_1 + S_2 = 7–12$ кг ВВ/т породи) значення водневого індексу в них дуже низькі (6–80 мг ВВ/ $C_{орг.}$), що пов'язано з присутністю в цих відкладах керогену III типу.

Отже, ці породи можна розглядати в першу чергу як високопотенційні газоматеринські. Переважно нафтоматеринський потенціал мають карбонатно-глинисті породи хадума, що обумовлено розвитком у них керогену II типу; генетичний потенціал за даними піролізу становить 24 кг/т породи [87]. Перекривні породи верхнього олігоцену та міоцену мають значно нижчий генетичний нафтоматеринський потенціал $S_1 + S_2 = 2,7$ кг ВВ/т породи, але досить високий газоматеринський.

Зазначені особливості вказують, що осадконагромадження проходило в окраїнній частині басейну, ОР якого сформувалася за значної участі вищої ролінності. Більша частина порід є газоматеринськими; нафтоматеринський потенціал відносно вищий у нижньомайкопських відкладах [69].

Таким чином, проведені дослідження [87] виявили значну неоднорідність майкопської нафтоматеринської товщі щодо концентрації ОР та її типів. Особливості складу осадів і ОР у першу чергу зумовила тектонічна активність регіону в альпійський час. Вона визначила джерела зносу, морфологію дна басейна, його глибину, гідрологічний режим і забезпечила додаткові глибинні потоки поживних речовин для автотрофів, сірководню, а також домішки наземного матеріалу в ОР. Надходження біофільних елементів приводило до розквіту фітопланктону, особливо динофлагелат, цвітіння яких викликало масову загибель іхтіофауни, а їхні залишки послужили матеріалом для формування амікагінової домішки в ОР майкопської серії. Наявність у водах майкопського басейну величезної кількості білкового матеріалу у свою чергу могло бути причиною інтенсивної сульфатредукції й сірководневого зараження вод, що призвело до значної витрати ОР ще на стадії седиментогенезу і як наслідок – до невисокої концентрації $C_{орг.}$ у глинах майкопської серії (менше 1 %) [87]. Сірководневе зараження існувало в окремі періоди майкопського часу, але це не були епохи максимального нагромадження ОР. У розрізі вони фіксуються дуже високими значеннями відношення $фiтан/нC_{18} = 2–9$ у вуглеводневому складі ОР. Найбільш сприятлива обстановка для формування підвищених концентрацій ОР існувала в хадумський час, коли сірководневого зараження вод не було. Глини цього віку характеризуються найвищим вмістом ОР ($C_{орг.}$ до 8 %), а кероген II типу має високий нафтоматеринський потенціал ($HI = 400–700$ мг ВВ/г $C_{орг.}$), який на більшій частині території регіону ще не повністю реалізований ($T_{max.}$ не вище 460 °С). Усе це призвело до формування неоднорідної за нафтоматеринським потенціалом масштабами генерації рідких ВВ потужної майкопської товщі.

Очевидно, ці генетичні причини призвели до формування неоднорідної за нафтоматеринським потенціалом потужної майкопської товщі і є поясненням щодо невисокого масштабу генерації рідких ВВ.

Нами вивчено геохімічні особливості порід майкопської серії по розрізах свердловин північно-західного шельфу Чорного моря (св. Архангельська-21, Голіцина-1, 6, 7, 9, 12, 28), центральної частини Кримського півострова (св. Джанкойська-1), Керченського півострова (св. Фонтанівська-6, 12), шельфу Азовського моря (св. Північноказантипська-3), Прикерченської частини шельфу Чорного моря (Суботіна-1).

Північно-західний шельф Чорного моря розбурений численними свердловинами, з яких нами вивчено розрізи св. Архангельська-21 і Голіцина-1, 6, 7, 9, 12. Вміст $C_{\text{орг.}}$ становить від 2,20 до 4,42 %. Відбивна здатність вітриніту у св. Архангельська-21 становить 0,42–0,43 %. Отже, породи майкопської світи у св. Архангельська-21 в інтервалі глибин 867–878 м хоч і вміщують значну кількість $C_{\text{орг.}}$, але є термально незрілими і не можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти.

У св. Голіцина-1, 9 величини відбивної здатності вітриніту (R_0 до 1,0–1,8) на глибині 1034–2110 м досягають значень, характерних для нижньої частини зони утворення нафти. Якщо ці результати будуть підтверджені більшою кількістю замірів, то, виходячи з них, породи майкопської світи, що залягають на глибинах близько 2000 м, можуть генерувати нафтові вуглеводні й за наявності достатніх обсягів порід, збагачених розсіяною органічною речовиною, можуть розглядатися як перспективні об'єкти для пошуків сланцевої нафти.

Аналіз компонентного складу газів із св. Голіцина-1 та Архангельська-21 (табл. 39) підтверджує такий висновок. Зокрема, порода зр. 165 ГЛ середньогонасичена, значне переважання CO_2 викликано дисоціацією значної кількості карбонатів вище 650 °С, скоріш за все це був кальцит. У такому разі коефіцієнт відновності не є показовим, а наявність (хоч і в невеликих кількостях) гомологів може свідчити про певну перспективність газо- та нафтовмісності таких товщ.

Водночас породи, що розміщуються на менших глибинах (зр. 175 АХ, табл. 40), незважаючи на середню насиченість відновними газами, містять дуже малу кількість метану і зовсім невеликі домішки важких вуглеводнів, тому і перспективність її до газогенерації менша.

У центральній частині Кримського півострова нами вивчено розріз св. Джанкойська-1. Вміст $C_{\text{орг.}}$ становить від 4,32 до 16,7 %. Відбивна здатність вітриніту – 0,36–0,57 %. Отже, породи майкопської світи у св. Джанкойська-1 в інт. 845–892 м вміщують значну кількість $C_{\text{орг.}}$, але є термально незрілими і за цим показником не можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти. Водночас за даними газохроматографічного аналізу (табл. 41) порода добре газонасичена, має середній коефіцієнт відновності, містить суттєві домішки гомологів, дещо збагачена сірководнем, азотом, що вказує на її перспективність щодо газонафтовмісності. Таке протиріччя можна пояснити міграцією газонафтових складових з нижніх горизонтів у товщі, що залягають вище, хоч самі вони і не відповідають сприятливим умовам газонафтогенерації.

**Таблиця 39. Результати визначення складу газів методом піролізу.
Свердловина Голіцина-1. Зразок 165 ГЛ (1034 м). Наважка 0,250 г**

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	487,53	–	–	24,74	19,14	43,88	0,004388
N ₂	73,92	1,05	–	5,25	86,17	92,47	0,009247
CO	1654,52	1,05	18,90	88,20	1960,00	2068,15	0,206815
CH ₄	99,47	0,00	8,55	54,64	8,13	71,32	0,007132
CO ₂	44938,60	50,65	299,08	5137,24	83356,65	88843,62	8,884362
H ₂ O	11,63	4950,40	960,96	3768,80	1948,13	11628,29	1,162829
C ₂ H ₄	12,74	–	2,77	13,28	0,00	16,05	0,001605
C ₂ H ₆	18,47	–	6,50	18,56	0,00	25,06	0,002506
NO	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ S	102,84	–	0,00	122,81	35,46	158,27	0,015827
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	46,08	–	–	–	125,34	125,34	0,012534
CS ₂	9,60	–	–	15,68	–	15,68	0,001568
Сума	47265,67	5003,15	1287,49	9078,87	87378,22	102747,72	10,274772

Примітка. Аналізом не виявлено: C₃H₆, C₃H₈, C_nH_m, N₂O, NH₃, F₂, O₂

**Таблиця 40. Результати визначення складу газів методом піролізу.
Свердловина Архангельська-21. Зразок 175 АХ (881 м). Алевроліт. Наважка 0,210 г**

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	1558,10	–	–	21,03	119,19	140,23	0,014023
N ₂	21,80	1,50	–	3,25	22,52	27,27	0,002727
CO	355,80	1,25	96,00	190,00	157,50	444,75	0,044475
CH ₄	50,91	–	11,06	19,91	5,53	36,51	0,003651
CO ₂	4857,69	205,82	2205,20	2958,65	4233,99	9603,66	0,960366
H ₂ O	76,26	48000,00	5912,00	18400,00	3946,67	76258,67	7,625867
C ₂ H ₄	11,24	–	8,78	5,38	0,00	14,16	0,001416
C ₂ H ₆	6,08	–	3,09	5,16	0,00	8,25	0,000825
NO	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ S	1641,71	24,62	13,19	1785,24	703,54	2526,60	0,252660
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	–	–	–	–	–	–	–
CS ₂	–	–	–	–	–	–	–
C ₃ H ₆	–	–	–	–	–	–	–
C ₃ H ₈	10,29	–	20,77	–	–	20,77	0,002077
Сума	6920,56	48208,57	8224,26	21592,85	8485,40	86511,08	8,651108

Примітка. Аналізом не виявлено: C_nH_m, N₂O, NH₃, F₂, O₂.

Таблиця 41. Результати визначення складу газів методом піролізу. Свердловина Джанкойська-1. Зразок 168 ДЖ (876 м). Наважка 0,185 г

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	3081,87	–	2,79	95,51	179,08	277,37	0,027737
N ₂	105,79	0,57	–	1,14	130,64	132,35	0,013235
CO	1412,79	4,26	195,24	295,14	1271,35	1765,99	0,176599
CH ₄	582,32	0,00	43,95	298,86	74,72	417,53	0,041753
CO ₂	9397,03	229,46	3129,00	8711,15	6508,33	18577,94	1,857794
H ₂ O	81,03	43286,49	9762,16	21310,27	6674,59	81033,51	8,103351
C ₂ H ₄	45,60	–	19,73	37,39	0,33	57,46	0,005746
C ₂ H ₆	72,84	–	20,91	77,77	0,17	98,84	0,009884
NO	0,23	0,30	–	–	–	0,30	0,000030
H ₂ S	286,22	84,85	43,67	175,70	136,26	440,49	0,044049
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	–	–	–	–	–	–	–
CS ₂	12,11	–	19,77	–	–	19,77	0,001977
C ₃ H ₆	10,81	–	12,42	8,28	–	20,70	0,002070
C ₃ H ₈	35,03	–	47,15	23,57	–	70,72	0,007072
C _n H _m	44,11	–	–	119,09	–	119,09	0,011909
Сума	14660,85	43520,77	13133,14	30712,05	14838,71	102204,68	10,220468

Примітка. Аналізом не виявлено: N₂O, NH₃, F₂, O₂.

На Керченському півострові нами вивчено розріз св. Фонтанівська-6, 12. Вміст $C_{орг}$ становить від 3,20 до 4,02 % Не зважаючи на великі глибини, величини відбивної здатності вітриніту, заміряні на двох зразках, свідчать, що породи є термально незрілими. Однак цей висновок потребує додаткової перевірки, оскільки за даними піролізу Rock-Eval породи майкопської світи з Керченського півострова з глибин 4010–4604 м (св. Поворотна-4, 5) (11 зразків) та 3818–4259 м (св. Самарлінська-1) (5 зразків) розміщуються нижче "нафтового вікна" ($T_{max} > 454$ °С). Отже, у районі Керченського півострова породи, що знаходяться в зоні генерації нафти, можна очікувати в інтервалі глибин між 2 і 4 км. Якщо в цьому інтервалі глибин вдасться знайти суттєві об'єми порід майкопської світи з високим вмістом $C_{орг}$ і нафтогенераційним потенціалом, вони могли б розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти.

На шельфі Азовського моря розріз майкопської серії вивчений у св. Північноказантипська-2 і 3, які перебурили Північноказантипську структуру в південній частині Азовського моря, приуроченій до північного борта Індоло-Кубанського прогину. Вміст $C_{орг}$ становить від 3,52 до 7,36 %. Відбивна здатність вітриніту – 0,37–0,52 %. Отже, породи майкопської світи тут в інтервалі глибин 845–892 м хоч і вміщують значну кількість $C_{орг}$, але є термально незрілими і не можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти.

Такий же висновок можна зробити і для більших глибин. Зокрема, зразки, відібрані на гл. 1209 м (табл. 42) характеризують породу середньогазонасичену,

з високим коефіцієнтом відновності, з невеликим вмістом гомологів і сірководню. Останній скоріш за все з'являється внаслідок дисоціації й відновлення сульфатів, оскільки фіксується тільки на високотемпературній стадії піролізу. На цій же стадії різко (майже вдвічі) збільшується і кількість CO₂ та CO, що може бути наслідком декарбонатизації та часткового відновлення продуктів цього процесу. Загалом проба характеризує середньогазонасичені відклади з невеликою вірогідністю контакту з нафтоносними компонентами.

Таблиця 42. Результати визначення складу газів методом піролізу. Свердловина Північноказантипська-3. Зразок 153 ПК (1209 м). Глина алевритиста. Наважка 0,220 г

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	3078,65	–	5,02	61,24	210,82	277,08	0,027708
N ₂	99,46	2,15	-	2,87	119,41	124,43	0,012443
CO	1842,85	8,83	229,09	515,45	1550,18	2303,56	0,230356
CH ₄	196,46	0,00	22,81	69,48	48,57	140,86	0,014086
CO ₂	4739,81	438,53	2778,55	2111,98	4041,53	9370,61	0,937061
H ₂ O	108,81	61052,73	8349,09	31920,00	7483,64	108805,45	10,880545
C ₂ H ₄	12,64	–	10,48	5,45	0,00	15,93	0,001593
C ₂ H ₆	9,33	–	6,33	6,33	0,00	12,66	0,001266
NO	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ S	34,36	–	–	–	52,89	52,89	0,005289
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	–	–	–	–	–	–	–
CS ₂	–	–	–	–	–	–	–
C ₃ H ₆	–	–	–	–	–	–	–
C ₃ H ₈	–	–	–	–	–	–	–
C _n H _m	19,78	–	53,41	–	–	53,41	0,005341
Сума	10066,04	61502,24	11384,56	34681,02	13454,16	121021,99	12,102199

Примітка. Аналізом не виявлено: N₂O, NH₃, F₂, O₂.

На більш глибоких горизонтах вміст метану та його гомологів, а також бітумних складових зростає, що може свідчити про кращі перспективи нафтоносності (табл. 43). Високим є також вміст сірчаних компонентів, але, урахувавши їхню високотемпературну мобілізацію, можна значну їхню частину пов'язувати з мінеральною десульфурізацією.

Тенденція підвищення вмісту вуглеводнів з глибиною не завжди витримується, зокрема, це можна спостерігати на прикладі проби, що відібрана з глибини 2250 м (158 ПК, табл. 44)

Проба досить газонасичена і більша частина газів – відновні ($K_B = 2,1$). Більшу частину цих відновних газів становить CO, що може бути результатом дисоціації сидериту та відновлення вуглекислоти у зв'язку з окисненням заліза. Про це свідчить той факт, що найбільша кількість CO виділяється за температур, що перевищують 850 °С, а максимальна кількість CO₂, навпаки, виділяється-

ся саме в діапазоні дисоціації сидериту – 450–650 °С, а за вищих температур падає. Беручи до уваги ці обставини, можна говорити про середню перспективність газоносності, незважаючи на досить високу газонасиченість але низьку вірогідність генерації нафти, зважаючи на низький вміст гомологів. Окремого пояснення потребує високий вміст сірководню, який присутній в породі у вільному стані, оскільки виділяється за порівняно невисоких температур.

Таблиця 43. Результати визначення складу газів методом піролізу. Свердловина Північноказантипська-3. Зразок 155 ПК (1420 м). Алевроліт. Наважка 0,235 г

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	2048,48	–	1,10	42,29	140,97	184,36	0,018436
N ₂	114,38	1,57	–	7,38	134,15	143,09	0,014309
CO	1199,59	14,30	187,66	225,19	1072,34	1499,49	0,149949
CH ₄	141,22	0,22	28,37	34,60	38,06	101,25	0,010125
CO ₂	5243,20	420,81	1970,61	3836,11	4138,27	10365,80	1,036580
H ₂ O	97,09	5276,60	18015,32	27165,96	6634,21	97092,09	9,709209
C ₂ H ₄	14,64	–	14,72	3,73	–	18,45	0,001845
C ₂ H ₆	12,42	–	11,52	5,33	–	16,85	0,001685
NO	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ S	2057,11	–	19,25	1760,35	1386,28	3165,89	0,316589
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	23,83	–	–	64,82	–	64,82	0,006482
CS ₂	13,62	–	22,24	–	–	22,24	0,002224
C ₃ H ₆	10,21	–	19,56	–	–	19,56	0,001956
C ₃ H ₈	4,60	–	9,28	–	–	9,28	0,000928
C _n H _m	17,36	–	46,88	–	–	46,88	0,004688
Сума	8843,96	45713,49	20203,05	31311,53	12158,01	109386,08	10,938608

Примітка. Аналізом не виявлено: N₂O, NH₃, F₂, O₂.

У Прикерченській частині шельфу Чорного моря нами вивчено розріз св. Суботіна-1, 2, 3 на території родовища Суботіна, яке приурочено до майкопських відкладів. Вміст C_{орг.} становить від 0,87 до 7,18 %. За даними відбивної здатності вітриніту (R₀ = 0,37–0,52 %) породи майкопської серії в інт. 1363–2330 м є термально незрілими. Це підтверджують дані піролізу Rock-Eval. Значення T_{max.} для порід з глибин 1960–2729 м становлять 428–433 °С. На глибинах 2885–3788 м значення T_{max.} зростають до 439–445 °С, що свідчить про перебування порід в зоні генерації нафти. Це дозволяє зробити висновок, що на глибинах понад 2800 м відклади майкопської серії в Прикерченській частині шельфу Чорного моря при підтвердженні існування значних об'ємів порід, збагачених органічною речовиною, можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти. Такий висновок підтверджується результатами газового аналізу (табл. 45–47).

Таблиця 44. Результати визначення складу газів методом піролізу. Свердловина Північноказантипська. Зразок 158 ПК (2250 м). Аргіліт. Наважка 0,320 г

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–1050	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	2393,93	–	–	31,06	108,70	75,69	0,021545
N ₂	579,73	1,97	–	13,96	183,90	525,42	0,072524
CO	5531,40	3,94	111,56	288,75	997,50	5512,50	0,691425
CH ₄	88,67	0,13	16,26	16,26	30,49	0,44	0,006358
CO ₂	4549,69	195,97	781,47	3820,51	3328,48	868,30	0,899473
H ₂ O	93350	37800,00	13650,00	34125,00	6685,00	1087,80	9,334780
C ₂ H ₄	8,01	–	8,41	1,68	–	–	0,001009
C ₂ H ₆	6,96	–	7,25	2,20	–	–	0,000945
NO	0,66	0,88	–	–	–	–	0,000088
H ₂ S	1277,06	–	83,97	1373,56	507,87	–	0,196540
SO ₂	22,50	–	–	65,84	–	–	0,006584
Сума	13236,76	38002,0	14559,29	38295,54	11334,07	8070,14	11,026105

Примітка. Аналізом не виявлено: CS₂, COS, C₃H₆; C₃H₈, C_nH_m, N₂O, NH₃, F₂, O₂.

Таблиця 45. Результати визначення складу газів методом піролізу. Свердловина Суботіна-1. Зразок 176 СБ (1363 м). Наважка 0,225г

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	2184,97	–	1,96	80,16	114,52	196,65	0,019665
N ₂	110,88	0,70	0,00	2,57	135,44	138,71	0,013871
CO	962,27	1,17	72,33	158,67	970,67	1202,83	0,120283
CH ₄	275,18	–	25,30	148,16	23,85	197,31	0,019731
CO ₂	8033,84	86,29	2881,46	8644,39	4270,74	15882,89	1,588289
H ₂ O	51,99	29269,33	4654,22	13688,89	4380,44	51992,89	5,199289
C ₂ H ₄	46,63	–	13,66	45,09	–	58,76	0,005876
C ₂ H ₆	63,28	–	15,47	70,13	0,28	85,87	0,008587
NO	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ S	364,13	0,92	4,62	82,08	472,78	560,40	0,056040
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	–	–	–	–	–	–	–
CS ₂	24,89	–	8,13	32,51	0,00	40,64	0,004064
C ₃ H ₆	1,78	–	–	3,40	0,00	3,40	0,000340
C ₃ H ₈	9,60	–	–	19,38	0,00	19,38	0,001938
Сума	11619,13	29357,49	7635,28	22722,84	9895,66	69611,28	6,961128

Примітка. Аналізом не виявлено: C_nH_m, N₂O, NH₃, F₂O₂.

**Таблиця 46. Результати визначення складу газів методом піролізу.
Свердловина Суботіна-1. Зразок 177 СБ (2330 м). Наважка 0,305 г**

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	5900,96	1,23	11,04	135,99	382,82	531,09	0,053109
N ₂	239,87	2,92	0,00	2,92	294,24	300,07	0,030007
CO	2614,42	5,25	140,00	385,00	2737,78	3268,03	0,326803
CH ₄	1408,41	0,32	93,96	689,70	225,86	1009,83	0,100983
CO ₂	7773,57	334,99	1955,28	6946,39	6131,69	15368,35	1,536835
H ₂ O	119,26	60181,33	9582,22	41502,22	7989,33	119255,11	11,925511
C ₂ H ₄	102,28	–	29,89	98,38	0,60	128,87	0,012887
C ₂ H ₆	182,37	–	42,97	204,20	0,30	247,47	0,024747
NO	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ S	1507,92	–	29,63	1680,59	610,47	2320,68	0,232068
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	24,89	–	0,00	50,77	16,92	67,70	0,006770
CS ₂	222,22	–	145,16	217,73	0,00	362,89	0,036289
C ₃ H ₆	13,33	–	12,77	12,77	0,00	25,53	0,002553
C ₃ H ₈	42,00	–	48,46	36,34	0,00	84,80	0,008480
Сума	18056,48	60526,04	11782,50	49662,22	17761,71	139732,47	13,973247

Примітка. Аналізом не виявлено: C_nH_m, N₂O, NH₃, F₂, O₂.

**Таблиця 47. Результати визначення складу газів методом піролізу.
Свердловина Суботіна-1. Зразок 178 СБ (1960 м). Наважка 0,200 г**

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, С°					
		50–850	50–250	250–450	450–650	650–850	
H ₂	3478,55	–	1,66	97,91	213,50	313,07	0,031307
N ₂	22,40	0,53	–	3,42	24,08	28,02	0,002802
CO	1600,62	5,78	189,00	336,00	1470,00	2000,78	0,200078
CH ₄	460,49	0,00	46,75	178,88	104,54	330,17	0,033017
CO ₂	7057,46	318,38	3507,93	3025,54	7100,75	13952,59	1,395259
H ₂ O	103,69	55440,00	9996,00	29400,00	8853,60	103689,60	10,368960
C ₂ H ₄	44,68	0,00	24,02	32,28	0,00	56,30	0,005630
C ₂ H ₆	63,41	0,00	31,91	54,14	0,00	86,05	0,008605
NO	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ S	1145,93	19,39	20,20	1195,80	528,18	1763,58	0,176358
SO ₂	–	–	–	–	–	–	–
COS	–	–	–	–	–	–	–
CS ₂	39,20	–	64,01	–	–	64,01	0,006401
C ₃ H ₆	12,00	–	11,49	11,49	–	22,98	0,002298
C ₃ H ₈	32,40	–	43,61	21,81	–	65,42	0,006542
C _n H _m	16,32	–	14,69	29,38	–	44,06	0,004406
Сума	12723,20	55764,68	13741,33	33041,74	17766,47	120314,22	12,031422

Примітка. Аналізом не виявлено: N₂O, NH₃, F₂, O₂.

Порода досить газонасичена, із середнім значенням K_B (близько 0,5), очевидно, значна частина CO виникає за рахунок відновлення газів при окисненні заліза, що звільняється під час дисоціації сидериту. За таких умов кількість метану в пробі може зменшуватися, що й спостерігається при більш високих температурах. Можна оцінити потенційну здатність цих порід до нафтогазогенерації вище середньої.

Високогазонасичена порода з високим K_B , високим вмістом метану і гомологів, усе вказує на високу перспективність цих горизонтів на газо- та нафтопродуктивність.

Порода дуже схожа на попередню, відрізняється дещо нижчим вмістом газів, але співвідношення між ними теж підтверджують досить високу перспективність її на нафтогазопродуктивність. З огляду на те, що проби відібрані з одного розрізу на значно віддалених глибинах, складається враження подібності всього розрізу між цими пробами, тобто є підстави говорити про досить високу перспективність розрізу загалом на досліджених інтервалах.

На Таманському півострові головна зона нафтоутворення розташована на глибинах від 3 до 6 км [69]. Отже, породи майкопської світи, які залягають у цьому діапазоні глибин, за умов високого вмісту $C_{орг.}$ і нафтогенераційного потенціалу могли б бути перспективними для пошуків сланцевої нафти.

У плані оцінки перспектив сланцевої нафти в Причорноморсько-Кримському регіоні можна зазначити, що виявлені нафтові поклади є індикатором того, що, залягаючи глибше, чорносланцеві відклади альбу та майкопської серії мають достатній нафтогенераційний потенціал та оптимальний ступінь термальної зрілості, який відповідає головній зоні нафтоутворення, а отже, ці товщі, за умови їхнього достатнього поширення в розрізі й по латералі можуть бути перспективними для пошуків сланцевої нафти.

Виходячи з наведених вище результатів геохімічних досліджень майкопських відкладів Причорноморсько-Кримського регіону, а також урахуваючи встановлені особливості їхнього осадконагромадження, можемо стверджувати, що:

1) найбільші маси осадів олігоцену-раннього міоцену, збагачених органічною речовиною, формувалися у своєрідних седиментаційних пастках – шельфових мулових западинах. У нашому випадку це осьова зона Каркінітсько-Північнокримського та Індоло-Кубанського прогинів, у межах якої сумарна товщина майкопських нашарувань максимальна для регіону і локальними ділянками перевищує відповідно 1500 м та 4000 м;

2) виходячи з ритмічності розвитку в розрізі кластогенних літмітів майкопської серії, які фіксують вікові інтервали максимального алювіального впливу, а також урахуваючи дані [39] про циклічність змін солоності водойми, прогнозуємо 3–4 вікові рівні формування осадів, збагачених $C_{орг.}$. Останні доволі чітко виокремлюються на літмологічних перетинах характерним домінуванням глинистих літотипів, розмежованих кластогенними утвореннями. Формують вони пачки потужністю від 20 до 100 м, що залягають на глибинах від 300 до 1500 м. Вони складені аргілітами з численними міліметровими прошарками та поодинокими пачками (0,2–1,5 м) алевролітів;

3) вміст $C_{\text{орг.}}$ в аргілітах рідко перевищує 2 %, а ступінь катагенетичної змінності порід за відбивною здатністю вітриніту, яка варіює в межах 0,43–0,50, відповідає протокатагенезу.

Проведені мінералого-петрографічні, геохімічні, седиментолого-палеоокеанографічні дослідження свідчать, що в межах Причорноморсько-Кримського регіону породи майкопської світи, які залягають на глибинах близько 2000 м і глибше, можуть генерувати нафтові вуглеводні, і за наявності достатньо значних об'ємів порід, збагачених розсіяною органічною речовиною, могли б розглядатися, як перспективні об'єкти для пошуків сланцевої нафти. Водночас породи світи в діапазоні глибин 0–2000 м хоч і містять значну кількість $C_{\text{орг.}}$, але є термічно незрілими і не можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти.

Таврійська серія. Крім майкопської серії, нами вивчено також породи таврійської серії, які теоретично також можуть містити вуглеводні. Результати наведено в табл. 48.

Таблиця 48. Результати визначення складу газів методом піролізу.
Зразок 183 МН. Таврійська серія. Алевроліт. Наважка 0,315 г

Компоненти	Об'єм продуктів піролізу, мкл/г	Маса продуктів піролізу, мкг/г					Масова частка компонентів, %
		Температурні межі, °С					
	50-850	50-250	250-450	450-650	650-850	50-850	
H ₂	82,45	–	0,41	3,51	3,51	7,42	0,000742
N ₂	130,27	0,00	17,18	68,39	77,40	162,96	0,016296
CO	115,87	2,83	4,33	8,33	129,33	144,83	0,014483
CH ₄	27,59	0,00	0,29	12,91	6,58	19,78	0,001978
CO ₂	4237,39	610,11	1470,13	2092,49	4204,59	8377,32	0,837732
H ₂ O	79,04	25884,44	18915,56	25777,78	8462,22	79040,00	7,904000
C ₂ H ₄	0,27	–	–	0,34	–	0,34	0,000034
C ₂ H ₆	0,51	–	–	0,69	–	0,69	0,000069
NO	3,73	0,00	0,71	4,29	–	5,00	0,000500
H ₂ S	0,38	0,59	–	–	–	0,59	0,000059
Сума	4672,60	26497,38	20407,91	27963,40	12883,62	87752,32	8,775232

Породи дуже мало насичені газами, основними з яких є (крім вуглекислого газу) N₂ та CO. Ураховуючи поверхнєве розташування проби, відносно високий вміст азоту можна пояснити оклюдовано-атмосферним походженням цих компонентів. Майже пропорційне зростання кількості виділених газів CO та CO₂ із зростанням температур піролізу свідчить про спільне їхнє походження за рахунок декарбонатації кальциту. Порода не має ознак перспективності на вуглеводні, але сам факт наявності навіть невеликих (сліди) кількостей вуглеводневих сполук (особливо сліди гомологів) у породах, що зовсім не містять органічних решток, заслуговує на увагу.

Висновки. Таким чином, проведені дослідження виявили різку неоднорідність майкопської нафтоматеринської товщі стосовно концентрації ОР та інших

газових компонентів. На формуванні складу осадів і ОР у першу чергу позначилася тектонічна активність регіону в альпійський час. Вона визначила джерела зносу, морфологію дна басейна, його глибину, гідрологічний режим і забезпечила додаткові глибинні потоки поживних речовин для автотрофів, сірководню, а також домішку наземного матеріалу в ОР. Надходження біофільних елементів приводило до розквіту фітопланктону, особливо динофлагелят, цвітіння яких викликало масову загибель іхтіофауни, а їхні залишки послужили матеріалом для формування амікагінової домішки в ОР майкопської серії. Наявність у водах майкопського басейну величезної кількості білкового матеріалу у свою чергу могло бути причиною інтенсивної сульфатредукції й сірководневого зараження вод, що викликало значну витрату ОР ще на стадії седиментогенезу і як наслідок – невисоку концентрацію $C_{\text{орг.}}$ у глинах майкопської серії (менше 1 %). Сірководневе зараження існувало в окремі періоди майкопського часу, але це не були епохи максимального нагромадження ОР, тому кореляція між вмістом вуглеводнів і сірководнем у пробах відсутня. У розрізі фіксуються дуже високі значення відношення $\text{фітан}/\text{н}C_{18} = 2\text{--}9$ у вуглеводневому складі ОР. Найбільш сприятлива обстановка для формування підвищених концентрацій ОР існувала в хадумський час, коли сірководневого зараження вод не було. Глини цього віку характеризуються найвищим вмістом ОР ($C_{\text{орг.}}$ до 8 %), а кероген II типу має високий нафтоматеринський потенціал ($\text{HI} = 400\text{--}700$ мг ВВ/г $C_{\text{орг.}}$), який на більшій частині території регіону ще не повністю реалізований ($T_{\text{max.}}$ не вище 460 °C).

Очевидно, ці генетичні причини привели до формування неоднорідної за нафтоматеринським потенціалом потужної майкопської товщі і є поясненням щодо невисокого масштабу генерації рідких ВВ.

Породи таврійської серії, виходячи з результатів газового та інших аналізів, є малоперспективними на вміст вуглеводнів.

5. ПРОГНОЗНА ОЦІНКА ТЕРИТОРІЇ ТА ПЕРШОЧЕРГОВІ НАПРЯМИ ПОДАЛЬШИХ ГЕОЛОГОРОЗВІДУВАЛЬНИХ РОБІТ

У геологічному розрізі фанерозою півдня України є ряд товщ, для яких характерна наявність порід, збагачених розсіяною органічною речовиною. Це відклади девону, карбону і юри Придобруджя, тріас-юрські відклади таврійської серії, платформні відклади юри, апт-альбські відклади, які відповідають глобальній океанічній безкисневій події, відклади еоцену, олігоцен-міоценова майкопська серія. Проте існуючі на сьогоднішній день дані не дозволяють у межах досліджуваної території однозначно виділити товщу, яка б за своєю значною потужністю та просторовим поширенням, високим вмістом ОР, її генетичним типом і ступенем постседиментаційної перетвореності дозволяла б рекомендувати регіональні пошуково-розвідувальні роботи на сланцеву нафту. Недостатня вивченість регіону сучасними геохімічними методами також не дає можливості робити точні прогнози. Однак у межах більшості з названих вище стратиграфічних підрозділів існують ділянки, які відповідають необхідним характеристиками і можуть бути рекомендовані для більш детальних геолого-геохімічних досліджень з метою уточнення перспектив пошуків сланцевої нафти в регіоні.

Установлено, що в глинистих відкладах девону Переддобрудзького прогину вміст $C_{орг.}$ коливається від 0,3 до 4,5 %, вміст бітумоїдів становить 0,06–0,3 %. Вміст сульфідної сірки – 0,35–0,48 %, а величина відносини закисного заліза до оксидного в середньому 8,5, що вказує на відновні умови седиментогенезу. Ці показники свідчать про можливу перспективність глинистих пачок нижнього девону, які розповсюджені у складі кочулійської, ларгуцької та енікіюської світ.

Серед відкладів карбону Переддобрудзького прогину до перспективних може належати верхньовізейська серпуховська, жовтоярська світа, де відомі глинисті пачки товщиною до 50–60 м, вміст ОР становить 0,8–1,7 % (до 20 % у вугільних пластах), вміст бітумоїдів – 0,08–0,1 %, вміст сульфідної сірки – 0,35–0,48 %, співвідношення закисного заліза до оксидного у середньому 8,5. Однак треба відмітити дуже низький ступінь вивченості глинистих товщ Переддобрудзького прогину (як палеозою, так і мезозою) у відношенні можливої нафтогазоносності нетрадиційного типу.

Нафтогенераційні властивості тріас-юрських відкладів таврійської серії неоднорідні. Вуглеводневий потенціал значно змінюється в межах регіону, а також у районах поширення вивержених порід. Відклади таврійської серії належать до флішової формації і є значною мірою дислокованими, умови збереження в них автохтонних рідких вуглеводнів є несприятливими. Однак, беручи до уваги морський генезис ОР, її гумусово-сапропелевий склад, вміст $C_{орг.}$, що місцями перевищує 2 %, а також ступінь постседиментаційної перетвореності цих відкладів,

яка в певних районах відповідає зоні утворення нафти, не слід виключати можливість локальної перспективності цих відкладів для пошуків сланцевої нафти. Зокрема, слід відмітити район Мангуського яру (підніжжя г. Шелудива).

Карбонатно-теригенні відклади юри Переддобрудзького прогину, що мають високий вміст $C_{орг.}$ і за ступенем термальної зрілості відповідають зоні генерації нафти, можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти. У Каркінітсько-Північнокримському та Індоло-Кубанському прогинах відклади юри, незважаючи на II і III типи керогену і стадію катагенезу МК1–МК3, демонструють малий вміст $C_{орг.}$ і загалом не можуть вважатися перспективними.

Крейдові породи як потенційно нафтогенеруючі утворення поширені в регіоні найширше. Апт-альбські породи розглядаються як нафтоматеринські в Переддобрудзькому, Каркінітсько-Північнокримському, Індоло-Кубанському прогинах, у Західному Передкавказзі, на Мізійській плиті. У Каркінітсько-Північнокримському і Індоло-Кубанському прогинах генетичний тип керогену (II і III) і стадія катагенезу (МК1–МК3) є сприятливими для генерації рідких вуглеводнів, проте низький вміст $C_{орг.}$, що не перевищує 1,9 % (у середньому 0,8 %) не дозволяє розглядати ці відклади як перспективні для пошуків сланцевої нафти. Певні перспективи можна пов'язувати з північним крилом Індоло-Кубанського прогину і прилеглим до нього Єйсько-Березанським підняттям, де альбські відклади розглядаються як нафтогенеруючі, що постачають рідкі вуглеводні на значні площі південної частини Азовського моря, деякі локальні прогини в його північній частині, а також на північно-західний шельф Чорного моря. Однак з огляду на недостатню кількість даних щодо вмісту і розподілу $C_{орг.}$ необхідні подальші детальні геохімічні дослідження для можливого виявлення ділянок, перспективних для пошуків сланцевої нафти.

У верхньокрейдових відкладах вміст $C_{орг.}$ не перевищує кларковий, їхній генераційний потенціал незначний, отже, вони не викликають інтересу щодо пошуків сланцевої нафти.

Еоценові відклади кумської світи, збагачені сапропелевим ОВ, простежуються широкою смугою від східного обрамлення Каспійського моря вздовж усього Північного Кавказу і Криму і характеризуються підвищеним і високим нафтоматеринським потенціалом. В еоценових мергелях Криму (розріз мису Казанташ), незважаючи на високий вміст $C_{орг.}$ (від 1,57 до 8,07 %, у середньому 4,2 %) і значний нафтогенераційний потенціал порід, низький ступінь зрілості ($T_{max.} = 415\text{--}420\text{ }^{\circ}\text{C}$) свідчить про те, що генетичний потенціал цих відкладів ще не був реалізований, а отже, їх не можна розглядати як потенційний об'єкт для пошуків сланцевої нафти. Подібні характеристики для цих порід у Передкавказзі вказують, що ця закономірність є регіональною.

У західній частині Азово-Кубанського нафтогазоносного басейну, а саме в Керченсько-Таманському прогині, майкопська серія розглядається як основна нафтогазоматеринська світа кайнозойського розрізу. Нафта і бітумоїди майкопських відкладів мають багато загальних рис, що дозволяє стверджувати, що ОР майкопських порід і є джерелом для цих нафт. Однак з огляду на незначний нафтогенераційний потенціал ОР, що є головною причиною низької нафтонос-

ності майкопських відкладів регіону, перспективи пошуків сланцевої нафти в них є незначними. Локально високі значення $C_{\text{орг}}$ (до 7 %) і знаходження майкопських відкладів у зоні "нафтового вікна" дозволяє все ж припустити можливість існування збагачених автохтонними нафтовими вуглеводнями порід, наприклад у районі св. Тамань-5.

Майкопські породи Керченського півострова на глибинах до 1,5–2 км містять незрілу ОР, що підтверджується низькими значеннями температури піролізу. Очевидно, такі породи не можуть бути перспективними для пошуків сланцевої нафти. Однак, за нашими даними, породи майкопської світи з Керченського півострова з глибин 4010–4604 м (св. Поворотна-4, 5) та 3818–4259 м (св. Самарлинська-1) розташовані нижче "нафтового вікна". Отже, у районі Керченського півострова породи, що є в зоні генерації нафти, можна очікувати в інтервалі глибин між 2 і 4 км. Якщо в цьому інтервалі глибин удасться знайти суттєві об'єми порід майкопської світи зі значним вмістом $C_{\text{орг}}$ і високим нафтогенераційним потенціалом, вони можуть бути перспективними для пошуків сланцевої нафти. Дані відбивної здатності вітриніту з двох зразків із св. Фонтанівська-6, 12 показують, що породи незрілі на глибинах понад 3000 м, але це потребує додаткової перевірки.

На північно-західному шельфі Чорного моря породи майкопської світи, що залягають на глибинах близько 2000 м і глибше, можуть генерувати нафтові вуглеводні й за наявності достатньо значних об'ємів порід, збагачених розсіяною органічною речовиною, могли б розглядатися як перспективні об'єкти. У центральній частині Кримського півострова породи майкопської світи в інт. 845–892 м хоч і вміщують значну кількість $C_{\text{орг}}$, але є термально незрілими і не можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти.

На шельфі Азовського моря породи майкопської серії теж є термально незрілими і не можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти. На Таманському півострові ГЗН розташована на глибинах від 3 до 6 км [69]. Отже, породи майкопської світи, які залягають тут в цьому діапазоні глибин, за умови високого вмісту $C_{\text{орг}}$ і нафтогенераційного потенціалу могли б також бути перспективними для пошуків сланцевої нафти. У Прикерченській частині шельфу Чорного моря на глибинах понад 2800 м відклади майкопської серії при підтвердженні значних об'ємів порід, збагачених органічною речовиною, можуть розглядатися як перспективні для пошуків сланцевої нафти.

Крім того, у плані перспектив пошуків сланцевої нафти в Причорноморсько-Кримському регіоні можна зробити загальний висновок, що існуючі нафтові поклади є важливим індикатором того, що в регіоні їхнього розповсюдження залягаючи під ними чорносланцеві відклади альбу і/або майкопської серії мають достатній нафтогенераційний потенціал та оптимальний ступінь термальної зрілості, який відповідає головній зоні нафтоутворення, а отже, ці чорносланцеві товщі за умови їхнього достатнього поширення в розрізі та по літералі можуть бути перспективними для пошуків сланцевої нафти.

Таким чином, у межах південної окраїни Східноєвропейської платформи та Скіфської плити визначено такі основні рівні поширення глинистих товщ.

Східноєвропейська платформа:

- нижня частина нижнього кембрію – товщина глинистих пачок 20–60 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,04–0,65 %, ступінь катагенезу порід від МК₃ до АК₃ (R_0 – 1,1–4,5), область поширення – Переддобрудзький прогин;
- середня частина ордовіку – товщина глинистих пачок 5–10 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ до 0,5 %, ступінь катагенезу МК₃–МК₅ (R_0 – 1,1–1,9);
- нижня частина силуру – вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,27–0,40 %, товщина глинистих пачок до 20 м, у середньому – 3–6 м, ступінь катагенезу порід МК₃–МК₅ (R_0 – 1,1–1,8), область поширення – Переддобрудзький прогин;
- нижньодевонські відклади – товщина глинистих пачок 50–60 м, ступінь катагенезу МК₃–МК₅ (R_0 – 1,0–1,7), вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,5–4,0 %, область поширення – Переддобрудзький прогин;
- верхня частина візейського ярусу та нижня серпуховського – товщина глинистих пачок 25–60 м, ступінь катагенезу МК₃–МК₅ (R_0 – 0,9–1,6), вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,8–1,7 %, в окремих випадках 6,0 %, область поширення – Переддобрудзький прогин;
- середня юра – товщина глинистих пачок 30–80 м (до 150 м), вміст $C_{\text{орг.}}$ від 0,2 % до 13 %, стадія катагенезу від МК₁ (R_0 – 0,55–0,60) до МК₂–МК₃ (R_0 – 0,8–0,9), область поширення – Переддобрудзький прогин;
- нижня та верхня частини нижньої крейди – товщина глинистих пачок 3–5 м (до 10 м), вміст $C_{\text{орг.}}$ не перевищує 0,5 %, ступінь катагенезу ПК₁–МК₁ (R_0 – 0,3–0,55), область поширення – Переддобрудзький прогин;
- верхня частина олігоцену – товщина глинистих пачок 5–15 м (до 25 м), вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,3–1,5 %, ступінь катагенезу ПК₁–ПК₂ (R_0 – 0,3–0,4). Область поширення – Північноукраїнська монокліналь;
- середня частина верхнього міоцену – товщина глинистих пачок до 5 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ від 0,4 % до 3,5 %, ступінь катагенезу ПК₁ (R_0 близько 0,3).

Скіфська плита:

- середня та верхня частини нижньої пермі – товщина пачок сланців 10–15 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,4–1,5 %, ступінь катагенезу АК₄ (R_0 – 6,0), область поширення – Тарханкутський півострів;
- верхня та середня частини аптського ярусу – товщина глинистих пачок 25–45 м (до 80 м), вміст $C_{\text{орг.}}$ від 0,5 до 1,7 %, ступінь катагенезу МК₁–МК₄ (R_0 – 0,6–1,2);
- верхня та середня частини альбського ярусу – товщина глинистих пачок 30–70 м (до 100 м), вміст $C_{\text{орг.}}$ від 0,5 % до 1,9 %, ступінь катагенезу МК₁–МК₄ (R_0 – 0,6–1,2); область поширення – Каркінітсько-Північнокримський прогин;
- сеноманський ярус – товщина глинистих пачок до 5–10 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ до 0,1–0,5 %, ступінь катагенезу – МК₁–МК₂ (R_0 – 0,5–0,7), область поширення – Рівнинний Крим;
- верхня частина середнього еоцену (кумський регіоярус) – товщина глинистих пачок до 20 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,7–3,9 %, ступінь катагенезу ПК₂–МК₁ (R_0 – 0,35–0,6), область поширення – Рівнинний Крим і Керченський півострів;
- олігоцен-нижній міоцен – товщина глинистих пачок до 100 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,6–3,8 %, ступінь катагенезу ПК₁–ПК₃ (R_0 – 0,3–0,5), область поширення – Рівнинний Крим і Керченський півострів.

- нижня частина верхнього міоцену (нижньосарматський під'ярус) – товщина глинистих пачок до 30 м, вміст $C_{\text{орг.}}$ 0,8–1,9 %, ступінь катагенезу порід ПК₁–ПК₃ (R_0 – 0,3–0,5), область поширення – Керченський півострів.

Найперспективнішими стратиграфічними комплексами для пошуку сланцевого газу в межах Південного регіону України є:

- нижній девон Переддобрудзького прогину;
- верхня частина візейського та нижня частина серпуховського ярусу Переддобрудзького прогину;
- середня та верхня частини середньої юри Переддобрудзького прогину;
- верхня частина нижньої крейди (аптський та альбський яруси).

Певні перспективи також мають глинисті відклади нижнього кембрію, ордовіку і силуру Переддобрудзького прогину, однак низький вміст $C_{\text{орг.}}$ (0,2–0,9 %) та невеликі товщини глинистих пачок (2–15 м), не дозволяють віднести їх до розряду високоперспективних. Відклади нижньої крейди, верхньої частини олігоцену та середньої частини верхнього міоцену Північноукраїнської монокліналі та Переддобрудзького прогину, хоч і характеризуються дещо підвищеними значеннями $C_{\text{орг.}}$, але мають низький ступінь термальної зрілості й тому не являють собою інтересу для пошуку сланцевого газу. Середня та верхня частини відкладів нижньої пермі Рівнинного Криму розміщуються на стадії катагенезу АК₄–АК₅, на якій генерація вуглеводнів не відбувається. Відклади нижньої частини верхньої крейди (сеноманський ярус) мають певні перспективи в плані пошуку сланцевого газу, однак низький вміст $C_{\text{орг.}}$ не дозволяє віднести їх до високоперспективних. Відклади верхньої частини середнього еоцену (кумський регіоярус), олігоцену – нижнього міоцену і верхнього міоцену (нижньосарматський під'ярус) у зв'язку з низьким ступенем термальної зрілості порід (ПК₁–ПК₂), незважаючи на наявність значних за товщиною глинистих пачок з кондиційним вмістом $C_{\text{орг.}}$, є безперспективними для пошуку сланцевого газу.

Визначено перспективні території, де розвинені перспективні комплекси (рис. 124–128):

- нижньодевонський – північно-східна частина Переддобрудзького прогину площею 880 км²;
- нижньокам'яновугільний – північно-східна частина Переддобрудзького прогину площею 575 км²;
- середньоюрський – Переддобрудзький прогин площею 3343 км²;
- середньо-верхньоаптський – північно-східна та центральна частини Рівнинного Криму площею 5233 км²;
- середньо-верхньоальбський – Рівнинний Крим (за винятком західної та північної частин Тарханкутського п-ва) площею 17427 км².

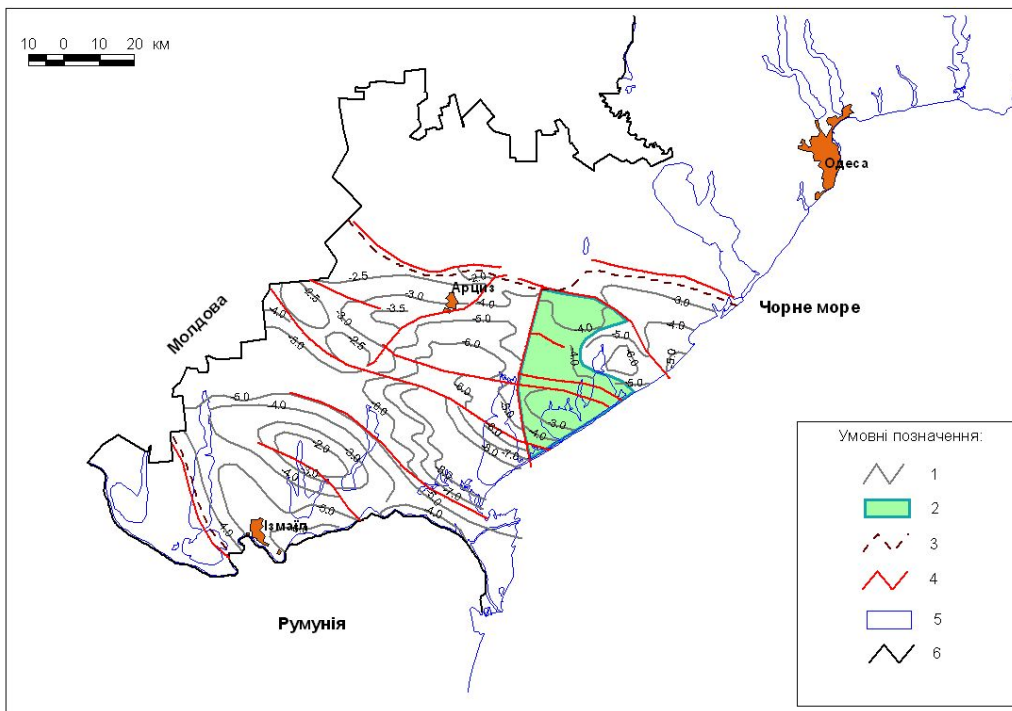


Рис. 124. Перспективна ділянка нижньодевонського комплексу
Передобрудзького прогину:

1 – ізогіпси підшови середньодевонських відкладів (за матеріалами буріння та сейсмозв'язки); 2 – територія розповсюдження перспективної нижньодевонської сланцевої товщі; 3 – територія розповсюдження девонських відкладів; 4 – головні тектонічні порушення; 5 – гідрографічна сітка; 6 – державний кордон

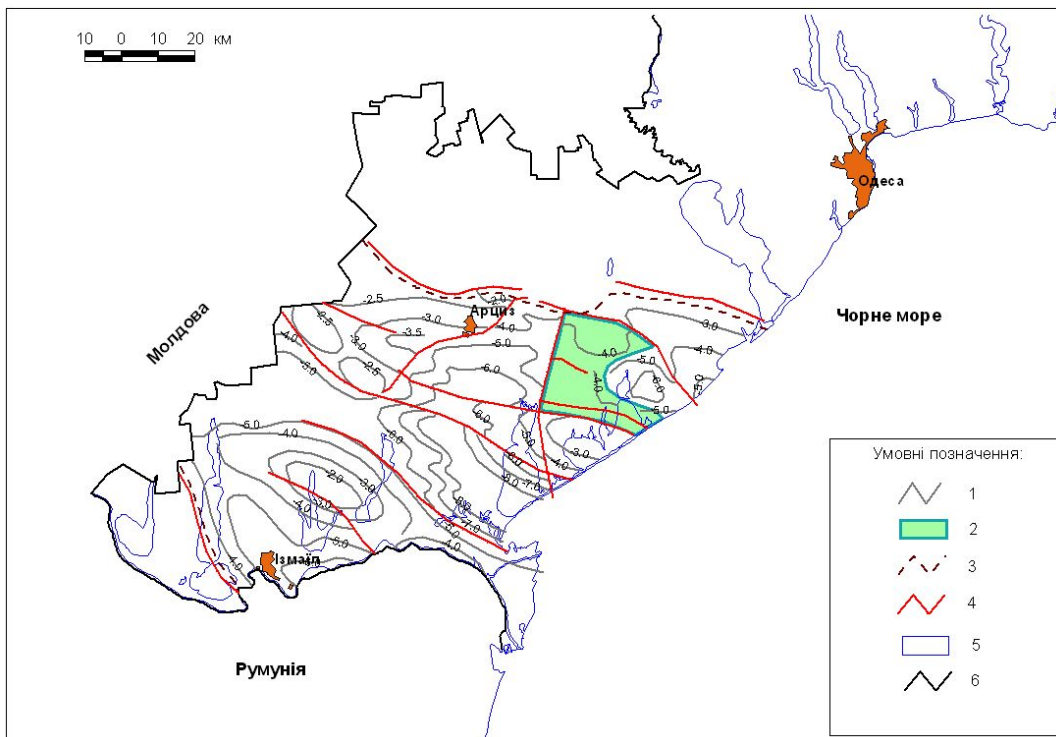


Рис. 125. Перспективна ділянка нижньокам'яновугільного комплексу
Передобрудзького прогину:

1 – ізогіпси підшови середньодевонських відкладів (за матеріалами буріння та сейсмозв'язки); 2 – територія розповсюдження перспективної верхньовізейсько-серпуховської сланцевої товщі; 4 – головні тектонічні порушення; 5 – гідрографічна сітка; 6 – державний кордон

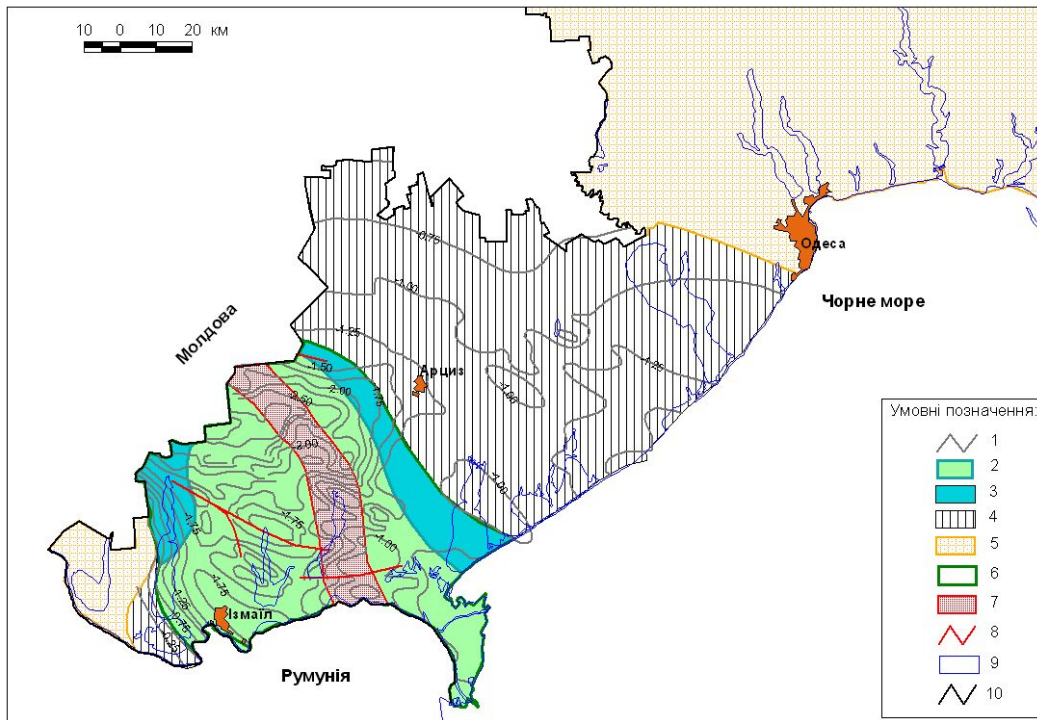


Рис. 126. Перспективні ділянки юрського комплексу Передобрудзького прогину:

- 1 – ізогіпси підшви юрських відкладів (за матеріалами буріння та сейсмозрозвідки);
- 2 – територія розповсюдження перспективної середньоюрської сланцевої товщі;
- 3 – територія розповсюдження малоперспективної середньоюрської сланцевої товщі;
- 4 – територія розповсюдження безперспективної верхньоюрської сланцевої товщі;
- 5 – зони відсутності юрських відкладів; 6 – межа розповсюдження середньоюрської сланцевої товщі; 7 – зона підвищеної дислокованості середньоюрських відкладів;
- 8 – головні тектонічні порушення; 9 – гідрографічна сітка; 10 – державний кордон

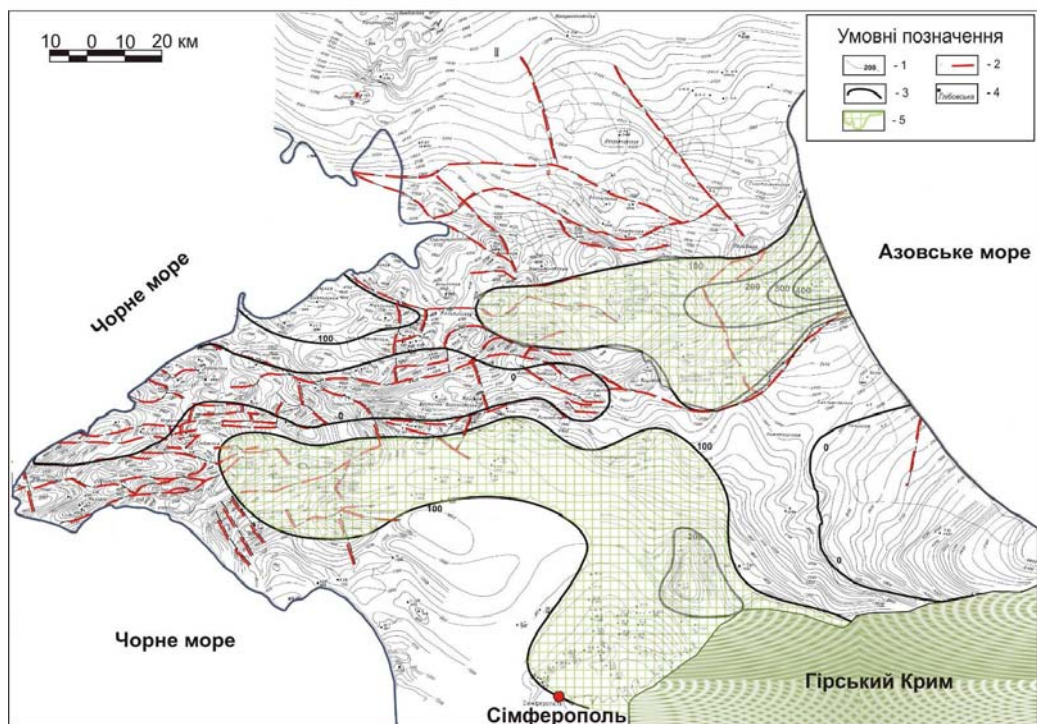


Рис. 127. Перспективні ділянки нижньокрейдового комплексу (апт) Рівнинного Криму

- 1 – ізогіпси підшви нижньокрейдових відкладів (за матеріалами буріння та сейсмозрозвідки);
- 2 – тектонічні порушення; 3 – ізогіпси потужності середньо-верхньоаптських відкладів;
- 4 – свердловини; 5 – території, перспективні на сланцевий газ

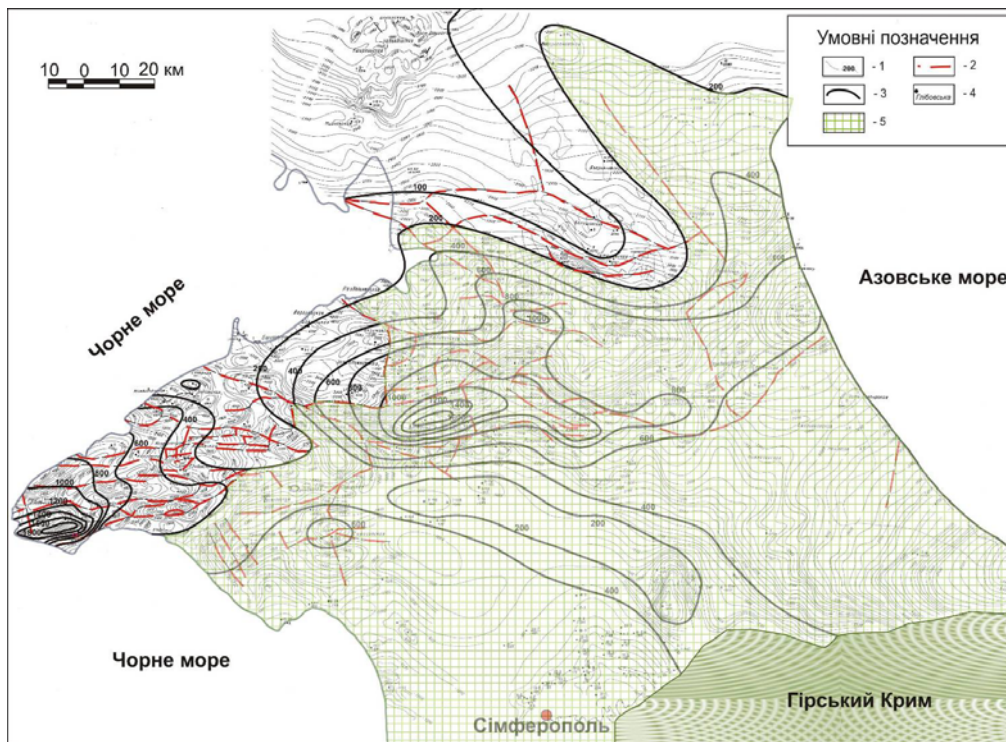


Рис. 128. Перспективні ділянки нижньокрейдового комплексу (альб) Рівнинного Криму:

- 1 – ізогіпси підоснови нижньокрейдових відкладів (за матеріалами буріння та сейсморозвідки);
- 2 – тектонічні порушення; 3 – ізогіпси потужності середньо-верхньоаптських відкладів;
- 4 – свердловини; 5 – території, перспективні на сланцевий газ

ВИСНОВКИ

На основі геологічного і літолого-стратиграфічного аналізу потенційних структур і товщ у межах Південного НГР України, з урахуванням розробленого комплексу факторів локалізації й критеріїв прогнозу покладів вуглеводнів, пов'язаних із сланцевими і флішовими товщами, визначено перспективні стратиграфічні комплекси та об'єкти із сприятливими умовами для формування сланцевого газу і сланцевої нафти.

А. Перспективні стратиграфічні комплекси:

- нижній девон Переддобрудзького прогину;
- верхня частина візейського і нижня частина серпуховського ярусу Переддобрудзького прогину;
- середня та верхня частини середньої юри Переддобрудзького прогину;
- верхня частина нижньої крейди (аптський та альбський яруси) Рівнинного Криму.

Б. Перспективні території:

- ***нижньодевонський комплекс:*** північно-східна частина Переддобрудзького прогину площею 880 км²;
- ***нижньокам'яновугільний комплекс:*** північно-східна частина Переддобрудзького прогину площею 575 км²;
- ***середньоюрський комплекс:*** Переддобрудзький прогин площею 3343 км²;
- ***середньо-верхньоаптський комплекс:*** північно-східна та центральна частини Рівнинного Криму площею 5233 км²;
- ***середньо-верхньоальбський комплекс:*** Рівнинний Крим за винятком західної та північної частин Тарханкутського півострова площею 17427 км².

В. Об'єкти з невизначеними перспективами:

- ***таврійська серія Криму:*** нафтогенераційний потенціал тріас-юрської таврійської серії Криму згідно з нашими дослідженнями є неоднозначним. З одного боку, у породах серії зосереджена значна кількість органічної речовини (2,24–5,37 %), яка має гумусово-сапропелевий склад, і $C_{орг.}$ (1,84–4,84 %). З іншого боку, серія являє собою ритмічне флішове перешарування аргілітів, алевролітів і пісковиків, вона значно дислокована і, як не дивно, у дослідженому розрізі характеризується низьким ступенем катагенетичних перетворень ($R_o = 0,43–0,49$). Водночас за даними інших дослідників, в інших розрізах ступінь перетворення порід серії є середнім і відповідає градації МК₂ (підніжжя г. Шелудива), МК₄–МК₅ (Мангуський яр) чи навіть АК (південний схил плато Патіль). Таким чином, не можна виключати можливу перспективність локальних ділянок розвитку серії для пошуків сланцевої нафти.

**Таблиця 49. Параметри продуктивних горизонтів майкопської серії площ
Південного нафтогазоносного району**

Площа	№	Інтервал, м	Зразки	Товщина, м	Склад	OP	C _{орг.}	R _o	Пористість %
Північно-західний шельф	Архангельська-21	867–881	171 АХ– 175 АХ	14	Аргіліти, алевроліти	1,90– 4,78	2,26– 3,84	0,42– 0,43	26,0– 31,7
	Голіцина-28	670–845*	–	175	Глини	–	–	–	–
	Голіцина-7	570	163 ГЛ			4,24	3,36	–	28,4
	Голіцина-1	922–1438**	165 ГЛ	516	Глини з прошарками алевролітів і пісковиків	0,69	2,20	1,64	0,3
		1650–1920*	–	270	"	–	–	–	–
	Голіцина-6	1812	162 ГЛ			2,99	4,42	–	17,2– 18,4
	Голіцина-9	400–1270*	–	870	Аргіліти і глини з прошарками алевролітів	–	–	–	–
		2100	164 ГЛ		Аргіліт	3,98	3,60	0,84	11,3
	Голіцина-12	600–940*	–	340	Аргіліти і глини з прошарками алевролітів	–	–	–	–
		1100–1290*	–	190	"	–	–	–	–
		1530–1750*	–	220	"	–	–	–	–
		2710	16-1 ГЛ			1,56	2,90	–	5,0
Центральний Крим	Джанкойська-1	845–892	166 ДЖ– 170 ДЖ	47	Аргіліти з прошарками алевролітів, мергелів, пісковиків	5,09– 10,23	4,32– 16,70	0,36– 0,57	10,4– 27,0
Керченський півострів	Фонтанівська-6	2880– 3292**	180 ФН	412	Аргіліти з прошарками алевролітів	3,90	4,02	0,59	6,6
	Фонтанівська-12	2922– 3695**	179 ФН	773	Аргіліти і глини з прошарками пісковиків	2,94	3,20	0,60	6,3
Шельф Азовського моря	Північноказантипська-2	1115–1390*	-	275	Аргіліти	–	–	–	–

Площа	№	Інтервал, м	Зразки	Товщина, м	Склад	ОР	C _{орг.}	R _o	Пористість %
Шельф Азовського моря	Північноказантипсь- ка-3	1080– 1340**	151 ПК, 152 ПК, 153 ПК	260	Глини з прошарками алевролітів; виділені нафтогазонасичені пласти (1036–1054; 1054,0–1062,8; 1062,8– 1068,4; 1068,4–1078,6), отримано промисловий приплив газу дебітом 82 тис. м ³ /добу на 8,1 мм діафрагмі (інт. 1039–1078)	6,24– 6,63	4,88– 6,26	–	24,5– 27,3
		1419–1438	155 ПК	19	Алевроліти, отримано слабкий приток вільного газу і пластової води дебітом 80–120 м ³ /добу; газ метановий (98 %) (інт. 1416–1454)	5,39	4,96	0,37	24,6
		1541–1550	156 ПК	9	Алевроліт	7,64	7,36	–	24,0
		1660– 2390**	158 ПК	730	Аргіліти з прошарками алевролітів, поглинання промивальної рідини	4,67	3,86	–	не ви- зна- чена
		2588–2597	157, 159, 160 ПК	9	Алевроліт до аргіліту	4,49– 6,52	3,52– 5,76	0,37– 0,52	16,0– 17,9
Шельф Чорного моря	Суботіна-1	1362–1372	176 СБ	10	Глини, аргіліти з прошарками піс- ковиків	6,51	5,62	0,51	10,8– 19,4
		1949–1965	178 СБ	16	Аргіліти, нафтогазонасичені по- клади (1930–1971)	5,78	3,56	0,50	17,8
		2331–2358	177 СБ	27	Аргіліти, рекомендовані до випро- бування як нафтогазонасичені по- клади в інт. 2330–2365	5,98	7,18	0,59	9,5

Примітка. * – за результатами аналізу ГДС; ** – разом за геологічними даними і результатами аналізу ГДС.

- **олігоцен-нижньоміоценова майкопська серія** розповсюджена в Південному нафтогазоносному районі, де представлена потужною товщею глин і аргілітів з прошарками алевролітів і пісковиків, збагачених органічною речовиною (від 0,69 до 10,23 %), $C_{\text{орг.}}$ (2,20–16,70 %), пористість яких змінюється в широких межах – від 0,3 до 31,7 % (табл. 49). До неї приурочені численні родовища вуглеводнів. Однак ступінь термічного перетворення порід є вкрай низькою: ступінь відбивної здатності вітриліту практично повсюдно не перевищує 0,36–0,60 (протокатагенез), лише в поодиноких випадках сягаючи 0,84 (інт. 2100 м у св. Голіцина-9), інколи – 1,64 (інт. 922–1438 у св. Голіцина-1). За даними численних дослідників, органічна речовина майкопської серії, як правило, є незрілою, має відносно незначні температури піролізу (418–423 °С), що свідчить про неглибоке занурення вмісних порід (до 1,5–2,0 км), тоді як ГЗН розміщується на глибинах 3–6 км.

Таким чином, породи майкопської серії в інтервалі глибин до 2–3 тис. м, як правило, є термально незрілими і не можуть розглядатися як перспективний об'єкт для пошуків сланцевої нафти. Єдиним винятком з числа вивчених об'єктів є інт. 922–1438 м св. Голіцина-1, але це поодинокі визначення, які потребують перевірки. Водночас на глибинах понад 2–3 тис. м (де, як вважається, розміщена головна зона нафтоутворення) ступінь термальної зрілості порід зростає і за умови збагаченості органічною речовиною вони можуть розглядатися як перспективні об'єкти для пошуків сланцевої нафти.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

Опубліковані матеріали

1. *Астахова Т. В.* Тріасові двостулкові й головоногі молюски Криму / Т. В. Астахова. – К. : Наук. думка, 1971. – 116 с.
2. *Афанасенков А. П.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона / А. П. Афанасенков, А. Н. Никишин, А. Н. Обухов. – М. : Науч. мир, 2007. – 172 с.
3. *Баженова О. К.* Органическая геохимия мезозойских отложений междуречья Бодрака и Качи / О. К. Баженова, Е. В. Соболева // Очерки геологии Крыма : Тр. Крым. геол. науч.-учебн. центра. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1997. – Вып. 1. – С. 74–87.
4. *Бондаренко В. Г.* Карбонати палеозою Західного Причорномор'я та північно-західної частини шельфу Чорного моря: перспективи нафтогазоносності / В. Г. Бондаренко, А. М. Скорик, В. І. Ухань // Мінерал. ресурси України. – 2006. – № 4. – С. 43–44.
5. *Бушнев Д. А.* Органическая геохимия оксфордских высокоуглеродистых отложений Русской плиты / Д. А. Бушнев, Е. В. Щепетова, С. В. Лыжоров // Нефтехимия. – 2002. – № 2. – С. 220–227.
6. *Васильева Л. Б.* О стратиграфическом расчленении таврической формации Горного Крыма / Л. Б. Васильева // Бюл. МОИП. Отд. геологии. – 1952. – Т. XXVII (5). – С. 53–57.
7. *Войтов Г. И.* Об изотопном составе углерода угля, углекислоты и метана в Донбассе / Г. И. Войтов // Геол. журн. – 1988. – № 1. – С. 30–42.
8. *Войтов Г. И.* О генерации органических структур нефтяного ряда в свете механохимической модели синтеза в сейсмических процессах / Г. И. Войтов, Э. И. Микадзе, И. Н. Пузич // Геохимия. – 2005. – № 6. – С. 661–672.
9. *Гаврилов Ю. О.* Глобальные биосферные события на границе палеоцена и эоцена / Ю. О. Гаврилов, Е. Л. Щербинина // Современные проблемы геологии. – М. : ГИН, 2004. – Вып. 565. – С. 493–526.
10. Геологическая карта Горного Крыма. М-б 1:200000. Объяснительная записка. – К., 1984. – 134 с.
11. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Крымская. Лист L-36-XXX / В. В. Бобылев, А. А. Балакина. – К. : Днепрогеология, 1973. – 119 с.
12. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Крымская. Лист L-37-XIX, XXV / В. И. Самулева, А. А. Балакина. – К. : Днепрогеология, 1973. – 142 с.
13. Геология Азовского моря. – К. : Наук. думка, 1974. – 122 с.
14. Геология и геохимия нефти и газа / О. К. Баженова, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов, В. Е. Хаин. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2000. – 384 с.
15. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. – М. : Недра, 1979. – 184 с.
16. Геология СССР. Т. 8. Крым. – М. : Недра, 1969. – Ч. 1. – 575 с.

17. Геологія шельфа УРСР. Стратиграфія (Шельф і побережжя Чорного моря) / Т. В. Астахова, В. С. Горак, Е. Я. Краєва і др. – К. : Наук. думка, 1984. – 184 с.
18. Геологія шельфа УРСР. Літологія. – К. : Наук. думка, 1985. – 192 с.
19. Геологія шельфа СРСР. Нефтегазоносність / А. Т. Богаєц, Бондарчук Г. К., Лєськів І. В. і др. – К. : Наук. думка, 1986. – 152 с.
20. Геологічна будова Кримського передгір'я у межах Альма-Салгірського межиріччя / В. С. Заїка-Новацький, В. І. Гук, В. М. Нероденко, І. П. Соколов. – К. : Вища шк., 1976. – 84 с.
21. Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс / Ю. Н. Синьковський, К. Г. Григорчук, В. П. Гнідець, Ю. В. Колтун. – К. : Наук. думка, 2004. – 171 с.
22. Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносною області (геолого-структурні умови, седименто-літогенез, породи-колектори, перспективи нафтогазоносності) / В. П. Гнідець, К. Г. Григорчук, С. М. Захорчук та ін. – Л.; К., 2010. – 247 с.
23. Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії / П. Ф. Гожик, І. Д. Багрій, З. Я. Войцицький та ін. – К. : Логос, 2010. – 419 с.
24. Герасимов М. Е. Результаты геофизических исследований в районе строительства Крымской АЭС / М. Е. Герасимов // Докл. АН УССР. Сер. 5. Геол., хим. и биол. науки. – 1989. – № 10. – С. 6–11.
25. Горючі корисні копалини України : підручник / В. А. Михайлов, М. В. Курило, В. Г. Омельченко та ін. – К. : КНТ, 2009. – 376 с.
26. Гнідець В. П. Літологія і седиментогенез верхньоальбських відкладів Рівнинного Криму / В. П. Гнідець, К. Г. Григорчук, О. В. Анікєєва // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1992. – № 3 (80). – С. 32–39.
27. Григорчук К. Біофасціальна циклічність верхньокрейдових відкладів Каркінітсько-Північнокримського прогину / К. Григорчук, В. Гнідець, Л. Баландюк // Геологія і полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 1. – С. 63–68.
28. Григорчук К. Літологія і седиментогенез майкопських відкладів Каркінітсько-Північнокримського прогину. Ст. 1. Літологічні комплекси і седиментаційна циклічність майкопських відкладів / К. Григорчук, В. Гнідець, Л. Баландюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 1 (146) – С. 69–78.
29. Григорчук К. Літологія і седиментогенез майкопських відкладів Каркінітсько-Північнокримського прогину. Ст. 2. Ранній майкоп. Геологічна палеоокеанографія та седиментолітогенез / К. Григорчук, В. Гнідець, Л. Баландюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 2 (147). – С. 71–83.
30. Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Сер. Кримська. Арк. L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь). Пояснювальна записка. – К.: Південнегеоцентр, 2006. – 175 с.
31. Державна геологічна карта України. М-б 1:200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка. – К. : Південнегеоцентр, 2008. – 143 с.
32. Дистанова Л. Р. Геохимия органического вещества эоценовых отложений (на примере кумской свиты Крымско-кавказского региона) / Л. Р. Дистанова : автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. – М., 2007.

33. *Дистанова Л. Р.* Условия формирования нефтематеринского потенциала эоценовых отложений бассейнов Крымско-Кавказского региона / Л. Р. Дистанова // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2007. – № 3. – С. 59–64.
34. *Доленко Г. Н.* Закономерности нефтегазонакопления в земной коре, свидетельствующие о глубинном происхождении нефти и газа / Г. Н. Доленко // Происхождение нефти и газа и формирование их промышленных залежей. – К. : Наук. думка, 1971. – С. 3–36.
35. *Доленко Г. Н.* Образование нефтегазоносных провинций и формирование нефтяных и газовых месторождений в свете современных достижений научно-технической революции в геологии / Г. Н. Доленко // Условия образования и закономерности размещения залежей нефти и газа. – К. : Наук. думка, 1983. – С. 3–12.
36. *Евдокимова М. Л.* Условия формирования и нефтегазоносность Майкопской серии Центрального и Восточного Предкавказья / М. Л. Евдокимова : автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. – М., 2004.
37. *Енгальчев С. Ю.* Литологическая характеристика таврической и эскиординской свит в бассейне р. Бодрак (Горный Крым) / С. Ю. Енгальчев, Э. И. Сергеева // Геология Крыма. Уч. Зап. геол. ф-та СПб. ун-та.– 2002. – Вып. 2. – С. 108–118.
38. *Жигунов А. С.* Мезозойские отложения Алуштинского участка Крымского континентального склона / А. С. Жигунов // Океанология. – 1986. – Т. 26, № 4. – С. 665–666.
39. *Жижченко Б. П.* Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей / Б. П. Жижченко. – М. : Недра, 1969. – 372 с.
40. *Заика-Новацкий В. С.* О возрасте вулканитов Крымского предгорья / В. С. Заика-Новацкий // Тектоника и стратиграфия. – 1981. – Вып. 21. – С. 70–76.
41. *Золотарев В.Н.* Новые данные о поздне триасовом вулканизме центральной части Горного Крыма // Докл. АН СССР. – 1968. – 178, № 4. – С. 909–911.
42. *Иванов В. Е.* О находке битумсодержащих пород в районе г. Севастополь / В. Е. Иванов, И. Э. Ломакин, В. В. Крутов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 3. – С. 85–89.
43. Каркінітсько-Сиваське палеопідняття, його генезис та роль в пізньоальпійській седиментації Півдня України Л. Г. Плахотний, Г. К. Бондарчук, М. І. Павлюк, А. М. Скорик та ін. // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2004. – № 3. – С. 55–73.
44. *Карпова Г. В.* Особенности глинистых пород таврического флиша Крыма / Г. В. Карпова // Докл. АН СССР. – 1960. – № 3 (136). – С. 709–712.
45. *Киселев А. Е.* Количественный метод в литологических исследованиях (на примере Ленно-Виллойской и Карпатской нефтегазоносных провинций) / А. Е. Киселев, Я. О. Кульчицкий // Геол. журн. – 1983. – № 6. – С. 1–10.
46. *Клюшина Г. В.* Літологічні особливості уламкових порід майкопської серії північно-західного шельфу Чорного моря / Г. В. Клюшина // Літологія, геологія морів та океанів : зб. наук. праць ІГН. – К. : ІГН, 2009. – Вип. 2 (83).
47. *Короновский Н. В.* О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бельбек (Горный Крым) / Н. В. Короновский, В. С. Милеев // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 1974. – № 1. – С. 80–87.

48. Косоруков В. А. Ассоциации глинистых минералов среднетриасовых-среднеюрских пород бассейна р. Бодрак, Горный Крым / В. А. Косоруков // Докл. АН СССР. – 1960. – № 3 (136). – С. 88–96.
49. Лебединский В. И. Вулканизм Горного Крыма / В. И. Лебединский, Н. М. Макаров. – К. : АН УССР, 1962. – 208 с.
50. Леин А. Ю. Потоки метана из холодных метановых сипов Черного и Норвежского морей: количественные оценки / А. Ю. Леин // Геохимия. – 2005. – № 4. – С. 438–453.
51. Линецкий В. Ф. Миграция нефти и формирование ее залежей / В. Ф. Линецкий. – К. : Наук. думка, 1973. – 136 с.
52. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый комплекс. – К., 1994. – 331 с.
53. Логвиненко Н. В. Литология и генезис таврической формации Крыма / Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова, Д. П. Шапошников. – Харьков : Изд-во Харьк. ун-та, 1961. – 400 с.
54. Мезозойские отложения Крымского континентального склона Черного моря (Результаты 37 рейса НИС "Академик Вернадский") / Н. В. Маслун, Ю. И. Иноземцев, Ю. Ю. Оровецкий и др. / Препринт. – К. : ИГН, 1989. – 40 с.
55. Мишунина З. А. Литогенез органического вещества и первичная миграция нефти в карбонатных формациях / З. А. Мишунина. – М. : Недра, 1978.
56. Мороз С. А. Геологическое строение Северного Черноморья / С. А. Мороз, И. Н. Сулимов, П. Ф. Гожик. – К. : Наук. думка, 1995.
57. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова / М. В. Муратов. – М. : Госгеолтехиздат, 1960. – 208 с.
58. Муратов М. В. Геология Крымского полуострова. Руководство по учебной геологической практике в Крыму / М. В. Муратов. – М. : Недра, 1973. – Т. 2. – 192 с.
59. Надежкин Д. В. Нефтематеринские свойства майкопских отложений и их роль в нефтегазоносности восточной части Черного моря / Д. В. Надежкин : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2011.
60. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів в українському секторі Чорного моря. Прикерченський шельф / П. Ф. Гожик, М. І. Євдошук, Є. А. Ставицький та ін. – К. : Логос, 2011. – 440 с.
61. Нестеров И. И. Нефть и горючие газы – возобновляемые источники энергии / И. И. Нестеров // Отечественная геология. – 2007. – № 2. – С. 73–82.
62. Нефтегазоносные провинции СССР : справочник / ред. Г. Х. Дикенштейн, С. П. Максимов, В. В. Семенович. – М. : Недра, 1983.
63. Нефтегазоносные провинции Украины / ред. В. К. Гавриш. – К. : Наук. думка, 1985.
64. Нефтегазообразование в отложениях доманикового типа / С. Г. Неручев, Е. Л. Рагозина, Г. М. Парпарова и др. – М., 1986.
65. Новосилецкий Р. М. Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины / Р. М. Новосилецкий. – М. : Недра, 1975. – 228 с.
66. О переходном (парагеосинклинальном) этапе развития Крымской части Скифской плиты / Г. Н. Доленко, И. П. Копач, М. И. Павлюк, А. И. Парыляк // Геол. журн. – 1970. – № 4. – С. 78–82.

67. Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижнеюрских отложений Горного Крыма / Д. И. Панов, С. Н. Болотов, А.М. Никишин // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сб. докл. III Междунар. конф. "Крым-2001". – Симферополь, 2001. – С. 127–134.

68. Перспективи відкриття в Україні нетрадиційних родовищ нафти, пов'язаних зі сланцевими і флішовими відкладами / В. А. Михайлов, В. В. Гладун, О. Ю. Зейкан, П. М. Чепіль // Нафтогазова промисловість. – 2012. – № 1.

69. *Петриченко Ю. А.* Геохимическая характеристика органического вещества майкопской серии Керченско-Таманского прогиба / Ю. А. Петриченко // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2000. – № 6. – С. 64–66.

70. *Петриченко Ю. А.* Нефтематеринский потенциал отложений майкопской серии Индоло-Кубанского прогиба / Ю. А. Петриченко : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 2001.

71. Петроелектричні дослідження керна свердловини Чорноморського шельфу / С. А. Вижва, М. В. Рева, А. П. Гожик та ін. // Вісн. Київ. ун-ту ім. Т. Г. Шевченка. Геологія. – 2008. – № 44 – С. 4–8.

72. Проблемы происхождения нефти / ред. В. Б. Порфирьев. – К. : Наук. думка, 1966.

73. Прогноз поисков нефти и газа на юге УССР и на прилегающих акваториях / под ред. В. В. Глушко, С. П. Максимова. – М. : Недра, 1981. – 240 с.

74. Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Т. 2. Геология Крымского полуострова / М. В. Муратов. – М. : Недра, 1973. – 192 с.

75. *Сабанаев К. А.* Оligocen-нижнемиоценовый комплекс – мощный резерв увеличения нефтедобычи в Восточном Предкавказье (на примере предгорного Дагестана) / К. А. Сабанаев, В. И. Черкашин // Вестн. Дагестан. науч. центра. – 2009. – № 35. – С. 5–10.

76. *Славин В. И.* Основные черты геологического строения зоны сопряжения поздних и ранних киммерид в бассейне р. Салгир в Крыму / В. И. Славин // Вестн. МГУ. Геология. – 1982. – № 5. – С. 58–59.

77. *Славин В. И.* Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде / В. И. Славин // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1986. – Т. 61, вып. 6. – С. 46–50.

78. *Славин В. И.* Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса / В. И. Славин, В. Е. Хаин // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 1980. – № 2. – С. 3–14.

79. *Соловьев И. В.* Пространственно-временная модель мезозойских вулканогенных образований горного Крыма / И. В. Соловьев : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – К. : Изд-во Киев. ун-та, 1987. – 239 с.

80. Стратегія освоєння ресурсів Західного і Південного нафтогазоносних регіонів України / В. О. Федішин, В. М. Гаврилко, Ю. І. Малетич, О. П. Рєзвая // Мінерал. ресурси України. – 2006. – № 3. – С. 42–46.

81. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / П. Ф. Гожик, П. В. Маслун, Л. Ф. Плотнікова та ін. – К. : Логос, 2006. – 171 с.

82. Строеение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. – М. : Наука, 1989. – 208 с.
83. Сулимов И. Н. Геология Украинского Черноморья / И. Н. Сулимов. – К. : Вища шк., 1984.
84. Суярко В. Г. Структурно-геохімічні критерії прогнозування скупчень вуглеводнів (на прикладі Західно-Донецького грабена) / В. Г. Суярко, В. М. Загнітко, Г. В. Лисиченко. – К. : Салютіс, 2010. – 83 с.
85. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины / Д. А. Туголесов, А. С. Горшков, Л. Б. Мейснер и др. – М. : Недра, 1985. – 215 с.
86. Тектонічна карта півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки / М. Є. Герасимов, Г. К. Бондарчук, А. М. Скорик та ін. // Геодинамика. Сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона : сб. докл. VI Междунар. конф. "Крым-2005". – Гурзуф, 12–16 сент. 2005 г. – С. 11–40.
87. Условия осадконакопления в восточном океане Паратетис в олигоцене–раннем миоцене / О. К. Баженова, Н. П. Фадеева, М. Л. Сент-Жермес, Е. Е. Тихомирова // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2003. – № 6. – С. 12–19.
88. Формации аккреционной призмы Горного Крыма / В. С. Милеев, Л. Е. Вишневский, А. М. Никишин, С. Б. Розанов // Известия вузов. Геология и разведка. – 1992. – № 4. – С. 25–31.
89. Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение / А. А. Ханин. – М. : Недра, 1969. – 365 с.
90. Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность / Э. Хэллем. – М. : Мир, 1983. – 238 с.
91. Цихоцька Н. Н. Літолого-фаціальна характеристика порід майкопської серії північно-західного шельфу Чорного моря / Н. Н. Цихоцька, І. І. Пустовойт, М. Д. Крочак // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1986. – № 12. – С. 21–24.
92. Чекалюк Э. Б. Нефть верхней мантии Земли / Э. Б. Чекалюк. – К. : Наук. думка, 1967.
93. Чекалюк Б. Е. Водонефтяные растворы / Б. Е. Чекалюк, Ю. И. Филяс. – К. : Наук. думка, 1977.
94. Шалимов А. И. Некоторые новые данные по стратиграфии, литологии и происхождению флишевой формации таврической серии (Горный Крым) / А. И. Шалимов // Записки ЛГИ. – 1962. – Т. 42.
95. Шарафутдинов В. Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений Северо-Восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью / В. Ф. Шарафутдинов : дис. д-ра геол.-минерал. наук. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2003. – 366 с.
96. Юдин В. В. Потенциально нефтегазоносные структуры Предгорного Крыма / В. В. Юдин // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона : сб. докл. IV Междунар. конф. "Крым 2002". – Симферополь, 2003. – С. 271–279.
97. Diagenetic and catagenetic products of isorenieratene: molecular indicators for photic zone anoxia / M. P. Koopmans, V. K. P. Koster et al. // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1996. – V. 60. – P. 4467–4496.
98. Hag B.U. Chronology of fluctuating sea level since the Triassic / B. U. Hag, J. Hardenbol, P. R. Vail // Science. – 1987. – V. 235. – P. 1156–1167.

99. Noble gas isotopes suggest deep mantle plume source of late Cenozoic mafic alkaline volcanism in Europe / A. I. Buikin, M. Trieloff, J. Hopp et al. // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – № 230. – P. 143–162.

100. Petroleum geology of the Black Sea / A. G. Robinson, J. H. Rudat, C. J. Banks, R. L. F. Wiles // *Marine and Petroleum Geology*. – 1996. – Vol. 13, No. 2. – P. 195–223.

101. *Saint-Germes M. L.* Etude sedimentologique et geochemique de la matiere organique du bassin maykopen (Oligocene-Mioceneinferiur) de la Crimée a l'Azeibaigjan / M. L. Saint-Germes. – UPVC Paris, 1998.

102. *Schlanger S. O.* Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences / S. O. Schlanger, H. C. Jenkyns // *Geologie en Mijnbouw*. – 1976. – 55, № 3–4. – P. 179–184.

Електронні посилання

103. *Герасимов М. Е.* Тектоника мезозойских отложений и диапировые структуры Керченского полуострова / [Electronic source]. – Access mode: <http://geolib.narod.ru/Journals/OilGasGeo/1992/09/Stat/04/stat04.html>

104. Енгальчев С. Ю. Скопления костного детрита рыб в глинах майкопской серии в Калмыкии как индикатор сингенетических подводных газовой флюидных разгрузок [Electronic source]. – Access mode: http://geo.komisc.ru/public/collect/2011/MIL/pdf/MIL_294-295.pdf

105. Полетаев А. В. Изотопный состав углеводородных газов Южно-Каспийской впадины [Electronic source]. – Access mode: http://seismology.az/journal/adminka/filemanager/files/custom_files/articles/2008/2007/2010/2010-17.pdf

106. Эфендиева М. А. Микрофаунистические зоны олигоцен–нижнего миоцена Западного Азербайджана [Electronic source]. – Access mode: <http://sun.tsu.ru/mminfo/000063105/335/image/335-177.pdf>

Фондові матеріали

107. Анализ и обобщение результатов геологоразведочных работ на мезозой-палеозойские отложения Преддобруджинского прогиба и выдача рекомендаций по направлению дальнейших работ / отв. исп. Б. М. Полухтович – Львов : Фонды ДП "Крымгеология", 1992.

108. Анализ новых геолого-геофизических материалов и результатов геологоразведочных работ по площадям Придобруджского, Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов и разработка рекомендаций по направлению геолого-разведочных работ на нефть и газ / отв. исп. А. А. Башкирцева. – Симферополь : Фонды ДП "Крымгеология", 1984.

109. Вивчення геологічної будови земної кори на підставі матеріалів стаціонарних спостережень по регіональному профілю Одеса–Рені / відп. викон. Й. Хазін. – Одеса : Фонди ДП "Укргеофізика", 2006.

110. Геологические результаты бурения параметрической скважины Лиманская-1 (Преддобруджинский прогиб) / отв. исп. А. Т. Богаец – Львов : УкрНИГРИ, фонды ДП "Крымгеология". – 1976.

111. Дело № 148. Скважина № 28. Пл. Голицына. – Симферополь, 1989. – 127 с.

112. Изучить особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности домеловых образований Крыма / О. Д. Самарський и др. : звіт. – Львів : Фонди УкрДГРІ, 1990.

113. Исследование пространственных и временных закономерностей размещения горючих и рудных полезных ископаемых на шельфах Черного, Азовского и Каспийского морей. Оценка ресурсов перспективных месторождений : отчет о научно-исследовательской работе № МО-6.11(00) / рук. НИР Л. Б. Мейснер. – Геленджик, 2002.

114. Локалізація нафтогазоперспективних площ шельфу Чорного моря на основі вивчення впливу геотектонічних і седименто-катагенетичних факторів / наук. кер. М. І. Павлюк, Ю. М. Сеньковський : звіт. – Л. : фонди ІТГГК НАН України, 2007. – 200 с.

115. Павленко В. В. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50 000 западной части Керченского полуострова на листах L-36-96-Г; -108-Б, Г / В. В. Павленко, Г. И. Милевский, С. Я. Рамский. – Симферополь : Крымгеология, 1978. – 384 с. (№ 40727).

116. Перспективи промислової нафтоносності сланцевих (флішових) формацій України / В. А. Михайлов, І. М. Куровець, В. М. Загнітко та ін. : звіт про науково-дослідну роботу. – К. : Нафтогаз України, 2012. – 433 с.

117. Петрографическое изучение пород и стратиграфическое расчленение вскрываемых разрезов на площадях Северного и Западного Причерноморья и Крыма // Отв. исп. М. Я Апостолова. – Симферополь : Фонды ДП "Крымгеология", 1982.

118. Пошуково-деталізаційні та сейсмозвідувальні роботи на Правдинській, Карлавській, Успішненській, Глібовській, Задорненській площах в зоні зчленування Гірського Криму із Скіфською плитою / С. В. Кольцов та ін. : звіт. – Симферополь : Геолфонд КП "Південекогеоцентр", 2000.

119. Рыбаков В. Н. Отчет о геологическом, гидрогеологическом и инженерно-геологическом доизучении масштаба 1:50 000 с общими поисками в восточной части Горного Крыма (листы L-36-118-Б, В, Г и L-36-119-А, Б, В) / В. Н. Рыбаков. – Симферополь : Геолфонд КП "Південекогеоцентр", 1988.

120. Скважина № 3. Площадь Северо-Казантипская. – Черноморск, 1999.

121. Стовба С.М. Обґрунтування перспектив нафтогазоносності осадового чохла шельфу та глибоководної частини українського сектора Чорного моря : звіт про науково-дослідну роботу. – К. : ДП "Науканафтогаз", 2006.

122. Стратиграфия майкопских отложений южной Украины и их возрастные аналоги в Паратетисе : Отчет о научно-исследовательской работе / М. Ф. Носовский, В. Н. Иванов и др. – Днепропетровск : ДНУ, 2002. – 132 с.

123. Чайковський Б. П. Отчет по изучению опорных разрезов триас-юрских (таврическая серия) отложений Горного Крыма / Б. П. Чайковський. – Симферополь : Геолфонд КП "Південекоцентр", 1994.

Наукове видання

НЕТРАДИЦІЙНІ ДЖЕРЕЛА ВУГЛЕВОДНІВ УКРАЇНИ

Монографія

У восьми книгах

Книга III

ПІВДЕННИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РЕГІОН

Наукові редактори:

д-р геол.-мінерал. наук, акад. НАН України О. Ю. Лукін,
канд. геол. наук Д. С. Гурський

Редактор Л. Воронцова

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"



Формат 60x84^{1/8}. Ум. друк. арк. 22,2. Наклад 300. Зам. № 214-6979.
Гарнітура Times. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № Гл13.
Підписано до друку 09.04.14

Видавець і виготовлювач

Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; тел./факс (38044) 239 3128
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02

ВІДОМОСТІ ПРО АВТОРІВ

Вижива Сергій Андрійович – проректор з наукової роботи, завідувач кафедри геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка, доктор геологічних наук, професор.

Гнідець Володимир Петрович – старший науковий співробітник відділу седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, кандидат геолого-мінералогічних наук.

Григорчук Костянтин Григорович – провідний науковий співробітник відділу седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, доктор геологічних наук.

Загнітко Василь Миколайович – професор кафедри геології родовищ корисних копалин Київського національного університету імені Тараса Шевченка, доктор геолого-мінералогічних наук, професор.

Карпенко Олексій Миколайович – завідувач кафедри геології нафти і газу Київського національного університету імені Тараса Шевченка, доктор геологічних наук, професор.

Куровець Ігор Михайлович – завідувач відділу проблем нафтової геофізики Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник.

Куровець Сергій Сергійович – докторант кафедри геології та розвідки нафтових і газових родовищ Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, кандидат геологічних наук, доцент.

Михайлов Володимир Альбертович – декан геологічного факультету, завідувач кафедри геології родовищ корисних копалин Київського національного університету імені Тараса Шевченка, доктор геологічних наук, професор.

Сеньковський Юрій Миколайович – член-кореспондент НАН України, завідувач відділом седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук, професор.